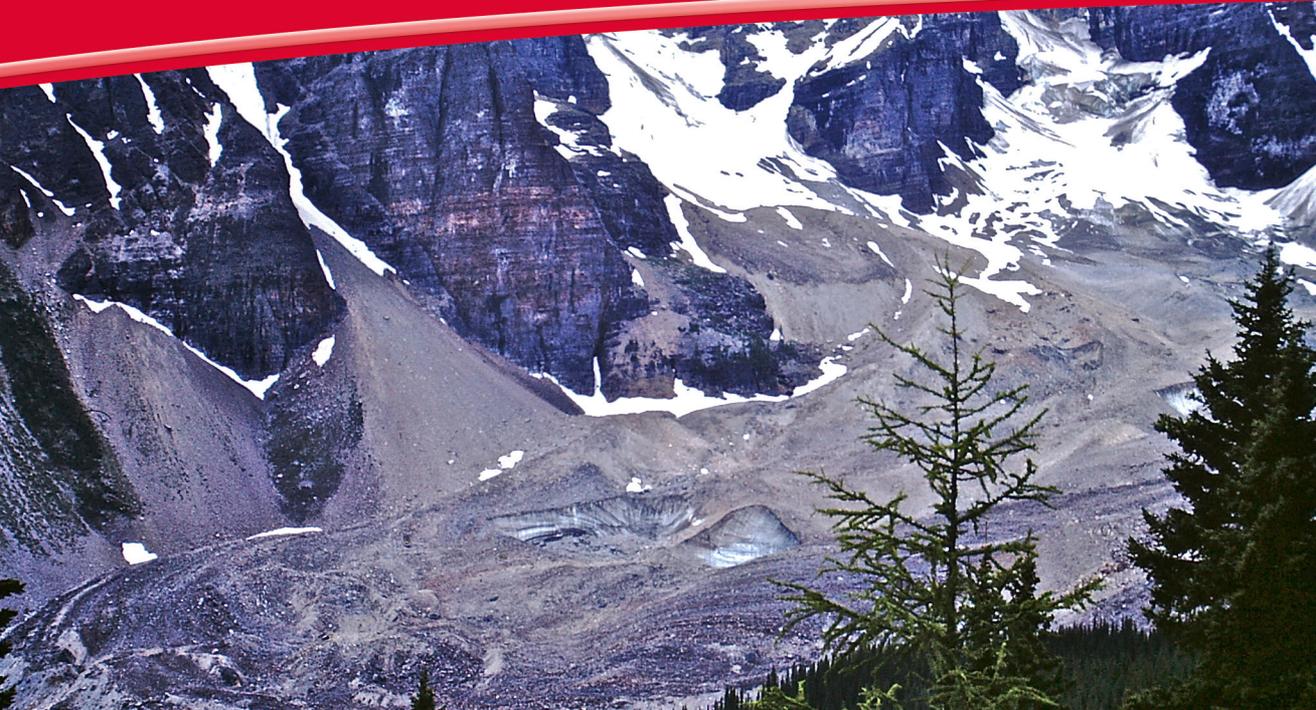


utb.

Frank Ahnert

# Einführung in die Geomorphologie

5. Auflage



### **Eine Arbeitsgemeinschaft der Verlage**

Böhlau Verlag · Wien · Köln · Weimar

Verlag Barbara Budrich · Opladen · Toronto

facultas · Wien

Wilhelm Fink · Paderborn

A. Francke Verlag · Tübingen

Haupt Verlag · Bern

Verlag Julius Klinkhardt · Bad Heilbrunn

Mohr Siebeck · Tübingen

Nomos Verlagsgesellschaft · Baden-Baden

Ernst Reinhardt Verlag · München · Basel

Ferdinand Schöningh · Paderborn

Eugen Ulmer Verlag · Stuttgart

UVK Verlagsgesellschaft · Konstanz, mit UVK/Lucius · München

Vandenhoeck & Ruprecht · Göttingen · Bristol

Waxmann · Münster · New York



Frank Ahnert

# Einführung in die Geomorphologie

5., vollständig überarbeitete und erweiterte Auflage

Mit einem Beitrag von Lothar Schrott

302 Abbildungen

25 Tabellen

Verlag Eugen Ulmer Stuttgart

**Prof. Dr. Frank Ahnert** (geb. 1927) promovierte 1953 zum Dr. phil. mit den Fächern Geographie, Geologie und Physik an der Universität Heidelberg. 1954 bis 1974: Forschungs- und Lehrtätigkeit an der University of Maryland, USA (Professor of Geography 1966–74) und Gastprofessor an anderen amerikanischen Universitäten. Seit 1974 ordentlicher Professor für Physische Geographie an der RWTH Aachen, emeritiert seit 1993. Forschung und Lehre vorwiegend im Bereich der Geomorphologie, sowohl mit empirischen Feldforschungen in Deutschland, Nordamerika, Nordgrönland und Ostafrika als auch mit der Entwicklung theoretischer Konzepte und Modelle.

### **Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek**

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

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

© 1996 / 2015 Eugen Ulmer KG  
Wollgrasweg 41, 70599 Stuttgart (Hohenheim)  
E-Mail: [info@ulmer.de](mailto:info@ulmer.de)  
Internet: [www.ulmer.de](http://www.ulmer.de)  
Lektorat: Sabine Mann, Sabine Bartsch  
Herstellung: Jürgen Sprenzel  
Umschlagbild: Frank Ahnert  
Umschlaggestaltung: Atelier Reichert, Stuttgart  
Satz: Claudia Wild, Konstanz  
Druck und Bindung: Neografia, Martin, Slowakei  
Printed in Slovakia

UTB Band-Nr. 8103  
ISBN 3-8252-8627-9  
ISBN 978-3-8383-8627-4 (E-Book)

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort zur 5. Auflage . . . . . 12

## 1 Geomorphologie

1.1	Die Beziehung zwischen Größe und Existenzdauer von Landformen . . . . .	13	1.2.2	Forschungsstufen der allgemeinen und regionalen Geomorphologie . . .	15
1.2	Methodische Komponenten . . . . .	15	1.3	Physikalische Zeit und historische Zeit . . . . .	17
1.2.1	Allgemeine und regionale Geomorphologie . . . . .	15	1.4	Das Geomorphodynamische System . . . . .	20

## 2 Systemtheoretische Grundlagen

2.1	Das System . . . . .	23	2.3.3	Prozessresponsssysteme . . . . .	24
2.2	Systemkomponenten . . . . .	23	2.4	Dynamisches Gleichgewicht und stationärer Zustand in geomorphologischen Prozessresponsystemen . . . . .	25
2.3	Systemtypen . . . . .	24			
2.3.1	Statische Systeme . . . . .	24			
2.3.2	Prozesssysteme . . . . .	24			

## 3 Endogene Prozessresponsysteme

3.1	Hypsographische Kurve und Isostasie . . . . .	28	3.3.4	Alte Faltengebirge . . . . .	36
3.2	Plattentektonik . . . . .	31	3.3.5	Junge Faltengebirge . . . . .	37
3.3	Die morphostrukturellen Großeinheiten der Kontinente . . . . .	35	3.3.6	Bruchschollengebirge . . . . .	38
3.3.1	Schilde . . . . .	35	3.3.7	Sedimentäre Ebenen . . . . .	38
3.3.2	Sedimentäre Plateaus, Tafel- und Schichtstufenländer . . . . .	35	3.3.8	Große Grabenzonen . . . . .	38
3.3.3	Vulkanische Plateaus . . . . .	36	3.3.9	Große junge Vulkane und Vulkangebiete . . . . .	39
			3.3.10	Morphostrukturtypen als Großformgenerationen . . . . .	39

## 4 Exogene Faktoren und Systeme

4.1	Eustatische Veränderungen des Meeresniveaus . . . . .	41	4.2.2	Größenfrequenz des Temperaturregimes . . . . .	44
4.2	Morphoklima . . . . .	42	4.2.3	Größenfrequenz des Windregimes . . . . .	45
4.2.1	Größenfrequenzanalyse des Niederschlagsregimes . . . . .	42	4.3	Exogene Prozessresponsysteme . . .	45

## 5 Gesteinsarten und ihre Eigenschaften

5.1	Element, Mineral und Gestein . . . . .	47	5.3.2	Klastische Sedimentgesteine . . . . .	50
5.2	Magmatische Gesteine (Plutonite und Vulkanite) . . . . .	47	5.3.3	Kalkstein, Mergel und Dolomit . . . . .	53
5.2.1	Typen . . . . .	47	5.3.4	Andere Sedimentgesteine . . . . .	55
5.2.2	Chemische und mineralogische Zusammensetzung . . . . .	49	5.4	Metamorphe Gesteine . . . . .	55
5.3	Sedimentgesteine . . . . .	50	5.4.1	Geschieferte Metamorphite . . . . .	55
5.3.1	Sedimente . . . . .	50	5.4.2	Ungeschieferte Metamorphite . . . . .	56
			5.4.3	Wirkungen der Kontaktmetamor- phose . . . . .	57

## 6 Das System der Verwitterung

6.1	Die Funktionen der Verwitterung . . . . .	59	6.4.1	Morphoklimatische Faktoren und Effekte in der chemischen Verwitterung . . . . .	70
6.1.1	Verwitterung als Einwirkung atmosphärischer Prozesse . . . . .	59	6.5	Chemische Verwitterungsreaktionen . . . . .	73
6.1.2	Verwitterung als Anpassung der Gesteine an die Umweltbedin- gungen der Erdoberfläche . . . . .	59	6.5.1	Lösung und Löslichkeit . . . . .	73
6.1.3	Verwitterung als Aufbereitung des Gesteins für die Abtragung . . . . .	60	6.5.2	Hydratation (Hydratisierung) . . . . .	73
6.2	Verwitterung als Prozessrespon- system . . . . .	60	6.5.3	Oxidation und Reduktion . . . . .	74
6.2.1	Morphoklimatische Faktoren und ihre Effekte in der mechani- schen Verwitterung . . . . .	60	6.5.4	Carbonatisierung . . . . .	74
6.3	Mechanische Verwitterung und ihre Produkte . . . . .	63	6.5.5	Hydrolyse und Silikatverwitterung .. . . .	74
6.3.1	Körniger Zerfall . . . . .	63	6.5.6	Chelatisierung . . . . .	76
6.3.2	Blockzerfall . . . . .	66	6.5.7	Fungale Verwitterung . . . . .	76
6.3.3	Die relative Intensität von körnigem Zerfall und Blockzerfall . . . . .	66	6.6	Raten und Grad der chemischen Verwitterung . . . . .	76
6.3.4	Schiefriger Zerfall . . . . .	67	6.7	Böden als Produkte der Verwitte- rung . . . . .	78
6.3.5	Feinabschuppung (thermische Abschuppung) . . . . .	68	6.7.1	Saprolith, Regolith und Boden- horizonte . . . . .	78
6.3.6	Grobabschuppung (Exfoliation durch Druckentlastung) . . . . .	69	6.7.2	Körnungsklassen und Bodenarten . . . . .	79
6.4	Chemische Verwitterung . . . . .	70	6.7.3	Bodentypen . . . . .	80
			6.7.4	Bodencatenen . . . . .	82
			6.7.5	Krusten und Verwitterungsrinden . . . . .	83
			6.7.6	Steinlagen . . . . .	85
			6.8	Der relative Anteil der mechani- schen und der chemischen Verwitte- rung in verschiedenen Morphokli- maten . . . . .	86

## 7 Denudation I: Prozessresponsysteme der Massenbewegungen

7.1	Denudation und Erosion . . . . .	89	7.2.3	Veränderlichkeit von Kohäsion und Grenzscherspannung – Fliessand und Setzungsfließen . . . . .	91
7.2	Physikalische Grundlagen denuda- tiver Massenbewegungen . . . . .	89	7.2.4	Viskoses Fließen . . . . .	93
7.2.1	Hangneigung und Schwerkraft- wirkung . . . . .	89	7.2.5	Die kritische Höhe von Böschungen . . . . .	94
7.2.2	Plastisches Fließen und das Coulombsche Gesetz . . . . .	90	7.3	Sturzdenudation und Rutschun- gen . . . . .	94

7.3.1	Blockabstürze, Steinschlag und Schuttlawinen . . . . .	95	7.4.5	Wirkung von Kammeis . . . . .	107
7.3.2	Felsstürze . . . . .	95	7.4.6	Splash-Kriechen und Splash . . . . .	107
7.3.3	Bergsturz und Berggrutsch . . . . .	96	7.4.7	Nachweise von Kriechvorgängen im Gelände . . . . .	107
7.3.4	Slump (Rotations-Blockrutschung) ..	99	7.4.8	Kriechbewegungen des Schutts auf dem Mond und dem Mars . . . . .	108
7.3.5	Seichte Bodenrutschungen, Schuttrutschungen und Schutttrans- port durch Schneelawinen . . . . .	100	7.5	Periglaziale Denudationsprozesse . .	108
7.3.6	Muren . . . . .	102	7.5.1	Periglazialgebiete . . . . .	108
7.3.7	Erdfließen . . . . .	103	7.5.2	Gelifluktion (periglaziale Solifluktion) . . . . .	110
7.4	Kriechdenudation . . . . .	105	7.5.3	Nivationsnischen und Kryoplana- tionsterrassen . . . . .	113
7.4.1	Kriechen . . . . .	105	7.5.4	Steinnetze und Streifen . . . . .	113
7.4.2	Kontinuierliches Kriechen . . . . .	105	7.5.5	Eiskeilnetze . . . . .	115
7.4.3	Kriechen durch Frostwechsel im Boden . . . . .	105	7.5.6	Pingos, Palsas und Thufurs . . . . .	117
7.4.4	Kriechen durch Quellung und Schrumpfung . . . . .	106	7.5.7	Blockgletscher . . . . .	118
			7.5.8	Blockströme . . . . .	119

## 8 Denudation II: Prozessresponsssysteme der Spüldenudation

8.1	Hydrologische Voraussetzungen . . . .	121	8.4	Flächenspülung, Rillen und Runsen . . . . .	124
8.2	Fließgeschwindigkeit und Abfluss- rate . . . . .	122	8.5	Interflow und Piping . . . . .	125
8.3	Schleppkraft, Sedimenttransport und Abtragung . . . . .	123	8.6	Badlands und Erdpfeiler . . . . .	125
			8.7	Anthropogene Bodenerosion . . . . .	128

## 9 Denudation III: Äolische Prozessresponsssysteme

9.1	Grundlagen . . . . .	132	9.3.1	Windrippeln, Decksande und Löss . .	135
9.2	Deflation und Windschliff . . . . .	133	9.3.2	Dünen . . . . .	137
9.3	Äolische Transport- und Akkumula- tionsformen . . . . .	134			

## 10 Die denudative Hangentwicklung

10.1	Hänge . . . . .	142	10.4.1	Hangprofilform beim Vorherrschen langsamer Massenbewegungen . . . .	148
10.2	Die Massenbilanz der Hangentwick- lung . . . . .	142	10.4.2	Profilform von Spüldenudationshän- gen . . . . .	149
10.3	Hangform und verwitterungsbe- schränkte und transportbeschränkte Denudation . . . . .	145	10.4.3	Profilform von Hängen mit Kombi- nationen von Massenbewegung und Spüldenudation . . . . .	152
10.4	Vorgangsspezifische Hangformen . .	147			

---

## 11 Hydrologische und hydraulische Grundlagen des fluvialen Systems

11.1	Das fluviale System . . . . .	153	11.5.1	Die Abflussganglinie und ihre Komponenten . . . . .	160
11.2	Globale Wasserbilanz und Wasser- haushalt . . . . .	153	11.5.2	Abflussregime und fluviales Morphoklima . . . . .	161
11.3	Komponenten des lokalen Wasser- haushalts . . . . .	154	11.6	Fluviale Hydraulik . . . . .	164
11.4	Grundwasser und Quellen . . . . .	155	11.6.1	Laminare und turbulente Wasser- bewegung . . . . .	165
11.4.1	Grundwasserbewegung . . . . .	155	11.6.2	Arten des turbulenten Fließens . . . .	165
11.4.2	Quellen . . . . .	156	11.6.3	Hydraulische Geometrie des Fluss- betts . . . . .	166
11.5	Abflussgang, Abflussregime und fluviales Morphoklima . . . . .	160			

---

## 12 Flusserosion und Flusstransport

12.1	Flussfracht . . . . .	169	12.3	Abfluss und Transportrate . . . . .	176
12.2	Erosion und Transport . . . . .	170	12.3.1	Transportrate der Lösungsfracht . . .	176
12.2.1	Flussmechanische Grundlagen . . . .	170	12.3.2	Transportrate der Schwebfracht . . . .	176
12.2.2	Erosion verschiedener Korngrößen ..	173	12.3.3	Transportrate der Geröllfracht . . . .	177
12.2.3	Seitenerosion . . . . .	175			

---

## 13 Lokale Formgestaltung des Flussbetts

13.1	Das Verhältnis von Breite zu Tiefe . .	179	13.5	Riffles und Pools . . . . .	182
13.2	Felsbett und Lockermaterialbett, Resistenzstrecke und Auslastungs- strecke . . . . .	180	13.6	Talböden, Flussdämme und Auelehme . . . . .	184
13.3	Schotterbänke im Flussbett . . . . .	180	13.7	Die Tendenz zum lokalen Gleich- gewicht im Flussbett . . . . .	187
13.4	Rippeln, Dünen und Antidünen auf sandiger Flussbettsohle . . . . .	181			

---

## 14 Grundrissformen des Flussbetts

14.1	Talform und Flussbettgrundriss . . . .	189	14.3.1	Freie Mäander . . . . .	193
14.2	Flussverzweigungen . . . . .	189	14.3.2	Talmäander . . . . .	197
14.2.1	Erosionsverzweigungen im Felsbett .	189	14.4	Asymmetrie an Flussmündungen: Mündungswinkel und Mündungs- verschleppung . . . . .	199
14.2.2	Breitenverzweigung . . . . .	190			
14.2.3	Dammflussverzweigung . . . . .	192			
14.3	Flussmäander . . . . .	193			

---

## 15 Das Flusslängsprofil und seine Formung

15.1	Das Flusslängsprofil . . . . .	201	15.2.2	Veränderungen der Erosionsbasis und rückschreitende Erosion, Denudation und Sedimentation . . . .	203
15.2	Erosionsbasis und Profil- entwicklung . . . . .	202			
15.2.1	Erosionsbasis . . . . .	202			

15.3	Gleichgewichtstendenz der Profilentwicklung . . . . .	204	15.5	Wasserfälle . . . . .	207
15.4	Ursachen von Knickpunkten im Längsprofil . . . . .	206	15.5.1	Niagaratyp . . . . .	207
			15.5.2	Kaskadentyp . . . . .	208
			15.5.3	Hängetalyp . . . . .	209

**16 Flussterrassen**

16.1	Arten von Terrassen . . . . .	211	16.5	Ursachen der Terrassenbildung . . . .	214
16.2	Felssohlenterrassen . . . . .	212	16.6	Diagnostische Bedeutung der Terrassen . . . . .	217
16.3	Aufschüttungsterrassen . . . . .	212			

**17 Systeme der Ablagerung**

17.1	Schwemmfächer . . . . .	219	17.2.2	Entwicklung des Deltagrundrisses . .	224
17.1.1	Form und Entstehung . . . . .	220	17.2.3	Spitzdelta . . . . .	225
17.1.2	Größe, Gefälle und Wachstum . . . .	221	17.2.4	Flügeldelta . . . . .	226
17.1.3	Zerschneidung und Terrassierung . .	222	17.2.5	Fingerdelta . . . . .	226
17.1.4	Die geomorphologische Funktion von Schwemmfächern, Murkegeln und Schuttkegeln . . . . .	223	17.2.6	Bogendelta . . . . .	226
17.2	Deltas . . . . .	223	17.2.7	Ästuardelta . . . . .	227
17.2.1	Deltaschichtung . . . . .	223	17.2.8	Alter und Verbreitung der Deltas . .	227
			17.3	Ablagerung in langzeitlichen Senkungsgebieten . . . . .	229

**18 Fluss- und Talnetze**

18.1	Die Änderung und Integration von Flusssystemen . . . . .	231	18.2	Durchbruchstäler . . . . .	233
18.1.1	Anzapfung durch seitliche Verschiebung der Wasserscheide . . . . .	231	18.3	Fluss- und Talordnungssysteme . . . .	236
18.1.2	Anzapfung durch rückschreitende Erosion des Talanfangs . . . . .	232	18.4	Grundrissmuster von Fluss- und Talnetzen . . . . .	239

**19 Zusammenwirken von Flussarbeit und Hangentwicklung im fluvialen System**

19.1	Das fluviale Prozessresponsssystem . .	242	19.5	Vergleich der Hangentwicklung im Tal der Kall (Nordeifel) mit dem theoretischen Modell . . . . .	251
19.1.1	Eksystemische Energiezufuhren . . . .	242	19.6	Allgemeine Funktionalbeziehungen zwischen Relief und Denudation . . .	255
19.1.2	Formkomponenten . . . . .	243	19.7	Denudationsraten an Hängen und Gipfelabtragung von Gebirgen . . . . .	257
19.1.3	Materialkomponenten . . . . .	244	19.8	Modelle der Reliefentwicklung mit konstanten und mit variablen Hebungsraten . . . . .	258
19.1.4	Prozesskomponenten . . . . .	244	19.9	Die maximal möglichen Gipfelhöhen der Gebirge . . . . .	260
19.2	Verknüpfung von Prozessen mit unterschiedlichen Größenfrequenzen	245	19.10	Fluviale Landformen auf dem Mars	261
19.3	Talquerschnittsformen als Ausdruck des Prozessgefüges . . . . .	247			
19.3.1	Talquerschnitte nach dem Ende fluvialer Tiefenerosion . . . . .	248			
19.3.2	Asymmetrische Talquerprofile . . . . .	249			
19.4	Talanfänge . . . . .	249			

---

## 20 Rumpfflächen, Pedimente und Inselberge

20.1	Rumpfflächen . . . . .	263	20.3	Pedimentation . . . . .	267
20.1.1	Flächenbildung durch marine Abrasion . . . . .	263	20.4	Rumpftreppen, zonale und azonale Inselberge . . . . .	269
20.1.2	Rumpfflächen als Endstadium des Davisschen Zyklus . . . . .	264	20.5	Kriterien für Rumpfflächen . . . . .	271
20.1.3	Flächenbildung durch „doppelte“ Einebnung . . . . .	265	20.6	Pseudo-Rumpfflächen: Obere Denudationsniveaus und Gipfel- fluren . . . . .	272
20.2	Inselberge . . . . .	266			

---

## 21 Strukturbedingte Formen

21.1	Struktur . . . . .	274	21.4.4	Entstehungsbedingungen von Schichtstufen . . . . .	283
21.2	Kluftbestimmte Formen . . . . .	274	21.4.5	Formung des Stufenhangs . . . . .	285
21.2.1	Kluftsyste.me . . . . .	274	21.4.6	Frontstufe und Achterstufe . . . . .	286
21.2.2	Klüfte als Faktoren der Formen- gestaltung . . . . .	275	21.4.7	Zurückverlegung der Schichtstufe und Entstehung von Zeugen- bergen . . . . .	286
21.3	Von Bruchstrukturen bestimmte Formen . . . . .	277	21.4.8	Schichtstufenländer in Europa und Nordamerika . . . . .	287
21.3.1	Bruchstrukturen . . . . .	277	21.4.9	Denudationsterrassen . . . . .	292
21.3.2	Bruchstufen, Bruchlinienstufen und Bruchschollengebirge . . . . .	278	21.4.10	Antiklinalrücken und Schicht- kämme . . . . .	295
21.4	Vom Schichtenbau bestimmte Formen . . . . .	280	21.4.11	Geometrische und morphometrische Eigenschaften von Schichtstufen und Schichtkämmen . . . . .	297
21.4.1	Lagerungsstrukturen und Form- typen . . . . .	280	21.4.12	Entwicklung von Schichtstufen im theoretischen Modell . . . . .	298
21.4.2	Schichttafeln . . . . .	283			
21.4.3	Formelemente des Schichtstufen- profils . . . . .	283			

---

## 22 Vulkanische Landformen

22.1	Vulkanismus . . . . .	301	22.2.5	Calderen . . . . .	307
22.2	Oberflächenformen . . . . .	302	22.2.6	Subvulkanische Strukturen . . . . .	308
22.2.1	Maare . . . . .	302	22.2.7	Plutone . . . . .	310
22.2.2	Schlackenvulkane . . . . .	303	22.2.8	Vulkaninseln, Seamounts und Guyots . . . . .	310
22.2.3	Stratovulkane . . . . .	304	22.3	Abtragungsvorgänge an Vulkanen . .	311
22.2.4	Schildvulkane . . . . .	307			

---

## 23 Karstformen

23.1	Voraussetzungen . . . . .	312	23.2.5	Polygonaler Karst, Cockpits, Kegel- und Turmkarst . . . . .	318
23.2	Karst-Oberflächenformen . . . . .	312	23.3	Karstentwicklung im Prozess- responsmodell . . . . .	322
23.2.1	Trockentäler . . . . .	312	23.4	Silikatkarst . . . . .	325
23.2.2	Karren . . . . .	313	23.5	Karsthöhlen . . . . .	326
23.2.3	Dolinen und Uvalas . . . . .	315			
23.2.4	Poljen . . . . .	317			

## 24 Das glaziale System

24.1	Entstehung und Eigenschaften von Gletschereis . . . . .	330	24.5.6	Paraglaziale Landformen . . . . .	351
24.2	Massenbilanz von Gletschern . . . . .	331	24.6	Glaziofluviale Prozesse, Ablagerungen und Formen . . . . .	351
24.3	Gletschertypen . . . . .	333	24.6.1	Die Arbeit glazialer Schmelzwässer . . . . .	351
24.4	Glazialerosion . . . . .	340	24.6.2	Kames, Kameterrassen und Oser . . . . .	352
24.4.1	Detersion und Detraktion . . . . .	340	24.6.3	Sander und Bändertone . . . . .	353
24.4.2	Rundhöcker und Felsbecken . . . . .	340	24.7	Die glaziale Serie . . . . .	354
24.4.3	Kare . . . . .	341	24.8	Die pleistozänen Eiszeiten . . . . .	354
24.4.4	Gletschertröge . . . . .	342	24.8.1	Zeitliche Gliederung und mögliche Ursachen der Eiszeiten . . . . .	354
24.5	Material, Prozesse und Formen der glazialen Ablagerung . . . . .	345	24.8.2	Verbreitung und räumliche Anordnung der pleistozänen Glazialformen . . . . .	356
24.5.1	Moränen . . . . .	345	24.8.3	Die geomorphologischen Wirkungen der Eiszeiten außerhalb der vergletscherten Gebiete . . . . .	359
24.5.2	Moränen im und auf dem Gletscher . . . . .	345			
24.5.3	Abgelagertes Moränenmaterial . . . . .	346			
24.5.4	Moränen als Landformen . . . . .	347			
24.5.5	Drumlins . . . . .	349			

## 25 Das litorale System

25.1	Küste und Ufer . . . . .	362	25.4.4	Tsunamis . . . . .	376
25.2	Eustatische und tektonische Veränderungen des Meeresspiegels . . . . .	362	25.4.5	Barren, Strandversetzung und Strandformen . . . . .	378
25.3	Die Gezeiten und ihre geomorphologische Wirkung . . . . .	363	25.4.6	Felsschorre und Kliff . . . . .	380
25.3.1	Physikalische Grundlagen . . . . .	363	25.5	Formassoziationen von Lockermaterial- und Ausgleichsküsten . . . . .	385
25.3.2	Tidenhub, Tidenströmung und Resonanz . . . . .	365	25.5.1	Nehrungen und Haken . . . . .	385
25.3.3	Ästuare und Ästuarmäander . . . . .	368	25.5.2	Ausgleichsküsten . . . . .	387
25.3.4	Gezeitenwirkungen im Watt und in den Marschen . . . . .	370	25.6	Küstenklassifikationen . . . . .	387
25.4	Brandung und ihre geomorphologische Wirkung . . . . .	371	25.6.1	Valentins Schema . . . . .	387
25.4.1	Physikalische Grundlagen der Wellenbewegung . . . . .	371	25.6.2	Strukturbedingte Küsten . . . . .	388
25.4.2	Refraktion und Diffraktion . . . . .	372	25.6.3	Klimatisch beeinflusste Küsten . . . . .	389
25.4.3	Brandung . . . . .	373	25.6.4	Glazigene Küsten . . . . .	389
			25.6.5	Korallenküsten . . . . .	390
			25.7	Schelf-Formen und submarine Canyons . . . . .	394

## 26 Gelände-Arbeitsmethoden in der Geomorphologie

26.1	Traditionelle Gelände-Arbeitsmethoden . . . . .	396	26.2.2	Optische Fernerkundungstechniken: Luftgestütztes und terrestrisches Laserscanning . . . . .	401
26.1.1	Geomorphologische Kartierung . . . . .	396	26.2.3	Globales Positionsbestimmungssystem (Global Positioning System GPS) . . . . .	403
26.1.2	Die Arbeit am Aufschluss, Bohrungen und Probennahme . . . . .	398	26.3	Geophysikalische Methoden . . . . .	404
26.2	Neuere Gelände-Arbeitsmethoden . . . . .	399	26.3.1	Refraktionsseismik . . . . .	405
26.2.1	Digitale Reliefanalyse . . . . .	401			

26.3.2	Geoelektrik . . . . .	407	Glossar englischer Begriffe . . . . .	414
26.3.3	Georadar . . . . .	409	Literaturverzeichnis . . . . .	417
26.3.4	Anwendungen für den Einsatz geophysikalischer Methoden . . . . .	410	Quellennachweis . . . . .	446
			Register . . . . .	447

## Vorwort zur 5. Auflage

Die fünfte Auflage behält die in der vierten Auflage geänderte und seitdem bewährte Gliederung der Kapitel bei, mit inhaltlichen Ergänzungen und Anpassungen an den gegenwärtigen internationalen Stand der Geomorphologie. Die Anzahl der fotografischen Abbildungen wurde erheblich vergrößert. Sie sind bildliche Belege und integrale Ergänzungen des Textes.

Neu hinzugekommen ist das Kapitel 26 über geomorphologische Gelände-Arbeitsmethoden. Ich habe Herrn Prof. Dr. Lothar Schrott gebeten, dieses Kapitel beizusteuern. Ich danke ihm für seinen Beitrag.

Frank Ahnert  
Cambridge, August 2015

# 1 Geomorphologie

Geomorphologie ist die wissenschaftliche Beschäftigung mit den Formen der festen Erdoberfläche. Dazu gehören die Oberflächenformen der Landgebiete – zum Beispiel Gebirge, Täler, Ebenen, Hänge, Flussbetten und Dünen – ebenso wie die Oberflächenformen des Meeresbodens wie das Watt, Korallenriffe und Tiefseegräben. Die Geomorphologie ist sowohl Bestandteil der Geographie als auch der Geologie. Sie ist zugleich **angewandte Physik** und zum Teil auch **angewandte Chemie**, da sich geomorphologische Prozesse ohne physikalische und chemische Kenntnisse nicht erklären lassen. Die Oberflächenformen der Landgebiete heißen **Landformen** (engl. *landforms*), die unter dem Meere liegenden heißen **submarine Landformen**.

## 1.1 Die Beziehung zwischen Größe und Existenzdauer von Landformen

Die Größe der Landformen reicht vom millimetergroßen Regentropfeneindruck bis zum Kontinentalschild mit Durchmessern von Tausenden von Kilometern. Zwischen der **Größe** einer Landform und ihrer **Existenzdauer** besteht eine recht regelmäßige Funktionalbeziehung, die für einige charakteristische Landformtypen in Abbildung 1.1 dargestellt ist. „Größe“ bedeutet hier ein kennzeichnendes Längenmaß, zum Beispiel den Durchmesser. Die Wertangaben geben die Größenordnungen wieder.

Am unteren Ende der Skala liegt der Regentropfen-Einschlagskrater auf sandigem oder staubigem Boden mit einem Durchmesser von wenigen Millimetern. Er kann schon vom nächsten, auf

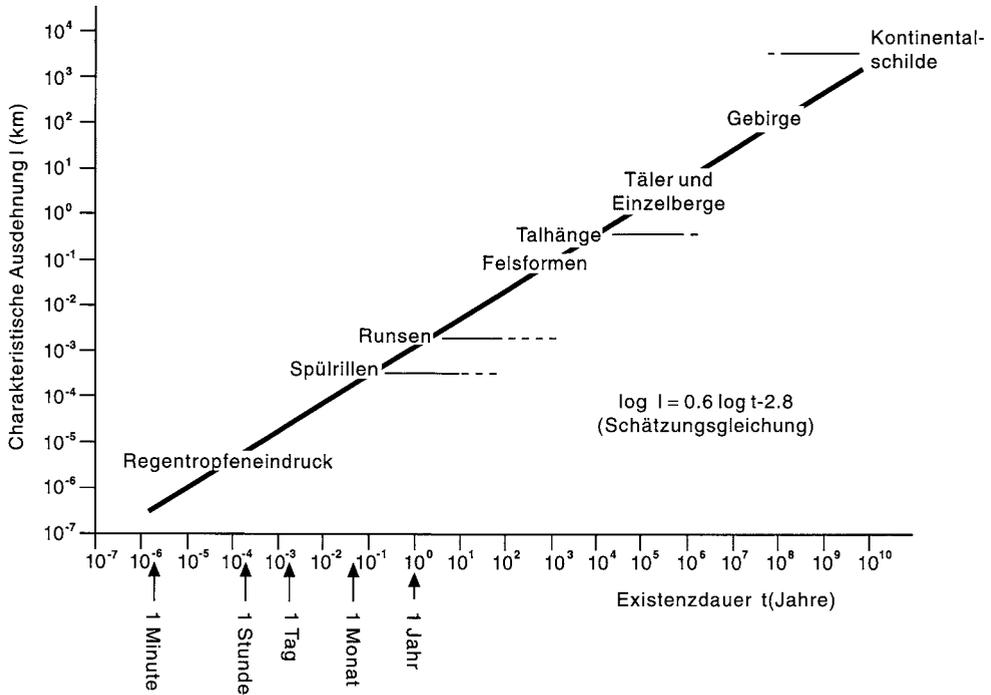
die gleiche Stelle fallenden Tropfen, nach wenigen Sekunden, zerstört werden. Nach dem Ende des Regens können die letzten Tropfeneinschläge noch einige Tage erhalten bleiben (Abb. 1.2), ehe sie zum Beispiel vom Wind verweht werden. Nur fossil, etwa begraben unter einer frischen Staubschicht, würden sie sich länger halten können. Am oberen Ende der Größen- und Dauerhaftigkeitsskala befinden sich die Kontinentalschilde. Ihre Existenz reicht über Jahrmilliarden bis in die Frühzeit der geologischen Erdgeschichte zurück. Beispiele sind der Baltische oder Fennoskandische Schild, der Schweden, Finnland und Teile des nordöstlichen Russlands umfasst, und der Kanadische oder Laurentische Schild im Norden Nordamerikas östlich der Rocky Mountains. Die Schilde sind die ältesten Bausteine der Kontinente und damit älter als die Kontinente selbst. Letztere sind keine Landformtypen, sondern heterogen zusammengesetzte **Landformaggregate**.

Die **Formgrößen-Existenzdauer-Regel** besagt, dass typische Landformeinheiten umso länger erhalten und identifizierbar bleiben, je größer sie sind. Der Grund hierfür liegt vor allem in der jeweils für wesentliche Änderungen nötigen Arbeit der geomorphologischen Prozesse: je größer die Formeinheit, umso mehr Gesteinsmaterial muss abgetragen bzw. umgelagert werden, um den Charakter dieser Formeinheit zu verändern, umso größer sind die Distanzen, über die das abgetragene Material verfrachtet werden muss und umso mehr Zeit ist dafür notwendig (Abb. 1.3).

Die Formgrößen-Existenzdauer-Regel zeigt, dass es für die Untersuchung jedes Formtyps einen spezifischen räumlichen und zeitlichen Maßstab mit einem entsprechenden räumlichen und zeit-

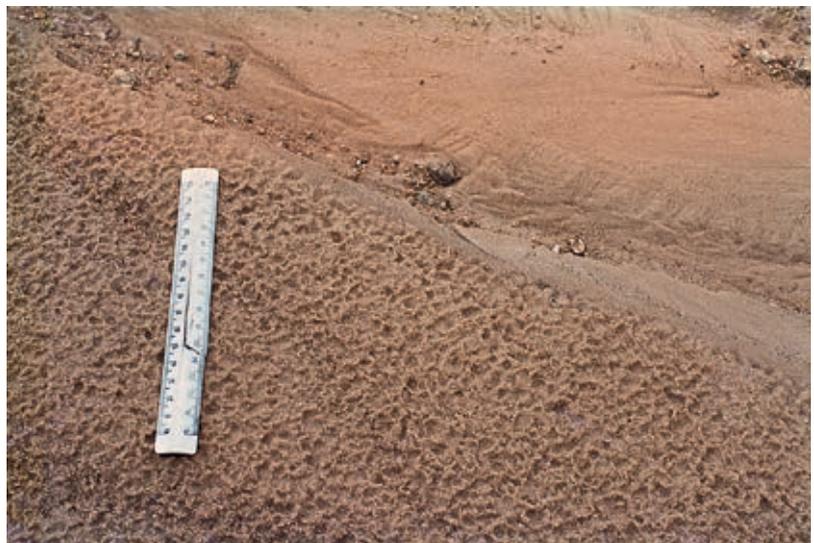
**Abb. 1.1**

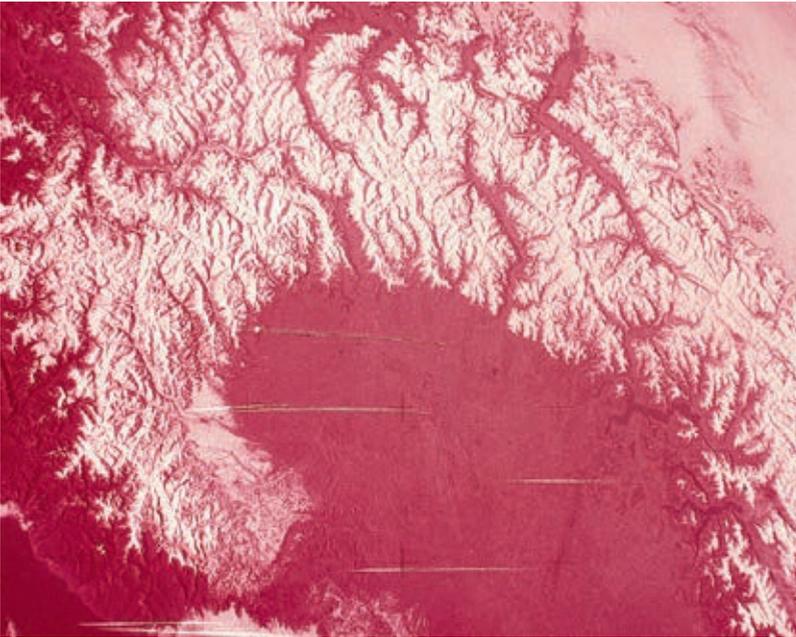
Die Beziehung zwischen Größe und Existenzdauer von Landformen



**Abb. 1.2**

Regentropfen-Einschlagskrater auf Sandboden bei Iringa, Tanzania. Im oberen Teil des Bildes die von der Strömung geglättete Abflussbahn des Regenwassers



**Abb. 1.3**

Die schneebedeckten Westalpen aus dem Weltraum als Beispiel einer Großform. Links unten Mittelmeerküste bei San Remo, rechts oben das Walliser Rhonetal mit seinem deutlichen Knick bei Martigny (Quelle: NASA)

lichen Auflösungsgrad gibt. Zur Erklärung der Entwicklung von Erosionsrillen am Hang genügt es meist, die Prozessereignisse von wenigen Wochen bis zu wenigen Jahren heranzuziehen. Die genetische Erklärung eines heutigen Tals dagegen führt in der Regel mehrere Hunderttausend Jahre in die Vergangenheit zurück, die von Gebirgen Zehner von Millionen Jahren. In solch langen Zeitspannen kommen Faktoren hinzu, die über das heute direkt Beobachtbare hinausgehen, darunter Änderungen der Bewegungen der Erdkruste und Änderungen des Klimas.

## 1.2 Methodische Komponenten

### 1.2.1 Allgemeine und regionale Geomorphologie

Die **allgemeine Geomorphologie** dient der Erforschung der gesetzmäßigen oder zumindest regelhaften Beziehungen zwischen Landform, Gesteins- und Bodenmaterial und den formenden Prozessen. Sie strebt hauptsächlich nach einer Analyse der Einzelkomponenten und ihrer

Beziehung untereinander, zum Beispiel die Beziehung zwischen Hangsteilheit, Niederschlag und Bodenabtragung durch das ablaufende Regenwasser.

Die **regionale Geomorphologie** untersucht die Landformen individueller Regionen. Wegen der von Ort zu Ort existierenden Unterschiede in der Kombination der wirksamen Faktoren bzw. Faktorengruppen (Gestein, Krustenbewegungen, Klima) in Gegenwart und Vergangenheit ist das Landformen- und Prozessgefüge einer gegebenen Region einmalig in seiner besonderen Zusammensetzung. Die regionale Geomorphologie hat vorwiegend die Synthese aller wesentlichen in einer Region vorhandenen Landformen und der diese Formen gestaltenden Prozesse zur Aufgabe.

### 1.2.2 Forschungsstufen der allgemeinen und regionalen Geomorphologie

#### (1) Morphographie und Morphometrie

Forschungsarbeit beginnt mit der **Morphographie** oder, wenn sie mit quantitativen Messungen verbunden ist, der **Morphometrie**. Ihre Ziele sind

- (a) die Beschreibung und Klassifikation der beobachteten Landformen hinsichtlich ihrer geometrischen Eigenschaften und Abmessungen wie auch ihrer räumlichen Lage, Ausdehnung und Anordnung;
- (b) die Erfassung der als relevant erachteten materiellen Beschaffenheit der Landoberfläche, insbesondere der Böden und des unterlagernden Gesteins;
- (c) die Identifikation spezifischer Vorgangsspuren.

Die Beschreibung und Klassifikation der Landformen erfolgt vorwiegend durch direkte Beobachtung im Gelände, durch Auswertung von Luftbildern, Radaraufnahmen und Satellitenaufnahmen sowie von topographischen, geologischen und bodenkundlichen Karten. Die Digitalen Geländemodelle (DGM), die aus einem mehr oder weniger engmaschigen rechtwinkligen Punkraster der Oberflächenhöhen bestehen, erlauben eine automatische Berechnung von Landformelementen, zum Beispiel von linienhaften Elementen (Wasserscheiden, Flussläufen), flächenhaften Elementen (Ebenen, Kuppen, Senken), Gefällswerten von Hängen und Flüssen, Gefällsrichtungen und Höhenschichten.

## (2) Funktionale Geomorphologie

Die **funktionale Geomorphologie** befasst sich mit der häufig quantitativ ausdrückbaren Beziehung zwischen zwei oder mehreren geomorphologischen Variablen. Ein Beispiel ist Abbildung 1.1. Das Hauptanliegen der funktionalen Morphologie ist die Analyse und Darstellung der gegenwärtigen Beziehungen zwischen Landformen, Gesteins- und Bodenmaterialien und Prozessen. Sie stützt sich auf empirische Beobachtungen, begleitet von Untersuchungen von Materialproben im Labor. Die gewonnenen Daten ermöglichen Aussagen über die Zusammenhänge zwischen den beteiligten Variablen. Wesentliches Ziel ist dabei die Erfassung der gegenwärtigen **Massenbilanz**, die zugleich Auskunft gibt über die gegenwärtige Tendenz der Formengestaltung. Die einfachsten **Funktionalbeziehungen** sind Lagebeziehungen zwischen verschiedenen Landformen, die miteinander **Formassoziationen** bilden, zum Beispiel Täler (Erosionsformen) im Gebirge und Schwemmfächer (Ablagerungsfor-

men) – aufgeschüttet aus dem erodierten Material – im Talaustritt am Gebirgsrand. Je größer das Tal, desto größer ist der mit ihm assoziierte Schwemmfächer. Die Schwemmfächergröße ist also eine Funktion der Größe des Tales.

Neben solchen Funktionalbeziehungen zwischen Formen bzw. Formeigenschaften untereinander existieren auch solche zwischen Formeigenschaft und Material, Materialeigenschaften untereinander, Formeigenschaft und Prozesseigenschaft, Prozesseigenschaft und Materialeigenschaft und schließlich auch zwischen Prozesseigenschaften untereinander.

Nur diejenigen Funktionalbeziehungen, die Prozesseigenschaften enthalten, können zugleich **Kausalbeziehungen** sein. Einfache Kausalbeziehungen, die eine einseitige Wirkungsrichtung besitzen, sind in der Geomorphologie selten. Stattdessen kommt es häufig zu wechselseitigen **Rückkopplungen** (engl. *feedbacks*), in denen die Wirkung verändernd auf die Ursache zurückwirkt. Ein einfaches Beispiel ist der Zusammenhang zwischen Hangsteilheit und Intensität der Abtragung: je steiler der Hang ist, umso intensiver wird er abgetragen; je stärker aber die Abtragung des Hangs, umso mehr wird er gewöhnlich abgeflacht, das heißt, umso mehr wird sich seine Abtragungsintensität vermindern. Solche wechselseitigen **funktionalen Wirkungsbeziehungen** bilden mit ihren Komponenten ein **System** gegenseitiger Abhängigkeiten, das die Entwicklung der Landformen steuert.

## (3) Historisch-genetische Geomorphologie

Die dritte Stufe ist die **historisch-genetische Geomorphologie**. Sie befasst sich mit der Morphogenese, mit der Entstehung und langzeitlichen Entwicklung der Landformen. Die Untersuchung der **Morphogenese** berücksichtigt, neben den Erkenntnissen der funktionalen Geomorphologie, vor allem auch die relevanten klimatischen und tektonischen Ereignisse der Erdgeschichte, soweit ihre Vorgangsspuren als Landformelemente (Reliktformen), als Ablagerungen oder als geologische Strukturen noch heute beobachtbar und damit Bestandteil der zu erklärenden Landschaft sind.

Wesentliche Grundlage der historisch-genetischen Geomorphologie ist das zuerst von James

Hutton 1795 formulierte Prinzip des **Aktualismus** (engl. *uniformitarianism*), welches besagt, dass die vergangenen Entwicklungen in der Erdgeschichte unter denselben Naturgesetzen und mit denselben Prozessen abgelaufen sind, die wir auch heute beobachten können („*the present is the key to the past*“).

Das Aktualismusprinzip hat zwei Einschränkungen:

- (a) Die Prozesse der Gegenwart laufen häufig an anderen Stellen ab als dort, wo die frühere Entwicklung erklärt werden soll. So lassen sich zum Beispiel die Prozesse der eiszeitlichen Vergletscherung Skandinaviens am besten mithilfe von Beobachtungen solcher Prozesse in den heutigen Inlandeisgebieten von Grönland und Antarktika rekonstruieren.
- (b) Eine Beschränkung des Aktualismusprinzips liegt in der fortschreitenden Entwicklung der Landpflanzen im Lauf der Erdgeschichte. Dadurch existieren heute schützende, die Abtragung hemmende Pflanzendecken unter Umweltbedingungen, die in der geologischen Vergangenheit keinen Pflanzenwuchs erlaubt hätten.

### 1.3 Physikalische Zeit und historische Zeit

Ein wesentlicher Unterschied zwischen dem methodischen Ansatz der funktionalen und der historisch-genetischen Geomorphologie besteht in der Anwendung des Zeitbegriffs.

Die **physikalische Zeit** der funktionalen Geomorphologie ist Bestandteil der Kennzeichnung von Prozessen, insbesondere von Geschwindigkeiten und Prozessraten oder als Angabe der Zeitdauer (Wirkungsdauer) eines bestimmten Prozesses. Sie ist damit ein systeminternes, integrales Element funktionalgeomorphologischer Systeme.

Die Prozessrate ist, physikalisch gesehen, ein Maß der Leistung, das heißt der pro Zeiteinheit vollbrachten Arbeit:

$$\text{Prozessrate} = \text{Arbeit}/\text{Zeiteinheit} \quad (1.1)$$

(z. B.  $\text{mkg s}^{-1}$ )

Die Geschwindigkeit hat die Dimension Weg/Zeit und ist damit der Prozessrate eng verwandt. Auch die Rate der Abtragung der Landoberfläche kann als eine Geschwindigkeit ausgedrückt werden, nämlich als Längenbetrag der Tieferlegung der Oberfläche pro Zeiteinheit. Als Maß für die Abtragung verwendet man meist  $\text{mm}/1000 \text{ Jahre}$ . Diese Einheit ist nicht nur für Abtragungsraten sondern auch für Aufschüttungsraten oder für tektonische Hebungs- bzw. Senkungsraten geeignet.

Statt als Rate der Oberflächenerniedrigung lässt sich die Abtragung eines Gebiets auch als abgetragene Masse pro Zeiteinheit (Tonnen/Jahr) oder Volumen pro Zeiteinheit ( $\text{m}^3/\text{Jahr}$ ) ausdrücken; die entsprechenden spezifischen, das heißt auf die Flächeneinheit bezogenen Mengen- bzw. Volumen-Abtragungsraten werden dann als  $\text{Tonnen}/(\text{km}^2 \times \text{Jahr})$  bzw.  $\text{m}^3/(\text{km}^2 \times \text{Jahr})$  angegeben.

Die spezifische Volumen-Abtragsrate von einem Kubikmeter pro Quadratkilometer pro Jahr entspricht der mittleren Oberflächenerniedrigung von einem Millimeter pro 1000 Jahre. Die Zeitdauer eines Prozesses, multipliziert mit der Prozessrate, dient dazu, die Gesamtarbeit des Prozesses während dieses Zeitabschnittes zu bestimmen:

$$\begin{aligned} \text{Gesamtarbeit} &= & (1.2) \\ \text{Prozessrate} \times \text{Zeitdauer} \end{aligned}$$

Dementsprechend ist das Produkt aus Abtragsrate und Zeitdauer ein Maß für die Gesamtabtragung.

$$\begin{aligned} \text{Gesamtabtragung} &= & (1.3) \\ \text{Abtragsrate} \times \text{Zeitdauer} \end{aligned}$$

Das Produkt aus Schuttbewegungsgeschwindigkeit und Zeitdauer misst den in dieser Zeit zurückgelegten Gesamtweg der Schuttbewegung.

$$\begin{aligned} \text{Gesamtweg} &= & (1.4) \\ \text{Schuttgeschwindigkeit} \times \text{Zeitdauer} \end{aligned}$$

Die Zeit in der funktionalen Geomorphologie ist stets Bestandteil eines Prozesses bzw. eines Prozessresultats. Prozesse sind nur im Zusam-

Tab. 1.1

Zeiteinheiten der Erdgeschichte (Quelle: Krömmelbein 1977; Murawski 1977 und Walter 1992)

Ära	Periode	Abteilung	Zeit vor heute in Jahren	
KÄNOZOIKUM	Quartär	Holozän	10 000	
		Pleistozän	2,5 Millionen	
	Tertiär	Pliozän	6 Millionen	
		Miozän	23 Millionen	
		Oligozän	37 Millionen	
		Eozän	52 Millionen	
		Paläozän	65 Millionen	
		Kreide	140 Millionen	
	MESOZOIKUM	Jura	195 Millionen	
		Trias	Keuper	
Muschelkalk				
Buntsandstein			230 Millionen	
PALÄOZOIKUM	Perm	Zechstein		
		Rotliegendes	290 Millionen	
	Karbon	355 Millionen		
	Devon	410 Millionen		
	Silur	440 Millionen		
	Ordovizium	510 Millionen		
	PROTEROZOIKUM	Kambrium		570 Millionen
				2,5 Milliarden
ARCHÄOZOIKUM (Archaikum)			4 Milliarden	

Anm.: Proterozoikum und Archäozoikum werden auch zusammen als Präkambrium bezeichnet

menhang mit diesem physikalischen Zeitbegriff denkbar.

Die **historische Zeit** der historisch-genetischen Geomorphologie ist dagegen ein Mittel zur Einordnung des Eintretens und der Dauer erdhistorischer Ereignisse und Zeitabschnitte von geomorphologischer Bedeutung, zum Beispiel wichtiger Klimaperioden oder Zeiten der Krustenbewegung und Gebirgsbildung.

Die Ereignisse, auf welche die historische Zeit bezogen ist und die sie ordnet, wirken von außen auf das geomorphologische Gefüge von Landformen, Materialien und Prozessen ein. Wie diese Ereignisse ist auch die historische Zeit systemextern und dient als Schema der zeitlichen Anordnung. Ihre Einteilung entspricht in der Geomorphologie weitgehend der in der Geologie üblichen Zeitgliederung der Erdgeschichte (Tab. 1.1). Geomorphologisch bedeutsam sind vor allem die letzten 65 Millionen Jahre, weil sich in dieser Zeit die meisten der heute vorhandenen Landformen entwickelt haben.

Die erdhistorische Einordnung vergangener Ereignisse und Zustände, einschließlich der Altersbestimmung von Landformen, geschieht mithilfe verschiedener Methoden der **geochronologischen Datierung**. Relative Datierungsmethoden führen zu Aussagen über Altersreihenfolgen, absolute Datierungsmethoden dienen der Schätzung des tatsächlichen Alters in Jahren.

In der Geologie hat die **relative Datierung** von Sedimenten aufgrund der in ihnen enthaltenen Fossilien eine lange Tradition. Unmittelbar geomorphologisch ist die relative Altersbestimmung von Landformen und Sedimenten durch das Erkennen von Form- bzw. Ablagerungssequenzen: ältere Formen werden von jüngeren zerschnitten, ältere Ablagerungen von jüngeren überdeckt. Ein weiteres Anzeichen relativen Alters ist der Entwicklungsgrad von Böden und der relative Verwitterungsgrad von Ablagerungen.

Direkte **absolute Datierung** ist nur möglich, wenn historische Zeitmarken vorhanden sind oder in Zyklen bekannter Länge entstandene Bildungen abgezählt werden können. Meist handelt es sich um Jahreszyklen. Ein Beispiel ist die **Dendrochronologie**, die Zählung der Jahresringe von Bäumen (Stoffel et al. 2013). In ähnlicher Weise werden im Jahresrhythmus variierende

Seeablagerungen gezählt. Zur Altersbestimmung der Ablagerung von Blockschutt durch Felsstürze eignet sich die Größe der auf den Blöcken entwickelten Krustenflechten. Die Flechtendatierung oder **Lichenometrie** ist für Zeitspannen bis zu mehreren Jahrhunderten anwendbar.

Weiter in die Vergangenheit reichen **radiometrische Bestimmungsmethoden**, mit denen das Alter von Materialien aufgrund der Verwandlung radioaktiver Elemente ermittelt wird. Für die Altersbestimmung innerhalb der letzten 50 000 Jahre der Erdgeschichte wird am häufigsten die **Radiocarbonatierung** verwendet. Sie beruht darauf, dass das radioaktive Kohlenstoffisotop  $^{14}\text{C}$  und das stabile Kohlenstoffisotop  $^{12}\text{C}$  in lebenden Organismen in einem konstanten Mengenverhältnis auftreten, dass sich dieses Verhältnis aber nach dem Tod des Organismus durch den Zerfall des radioaktiven Kohlenstoffs mit einer konstanten prozentualen Rate fortschreitend verändert. Die **Halbwertszeit**, nach der die Hälfte des ursprünglich vorhandenen radioaktiven Kohlenstoffs zerfallen ist, beträgt 5 730 Jahre. Aus dem in organischen Resten enthaltenen Mengenverhältnis lässt sich daher das absolute Alter der Substanz ableiten.

Nur für die letzten Jahrzehnte geeignet ist die Datierung von Sedimenten aufgrund ihres Gehalts an Caesium 137. Dieses radioaktive Isotop mit einer Halbwertszeit von nur 30 Jahren stammt hauptsächlich aus den atmosphärischen Atombombentests der 50er- und 60er-Jahre des 20. Jahrhunderts. Es wurde mit den Sedimenten jener Zeit abgelagert und zerfällt seitdem. Andere radiometrische Bestimmungsmethoden betreffen vor allem die Altersbestimmung von Gesteinen, deren Minerale radioaktive Isotope mit sehr viel längeren Halbwertszeiten enthalten (Tab. 1.2).

Die geochronologischen Verfahren wurden in den letzten Jahrzehnten durch mehrere neue physikalische Methoden erweitert, die auf der Altersbestimmung durch Strahlenschäden an Mineralen beruhen, unter ihnen die Spaltspurenanalyse (engl. *fission track analysis*), die Elektronenspin-Resonanzanalyse (ESR) und verschiedene Arten der Lumineszenzdatierung: die Thermolumineszenz (TL), die optisch stimulierte Lumineszenz (OSL) und die infrarot stimu-

Tab. 1.2

Radioaktive Substanzen und ihre Halbwertszeiten  
(Quelle: Summerfield 1991)

Isotop	Halbwertszeit in Jahren	Geeigneter Datierungszeit- raum in Jahren
Caesium 137	30	bisher ca. 60
Kohlenstoff 14	5 730	bis ca. 50 000
Thorium 230	75 000	bis ca. 200 000
Uran 234	250 000	50 000 – 100 000
Kalium 40	1,3 Milliarden	100 000 +
Uran 238	4,5 Milliarden	10 Millionen +

lierte Lumineszenz (IRSL). Eine Darstellung traditioneller und moderner Datierungsmethoden geben Worsley (1998) und Brown (2011).

## 1.4 Das Geomorphodynamische System

Abbildung 1.4 zeigt die wesentlichen Funktionalbeziehungen zwischen den Komponenten des **geomorphodynamischen Hauptsystems** im Überblick. Im mittleren Block des Diagramms steht die Erdkruste und ihre Oberfläche mit der materiellen Beschaffenheit der Kruste sowie dem Relief, der Geometrie und der materiellen Beschaffenheit der festen Erdoberfläche, das heißt der Landformen.

Eine Schlüsselrolle spielt dabei das **Relief**. Es ist definiert als der jeweilige maximale Höhenunterschied innerhalb eines bestimmten Teils der Landoberfläche. Ein **lokales Relief** besteht zum Beispiel zwischen der Gipfelhöhe eines Hügels und der Höhenlage des unmittelbar benachbarten Tales. Das **Relief eines Flusseinzugsgebietes** ist der Höhenunterschied zwischen dem höchsten Punkt auf der Wasserscheide und dem tiefsten Punkt am Talausgang des Hauptflusses. Das **Relief eines Gebirges** ist die Höhenspanne zwischen dem höchsten Berggipfel und den Talausgängen am Gebirgsrand. In jedem Fall ist das Relief eine für den betrachteten Teil der Landoberfläche kennzeichnende **Maßzahl des Höhenunterschieds** und damit ein Maß für die in dem jeweiligen Gebiet verfügbare potenzielle Energie.

In Abbildung 1.4 schließen sich nach unten und oben zwei Gruppen von Prozesskomponenten an, die beide unter dem Einfluss der irdischen Schwerkraft auf die Formen und das Material einwirken.

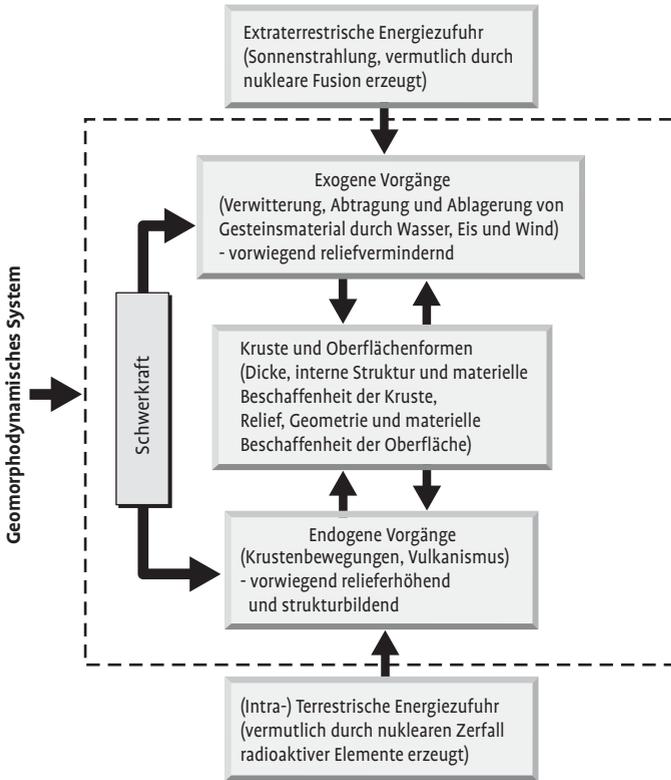
Unter dem mittleren Block sind die **endogenen Prozesse** eingetragen. Dazu gehören die Krustenbewegungen (Hebungen, Senkungen und horizontale Verschiebungen von Krustenschollen), die Faltungen und der Vulkanismus. Sie wirken vom Erdinneren auf die Oberfläche und haben insgesamt die Tendenz, das **Relief zu erhöhen**. Während Krustenbewegungen und Faltung das Relief ohne Änderung des Materialbestands erhöhen, schafft der Vulkanismus Höhenunterschiede durch die Förderung von Material aus dem Erdinneren an die Oberfläche und durch die Aufhäufung dieses Materials in Form der Vulkanberge.

Das Gegenstück der endogenen Prozesse bilden die über dem mittleren Block der Abbildung 1.4 eingetragenen **exogenen Prozesse**. Sie wirken von außen, das heißt von der Atmosphäre und der Hydrosphäre, auf die Erdoberfläche. Zu ihnen gehört die Verwitterung, die Abtragung, der Transport und die Ablagerung von Gesteinsmaterial durch Wasser, Eis und Wind und durch direkte Schwerkraftwirkung. Dabei geschieht die Abtragung gewöhnlich auf den höher liegenden, die Ablagerung auf den tiefer liegenden Teilen der Oberfläche, mit dem Effekt einer **Verminde- rung der vorhandenen Höhenunterschiede**.

Im Allgemeinen wirken endogene Prozesse Relief erhöhend und exogene Prozesse Relief vermindern. Es gibt nur wenige Ausnahmen. Eine davon ist die Verwandlung eines Vulkanbergs in eine **Caldera**, eine runde Hohlform, entstanden entweder durch eine große explosive Eruption oder durch eine Absenkung wegen eines Massendefizits im Untergrund. Eine exogene Relieferhöhung ist die in Eiszeiten auftretende, durch die Bindung von Wasser in den kontinentalen Inlandeismassen hervorgerufene Absenkung des Meeresspiegels, die das Relief an den Meeresküsten erhöht.

Endogene und exogene Prozesse wirken nicht nur auf Landformen und Gesteinsmaterial ein, sondern werden auch umgekehrt von diesen beeinflusst. Diese Rückkopplungen sind in Abbil-

Abb. 1.4  
Das geomorphodynamische Hauptsystem



dung 1.4 durch die einander entgegengesetzten Pfeilrichtungen angezeigt. Damit wird zugleich über die statischen Systemkomponenten des mittleren Blocks hinweg eine wechselseitige Verbindung mit Rückkopplungen zwischen den exogenen und endogenen Prozessen hergestellt. Wenn zum Beispiel die endogene Hebung einer Krustenscholle das Relief erhöht, verstärkt sich wegen der damit verbundenen Gefällszunahme die Flussein tiefung und durch diese auch die Hangsteilheit und damit die Abtragung des gehobenen Gebietes. Der Abtransport des abgetragenen Materials durch die Flüsse hat eine Entlastung der gehobenen Krustenscholle zur Folge. Im Ausgleich für die Entlastung steigt die Scholle weiter auf, allerdings um weniger als sie abgetragen wurde. Dieser letztere Aufstieg der Scholle ist durchaus endogen zu nennen, da er ein unmittelbares

Resultat von Massenverlagerungen im Erdinneren ist. Bewirkt worden ist er aber durch die exogene Abtragung von Material an der Oberfläche. Die **Energie** für die Prozesskomponenten des geomorphodynamischen Systems kommt aus zwei Quellen: aus der Sonne und aus dem Erdinneren. Von der Sonne erreicht uns Strahlung, die an der Erdoberfläche in Wärme umgesetzt wird und als ständig wirkender Motor das gesamte exogene Prozessgefüge – einschließlich des Lebens auf der Erde – in Gang hält. Erzeugt wird die Strahlung der Sonne durch einen Kernfusionsprozess, bei dem sich jeweils vier Wasserstoffkerne zu einem Heliumkern vereinen.

Die Energie für die endogenen Prozesse stammt wahrscheinlich aus Kernzerfallsprozessen radioaktiver Elemente im Erdinneren, bei denen in ungleichmäßiger räumlicher Verteilung Wärme erzeugt wird. Dies führt zu Temperatur- und Druckaus-

gleichsströmungen im Erdmantel, in Tiefen von etwa 50–150 km unter der Erdoberfläche. Teile der Kruste werden passiv mitbewegt und teils horizontal, teils vertikal gegeneinander verschoben, im Bereich junger Sedimentgesteine auch gefaltet.

Abbildung 1.4 zeigt die Herkunft der endogenen und exogenen Energie am unteren und oberen Ende des Diagramms, aber diese beiden Quellen liegen außerhalb der durch eine gerissene Linie markierten Grenzen des geomorphodynamischen Hauptsystems, dessen Komponenten durch Rückkopplungen, also durch Wechselwirkungen, miteinander verbunden sind. Die beiden Energiequellen sind aber weitgehend von solchen Wechselwirkungen unberührt. Zwar strahlt die Erde ihre Wärmeenergie wieder in den Weltraum ab, aber für den Energiehaushalt

der Sonne ist das ohne Belang. Auch scheinen die Krustenbewegungen keinen geomorphologisch wesentlichen Einfluss auf die Energieerzeugung im Erdinneren zu haben.

### Ergänzende Lektüre

Lehrbücher der allgemeinen Geomorphologie

Baumhauer, R. (2006): Geomorphologie. Darmstadt: Wiss. Buchgesellschaft, 144 S.

Harvey, A. (2012). Introducing Geomorphology. A Guide to Landforms and Processes. Edinburgh: Dunedin Academic Press. 134 pp.

Leser, H. (2003): Geomorphologie. 8. Aufl., Braunschweig, Westermann, 423 S.

Louis, H. und Fischer, K. (1979): Geomorphologie. 4. Aufl., Berlin: W. de Gruyter, 814 S. und Bildteil von 181 S.

Summerfield, M. A. (1991): Global Geomorphology. Harlow: Longman, 537 S.

Zepp, H. (2011): Geomorphologie. 5. Aufl., Paderborn: Ferdinand Schöningh, 385 S.

### Weiterführende Werke

Goudie, A. (Hg.) (2004): Encyclopedia of Geomorphology, 2 Bände. London: Routledge, 1 156 pp.

Goudie, A. et al. (Hg.) (1998): Geomorphological Techniques, 2nd ed., London: Routledge, 570 pp. Deutsche Ausgabe: Geomorphologie. Ein Methoden-Handbuch für Studium und Praxis. Berlin: Springer, 645 S.

Gregory, K.S. und Goudie, A.S. (Hg.) (2011): The SAGE Handbook of Geomorphology. Los Angeles: Sage, 610 S.

Stoffel, M., Butler, D.R. und Corona, C. (2013): Mass movements and tree rings: A guide to dendrographic field sampling and dating. Geomorphology, vol. 200,106–120.

### Führende internationale geomorphologische

#### Fachzeitschriften

Geomorphology. Amsterdam: Elsevier.

Earth Surface Processes and Landforms. Chichester: Wiley-Blackwell.

Zeitschrift für Geomorphologie. Stuttgart: Schweizerbart.

# 2 Systemtheoretische Grundlagen

## 2.1 Das System

Der Begriff **System** bezeichnet ein Grundkonzept aller Wissenschaften. Jedes System besteht aus mehreren Komponenten, die durch Funktionalbeziehungen miteinander verknüpft sind. In der Regel bestehen zusätzliche Beziehungen eines Systems mit seiner Umwelt, das heißt mit anderen Systemen. Wissenschaftliche Erklärung ist die Darstellung der Komponenten eines Systems, ihrer Beziehung untereinander und nach außen. Die formalen Eigenschaften von Systemen wurden im 20. Jahrhundert in der **Allgemeinen Systemtheorie** durch den Biologen v. Bertalanffy (1951, 1962) zusammengefasst und von Chorley (1962) in die Geomorphologie eingeführt.

Geschlossene Systeme haben keine Wechselwirkung mit ihrer Umwelt und sind daher hier uninteressant. Ein **offenes System** dagegen ist durch funktionale Wechselwirkungen mit anderen Systemen verknüpft. Insbesondere wird in offenen Systemen der Energievorrat durch **eksystemische**, das heißt von außen kommende **Zufuhr** immer wieder erneuert.

Das geomorphodynamische Hauptsystem (Abb. 1.4) ist ein offenes System. Es besteht aus unzähligen kleineren Systemen, welche die Funktionalbeziehungen von Teilbereichen zum Gegenstand haben, zum Beispiel die Beziehungen zwischen Relief, Hangsteilheit und Abtragung oder jene zwischen Flussgefälle, Abfluss, Fließgeschwindigkeit und Größe der transportierten Gerölle. Das Verständnis der Struktur und der Wirkungsweise solcher Systeme ist daher grundlegend für das wissenschaftliche Verständnis der Geomorphologie.

Jedes offene System ist zugleich ein Teilstück größerer Systeme, von denen es Energie emp-

fängt oder an sie abgibt. Dasselbe gilt auch für die Zufuhr oder Abgabe von Material, zum Beispiel die Wasserzufuhr eines Flusses durch den Niederschlag oder die Zufuhr und den Abtransport von Geröllen in einem Flussbett.

In der Geomorphologie ist die Zufuhr und Abfuhr von Gesteins- und Bodenmaterial an der Erdoberfläche, die **Massenbilanz**, wichtiger als die Energiebilanz. Von der gesamten auf der Erde ankommenden, umgesetzten und diffus wieder in den Weltraum abgestrahlten Energie wird nur ein sehr kleiner Bruchteil für geomorphologische Arbeit verwendet, und dieser ist schwer zu bestimmen. Dagegen bewirkt die räumlich differenzierte Massenbilanz unmittelbar die Veränderung der Landformen. Die Formen ändern sich hauptsächlich dadurch, dass an verschiedenen Punkten der Landoberfläche unterschiedliche Mengen von Material durch Abtragungsprozesse entfernt oder durch Ablagerungsprozesse hinzugefügt werden. Abtragung erniedrigt, Ablagerung erhöht die Landoberfläche, ihre Form ändert sich dementsprechend. Zu den erhöhenden Vorgängen gehört auch die Bildung von Vulkanbergen und tektonische Hebungen oder Senkungen der Erdkruste verursachen Höhenveränderungen in größerer räumlicher Ausdehnung.

## 2.2 Systemkomponenten

Die Systeme können aus den folgenden Komponenten bestehen:

1. (a) **Formen**, wie Flusstäler, Bruchstufen oder Nehrungen  
(b) **Formeigenschaften**, wie Hangneigungen, Krümmung von Flussschlingen

2. (a) **Materialarten**, wie Gesteine, Schotter, Böden  
(b) **Materialeigenschaften**, wie Klüftung des Gesteins, Korngrößen, Durchlässigkeit
3. (a) **Prozesse**, wie Verwitterung, Rutschungen, Flusserosion  
(b) **Prozesseigenschaften**, wie Abflusshäufigkeit, Erosionsrate, Fließgeschwindigkeit

Sowohl die Funktionalbeziehungen zwischen den Komponenten eines Systems als auch jene zwischen Komponenten verschiedener Systeme lassen sich quantitativ nur ausdrücken, wenn man die Komponenten in Parameter bzw. Variablen zerlegt, die als Glieder von Funktionsgleichungen verwendet werden können.

Der Begriff **Funktionalbeziehung** kennzeichnet eine quantitative Assoziation zweier oder mehrerer Variablen, die entweder durch einseitig gerichtete Kausalität, durch wechselseitige funktionale Abhängigkeit oder indirekt durch andere, nicht spezifisch genannte Variablen verknüpft sind. Ein Beispiel für den letzten Fall ist die Funktionalbeziehung zwischen der Abtragungsrates eines Berges und seiner Höhe. Hohe Berge werden gewöhnlich intensiver abgetragen als niedrige, aber nicht, weil sie höher sind, sondern weil ihre Hänge meist steiler sind. Die leicht zu bestimmende Höhe wird in diesem Fall als Ersatzvariable für die schwieriger zu bestimmende mittlere Hangneigung des Berges verwendet.

## 2.3 Systemtypen

### 2.3.1 Statische Systeme

Statische Systeme enthalten keine Prozesskomponenten. Sie bestehen aus funktional miteinander assoziierten

1. **Formsystemen**; Formen bzw. Formeigenschaften wie Küstenkliff und Abrasionsplattform, Talmäanderschlinge und Asymmetrie des Talquerschnitts, Flussgefälle und Hangneigung,
2. **Materialsystemen**; Materialarten bzw. Materialeigenschaften wie Gesteinsart und Klüftung oder Korngröße und Durchlässigkeit,
3. **Form- und Materialsystemen**; Assoziationen von Formen bzw. Formeigenschaften mit

Materialarten bzw. Materialeigenschaften wie Hangneigung und Bodendicke, Flussgefälle und Größe der Flussgerölle.

Alle statischen Systeme sind **Zustände**. Der Faktor Zeit bleibt in ihnen unberücksichtigt. Die Feststellung, dass ein regelhafter Zusammenhang zwischen dem Gefälle eines Flusses und der Größe der im Flussbett liegenden Gerölle besteht, ist zeitlos gültig. Verändert werden kann dieser Zusammenhang nur durch Einflüsse von außerhalb des betrachteten Systems, etwa durch Änderungen des Niederschlagsklimas und damit der Abflussverhältnisse. Die Funktionalbeziehungen zwischen den Komponenten statischer Systeme sind nicht kausal, weil zur Kausalität die Identifikation verursachender Prozesse gehört.

### 2.3.2 Prozesssysteme

Geomorphologische Prozesssysteme bestehen aus regelhaften Assoziationen zwischen Prozessen bzw. Prozesseigenschaften wie Schuttbewegung auf den Talhängen und Materialtransport im Flussbett am Hangfuß oder Niederschlagsintensität und Bodenabspülungsrate. In vielen Prozesssystemen wird Material von einem Prozessbereich zum nächsten hangab oder flussab weitergereicht, in einer Art **Kaskade**. Es gibt aber auch Prozesssysteme, die in der entgegengesetzten Richtung wirken, wie die beschleunigende Wirkung verstärkter Flusserosion auf die Abtragungsrates an den Talhängen.

Prozesse sind ohne Zeitablauf nicht denkbar. Deshalb enthalten Prozesssysteme stets den **Faktor Zeit**; darin liegt ihr wesentlicher Unterschied zu statischen Systemen.

### 2.3.3 Prozessresponsssysteme

Prozessresponsssysteme stellen die Wirkungsbeziehungen zwischen statischen Komponenten und Prozesskomponenten dar. Es handelt sich dabei um die Reaktion (engl. *response*) eines oder mehrerer Prozessabläufe auf Form- oder Materialeigenschaften und umgekehrt.

Ein Beispiel eines Prozessresponssystems ist die Wechselwirkung zwischen dem Gefälle und der Tiefenerosionsrate eines ins Meer mündenden Flusses. Die Tiefenerosionsrate ist eine Funktion

des Gefälles (neben anderen Faktoren). Durch die Erosion wird jedoch die Höhenlage des Flusses und damit auch sein Gefälle und seine Fließgeschwindigkeit vermindert. Die Erosionsrate nimmt daher ebenfalls ab. Gefälle und Erosion wirken aufeinander ein mit dem Effekt, dass die Erosion durch die von ihr bewirkte Gefällsverminderung zur indirekten Ursache ihrer eigenen Verringerung wird. Erosion und Gefälle sind hier durch diese Rückkopplung miteinander in beiden Richtungen verbunden.

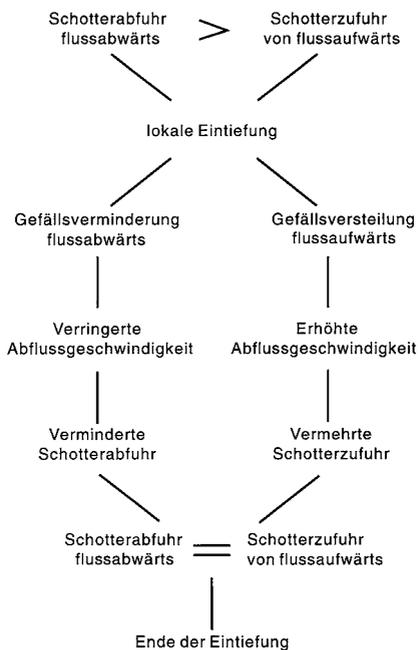
In diesem Fall, wie in den meisten geomorphologischen Prozessresponsssystemen, handelt es sich um eine intensitätsdämpfende **negative Rückkopplung**. Diese **ensystemische** Rückkopplung geschieht im System selbst und wird von ihm bewirkt (Abb. 2.1).

Selbstverstärkende **positive Rückkopplungen** treten seltener auf und sind von kurzer Dauer, aber zugleich meist spektakulärer, ehe sie nach Erreichen eines Schwellenwerts entweder in

einer „Explosion“, das heißt in einer Selbstverrichtung des Systems enden oder in eine negative Rückkopplung umschlagen. Auch positive Rückkopplungen können ensystemisch sein. Ein Beispiel positiver Rückkopplung ist der Aufstieg gasreicher Lava im Schlot eines Vulkans. Je höher die vom Druck ihrer Gase emporgepresste Lava im Schlot aufsteigt, umso geringer wird der Gegendruck des auf ihr lastenden Gesteins. Dadurch wird mehr Gas in der Lava freigesetzt und der vermehrte Gasdruck beschleunigt den weiteren Aufstieg der Lava, bis die in solchen Fällen explosive Eruption dem Selbstverstärkungstrend ein Ende setzt. Ein anderes Beispiel ist ein katastrophaler Bergsturz, der ebenfalls von einer progressiven, sich selbstverstärkenden Lockerung des Gesteinsgefüges ausgelöst wird. Nachdem die Bergsturzmasse am Fuß des Hanges abgelagert ist, geschieht ihre Abtragung durch Prozesse, die negativ rückgekoppelt sind.

**Abb. 2.1**

Funktionalbeziehungen und negative Rückkopplungen zwischen den Komponenten eines Prozessresponsystems im Flussbett



## 2.4 Dynamisches Gleichgewicht und stationärer Zustand in geomorphologischen Prozessresponsystemen

Komponenten von natürlichen Prozessresponsystemen sind vorwiegend durch negative Rückkopplungen miteinander verknüpft. Diese wirken als Mechanismen der Selbstregulierung und steuern das jeweilige System in Richtung auf einen Zustand des dynamischen Gleichgewichts. Das Hinstreben des Systems zu diesem Zustand ist unausweichlich, solange die Systemkomponenten ensystemisch durch negative Rückkopplungen gesteuert werden und nicht durch Veränderungen in übergeordneten Systemen ihres Umfeldes gestört werden.

Das in Abbildung 2.1 dargestellte anfängliche Ungleichgewicht zwischen Zufuhr und Abfuhr der Geröllfracht an einem Flussbettquerschnitt illustriert dieses Hinstreben zum Gleichgewicht. Am Anfang übersteigt die Geröllabfuhr die Zufuhr, mit dem Nettoeffekt einer lokalen Eintiefung des Flussbetts. Dadurch wird das Gefälle der Flussbettsohle flussaufwärts von dieser Stelle

erhöht, flussabwärts aber erniedrigt. Die Gefällsverteilung flussaufwärts hat eine Erhöhung der Zuflussgeschwindigkeit zur Folge, die Gefällsverflachung flussabwärts eine Verminderung der Abflussgeschwindigkeit. Da der Gerölltransport im Flussbett eine Funktion der Fließgeschwindigkeit ist, wird nun mehr Geröll von flussaufwärts herangeführt, aber weniger nach flussabwärts wegtransportiert, das heißt, das Flussbett wird lokal durch Geröllablagerung aufgehöhht. Infolgedessen gleichen sich Zufuhr und Abfuhr am Ort gegenseitig aus und die Eintiefung des Flussbetts wird beendet.

Die im System enthaltenen Eigenschaften der Form (hier: Gefälle), des Materials (hier: Schotter) und der Prozesskomponente (hier: Fließgeschwindigkeit und Transportvermögen des Wassers) sind so gekoppelt, dass ihre Wirkung der anfänglichen Differenz zwischen Zufuhr und Abfuhr, also der „Ursache“ der Veränderung, entgegengerichtet ist und diese aufhebt. Dieser Umstand macht das Wesen der negativen Rückkopplung und der durch sie geregelten Selbststeuerung des Systems aus.

In Wirklichkeit ist die Sache wesentlich komplizierter: der Abfluss eines Gewässers variiert auch als Funktion des Niederschlags, die Fließgeschwindigkeit ist unterschiedlich an verschiedenen Stellen des Flussbettquerschnitts, die Gerölle im Fluss sind unterschiedlich groß und werden ungleichmäßig transportiert. Solche kurzzeitigen Oszillationen der beteiligten Prozesse sind jedoch normal und ändern nichts am Prinzip des Gleichgewichts, solange der mittlere Zustand des Systems sich nicht verändert.

Da die Steuerung des Systems von den rückgekoppelten Prozessen ausgeht, die ihrerseits von Kräften getrieben werden, heißt das dadurch entstehende Gleichgewicht **dynamisches Gleichgewicht** (engl. *dynamic equilibrium*) (Ahnert 1954, 1967a, Chorley & Kennedy 1971, Young 1972). Sein Kennzeichen ist die Gleichheit der Prozessraten, insbesondere der Produktion bzw. der Zufuhr von Material einerseits und der Abfuhr dieses Materials andererseits. Ist es erreicht, dann bleibt die Massenbilanz des betrachteten Systems ebenso unverändert wie die quantitativen Eigenschaften der Form- und Materialkomponenten. Das Prinzip des dynamischen Gleich-

gewichts war zuerst von Gilbert (1877) erkannt und beschrieben worden. Er nannte es „*Equality of action*“.

Die Tendenz zur Erzeugung eines dynamischen Gleichgewichts gilt nicht nur für die Geomorphologie, sondern ist eine grundlegende Eigenschaft aller natürlichen Prozessresponssysteme, der organischen wie der anorganischen. Mit positiven Rückkopplungen erzeugen diese Systeme fortschreitende, auch evolutionäre Veränderungen ihrer eigenen Struktur, mit negativen Rückkopplungen halten sie ihre existierenden Strukturen instand. Als Resultat entsteht eine allen natürlichen Systemen innewohnende Selbststeuerung und Selbstorganisation ihres Zustandes und ihrer Entwicklung.

Die mit dem dynamischen Gleichgewicht der Prozessraten verbundene Konstanz der Form- und Materialeigenschaften und damit des gesamten Prozessresponssystems heißt **stationärer Zustand** (engl. *steady state*). Er bedeutet, dass sich die Systemkomponenten nicht ändern, obwohl die Prozesse des Systems aktiv sind. Während des stationären Zustands findet keine weitere Entwicklung des Systems statt, es ist in diesem Fall **zeitunabhängig** (engl. *time-independent*), da Zeit nur in Gegenwart von Veränderungen maßgeblich ist. Eine entscheidende Voraussetzung des stationären Zustands ist, dass auch die systemexterne Zufuhr von Energie und Material konstant bleibt.

Der Begriff dynamisches Gleichgewicht bezieht sich nur auf Prozessraten und die sie verursachenden Kräfte, auf die innerhalb dieses Systems vorhandenen Prozesssysteme; stationärer Zustand ist ein übergeordneter Begriff, der sich auf das ganze Prozessresponssystem bezieht, einschließlich der darin enthaltenen Prozesssysteme, Formen und Materialien.

Um einen stationären Zustand zu erreichen, braucht ein System eine gewisse **Anpassungszeit** (engl. *response time* oder *relaxation time*). Die Anpassung, d.h. die Veränderung der Systemkomponenten zum stationären Zustand hin, erfolgt zunächst rasch, dann immer langsamer, in immer kleineren Schritten, gleichsam asymptotisch. In der Natur wird sie noch dazu von mehr oder weniger zyklischen Schwankungen überlagert.

Tritt vorzeitig eine Änderung der Energiezufuhr ein, die länger anhält etwa eine Änderung in der Geschwindigkeit der Krustenhebung oder eine Änderung klimatischer Faktoren, so wird die Tendenz der bisherigen Entwicklung unterbrochen. Das System ändert dann seine internen Prozessraten und strebt einen anderen, der geänderten Energiezufuhr entsprechenden stationären Zustand an, der seinerseits eine neue Anpassungszeit erfordert. Eine solche Änderung kann auch dadurch bewirkt werden, dass sich die Materialeigenschaften innerhalb des Systems ändern, zum Beispiel wenn ein in die Tiefe erodierender Fluss ein Gestein erreicht, dessen Widerständigkeit größer oder kleiner ist als die Widerständigkeit des Gesteins, in dem der Fluss sein Bett vorher eintiefte.

Die praktische Bedeutung des Gleichgewichtsbegriffs liegt nicht in der Frage, ob ein bestimmtes System einen stationären Zustand erreicht hat

oder nicht, sondern in der Tatsache, dass alle geomorphologischen Prozessresponsssysteme, die negative Rückkopplungen zwischen hinreichend leistungsfähigen Prozesskomponenten enthalten, stets auf einen solchen, ihrer gegenwärtigen Energiezufuhr entsprechenden Zustand hinstreben. Das Erkennen dieses Zustands bedeutet zugleich, die Richtung der Entwicklung zu erkennen, in der sich das System gegenwärtig verändert. Der räumlich und zeitlich differenzierten Massenbilanz an der Landoberfläche und der dieser Massenbilanz innewohnenden Tendenz zum Streben nach einem dynamischen Gleichgewicht kommt in der Geomorphologie eine fundamentale und universelle Bedeutung zu.

#### **Ergänzende Lektüre**

Chorley, R.J. und Kennedy, B.A. (1971): *Physical Geography – A Systems Approach*. London: Prentice Hall International, 370 S.

# 3 Endogene Prozessresponsssysteme

Die Relief erhöhende Tendenz der endogenen Prozesse bedeutet zugleich eine Erhöhung der für die exogenen Abtragungsprozesse verfügbaren potenziellen Energie:

$$E_{\text{pot}} = m g h \quad (3.1)$$

wobei

$m$  = Masse

$g$  = Fallbeschleunigung (=  $9,81 \text{ m s}^{-1}$ )

$h$  = verfügbarer Höhenunterschied (lokales Relief)

## 3.1 Hypsographische Kurve und Isostasie

Die äußere Schale der festen Erde hat im Bereich der Kontinente eine gänzlich andere Beschaffenheit als am Boden der Ozeane. Die **kontinentale Kruste** ist im Mittel etwa 30 km dick und besteht vorwiegend aus granitischen Gesteinen mit einer mittleren spezifischen Dichte von 2,7. Die nur etwa 6 km dicke **ozeanische Kruste** besteht dagegen aus basaltischen Gesteinen mit einer mittleren Dichte von etwa 3,1.

Die **hypsographische Kurve** der Erdoberfläche, ein kumulatives Häufigkeitsdiagramm der Oberflächenhöhen, zeigt fünf deutliche, durch Knicke markierte Höhenabschnitte (Abb. 3.1):

1. Die **Hochgebirge** über 2000 m.
2. Die **Kontinentalplattform** von 2000 m bis -200 m, deren unter dem Meeresspiegel gelegener Teil **Kontinentalschelf** heißt.
3. Der **Kontinentalabhang** von -200 m bis etwa - 4000 m, in dessen Tiefenbereich auch die nicht zum Kontinentalabhang gehörenden **Mittelozeanischen Rücken** liegen.

4. Der **Ozeanboden** von etwa - 4000 m bis etwa - 6000 m.
5. Die schmalen **Tiefseegräben** in Tiefen unter - 6000 m.

Wegen der Schwankungen des Meeresspiegels hat sich die Flächengröße des Kontinentalschelfs in der Erdgeschichte häufig verändert. Den eigentlichen Rand der Kontinente bildet daher der Kontinentalabhang.

Die mittlere Höhe der Kontinente beträgt etwa 875 m ü. NN, die mittlere Tiefe der großen Ozeanbecken etwa -5000 m. Die Oberfläche der kontinentalen Kruste steht im Mittel etwa 6 km höher als die der ozeanischen Kruste; andererseits ist die kontinentale Kruste mit etwa 30 km Mächtigkeit rund fünfmal so dick wie die ozeanische Kruste. Sie reicht daher auch tiefer in die nächste Schale, den **Erdmantel**, hinein. Aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erdbebenwellen ist für den oberen Erdmantel eine spezifische Dichte von 3,3 bestimmt worden, wenig mehr als die Dichte der ozeanischen Kruste, aber ungefähr um ein Fünftel mehr als die Dichte der kontinentalen Krustenschollen.

Auf diesem Umstand beruht die Theorie der **Isostasie**, nach der die Krustenschollen auf dem Erdmantel „schwimmen“, das heißt gemäß dem archimedischen Prinzip so tief in den Erdmantel eintauchen, dass sie eine ihrer eigenen Masse gleiche Masse von Mantelmaterial verdrängen. Die Eintauchtiefe der Kruste in den Mantel beträgt demnach:

$$T_k = \frac{D_k S_k}{S_m} \quad (3.2)$$

wobei

$T_k$  = Eintauchtiefe der Kruste

$D_k$  = Dicke der Kruste

$S_k$  = spezifische Dichte der Kruste

$S_m$  = spezifische Dichte des Mantels

Die Auftauchhöhe  $H_k$ , um welche die Krustenoberfläche emporragt, ist:

$$H_k = D_k - T_k \quad (3.3)$$

Die ozeanische Kruste ( $S_k = 3,1$ ;  $D_k = 6$  km) hat wegen des geringen Dichteunterschieds zum Mantel und wegen ihrer geringen Dicke eine sehr geringe Auftauchhöhe  $H_k = 0,36$  km, die ozeanische Kruste liegt also praktisch im Niveau des Mantelspiegels. Dagegen beträgt die mittlere Auftauchhöhe der kontinentale Kruste ( $S_k = 2,7$ ;  $D_k = 30$  km)  $H_k = 5,5$  km. Der tatsächliche Höhenunterschied zwischen der mittleren Höhe der Kontinente und der Tiefe der großen Ozeanbecken stimmt mit diesen grob geschätzten Werten überein.

Der obere Mantel und die Kruste bilden zusammen die **Lithosphäre**. Darunter liegt die sehr viel beweglichere **Asthenosphäre**. Der Zustand des „Schwimmens“ bedeutet, dass Kruste dort, wo sie höher emporragt – gemäß den Gleichungen (3.2) und (3.3) – auch tiefer in den Mantel hineinreicht. Tatsächlich ist die Kruste im Bereich der Hochgebirge und Hochländer dicker als im Bereich der Tiefländer. Die Verdickung der Kruste durch die Faltung oder Überschiebung vorher horizontaler Schichten führt zur **isostatischen Hebung** der Krustenoberfläche.

Eine weitere Konsequenz des „Schwimmens“ der Krustenschollen ist, dass die Kruste bei zusätzlicher Belastung in den Mantel einsinkt und sich bei Entlastung hebt. Belastung findet zum Beispiel statt, wenn in einem Tiefland oder Schelfgebiet große Sedimentmassen abgelagert werden (**sedimentationsisostatische Senkung**). Entlastung tritt in Gebirgen ein, die durch Erosion und Denudation abgetragen werden (**denudationsisostatische Hebung**). Der jeweilige Betrag dieser vertikalen Ausgleichsbewegung ist:

$$\Delta H = +/- d \frac{S_g}{S_m} \text{ (m)} \quad (3.4)$$

wobei

$\Delta H$  = Betrag der Krustenbewegung (positiv: Hebung, negativ: Senkung)

$d$  (m) = mittlerer Betrag der Abtragung (positiv) bzw. Sedimentation (negativ)

$S_g$  = spezifische Dichte des abgetragenen bzw. sedimentierten Materials

$S_m$  = spezifische Dichte des oberen Mantels (= 3,3)

Die Abtragung von Gestein mit einer spezifischen Dichte  $S_g = 2,5$  bewirkt demnach eine isostatische Hebung von  $2,5/3,3 = 0,76 = 76\%$  des Betrags der mittleren Abtragung. Im Falle der Sedimentation ist die spezifische Dichte wegen der lockereren Lagerung und des entsprechend höheren Porenraums wesentlich geringer, meist zwischen 1,5 und 2,0. Die isostatische Absenkung durch Sedimentation liegt daher meist bei etwa  $1,5/3,3$  bis  $2,0/3,3$ , zwischen rund 45% und 60% des Aufschüttungsbetrags.

Die isostatische Krustenbewegung kompensiert nur zu einem Teil die durch Abtragung oder Aufschüttung erzeugte Veränderung der Höhenlage der Landoberfläche. Eine denudationsisostatische Netto-Relieferhöhung kann jedoch eintreten, wenn die Abtragung der Gipfel wesentlich geringer ist als die für die isostatische Ausgleichshebung ausschlaggebende mittlere Abtragung des Gesamtgebiets. Dies ist möglich in einem plateauartigen Hochland, in dem die Abtragung hauptsächlich auf die Täler und Talhänge konzentriert ist, während die talfernen höchsten Punkte des Geländes noch wenig oder gar nicht abgetragen werden.

Eine **hydroisostatische Senkung** entsteht durch die zusätzliche Belastung der Kruste mit einem Wasserkörper. Eine **hydroisostatische Hebung** geschieht, wenn der Wasserkörper seichter wird oder verschwindet. Der pleistozäne, 300 m tiefe Lake Bonneville in Utah/USA, der während der letzten Eiszeit ein 50 000 km<sup>2</sup> großes Becken füllte und von dem nur noch der 5000–6000 km<sup>2</sup> Great Salt Lake übrig geblieben ist, war in verschiedenen Teilen seines Beckens verschieden tief, und erzeugte so die Entlastung unterschiedlich große Ausgleichshebungen. Die ursprünglich horizontalen Uferlinien des pleistozänen Sees sind dementsprechend verbogen.

Auch langzeitliche Erniedrigungen oder Anstiege des Meeresspiegels, die in der Erdgeschichte