

# 15 Flüsse und fluviale Formung

## 15.1 Einleitung

Flüsse sind ein sehr wichtiger Bestandteil von Umwelt und Landschaft. Sie sind Wasserquellen, sie transportieren Sedimente, verursachen Erosion und Überschwemmungen und dienen als Schifffahrtswege. In diesem Kapitel betrachten wir zunächst die Einzugsgebiete, die Beschaffenheit der Flusslängsprofile und die Grundzüge der Querschnittsformen und -muster. Anschließend werden wir einige besondere Flussmilieus (Überschwemmungsebenen, Terrassen und Deltas) näher ansehen, bevor wir uns zwei bedeutenden Aspekten der Flusseinzugsgebiete zuwenden, die für den Menschen von besonderer Bedeutung sind: dem Sedimenttransport und dem Problem der Überschwemmungen. Abschließend werden die anthropogenen Einflüsse auf Fluss-Systeme kurz erörtert.

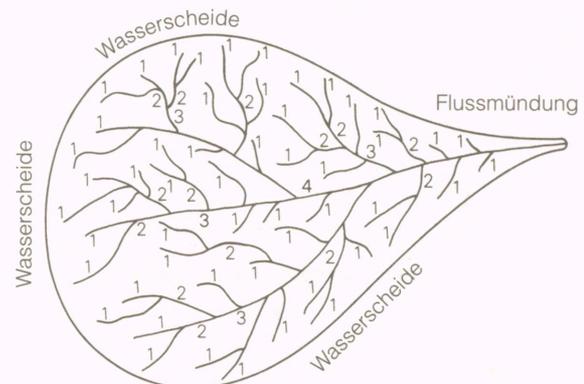
## 15.2 Morphometrie der Einzugsgebiete

*Morphometrie* ist die Messung der Form. Sie ist eine der wichtigsten Quantifizierungsarten der Hydrologie und Geomorphologie. Der große Vorteil der Formenmessung liegt gegenüber der Beschreibung mit Worten in der Genauigkeit, die man erreichen kann. Man kann verschiedene Einzugsgebiete von Flüssen vergleichen und einander gegenüberstellen, Korrelationen zwischen verschiedenen Variablen innerhalb des Einzugsgebietes herstellen und Gebiete bezeichnen, die von der Norm abweichen. Dies wurde von einem der Begründer der modernen morphometrischen Untersuchungen, R. E. Horton, besonders betont.

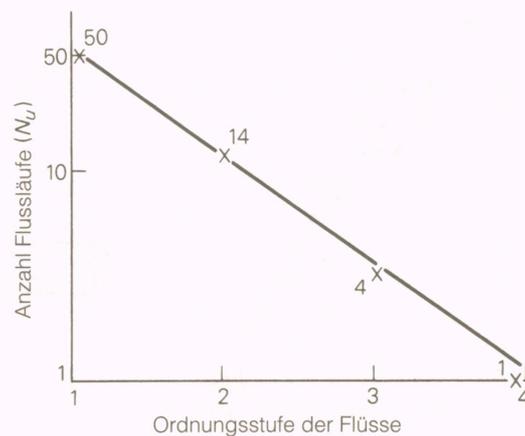
Eine der ersten Zielsetzungen der *Flussmorphometrie* bestand in der Bildung einer *Hierarchie von Fließgewässern* nach ihrer Ordnung. Viele Systeme sind entwickelt worden, aber das System von A. N. Strahler, ein Schüler von Horton, hat den Vorteil, dass es objektiv und unkompliziert ist. Nach dem System von Strahler werden die im Fluss-System zuoberst gelegenen „Fingerspitzen“-Zuflüsse als Gewässer erster Ordnung bezeichnet. Zwei Gewässer erster Ordnung ergeben zusammen ein Gewässer zweiter Ordnung, zwei

Gewässer zweiter Ordnung, eines dritter Ordnung und so weiter (Abbildung 15.1a). Es braucht mindestens zwei Gewässer einer bestimmten Ordnung, um ein solches der nächsthöheren Ordnung zu bilden.

Als Horton Ordnungssysteme dieser Art verwendete, wurde ihm klar, dass es innerhalb eines Einzugsgebietes eine regelhafte Verteilung der Gewässer ver-



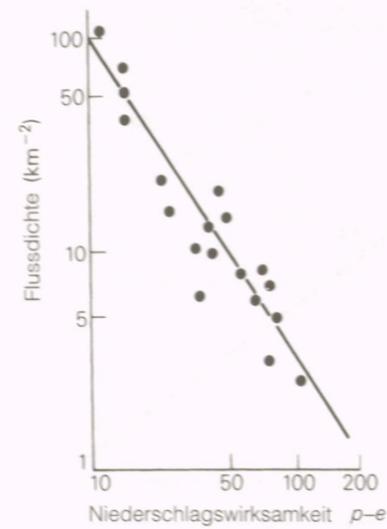
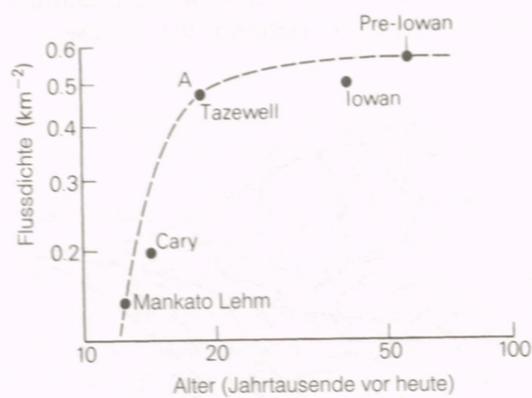
a



b

**Abb. 15.1** Morphometrie eines Einzugsgebietes: a) das Ordnungssystem für Flussläufe von Strahler, angewandt auf ein kleines Einzugsgebiet; b) das Verhältnis zwischen der Anzahl Flussläufe der verschiedenen Ordnungen, wie sie für den Einzugsbereich oben festgelegt wurden.

schiedener Ordnung gab. Das brachte ihn dazu, eine Reihe von Gesetzen über die Beziehung der Gewässer zueinander aufzustellen. Er stellte zum Beispiel fest, dass in den meisten Einzugsgebieten die Zahl der Gewässer verschiedener Ordnung mit der Zunahme der Ordnungsstufe regelmäßig abnimmt. Wenn man den Logarithmus der Gewässeranzahl einer bestimmten Ordnung auf der einen Achse und die Ordnung selbst auf der anderen Achse aufzeichnet, so liegen deshalb die Punkte auf einer geraden Linie. Dies ist das Gesetz der Gewässerszahl (Abbildung 15.1b). Entsprechend ergeben die Aufzeichnungen der Logarith-



men der mittleren Längen der Gewässersegmente verschiedener Ordnung und die Gewässerordnung selbst eine mehr oder weniger gerade Linie. Dies ist das Gesetz der Gewässerslängen. Das Gesetz der Einzugsgebietsfläche folgt dem gleichen generellen Muster.

Abgesehen von der Gewässerordnung gibt es noch verschiedene Aspekte der Flussnetzformen, deren Betrachtung sich als nützlich erwiesen hat. So gibt zum Beispiel die Flussdichte (Abbildung 15.2), das Maß der Gewässerslänge pro Flächeneinheit in einem Einzugsgebiet, eine nützliche quantitative Angabe über die Zerschneidung der Landschaft. Dieses Maß zeigt

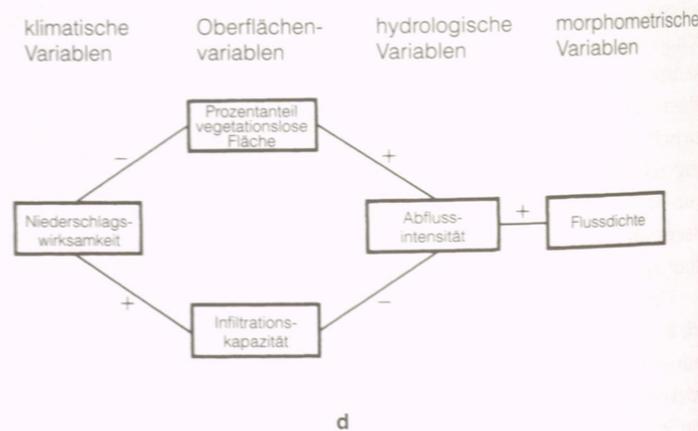
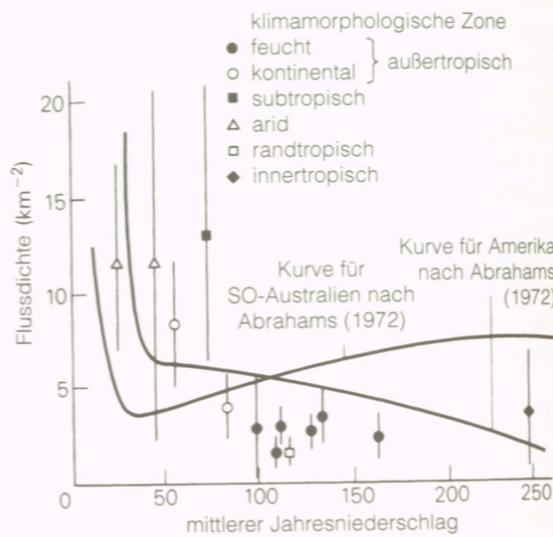


Abb. 15.2 Flussdichte und ihre Steuerungsgrößen. a) Wie man aus Messungen auf Geschiebelehmen unterschiedlichen Alters in Nordamerika ableiten kann, ist die Gewässerdichte auf älteren Oberflächen größer. Nach etwa 20 000 Jahren scheint aber ein Gleichgewichtswert erreicht zu sein. b) Globale Schwankung des mittleren Jahresniederschlags, wobei jede Linie die Spannweite der Werte für eine bestimmte Datenquelle zeigt. c) Flussdichte als Funktion der Niederschlagswirksamkeit, abgeleitet durch Subtraktion der Evapotranspirationsverluste (e) vom Niederschlag (p). d) Eine Korrelationsstruktur für die klimatischen, Oberflächen-, hydrologischen und morphologischen Variablen.

von Gebiet zu Gebiet sehr große Abweichungen. Auch wenn dies zum Teil darauf zurückzuführen ist, dass die Gewässer auf Karten mit unterschiedlichem Maßstab eingezeichnet sind und damit einen unterschiedlichen Generalisierungsgrad aufweisen, gibt dies dennoch einen großen Teil der Wirklichkeit wieder und kann auf die unterschiedlichen Bedingungen in den einzelnen Einzugsgebieten zurückgeführt werden. Auf stark durchlässigen Oberflächen mit einem sehr kleinen Potenzial zur Bildung von Oberflächenabfluss können die Flussdichten weniger als einen Kilometer pro Quadratkilometer betragen. Auf der anderen Seite sind in Gebieten mit schwerer Erosion auf undurchlässigen, aber weichen Gesteinen (Badlands) schon Dichten von über 700 Kilometern pro Quadratkilometer festgestellt worden. In Großbritannien liegen die meisten Dichten zwischen 2–8 Kilometern pro Quadratkilometer. Je nach Klima und Gesteinstyp gibt es beträchtliche Unterschiede. Abgesehen von den Gesteinen und den Böden in einem Einzugsgebiet können auch die Eigenschaften des Niederschlags eine wichtige Steuerungsgröße der Flussdichte sein. Denn sie beeinflussen den Grad der Vegetationsbedeckung und damit die Erodierbarkeit der Bodenoberfläche. Abbildung 15.2 b) und c) legen nahe, dass die höchsten Flussdichten in Gebieten liegen, wo der tatsächliche Niederschlag gering ist.

### 15.3 Formen der Flussnetze

Auch wenn die Gewässerdichte eine der signifikantesten Bestimmungsgrößen für den Charakter eines Einzugsgebietes ist, so darf man doch nicht vergessen, dass auch das Muster des Gewässernetzes sehr unterschiedlich sein kann. Einige typische Beispiele sind in Abbildung 15.3 dargestellt.

Ungeordnete Flussnetztypen findet man in Gebieten, wo das Flussnetz durch Vorgänge wie glaziale Erosion und Ablagerung umgestaltet wurde. Ein Blick auf die Karte großer Teile Finnlands zeigt diesen Typ. Die meisten vorkommenden Gewässernetze haben ein dendritisches Muster. Solche Systeme sind typisch für gut angepasste Flüsse auf relativ gleichmäßigen Materialien. Abweichungen von diesem „Normalfall“ kommen dann vor, wenn eine klare Steuerung durch geologische Strukturen erfolgt. So entstehen zum Beispiel ringförmige Muster auf Dombergen oder Antiklinalen, gitterförmige Muster auf sanft geneigten Flächen, die sich durch verschiedenartige Gesteine einschneiden, und rechteckige Muster dort, wo Verwerfungen oder

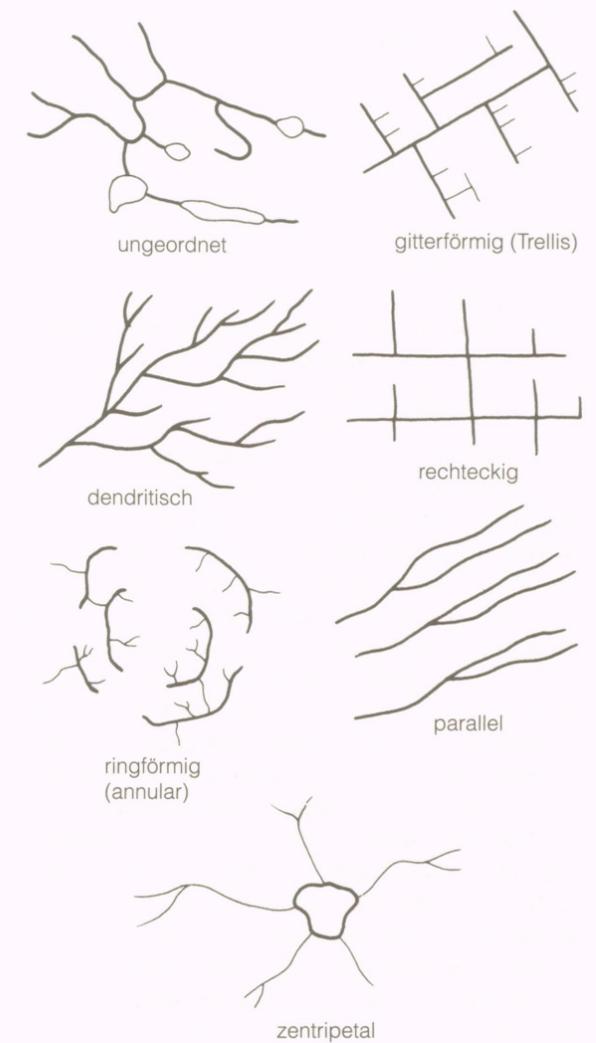


Abb. 15.3 Eine Auswahl der Haupttypen der Flussnetze.

Fugen den Verlauf des Flussbettes vorgeben. Auch die Hangneigung kann eine wichtige Steuerungsgröße sein. Auf sehr steilen Hängen (zum Beispiel am Abhang einer Schichtstufe, einer Minenabraumhalde oder eines tiefen Priels) kommt es zu parallelen Mustern. Schließlich gibt es, wenn auch die meisten Gewässersysteme ineinander oder in die Ozeane fließen, in gewissen ariden Gebieten auch zentripetale Systeme, die ihre Ursache in Vorgängen wie Deflation oder Blockierung durch Dünen haben.

Man muss auch daran denken, dass Flussnetze durch ihre lange Entwicklungsgeschichte beeinflusst sein können. Dies ist besonders dort der Fall, wo keine Übereinstimmung zwischen Flussnetz und geologischen Strukturen festzustellen ist. Wie wir in Kapitel

11.8 gesehen haben, können Antezedenz und Überlagerung solche Anomalien verursachen.

## 15.4 Das Längenprofil des Flusslaufes

Ein Großteil der Flüsse hat ein konkaves Längenprofil (Abbildung 15.4). Im Laufe der Zeit wurden Unregelmäßigkeiten beseitigt und es entsteht ein einigermaßen ausgeglichenes Längenprofil. Der Gradient wird immer kleiner, je weiter man sich flussabwärts bewegt. Verschiedene zusammenwirkende Faktoren dienen zur Erklärung dieser Tendenz.

Zum einen nimmt die Größe der Geschiebe- und Sedimentfracht eines Flusses flussabwärts ab. Das grobe Material der oberen Flussabschnitte wird entlang des Flusslängsprofils allmählich durch feineres Material ersetzt. Der Grund: Der Gradient des Oberlaufes ist steil, sodass der Fluss hier eine (ausreichend) hohe Geschwindigkeit und somit Transportkraft besitzt, um relativ groben Verwitterungsschutt transportieren zu können. Im Mittel- und Unterlauf flacht der Flussgradient dagegen in der Regel ab, und die Fließgeschwindigkeit verringert sich ebenfalls, sodass die Energie des strömenden Wassers nur noch für den Transport von feinem Sedimentmaterial ausreicht.

Zweitens nimmt der Abfluss durch die Vergrößerung des Einzugsgebietes und durch die ständig wachsende Anzahl an Zuflüssen sowie die transportierte Gesamtfracht flussabwärts zu. Der Querschnitt des Flussbettes wird deshalb breiter, und auch der *hydraulische Radius* (der Abflussquerschnitt durch die Kontaktlänge zwischen Flussbett und Wasser) nimmt zu. Dadurch wird der Fluss effizienter und kann in der Folge mehr "Reserveenergie" für den Geschiebetransport aufwenden. Obwohl also die Gesamtfracht flussabwärts zunimmt, kann sie deshalb durch einen immer leistungsfähigeren Strom auf immer geringeren Neigungen gegen die Mündung transportiert werden. Und im Gegensatz zu dem, was man beim Vergleich der turbulenten Gewässer in ihrem Oberlauf mit den sanfteren Abschnitten in ihrem Unterlauf annehmen könnte, bleibt die mittlere Fließgeschwindigkeit konstant oder nimmt sogar flussabwärts leicht zu. Dies liegt daran, dass die Rauheit des Flussbettes abnimmt, wenn die Flussfracht feiner wird und der Flusslauf durch die zunehmende Wassertiefe weniger durch Bodenreibung beeinflusst wird.

Das Längsprofil eines Flusses ist aber nicht immer eine glatte konkave Kurve (Abbildung 15.4). Zwar besteht die allgemeine Tendenz, dass die Korngröße

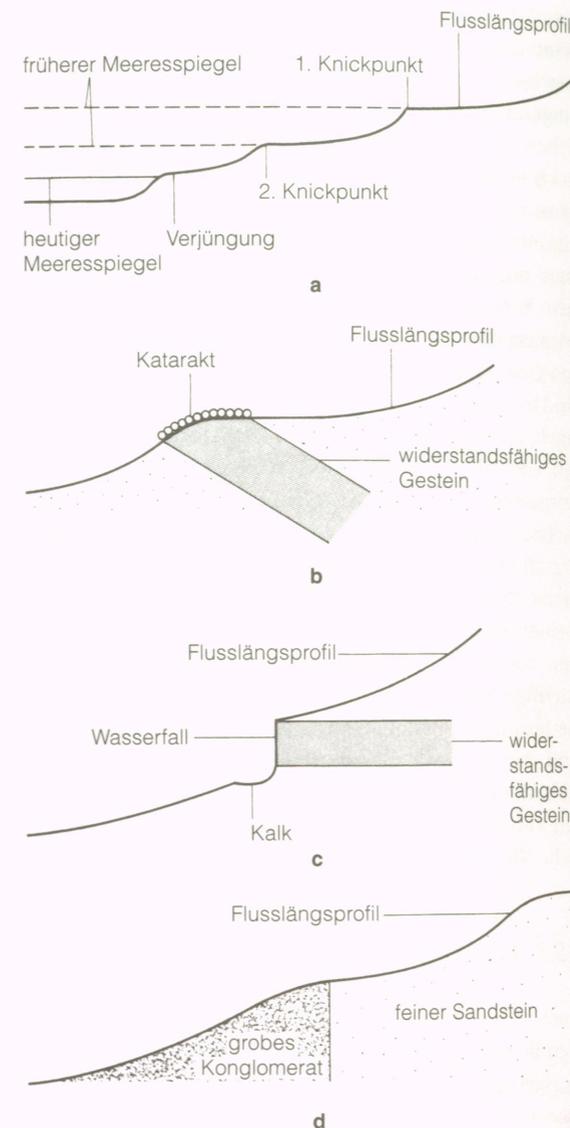


Abb. 15.4 Ursachen für Abweichungen im Längenprofil von Flüssen (Erläuterung im Text).

des Flussbettmaterials flussabwärts abnimmt, wenn der Fluss aber in seinem Unterlauf ein besonders widerstandsfähiges Gestein durchschneidet, erhält er wieder grobes Material, sodass dann sein Längenprofil steiler wird (Abbildung 15.4d). Dasselbe widerstandsfähige Gestein kann durch die Begrenzung der Flusseinschneidung zu einem Wasserfall oder einem Katarakt führen (Abbildung 15.4c). Gewisse Flüsse enthalten nicht genügend abrasives Material in ihrer Geschiebefracht, um sich in die unterliegenden Gesteine einschneiden zu können. Man geht davon

aus, dass dies einer der Gründe ist, weshalb große tropische Flüsse Längenprofile mit großen Wasserfällen und Katarakten aufweisen (Abbildung 15.4b). Extrem starke Verwitterung unter tropischen Bedingungen verschafft den Flüssen eine Fracht, die nur aus Korngrößen von Schluff und Ton besteht. In anderen Fällen haben Flüsse Unregelmäßigkeiten in ihrem Längenprofil, weil die Erosionsbasis (Meeresspiegel) sich verändert hat. Fällt zum Beispiel der Meeresspiegel (Abbildung 15.4a), liegt die Erosionsbasis tiefer, die Reliefenergie nimmt zu und der Fluss schneidet sich tiefer ein. Man nimmt an, dass diese Verjüngung sich zunächst auf das Mündungsgebiet auswirkt. Der neue steile Abschnitt setzt sich durch einen Profilknick vom übrigen Flusslauf ab und schneidet sich dann langsam rückschreitend ein.

## 15.5 Das Querprofil des Flusslaufes und hydraulische Geometrie

Größe und Form eines Flussquerprofils variieren in Abhängigkeit von einer großen Anzahl an Faktoren. Eine der wichtigsten Steuerungsgrößen ist der Abfluss. Flussuntersuchungen der amerikanischen Geologen L. B. Leopold und T. Maddock haben einige Beziehungen zwischen Breite und Tiefe des Flusslaufes und Abfluss- und Geschwindigkeitswerten nachgewiesen. Breite, Tiefe und Geschwindigkeit nehmen mit ansteigenden Abflusswerten zu, wobei sich allerdings die Breite flussabwärts schneller zu verändern scheint als die Tiefe.

Das Material, aus dem die Flusssufer bestehen, ist auch von großer Bedeutung. Ist es instabil und nicht oder nur wenig verfestigt, dann hat der Fluss die Tendenz, im Verhältnis zu seiner Tiefe ein breites Flussbett zu entwickeln. Flusssufer mit einem hohen Anteil an verfestigendem Ton hingegen haben eine höhere Stabilität und widerstehen besser der Erosion, was die Entstehung von tieferen und schmaleren Querschnitten fördert.

Die Untersuchung der geometrischen Beziehungen von Flussquerprofilen, wie sie Leopold und Maddock als Erste betrieben haben, ist als *hydraulische Geometrie* bekannt geworden. Sie konnten die Zusammenhänge von Breite, Tiefe, Geschwindigkeit, Rauheit des Flusslaufes, Krümmung des Flusslaufes und Abfluss aufzeigen.

Wenn man die mittlere Tiefe eines Flusslaufes im Verhältnis zum Abfluss zu verschiedenen Zeitpunkten aufzeichnet, so stellt man mit zunehmendem Abfluss

eine Zunahme der Tiefe fest. Auch die Flussbreite und die Geschwindigkeit nehmen zu. Trägt man die Werte für diese drei Variablen auf logarithmischem Papier ein, liegen die Punkte nahe an einer Geraden und zeigen, dass sie alle eine Hauptfunktion des Abflusses sind. Man kann deshalb drei Gleichungen aufstellen:

$$\begin{aligned} w &= aQ^b \\ d &= cQ^f \\ v &= kQ^m \end{aligned}$$

wobei  $Q$  der Abfluss,  $w$  die Breite,  $d$  die mittlere Tiefe und  $v$  die mittlere Geschwindigkeit ist. Die anderen Ausdrücke ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $f$ ,  $k$  und  $m$ ) sind empirische Konstanten.

Um die Steuerungsgrößen des Wasserdurchflusses in Wasserläufen herauszufinden, ist es wichtig, die Form eines Wasserlaufes zu verstehen. Die Geschwindigkeit, mit der das Wasser in einem Wasserlauf fließt, wird durch drei Hauptfaktoren beeinflusst: die Form im Querprofil, das Gefälle sowie die Rauheit des Flussbettes und der Seiten. Die Form wird am besten mit dem bereits erwähnten hydraulischen Radius umschrieben. Dies ist die Fläche des Querprofils geteilt durch die Länge des benetzten Perimeters. Wo der Fluss im Verhältnis zu seinem Querprofil einen großen benetzten Perimeter hat, gibt es eine hohe Reibung, und seine Geschwindigkeit nimmt entsprechend ab. Dennoch: je größer das Querprofil, desto größer ist der Abfluss, den der Wasserlauf aufnehmen kann. Die Rauheit der Materialien, aus denen die Seitenwände bestehen, hängt von deren Form und Größe und von möglichen Hindernissen ab, die sich im Fluss befinden oder in ihn hineinragen wie etwa umgestürzte Bäume, Wasserpflanzen oder Wurzeln. Ist das Flussbett sehr rau, so gibt es beträchtlichen Widerstand gegen den Abfluss. Allerdings ist Rauheit sehr schwierig zu quantifizieren, obwohl sie mithilfe einer Messmethode, dem so genannten *Manning'schen Rauheits-Koeffizienten*, optisch abgeschätzt werden kann (Tabelle 15.1).

Diese drei Faktoren stehen in einem Zusammenhang zur mittleren Fließgeschwindigkeit (in Metern pro Sekunde) nach der Gleichung von Manning:

$$\bar{v} = \frac{R^{0,67} S^{0,5}}{n}$$

wobei  $\bar{v}$  die mittlere Fließgeschwindigkeit in Metern pro Sekunde,  $S$  das Gefälle in Metern pro Meter,  $R$  der hydraulische Radius in Metern und  $n$  die Rauheit des Randes ist.

Tabelle 15.1: Schätzung des Rauheitskoeffizienten eines Flusslaufs nach Manning

Flussbettprofil	Vegetation (Baumwurzeln, Wasserpflanzen, etc.)	Werte des Manning-Koeffizienten für Geschiebegrößen		
		Sand und Kies	grobe Kiese	Flusssteine
gleichförmig	keine	0,020	0,030	0,050
wellenförmig <sup>a</sup>	keine	0,030	0,040	0,055
gleichförmig	teilweise	0,040	0,050	0,060
wellenförmig <sup>a</sup>	teilweise	0,050	0,060	0,070
sehr unregelmäßig	keine	0,055	0,070	0,080
sehr unregelmäßig	ausgedehnt	0,080	0,090	0,100

<sup>a</sup> wellenförmig = Tiefen und Untiefen gut ausgebildet.

Quelle: verändert nach G. E. Petts (1983) *Rivers*. Butterworth, London, Tabelle 3.4.

## 15.6 Formen der Flussläufe

Die Form eines Flusslaufes fällt in eine von drei Kategorien: verwildert, wenn sich ein Flusslauf in einzelne Teile gliedert; mäandrierend, wenn der Flusslauf Schlingen bildet; und, am seltensten, geradlinig. Jeder Fluss kann an verschiedenen Stellen seines Laufes jede dieser drei Formen annehmen, und manchmal ist es schwierig, die Formen voneinander zu unterscheiden. Ein mäandrierender Fluss kann zum Beispiel auch geradlinige und verwilderte Abschnitte haben. Im Allgemeinen bezeichnet man einen Fluss als geradlinig, wenn er auf einer Strecke, die dem Zehnfachen seiner Breite in diesem Abschnitt entspricht, gerade fließt. Als Mäander wird ein Flussabschnitt bezeichnet, wenn die Flusslänge zwischen dem Punkt A und dem Punkt B mindestens das Anderthalbfache der Tallänge beträgt. Das Verhältnis von Lauflänge zu Tallänge heißt *Krümmungsverhältnis*.

Flüsse sind selten absolut gerade. Dazu kommt, dass sich viele *geradlinige Flussläufe* sowohl im Labor wie in der Natur als instabil erweisen. Wenn wir die tiefsten Punkte entlang eines Flusslaufes miteinander verbinden, haben wir den so genannten *Talweg* markiert. Auch wenn ein Wasserlauf geradlinige Ufer hat, stellt man doch häufig fest, dass sein Talweg von einer Seite zur anderen pendelt. Im weiteren zeigt das Profil eines Flussabschnittes eine Serie von Tümpeln und seichten Stellen (Tiefen und Untiefen). Diese liegen etwa fünf bis sechs Flussbreiten auseinander. Wenn sich einmal eine solche *Tiefen-Untiefen-Abfolge* ergeben hat, beginnen viele Flussläufe, von einer Seite zur anderen zu pendeln. Abwechselnd wandern die Tiefen zur gegenüberliegenden Seite, während die Untiefen an den Kreuzungen der einzelnen Krümmungen verbleiben. Das Wasser scheint also die Neigung zu haben, in einem geschwungenen Lauf zu fließen. Ein geradliniger Abschnitt ist demnach instabil und unter

natürlichen Bedingungen eher selten. Seine Ausbildung erfordert besondere naturräumliche, meist geologisch-strukturelle Voraussetzungen, zum Beispiel dass der Fluss sich entlang einer Bruchzone oder einer Verwerfung bewegt, die sich der Tendenz zum freien, Schlingen bildenden Fließen entgegenstellt.



Abb. 15.5 Eine Luftaufnahme vom verwilderten Lauf des Rakaia River in der Nähe von Canterbury, Neuseeland. Man beachte das breite, flache Flussbett, das durch Sandbänke fast abgeschnürt wird, und den vielfach gewundenen Flusslauf.

*Verwilderte Ströme* (Abbildung 15.5) wurden nicht so eingehend untersucht wie Mäander, obwohl sie unter ganz unterschiedlichen Umweltbedingungen anzutreffen sind. Dazu gehören semiaride Gebiete mit niedrigem Relief, die ihren Abfluss aus Gebirgen erhalten, glaziale Sanderebenen, periglaziale Gebiete über Permafrost und Hochlandflächen in allen Klimaregionen. Zu den typischen Formen verwilderter Flüsse gehören ein breites, flaches Bett, das vor lauter Sandbänken fast erstickt, sowie rasche Verschiebungen von Sandbänken und Wasserläufen. Im Allgemeinen scheinen sich Flussverwildierungen auf groben Ablagerungen zu bilden. Sie nehmen ihren Anfang als kurze überschwemmte Bänke, die flussabwärts zusammenlaufen. Wenn sie einmal bestehen, wachsen sie schnell zusammen, da sich feineres Material dazwischen ablagert, und dehnen sich dann flussabwärts aus. Durch die Reduktion der Flussbreite kann es zur Förderung der Ufererosion kommen. Zu den Umweltbedingungen, welche die Verwildering begünstigen, gehören das Angebot großer Mengen an grober Geschiebefracht (durch glaziale Sander, Abbildung 15.6, oder auf alluvialen Schwemmkegeln), Ufer aus Lockermaterial, sich schnell und sprunghaft ändernde Abflussmengen und steile Hänge. Der letzte Faktor wird bei einer Betrachtung von Abbildung 15.7 deutlich.



Abb. 15.6 Verwilderte Flüsse sind eine typische Erscheinung in Gebieten mit glazialen Sandern. Sie kommen wie dieses Beispiel aus dem Wallis, Schweiz, dort vor, wo steile Hänge, eine hohe Sedimentfracht und ein variabler Abfluss zusammentreffen.

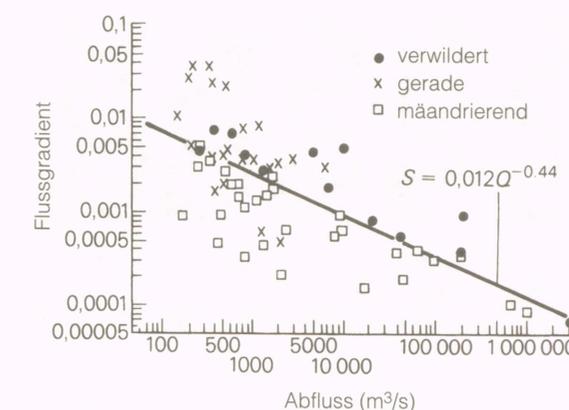


Abb. 15.7 Das Verhältnis von Abfluss zu Gradient in geraden, verwilderten und mäandrierenden Flüssen.

Man sieht, dass unmittelbar nachdem der Flussgradient einen kritischen Wert gegenüber dem Abfluss übersteigt ( $S = 0,012Q^{-0,44}$ ) (dargestellt durch die Regressionslinie), der Flusslauf vom Mäander zum verwilderten Lauf wird.

Die Frage, warum *Mäander* entstehen, ist schwierig zu beantworten. Die alte und einfache Vorstellung, wonach zufällige anfängliche Unregelmäßigkeiten der Erdoberfläche oder hartes anstehendes Gestein als Erklärung dienen könnten, ist ziemlich unzulänglich. Man nahm an, dass diese Faktoren eine Krümmung des Flusses bewirken würden, die sich dann zu einem schön geformten, gut entwickelten Mäander auswachsen würden. Beobachtungen im Labor und im Feld zeigen aber, dass das Gegenteil der Fall ist: Die besten Mäander entstehen auf homogenem Material, zum Beispiel Schwemmland, wo sie frei sind, sich flussabwärts und seitwärts zu bewegen. Die Seitwärtsbewegung wird durch die Erosion auf der Außenseite der Krümmung, wo die Strömung am stärksten ist (Prallhang), und durch die Ablagerung einer gekrümmten Barre auf der Innenseite der Krümmung, wo die Strömung am schwächsten ist (Gleithang), erreicht. Wenn sich die Mäander seitwärts und flussabwärts bewegen, so wandern diese Ablagerungen des Gleithanges (*point bars*) (Farbbildung 22) mit ihnen und bauen einen Bereich mit Sand- und Schlick-Akkumulationen auf. Dies trägt, wie wir noch sehen werden, zur Entstehung von Überschwemmungsebenen bei. Da sich Mäander nicht gleichmäßig vorwärts bewegen, können die Schlingen so nahe aneinander kommen, dass der Fluss den Durchbruch schafft, seinen Lauf verkürzt und die abgeschnittene Krümmung als *Altwasserarm* zurücklässt (Abbildung 15.8).

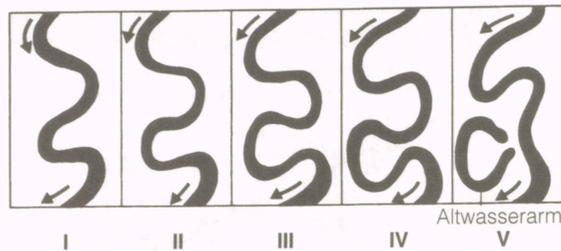


Abb. 15.8 Aufeinander folgende Stadien in der Entstehung von Mäandern mit der Bildung eines Altwassersees nach einem Durchbruch.

Die Proportionen der Mäander zeigen keine großen Unterschiede. Selten findet man Mäander, deren Wellenlänge weniger als das Achtfache und mehr als das Zwölfwache der Breite des Flussbettes beträgt. Der Grund dafür liegt darin, dass sehr enge Krümmungen (mit einem Verhältnis der Wellenlänge zur Flussbreite von etwa 5:1) und sehr offene Krümmungen (mit einem Verhältnis von Wellenlänge zu Flussbreite von vielleicht 20:1) den Widerstand für das Fließen um die Krümmung herum erhöhen würden.

Menschliche Tätigkeiten haben absichtlich und unabsichtlich Veränderungen der Flussformen verursacht. Viele Flussläufe sind zum Beispiel für die Schifffahrt oder aus Gründen des Hochwasserschutzes begradigt worden. Die Beseitigung der Mäanderschlingen trägt zur Verminderung von Überschwemmungen bei, weil der verkürzte Lauf, den der Fluss dann hat, den Gradienten und die Geschwindigkeit erhöht, sodass das Wasser schneller abfließt. Allerdings wird dadurch der überschwemmungsgefährdete Raum flussabwärts verlagert und die Hochwasserspitze sogar verstärkt. Man geht daher heute wieder dazu über,



Abb. 15.9 Der Cuckmere River in Sussex, England, hat eine Überschwemmungsebene mit einer besonders schönen Mäanderserie.

Tabelle 15.2: Unabsichtliche anthropogene Flusslaufveränderungen	
Erscheinung	Ursache
Einschneidung	Erosion durch „sauberes Wasser“ unterhalb von Staudämmen, verursacht durch den Rückhalt der Sedimente
Ablagerung	Reduktion der Spitzenabflüsse unterhalb von Staudämmen; Sedimentzufuhr durch Bergbau, Landwirtschaft etc.
Verbreiterung	Zunahme der Abflusswerte durch Ausdehnung der Siedlungen
Verkleinerung	Abnahme des Abflusses durch Wasserentnahme oder Maßnahmen gegen Hochwasser
Verkleinerung	Festhalten oder Stabilisieren von Sediment durch künstlich eingebrachte Pflanzen

neue Rückhaltebecken zu bauen und ehemalige Auengebiete zu reaktivieren. Entsprechende Pläne gibt es für den Oberrhein. Eines der eindrucklichsten Beispiele einer solchen Veränderung bietet der Mississippi, wo 16 Durchbrüche die Flusslänge zwischen Memphis und Baton Rouge auf einer Länge von 600 Kilometern um 270 Kilometer verkürzt haben. Unabsichtliche Veränderungen im Flusslauf können jedoch auch durch indirekte Auswirkungen menschlicher Eingriffe in die Sedimentfracht oder in die Abflussmenge auftreten (Tabelle 15.2).

### 15.7 Das Hochwasserbett

Das relativ flache Land, das den Flusslauf säumt und bei Hochwasser überschwemmt wird, wird als Hoch-

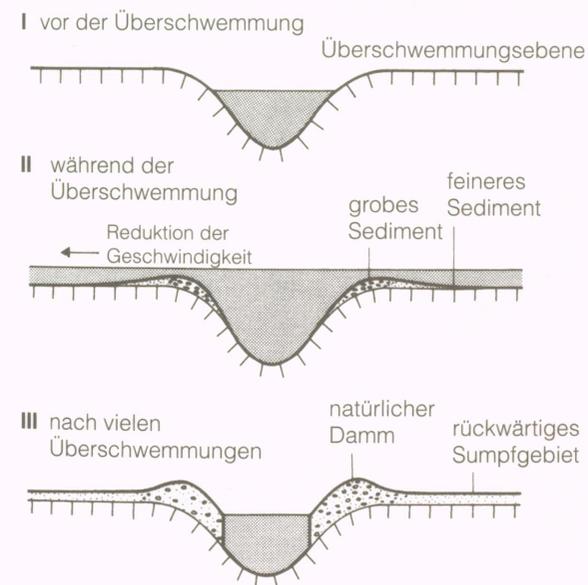
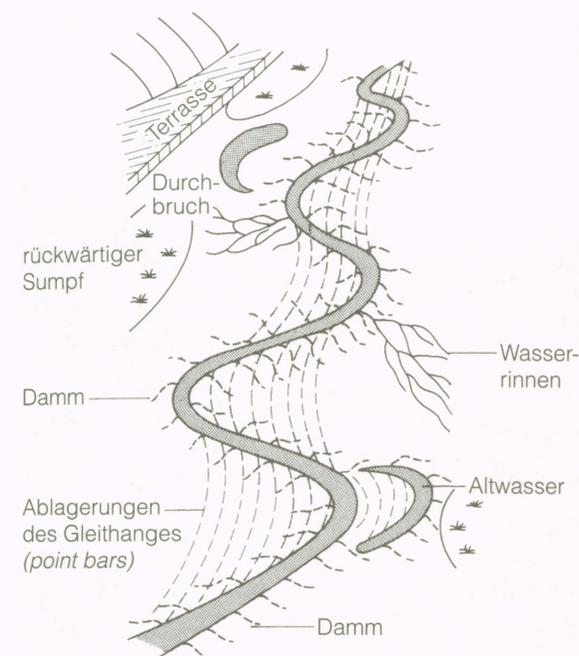


Abb. 15.10 Überschwemmungsebenen von Flüssen: a) einige Haupteigenschaften einer Überschwemmungsebene in schematischer Darstellung; b) die Bildung natürlicher Dämme durch Flussüberschwemmungen. Sobald ein Flusshochwasser über die Ufer tritt, nimmt es mit der Entfernung vom Flusslauf schnell an Geschwindigkeit ab und lagert die mitgeführte Fracht ab, zunächst das schwerere grobe Material und dann die leichteren und feineren Fraktionen, in der Reihenfolge Sand, Schluff und Ton.

wasserbett bezeichnet (Abbildung 15.9). Es gibt zwei Haupttypen davon: Solche, die durch Mäandrieren des Flusses und solche, die durch Ablagerung über die Seitendämme hinweg entstehen (Abbildung 15.10).

Bei einem mäandrierenden Flusslauf wird Material akkumuliert, wenn Flüsse sich zunächst seitlich einschneiden und bei verringerter Abflussmenge das Flussbett wieder auffüllen. Ablagerungen am Gleithang, die wir bereits bei der Behandlung der Mäander kennen gelernt haben, können in einigen Gebieten die Hauptursache des seitlichen Wachstums sein, obwohl es auch in Altwasserarmen zu Akkumulation kommt (Abbildung 15.9). Untersuchungen in Amerika legen nahe, dass möglicherweise 80–90 Prozent der Ablagerungen in Überschwemmungsebenen von diesem seitlichen Wachsen stammen. Wenn aber Flüsse über ihre Ufer treten, was normalerweise alle ein bis drei Jahre einmal geschieht, können verschiedenartige Ablagerungen entstehen. Zu den wichtigsten unter ihnen gehören natürliche Dämme.

Wenn ein Fluss bei Überschwemmungen über die Ufer tritt, nimmt die Fließgeschwindigkeit des sedimentreichen Wassers schnell ab. Dort, wo die Abnahme besonders rasch erfolgt, zum Beispiel entlang der Flussufer, wird viel grobes Material abgelagert. Kleinere Mengen von feinerem Material werden weiter über die Ebene verbreitet. Auf diese Art bauen aufeinander folgende Überschwemmungen auf beiden Seiten eines Flusslaufes so genannte natürliche Dämme auf. Diese determinieren den Flusslauf außerhalb der Überschwemmungsphasen im Bereich zwischen den Ufern. Manchmal erheben sich die natürlichen Dämme viele Meter über die umgebende Ebene, sodass diese sogar tiefer als die Flussoberfläche liegt. Wenn ein Fluss diese Dämme durchbricht, lagert er entlang von Wassergraben grobe Sedimente über die feinkörnigeren Materialien der rückwärtigen Sumpfgebiete ab.

### 15.8 Terrassen

Wenn sich ein Fluss in seine Überschwemmungsebene einschneidet, dann bilden sich alluviale Terrassen oder Felsterrassen (Farbabbildung 23). An den meisten Flüssen finden sich entlang ihres Laufes Reste von solchen Flussterrassen (Abbildung 15.11). Entweder liegen sie an beiden Talseiten auf der gleichen Höhe (paarige Terrassen) oder sie befinden sich an den einzelnen Talseiten auf unterschiedlicher Höhe (unpaarige Terrassen) (Abbildung 15.12a).



Abb. 15.11 Terrassen am Rand der Canterbury Plains, Südinsel Neuseelands. Im Hintergrund die Südalpen. Eiszeitlich bedingte Änderungen in der Sediment- und Geschiebefracht haben ebenso zu ihrer Entstehung beigetragen wie tektonische Aktivitäten.

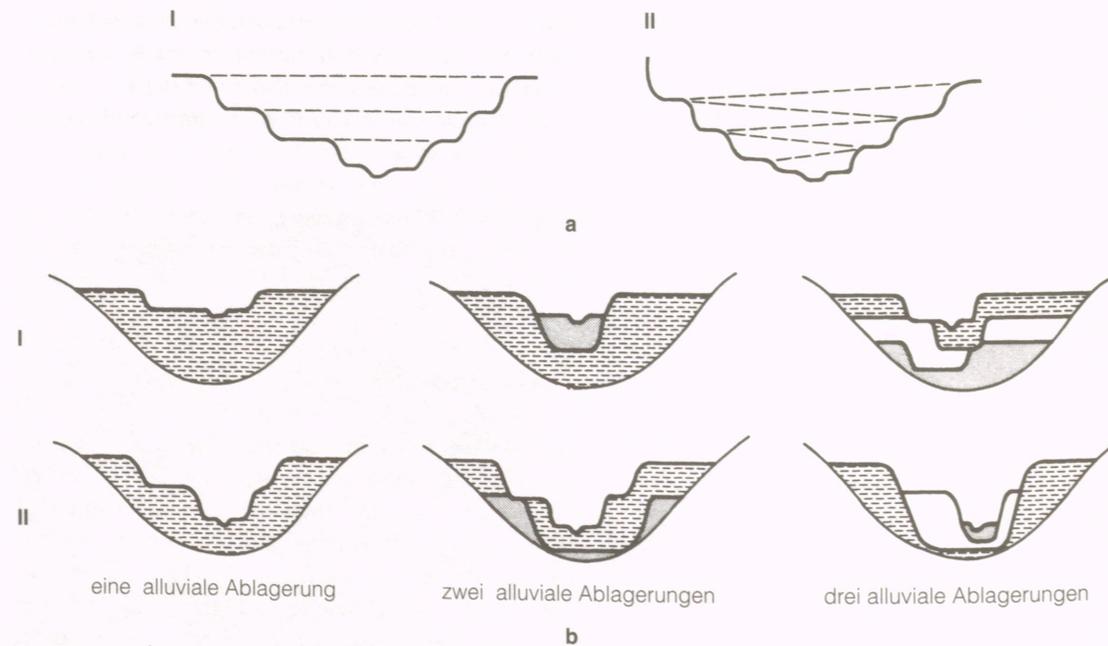


Abb. 15.12 Flussterrassen. a) I) paarige und II) unpaarige Terrassen; b) Talquerschnitte mit einigen möglichen Kombinationen von Terrassen und alluvialen Auffüllungen: I) mit einer Terrasse; II) mit zwei Terrassen.

Tabelle 15.3: Einige mögliche Erklärungen, warum Flüsse sich manchmal einschneiden und manchmal Ablagerungen bilden

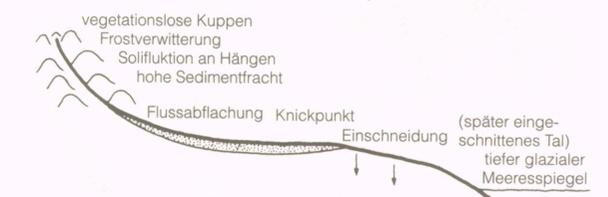
Einschneidung	Aufbau
Mangel an Fracht zur Ablagerung – Zunahme der Vegetationsdecke – Abnahme von Massenbewegungen – Abnahme der Frostverwitterung – keine Einträge durch Wind – keine Einträge durch Gletschervorstoß – Sediment durch Staudamm zurückgehalten	zu viel Sedimentfracht für den Fluss  mehr Erosion, Verwitterung und Massenbewegungen an Hängen
Veränderung der Erosionsbasis – Landhebung aus tektonischen Gründen, wegen isostatischem Ausgleich etc. – Absinken des Meeresspiegels infolge Landabsenkung, Speicherung des Wassers in Eiskappen etc.	Veränderung der Erosionsbasis – Land sinkt oder Meeresspiegel steigt
Veränderung der Fließgeschwindigkeit (Zunahme) – Veränderung der Neigung – Veränderung im Klima	Abnahme der Fließgeschwindigkeit
Veränderung in der Abflussmenge	Veränderung in der Abflussmenge

Eine noch größere Komplexität der Terrassentypen entsteht, wenn die Art ihrer Entstehung berücksichtigt wird (Abbildung 15.12b). Dabei unterscheidet man, ob sich der Fluss in eine oder mehrere Überschwemmungsebenen eingeschnitten hat.

Die Hauptfrage ist, warum sich ein Fluss in Überschwemmungsebenen einschneidet und warum er dann wieder innehält und mit dem Aufbau einer Überschwemmungsebene beginnt. Wie bei so vielen geomorphologischen Formen gibt es auch hier eine breite Palette von Erklärungsmöglichkeiten, darunter Veränderungen in der Erosionsbasis, im Klima, in der Landnutzung und in der Vegetationsdecke (Tabelle 15.3).

Im Falle der vier Terrassen der oberen Themse scheinen alle im Pleistozän entstanden zu sein. Untersuchungen ihrer subarktischen Mollusken und Pollen legen zusammen mit dem Vorhandensein von fossilen Eiskeilbildungen (einem Hinweis auf Permafrost) den Schluss nahe, dass die Mehrheit dieser Terrassen von den Flüssen der Cotswolds stammt, die in den Kaltphasen wegen intensiver Frostverwitterung und Solifluktion eine große Fracht an grobem Geschiebe hatten. In den wärmeren Verhältnissen der Interglaziale hatten die Flüsse wegen der gut entwickelten Vegetation und der geringen Massenbewegungen sehr wenig Fracht und schnitten sich ein. Entsprechendes gilt auch für den Rhein und die meisten Flüsse der deutschen Mittelgebirge. In ihrem Unterlauf hingegen wurden die Flüsse stärker durch das Ansteigen und Absinken des Meeresspiegels als Folge der Zu- und Abnahme der großen pleistozänen Eiskappen beein-

periglaziale Verhältnisse (Frostklima)



interglaziale Verhältnisse (feuchtgemäßigt)

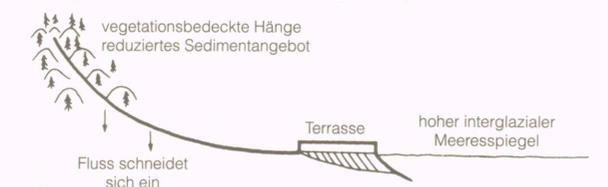


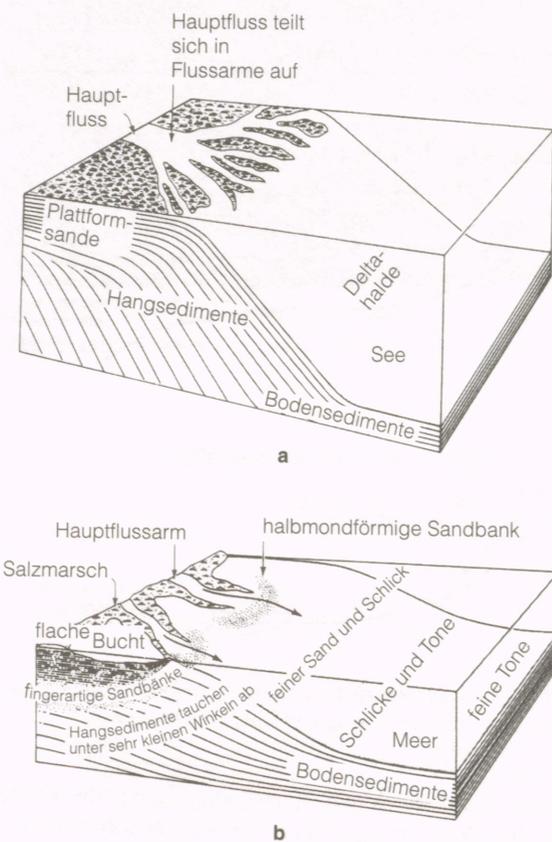
Abb. 15.13 Ein Modell der Terrassenbildung in Beziehung zum Meeresspiegel und zu Klimaänderungen im Pleistozän.

flusst. Liegt der Meeresspiegel tief, haben die Flüsse die Tendenz, in ihre Überschwemmungsebenen einzuschneiden, während sie bei hohem Meeresspiegel zur Akkumulation neigen (Abbildung 15.13).

### 15.9 Deltas

Wenn ein Fluss in einen See oder ins Meer mündet, nimmt seine Geschwindigkeit schnell ab, und er akkumuliert seine Sedimentfracht. Unter günstigen Bedingungen baut dieses Sediment eine klar geformte Ab-

gerung, ein Delta, auf (Farbbildung 25). Die einfachsten Deltas stammen von Flüssen, die in einen Süßwassersee fließen. Weil die Dichte des Flusswassers die gleiche ist wie diejenige des umgebenden Seewassers, vermischt sich die Fluss-Strömung in alle Richtungen kegelförmig und verlangsamt sich rasch bis zum völligen Stillstand. Das größte Material wird notwendigerweise zuerst abgelagert, dann folgen die mittleren und feineren Materialien. Wo die Abhänge des Seebettes steiler sind als das Flussbett, baut das grobe Material eine Art Ablagerungsplattform auf (Abbildung 15.14a). Die Sedimente des Deltahanges (*foreset beds*) werden von einer dünnen Schicht grobkörniger



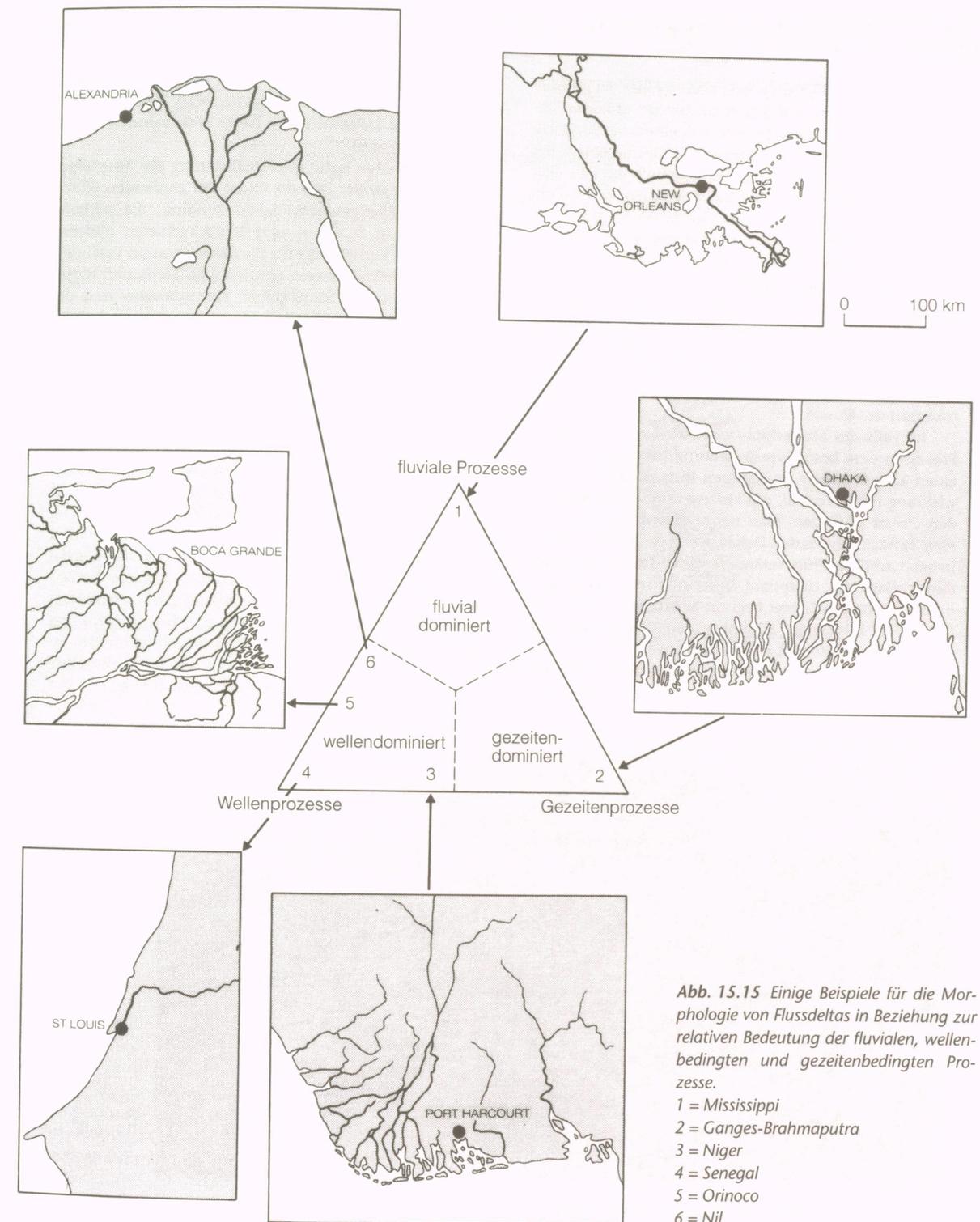
**Abb. 15.14** Flussdeltas: a) ein typisches Süßwasserdelta in einem See mit gut ausgebildeten Plattformsanden (*topset beds*), Hangsedimenten (*foreset beds*) und Bodensedimenten (*bottomset beds*) vom Typ, den G. K. Gilbert für den pluvialzeitlichen Lake Bonneville beschreibt. Man beachte, dass der Abhang an der Deltahalde ziemlich steil sein kann (bis zu 25 Grad). b) ein typisches marines Delta. Die Plattformsande sind feinkörnig und mit sehr geringen Hangneigungen abgelagert (in der Regel weniger als fünf Grad). Sichelförmige Sandablagerungen bilden sich an den Mündungen der Flussarme, wo die Strömungsgeschwindigkeit plötzlich nachlässt.

Decksedimente (*topset beds*) überlagert und liegen ihrerseits auf einer dünnen Schicht horizontaler, sehr feiner Seebodensedimente (*bottom set beds*). Im Meer abgelagerte Deltas zeichnen sich mehr oder weniger durch ein gleiches Erscheinungsbild aus, mit dem Unterschied, dass sie sich weiter in horizontaler Richtung ausdehnen (Abbildung 15.14b). Der Grund dafür liegt in der unterschiedlichen Dichte von Meerwasser und Flusswasser. Das leichtere Flusswasser „schwimmt“ auf dem dichteren Meerwasser, weshalb die vertikale Durchmischung geringer ist als in einem See. Eine geringere Durchmischungsrate bedeutet, dass sich die Strömung langsamer aufteilt und die Fluss-Sedimente über eine größere Distanz transportiert werden. Deshalb ist die Hangneigung der Plattformsande nur gering. Wenn sich der Fluss an der Einmündung ins Meer in einzelne Arme aufteilt, setzen sich diese nach außen als *fingerartige Sandbänke* weiter fort. Der feinere Schlamm und Schlick wird von Strömungen und Wellen in das Stillwasser zwischen den Flussarmen gespült, sodass sich diese mit der Zeit aufüllen.

Die Form der verschiedenen Deltas variiert sehr stark (Abbildung 15.15). Hauptursache der Formen ist das unterschiedliche Gleichgewicht zwischen Abfluss und Wellenkraft. Je dominanter die Küstenprozesse werden, desto unregelmäßiger wird das Delta an der Uferlinie und kann, wie das Senegal-Delta an der exponierten Westküste Afrikas, nur eine kleine Ausbuchtung bilden. Im anderen Extrem bildet sich bei hohem Abfluss, bei beträchtlicher Sedimentfracht und bei einer relativ geschützten Lage eine komplexe „Vogelfuß-Form“ wie im Falle des Mississippi (Exkurs 15.1). Solche *Vogelfuß-Deltas* entstehen auch dort, wo die Sedimentfracht primär feinkörnig ist, während die gebogene Form, für die der Niger ein klassisches Beispiel liefert, von Flüssen mit größerer Fracht stammt.

Nicht alle Flüsse bilden Deltas, denn die Entstehungsbedingungen sind nicht immer gegeben. Zu den Bedingungen, welche die Delta-Akkumulation fördern, gehören:

- ein Fluss mit einer starken Sedimentfracht: Denn dieser kann an seiner Mündung mehr Sediment akkumulieren, als durch Wellen und Strömungen wieder abgetragen werden kann. Flüsse, die wie der Indus schnell erodierende Gebirge oder wie einige der großen Flüsse Chinas Gebiete mit sehr leicht erodierbarem Material wie etwa Lössgebiete entwässern, bilden bei sonst gleichen Bedingungen größere Deltas als andere Flüsse.



**Abb. 15.15** Einige Beispiele für die Morphologie von Flussdeltas in Beziehung zur relativen Bedeutung der fluvialen, wellenbedingten und gezeitenbedingten Prozesse.  
 1 = Mississippi  
 2 = Ganges-Brahmaputra  
 3 = Niger  
 4 = Senegal  
 5 = Orinoco  
 6 = Nil

Exkurs 15.1 Das Mississippi-Delta

Der Mississippi in den südlichen USA ist einer der größten Flüsse der Welt; nur der Amazonas hat ein größeres Einzugsgebiet. Seine Mündung wird von einem verzweigten, auf Einflüsse empfindlich reagierenden Delta, einem der größten der Welt, gebildet. Seine Vogelfuß-Form ist charakteristisch. Der Fluss bringt mehr Sediment als Wellen, Gezeiten und Strömungen des Meeres wieder wegtransportieren können. Dennoch schrumpfen das Delta und seine überaus bedeutenden Feuchtgebiete schnell.

Zu diesem Verlust tragen vermutlich viele Vorgänge bei, unter anderem steigende Meeresspiegel, Landabsenkungen infolge von Grundwasserentnahme, Veränderungen an den Orten der Sedimentablagerungen bei der Entwicklung des Deltas, katastrophale Stürme und der menschliche Eingriff in den Abfluss und in den Sedimenttransport des Flusses.

Im Falle des Mississippi-Deltas wird zwei von diesen Prozessen eine besondere Bedeutung beigemessen. Zum einen ändern Deltas im Rahmen ihrer natürlichen Entwicklung ihren Verlauf, um kürzere und steilere Wege in den Ozean zu finden. Man nennt diesen Vorgang *Avulsion*. Tatsächlich werden Deltas, wenn sie größer werden, instabil, und der Fluss verändert seinen Lauf. Entlang seinem verlassenen Hauptlauf lagert sich sehr wenig Sediment ab, und das Gebiet beginnt abzusinken und zu zerfallen. Der Mississippi scheint seinen Weg in den Golf von Mexiko zyklisch im Verlauf von etwa 1000 Jahren hin und her zu verlegen. Zurzeit versucht er, mehr und mehr seinen Abfluss und seine Sedimentfracht durch den

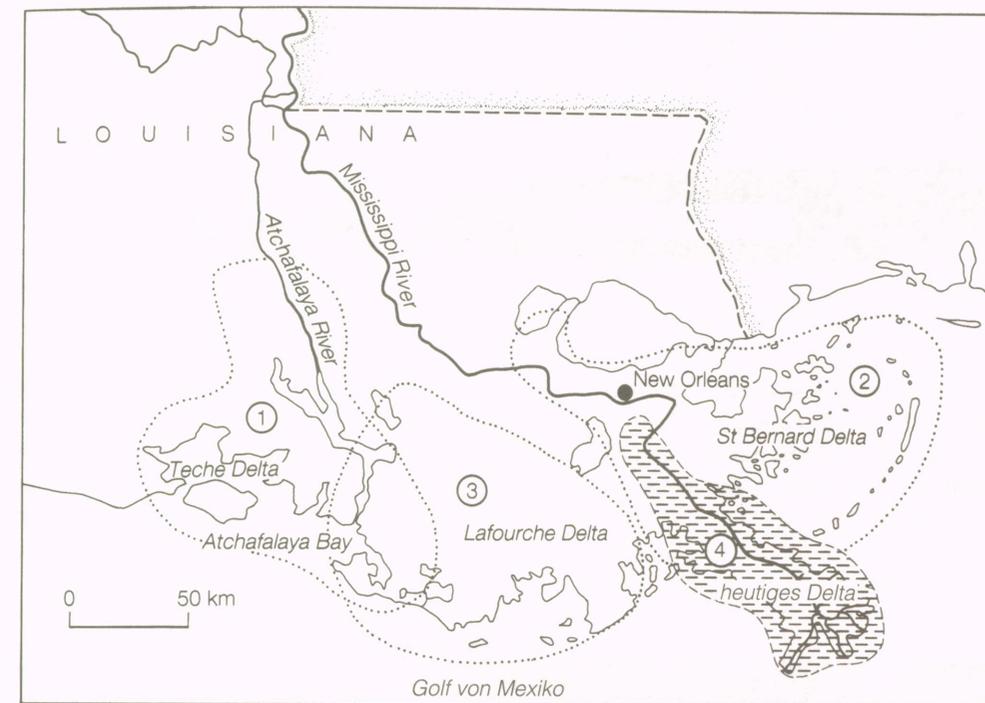
Atchafalaya-Arm zu schicken, den er vor etwa 3800 Jahren weitgehend aufgegeben hat. Das bedeutet, dass das derzeitige Vogelfuß-Delta zwischen New Orleans und dem Golf verkümmern wird.

Zum Zweiten hatte die Kanalisierung des Mississippi und der Bau großer Dämme einen tief greifenden Effekt, indem die Fließgeschwindigkeit zunahm, die seitliche Ablagerung in Sümpfen und Marschgebieten abnahm und sich die Verhältnisse für die Salzvegetation veränderten. Diese Veränderungen wurden vom Menschen vorgenommen, um die Schiffbarkeit zu verbessern und die Überschwemmungen besser unter Kontrolle zu behalten. Dadurch wurde das natürliche Gleichgewicht der Sedimentation gestört. Als Folge davon leidet das Gebiet unter den Auswirkungen der Landabsenkung. Der Grund dafür liegt darin, dass das Wachstum des Deltas von einem Gleichgewicht zwischen der Menge und der Art des vom Fluss transportierten Sedimentes einerseits und von der Geschwindigkeit der Verfestigung des Sedimentes andererseits abhängt. Der Mississippi bringt hauptsächlich tonreichen Schlamm. Wenn sich dieser Ton festsetzt, bestehen bis zu 80 Prozent seines ursprünglichen Volumens aus Wasser. Dieses wird durch das Gewicht des neuen, darüber abgelagerten Sedimentes herausgedrückt, was im Laufe der Zeit zum Absinken des Deltas führt. Solange die Überschwemmungen des Flusses neues Sediment bringen, kann dies das Festsetzen und Absinken der früheren Sedimente ausgleichen. Der Eingriff des Menschen durch Kanalisierung und Dammbau greift in dieses Gleichgewicht ein.



Der Mississippi ist über weite Teile seines Unterlaufes durch verschiedene Arten menschlicher Eingriffe verändert worden. Von besonderer Bedeutung ist der Bau großer Dämme wie hier zwischen La Place und New Orleans.

Exkurs 15.1 Fortsetzung



a



b

Das Mississippi-Delta. a) Die Entwicklung des Deltas in den letzten 5 000 Jahren: Der Fluss zeigt gegenwärtig eine Tendenz, zum Atchafalaya River zurückzukehren. Die Ziffern 1–4 zeigen die aufeinander folgenden Zyklen des Deltawachstums bis zum heutigen Delta (4). b) Die Veränderung des Grundrisses des heutigen Vogelfuß-Deltas mit dem Landverlust zwischen 1956 und 1978.

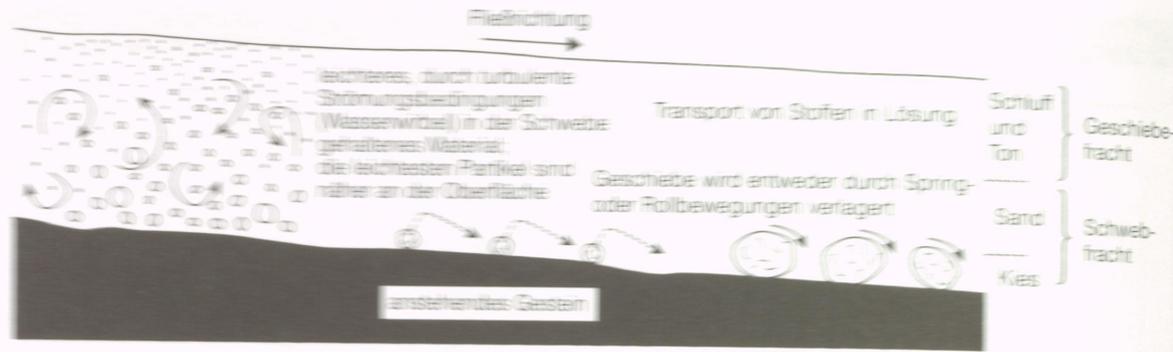


Abb. 15.16 Die drei Hauptarten des Stofftransports in Flüssen: Suspension, Lösung, Fracht.

- ein Fluss mit starkem Abfluss: Ein kleiner Fluss, der in einem Ozean fließt, bewirkt aufgrund seiner geringen Strömungs- und Transportkraft naturgemäß wenig, besonders wenn Wellen und Strömungen seine Sedimentfracht verteilen.
- genügend flaches Wasser von der Küste: Die Sedimente müssen sich abkumulieren können und nicht in einem submarinen Canyon oder einem ozeanischen Graben verschwinden.
- eine relativ geschützte Küste, an der die Wirkung der Meereswellen und -strömungen eingeschränkt ist. Die Bildung von Deltas ist in Meeren wie dem Golf von Mexiko, dem Mittelmeer und im Schutze



Abb. 15.17 Die am schwierigsten zu messende Komponente der Flussfracht ist die Geschiebefracht. Der Helley-Smith Bedload Sampler ist eigens zu diesem Zweck entwickelt worden.

der Inselbogen an der Westseite des Pazifiks wahrscheinlicher als an exponierten Küsten.

- ein geringer Gezeitenunterschied: Dieser Faktor reduziert die Gezeitenabration. Allerdings gibt es auch Deltas in Gebieten mit einem ganz beträchtlichen Gezeitenunterschied (zum Beispiel Ganges und Irawadi).

### 15.10 Flusstransport

Eine wichtige geomorphologische Bedeutung von Flüssen liegt im Sedimenttransport, also im Wegtransport von Material aus ihrem Einzugsgebiet und in der Akkumulation dieses Materials. Die Sedimentfracht kann in drei Haupttypen unterteilt werden: Lösungsfracht, Schwebstoffe und Geschiebefracht (Abbildung 15.16). Lösungsfracht ist der Anteil der gelösten Stoffe an der Sedimentfracht. Sie stammt in erster Linie aus der chemischen Verwitterung von Gesteinen innerhalb des Einzugsgebietes und, normalerweise zu einem kleineren Teil, aus atmosphärischen Einträgen, denn Regenwasser ist nie völlig rein. In Gebieten mit

löslichem Gestein wie zum Beispiel Kalk kann die Lösungsfracht die wichtigste Komponente der Sedimentfracht bilden.

Anderorts bilden den Haupteintrag Schwebstoffe. Feine Ton- und Schluffpartikel werden durch die Aufwärtsfließbewegungen in turbulenten Wirbeln im Wasser schwebend gehalten. Da feine Partikel nur sehr langsam absinken, wenn sie einmal schweben, können sie sich in diesem Zustand über weite Distanzen bewegen.

Die dritte Komponente der Sedimentfracht eines Flusses ist die Geschiebefracht (Abbildung 15.17). Sie bewegt sich am Boden durch Rollen oder Gleiten mit gelegentlichen Sprüngen (Saltation) weiter. Der größte Teil der Geschiebefracht besteht aus Material, das zu grob ist, um im schwebenden Zustand transportiert werden zu können (Kies, Steine, Blöcke). Grobes Material benötigt für den Transport hohe Fließgeschwindigkeiten. Abbildung 15.18 zeigt die Beziehung zwischen Korngröße und Fließgeschwindigkeit. Die Transportkraft eines Fließgewässers entspricht dem Maximalgewicht eines Partikels, das bei einer bestimmten Geschwindigkeit gerade noch trans-

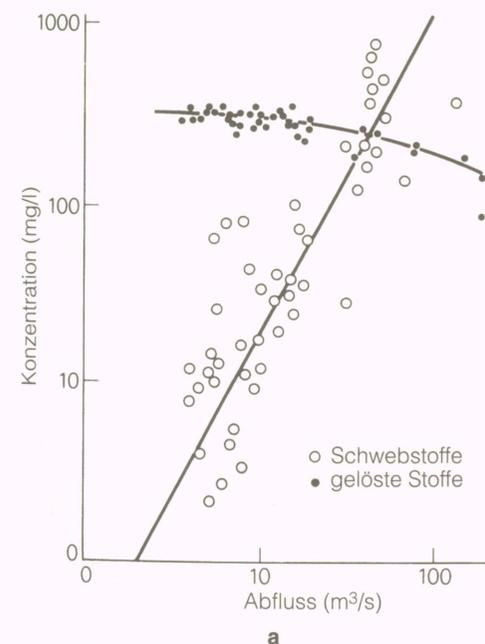
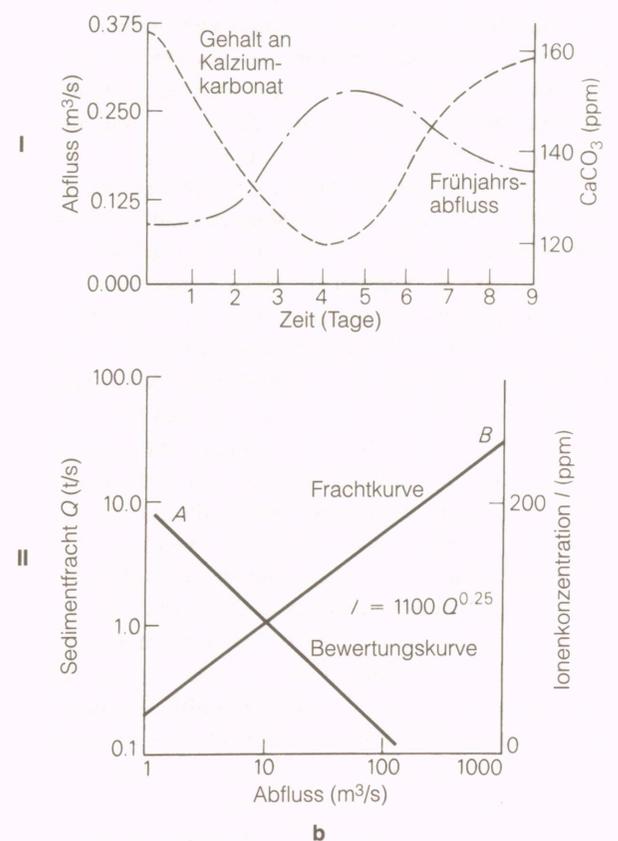


Abb. 15.18 Wasserqualität in Flüssen in Beziehung zu Abflusswerten. a) das Verhältnis von Schwebstoffen und gelösten Stoffen zum Abfluss des River Avon in Wiltshire, England. b) gelöste Fracht im Verhältnis zum Abfluss: I) Konzentration an Kalziumcarbonat durch einen Flusshydrographen für eine Quelle im Mendip-Kalksteingebiet, England; II) Kurve der Lösungsraten für den Mekong in Südostasien.



portiert werden kann. Sie verändert sich mit der sechsten Potenz dieser Geschwindigkeit. Das heißt, wenn die Fließgeschwindigkeit um den Faktor vier zunimmt, nimmt das Gewicht eines einzelnen, noch transportierbaren Fluss-Steines in der Größenordnung von  $4^6$  oder 4096-mal zu. Dies erklärt, warum Flüsse einen großen Teil ihrer Wirkung während seltener Extremereignisse mit Spitzenwerten des Abflusses erreichen.

Ein verwandtes Erklärungskonzept liefert die so genannte *Kapazität*. Man schätzt, dass sich die Kapazität eines Flusses, also seine maximale Fähigkeit, Geschiebe zu bewegen, mit der dritten Potenz der Geschwindigkeit verändert. Mit anderen Worten: Wenn sich die Fließgeschwindigkeit verdoppelt, nimmt die Kapazität um  $2^3$  oder achtmal zu. Die Kapazität hängt vom Flussgradienten, vom Abfluss und von der Frachtgröße ab.

Die *Konzentration an Schwebesedimenten* nimmt mit den Abflusswerten an jedem Punkt des Flusses deutlich zu. Wenn man den Abfluss und die Schwebfracht (in Tonnen pro Tag) auf logarithmischem Papier aufzeichnet (Abbildung 15.18b), so erhält man eine gerade Linie. Im gezeigten Beispiel beträgt die Konzentration an Schwebfracht bei einem Abfluss von vier Kubikmetern pro Sekunde ungefähr vier Milligramm pro Liter, während sie für 100 Kubikmeter pro Sekunde auf 1000 Milligramm pro Liter hinaufschneilt. Nehmen wir an, der Abfluss sei um das 25fache und die Konzentration an Schwebfracht um das 250fache gestiegen, dann ist die Menge des als Schwebfracht transportierten Materials bei maximalem Abfluss (in diesem Fall 100 Kubikmeter pro Sekunde) 6000-mal größer als bei Niedrigwasser!

Im Gegensatz zur Konzentration an Schwebesedimenten nimmt die *Konzentration an Lösungsfracht* mit steigenden Abflusswerten ab (Abbildung 15.18). Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass bei Niedrigwasser der größte Teil des Abflusses über längere Zeit mit Gestein und Bodenmaterial in Kontakt war und dabei Ionen aufnehmen konnte, die bei der chemischen Verwitterung freigesetzt wurden. Die Abnahme kann der Verdünnung des Grundwassers und des unterirdischen Abflusses durch oberflächennahe oder oberirdische Abflüsse während Starkregen zugeschrieben werden. Obwohl der Gehalt an Lösungsfracht bei einer Zunahme des Abflusses in der Konzentration abnimmt, hat man in vielen Flüssen aber dennoch festgestellt, dass eine ungefähre Verzehnfachung des Abflusses nur etwa eine Halbierung der Konzentration zur Folge hat. Deshalb nimmt die

Lösungsfracht, das Produkt von Abfluss und Konzentration, mit steigendem Abfluss weiterhin zu.

Bei einer allgemeinen Betrachtung der Flüsse ist es schwierig, eine genaue Information über die Bedeutung dieser drei Arten von Materialtransport in Flüssen zu erhalten. Ein besonders schwieriges Problem ist die Bewertung des *Geschiebetransportes*, denn dieser ist überaus schwer zu schätzen. Bei Flachlandflüssen liegt der Anteil des Geschiebes an der Gesamtfracht nur selten über zehn Prozent, und im Allgemeinen ist er wesentlich geringer. Für gelöste Stoffe ist die Sache klarer: Auf globaler Ebene dürften sie etwa 38 Prozent der Gesamtfracht der Weltflüsse ausmachen. Grob geschätzt kann man sagen, dass Schwebfracht, Lösungsfracht und Geschiebefracht in einem Verhältnis von 5 : 4 : 1 auftreten. Man muss allerdings unterstreichen, dass diese durchschnittlichen Verhältniszahlen bei einzelnen Flüssen sehr stark abweichen können. Ein Gebiet mit löslichem Gestein und einer Bodendecke, die von Vegetation gut geschützt ist, wird zum Beispiel einen höheren Anteil an gelösten Stoffen an der Gesamtfracht aufweisen, während in einem Gebiet mit sehr leicht erodierbaren Sedimenten, einer eingeschränkten Vegetationsdecke und landnutzungsbedingten Störungen der Bodenoberfläche (durch Pflügen und Ähnliches) ein relativ hoher Anteil an der Gesamtfracht aus Schwebstoffen bestehen wird.

### 15.11 Fluviale Denudationsraten

Durch eine langfristige Beobachtung der Abflusswerte von Flüssen sowie ihrer Lösungs-, Schwebstoff- und Geschiebefrachten kann man die Materialmenge berechnen, die pro Einheit Oberfläche abgetragen worden ist (in Tonnen pro Quadratkilometer und Jahr) (Tabelle 15.4). Dieser Wert kann auch als generelle Oberflächenabtragsrate (in Millimetern pro 1000 Jahre) ausgedrückt werden. Solche Werte zeigen, mit welcher Geschwindigkeit Flüsse die Erdoberfläche abtragen. Manchmal werden Denudationsraten auch durch Untersuchung der Sedimentationsraten in Seen oder Stauseen berechnet. Heute sind Daten für eine große Zahl von Einzugsgebieten erhältlich, was die Untersuchung der Umweltfaktoren, die zu diesen hohen Werten geführt haben, ermöglicht und erleichtert. Die Situation ist allerdings komplex, denn es gibt eine große Zahl von Faktoren, die in einem bestimmten Einzugsgebiet eine hohe Denudationsrate fördern könnten:

Tabelle 15.4: Schwebesedimententräge für ausgewählte große Flusseinzugsgebiete

Fluss	Land	jährlicher Sedimententrug (t km <sup>-2</sup> Jahr <sup>-1</sup> )
Ganges	Bangladesch	1 568
Jangtse	China	549
Indus	Pakistan	510
Mekong	Thailand	486
Colorado	USA	424
Missouri	USA	178
Mississippi	USA	109
Amazonas	Brasilien	67
Nil	Ägypten	39
Donau	Moldawien	27
Kongo	Zaire	18
Rhein	Niederlande	3,5
St. Lawrence	Kanada	3,1

Tabelle 15.5: Verschiedene Ansichten über das Vorkommen maximaler Denudationsraten

Forscher	Gebiet
Corbel	Gebirgsrelief (2× bis 5× die Werte von Flachländern) vergleichterte Einzugsgebiete
Fournier	tropische Monsun- und Savannenregionen
Strakhov	tropische Gebirgsregionen
Langbein und Schumm	semiaride Regionen
Walling und Kleo	Jahreszeitenklimate („mediterran“, semiarid, tropisch-monsunal)

Wenn wir versuchen, die Zonen mit den höchsten Werten zu ermitteln, so wird deutlich, dass sich die Wissenschaft in dieser Frage nicht einig ist (Tabelle 15.5). Die detaillierteste Analyse der vorhandenen Daten wurde jüngst von D. Walling und A. H. A. Kleo unternommen und kann als die beste verfügbare Information bezeichnet werden (Abbildung 15.19). Sie unterscheiden drei Zonen mit besonders hohen Raten: die Monsungebiete, die „mediterranen“ Jahreszeitenklimate und die semiariden Gebiete. Die Zonen mit den höchsten Raten haben Werte zwischen etwa 600 und 1000 Tonnen pro Quadratkilometer und Jahr, während die Werte zum Beispiel für Großbritannien zwischen 10 und 200 Tonnen pro Quadratkilometer und Jahr liegen.

Walling's Daten der Denudationsraten sind in Abbildung 15.20 wiedergegeben. Neben dem Einfluss des Klimas zeigt die Darstellung, dass viele Zonen mit hoher Schwebfracht an Gebirgsregionen geknüpft sind, die eine hohe Reliefenergie besitzen und gegenwärtig tektonisch aktiv sind. Man beachte die hohen Denudationsraten entlang der Kordilleren am West-

- degradierte oder veränderte Vegetationsdecke mit nur noch eingeschränktem Schutz vor der erosiven Wirkung von Regen (*Splash-Effekt*) und so weiter;
- intensiver Niederschlag;
- deutliche jahreszeitliche Konzentration des Niederschlags (zum Beispiel in Monsungebieten, mediterranen Winterregengebieten);
- rasche Massenbewegungen und rasche Verwitterung (was den Flüssen Sedimente zuführt);
- große Vorräte an erodierbarem Material (zum Beispiel Löss, unverfestigte glaziale Sander);
- das Vorhandensein von Gletschern im Einzugsgebiet;
- steile und lange Hänge;
- große Reliefenergie;
- Störung der Bodenoberfläche (zum Beispiel durch Weidetiere, Umpflügen, Bautätigkeit und so weiter);
- Mangel an Schutzmaßnahmen.

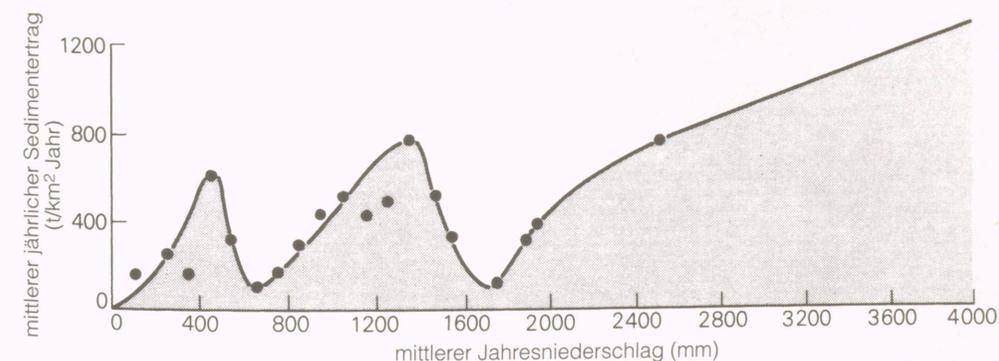


Abb. 15.19 Zusammenhang zwischen mittlerem jährlichem Sedimententrug und mittlerem Jahresniederschlag.

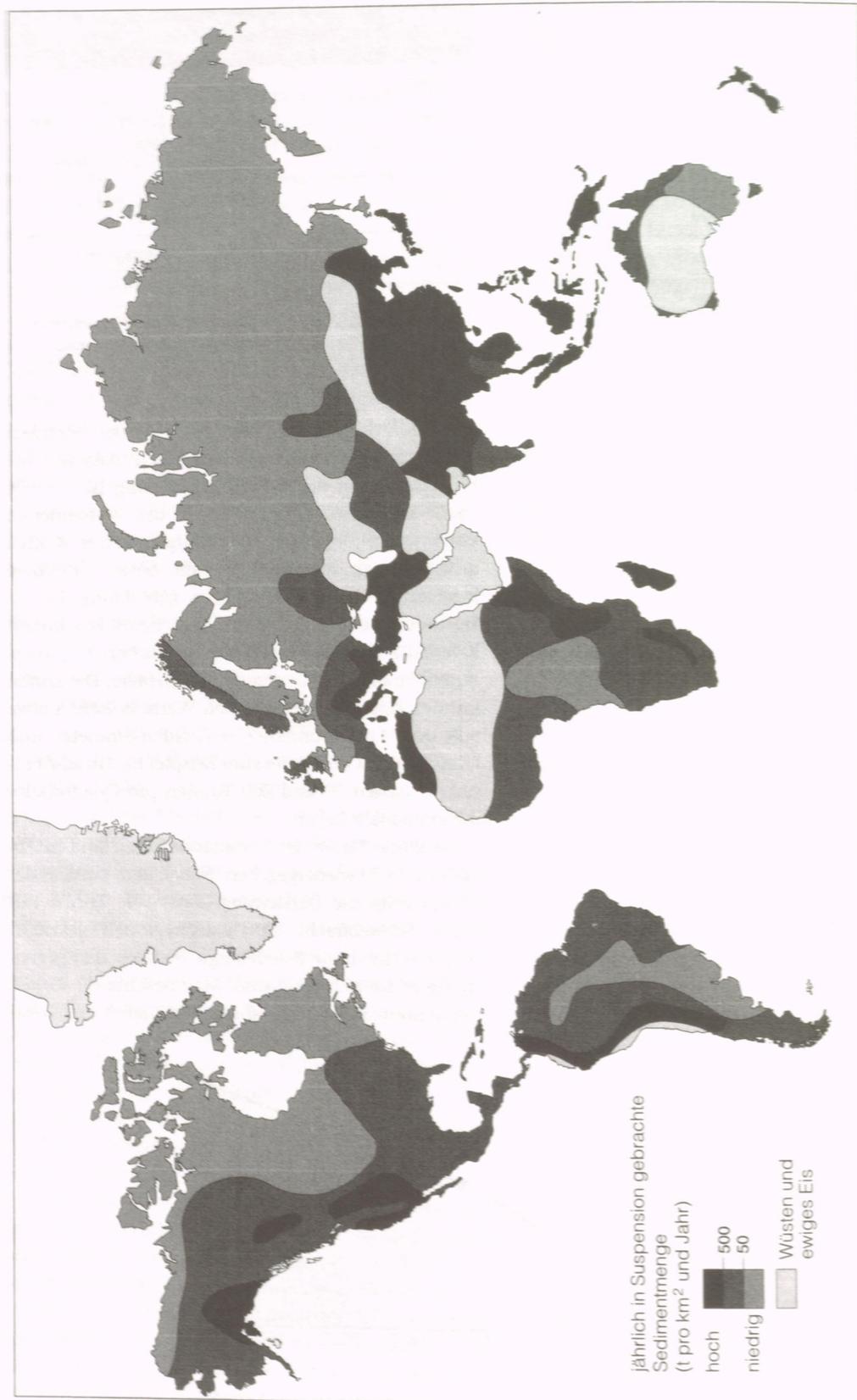


Abb. 15.20 Weltkarte der Denudationsraten, basierend auf Daten von über 1 500 Messstationen.

rand des amerikanischen Doppelkontinents, rings um das Mittelmeer, in den Hochländern Ostafrikas, in den Gebirgen des Mittleren Ostens sowie in Süd- und Südostasien.

### 15.12 Überschwemmungen

Für den Menschen liegt einer der wichtigsten Aspekte bei der Untersuchung von Flüssen in dem Gefahrenpotenzial, das bei Überschwemmungen von ihnen ausgeht (Abbildung 15.21, Tabelle 15.6). Überschwemmungen lassen sich als Stadien des Flusses definieren, die über bestimmte Bezugslinien wie zum Beispiel die Ufer des normalen Flusslaufes hinausgehen. Eine Überschwemmung tritt somit immer dann ein, wenn der Fluss über seine Ufer tritt. Es gibt genügend Anzeichen dafür, dass eine zunehmende Bedrohung in vielen Teilen der Welt von Überschwemmungen ausgeht. Das hat folgende Gründe:

- klimatische Veränderungen
  - häufigeres Auftreten von Stürmen mit hoher Intensität, möglicherweise in Verbindung mit El Niño-Ereignissen.
  - stärkere Schneefälle

Tabelle 15.6: Durch Überschwemmungen verursachte Todesfälle und Sachschäden in den USA (1969–1989)

Jahr	Tote	Sachschäden (Millionen Dollar)
1969	297	903
1970	135	225
1971	74	288
1972	540	3 449
1973	105	859
1974	121	576
1975	114	1 051
1976	187	1 000
1977	212	1 393
1978	120	1 000
1979	100	4 000
1980	97	1 500
1981	90	1 000
1982	155	3 500
1983	200	4 100
1984	126	4 000
1985	304	3 000
1986	80	4 000
1987	82	1 490
1988	29	114
1989	81	415
gesamt	3249	37 863 Millionen Dollar

Jahresdurchschnitt Todesfälle = 155

Jahresdurchschnitt Sachschäden = 1 803 Millionen Dollar

Quelle: (1990) *Statistical Abstract of the United States*, Bureau of the Census.

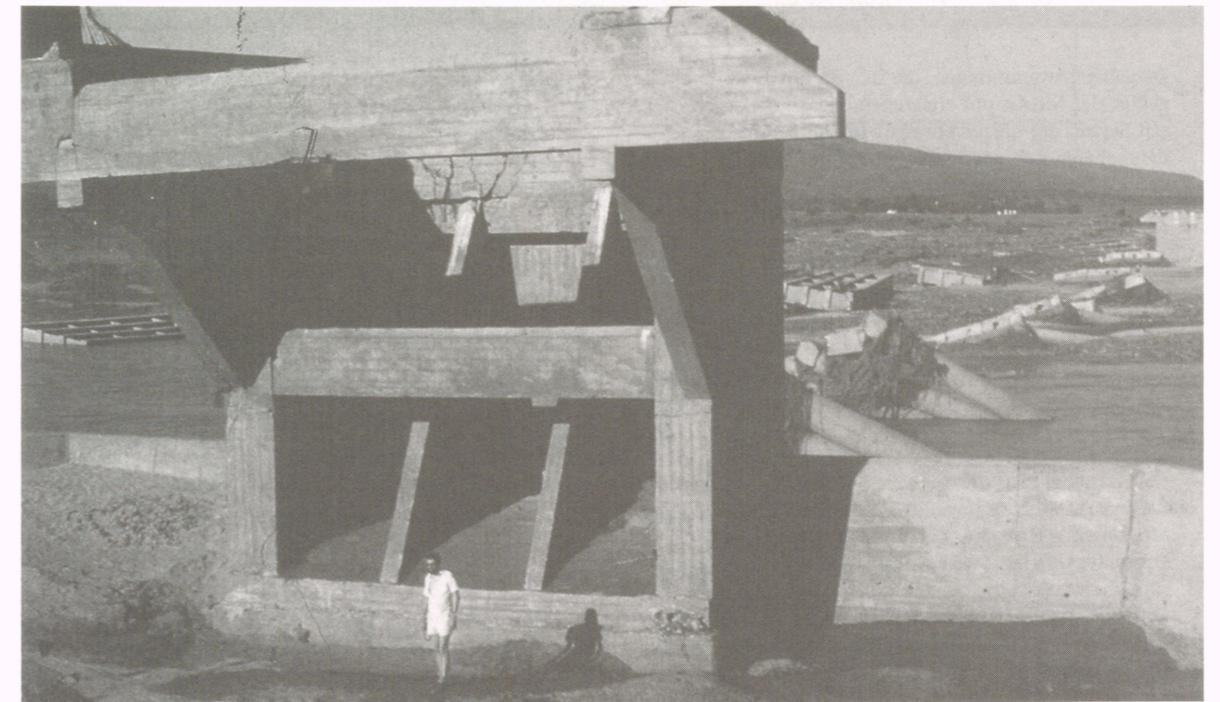


Abb. 15.21 Überreste einer Straßenbrücke über den Usutu-Fluss in Swasiland nach einer durch die Zyklone „Domoina“ verursachten Überschwemmung.

- Veränderungen in der Landnutzung
  - Siedlungsentwicklung
  - Abholzung von Hängen im Einzugsgebiet
  - Entwässerung
- Bodensenkungen
  - natürliche Erdbebenaktivität
  - vom Menschen verursachte Geländeabsenkungen (durch Bergbau, Ölförderung, Torfentwässerung, Grundwasserentnahme)
- zunehmende Bevölkerungszahlen
- Entstehung neuer Gebiete mit Überschwemmungsebenen.

Es gibt eine Vielzahl von Gründen für Überschwemmungen. Sie umfassen unter anderem:

- extrem hohe Niederschlagswerte in kürzester Zeit;
- Schneeschmelze;
- Bruch von Staudämmen;
- Bruch von künstlich geschaffenen oder natürlichen Seitendämmen;
- Ausbruch eines glazialen Sees oder Ausbruch von subglazialen Wassertaschen;
- Aufstau von Flüssen durch Vorrücken von Gletschern in das Haupttal.

- Aufstau von Flüssen durch Massenbewegungen, zum Beispiel Bergsturz.

Abgesehen von den direkten Ursachen müssen wir auch bedenken, dass es verschiedene Faktoren gibt, die indirekt überschwemmungsfördernd wirken. Dazu gehören etwa der zunehmende Versiegelungsgrad der Landschaft, die Degradation der Vegetationsdecke, das Vorhandensein von undurchlässigen Böden und von steilen Hängen und so weiter. Alle diese Faktoren charakterisieren ein Einzugsgebiet und können bei bestimmter Faktorenkonstellation dafür sorgen, dass manche Flusseinzugsgebiete (Abbildung 14.12 und 14.15) prädestiniert sind oder zumindest anfällig werden für das Auftreten von ausgeprägten Hochwasserspitzen.

Der häufigste Typ der Flussüberschwemmung wird durch besonders hohe Niederschlagswerte verursacht (Exkurs 15.2) – eine Erscheinung, die normalerweise mit Tiefdruckgebieten, Hurrikanen, Gewittern oder anderen Tiefdrucksystemen verbunden ist (Farbbildung 26).

**Exkurs 15.2 Die Überschwemmungen am Mississippi im Jahre 1993**

Die Überschwemmungen, die sich im Juli 1993 im Flussgebiet des Mississippi ereigneten, waren die schwersten seit Beginn der Aufzeichnungen im Jahre 1895. Die Schäden beliefen sich nach Schätzungen auf 15 bis 20 Milliarden US-Dollar. 50 Menschen starben, und 37 000 Bewohner mussten evakuiert werden. Über 30 Millionen Hektar Farmland standen damals unter Wasser.

Den Überschwemmungen im Jahre 1993 waren acht Monate mit ungewöhnlich starken Niederschlägen vorausgegangen. Im selben Zeitraum hatten sich in den Rocky Mountains während der Wintermonate mächtige Schneedecken gebildet, und in den Frühlings- und Sommermonaten gab es anhaltende Regenfälle. Ausgelöst wurden die Überschwemmungen letztlich durch den ungewöhnlich starken quasi-stationären Jetstream, der in nordöstlicher Richtung über die nördlichen Teile des Mississippi-Flussgebiets verläuft, sowie durch eine kräftige blockierende Hochdruckzelle, die fünf Wochen über dem Osten der USA lag. Dadurch kam es zu einer anhaltenden südlichen Luftströmung, mit welcher warme und feuchte Luft aus dem Golf von Mexiko bis in das Mississippi-Becken gelangte. Diese entlud sich in ergiebigen Regenfällen. Bei den starken Niederschlägen in einem wassergesättigten Flussgebiet handelte es sich um ein extremes Naturereignis. Es kam jedoch die Frage auf, ob das Ausmaß der

Überschwemmungen nicht teilweise auch durch menschliche Aktivitäten mitverursacht worden waren, beispielsweise durch den Bau von Dämmen (*levées*), welche die natürlichen Überschwemmungsflächen einschränken, durch die Begradigung von Flussbetten, die Entwässerung von Feuchtgebieten und die Errichtung von – angeblich geschützten – Siedlungen in Hochwasserbetten.

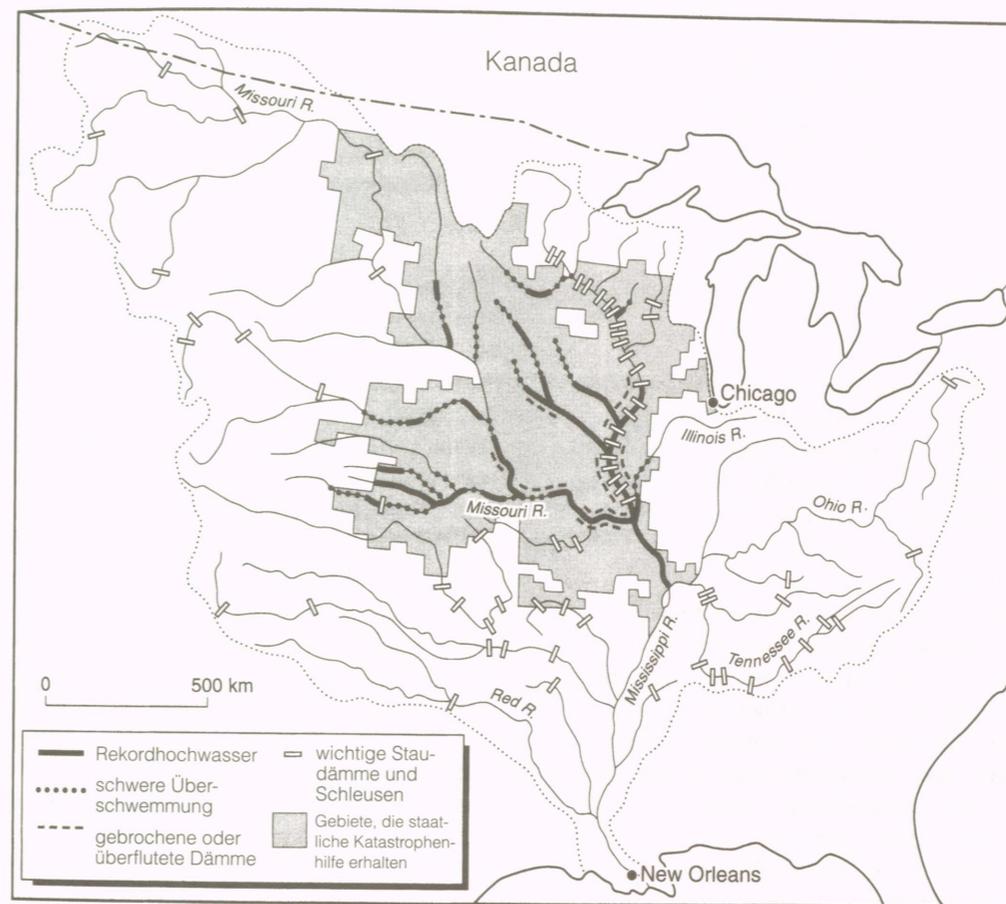
Quelle: J. A. A. Jones (1997) *Global Hydrology*. Harlow, Longman, S. 233–237.

**Tabelle: Die zehn schwersten Überschwemmungen am Mississippi (1883–1993)**

	Abflussmengen (in m <sup>3</sup> /Sek.)
1993 August	29 178
1903 Juni	28 867
1892 Mai	26 246
1927 April	25 292
1883 Juni	24 441
1909 Juli	24 379
1973 April	24 135
1908 Juni	24 079
1944 April	23 909
1943 Mai	23 796

Quelle: (1994) Illinois State Water Survey Miscellaneous Publication 151, Champaign, Ill.

**Exkurs 15.2 Fortsetzung**



Die Überschwemmungen im Flussgebiet des Mississippi im Jahre 1993.

Ein anderer wichtiger Auslöser von Flussüberschwemmungen ist die Schneeschmelze, vor allem dann, wenn sie zusammen fällt mit ausgeprägten Regenereignissen. Wichtig in diesem Zusammenhang ist der Zustand des Untergrundes in der Abschmelzphase. Auf undurchlässigem, weil noch gefrorenem Untergrund kann Schmelzwasser nicht versickern, und es kommt zu entsprechend hohem und raschem Oberflächenabfluss.

Von den übrigen Ursachen können nur einige Beispiele aufgeführt werden. Wenn ein Staudamm bricht, weil er vielleicht schlecht gebaut oder durch ein Erdbeben zerstört wurde, verursacht das Wasser aus dem Staubecken unterhalb des Dammes meist katastrophale Überschwemmungen (Tabelle 15.7). Eine solche

forderte im Jahre 1889 in Pennsylvania 2 209 Opfer, und der Bruch des Bradfield Reservoirs in der Nähe von Sheffield in Yorkshire forderte im Jahre 1864 250 Tote. Ebenso werden beim Durchbruch des Flusses durch seine natürlichen oder künstlichen Seitendämme weite Teile der Überschwemmungsebene überflutet. In einigen Gebirgsgegenden können große Bergstürze, Gletschervorstöße oder Schlammströme Flüsse hinter natürlichen Dämmen aufstauen. Der Wasserspiegel steigt hinter dem Damm, und wenn dieser dann bricht, wälzt sich eine Flutwelle talabwärts. Das klassische Gebiet für solche Vorgänge ist das Karakorum-Gebirge in Pakistan, wo die großen Zuflüsse des mächtigen Indus in den schneebedeckten Bergen eines der steilsten Gebiete der Erde entspringen.

**Tabelle 15.7: Beispiele für Dammbürche in den USA**

Datum	Ort	Tote
16. Mai 1874	Connecticut River, bei Williamsburg (Massachusetts)	143
31. Mai 1889	Little Conemaugh River, Johnstown (Pennsylvania)	über 2100
27. Januar 1916	Otay River, San Diego	22
12. März 1928	St. Francis dam, nördlich von Los Angeles	420
14. Dezember 1963	Baldwin Hill, Los Angeles	5
26. Februar 1972	Buffalo Creek, West Virginia	118
5. Juni 1976	Teton River, Idaho	14

### 15.13 Der Einfluss des Menschen auf die Flüsse

Der Mensch hat die natürlichen Eigenschaften von Flüssen stark verändert. Ein Grund dafür ist der in den vergangenen Jahrzehnten rasch gestiegene Wasserbedarf. Weltweit hat sich seit 1950 der Wasserverbrauch auf heute 4 340 Kubikkilometer mehr als verdreifacht – dies entspricht der achtfachen Menge des jährlichen Abflusses des Mississippi.

Manche Eingriffe in Flüsse wurden bewusst vorgenommen, wie etwa der Bau von Dämmen. Mithilfe großer Staudämme lassen sich die damit abgeriegelten Flüsse fast vollständig regulieren. Überschwemmungen und Dürren kann so wirksam begegnet werden. Dämme besitzen jedoch sowohl eine Reihe vorhersehbarer als auch nicht vorhersehbarer Umweltwirkungen. Eine besonders hervorzuhebende Konsequenz aus dem Aufstauen von Wasserreservoirs durch Dämme ist die Verminderung der Sedimentfracht im Unterlauf der Flüsse. Dieser Sachverhalt lässt sich anhand der Sedimentmengen verdeutlichen, welche die Flüsse Mississippi und Missouri im Zeitraum zwischen 1938 und 1982 mitführten (Abbildung 15.22). Durch den Bau zahlreicher Staudämme verringerte sich die Sedimentfracht in dieser Zeitspanne um mehr als die Hälfte. Der Sedimentrückhalt lässt sich am Beispiel des Nils nach dem Bau des Assuan-Staudamms ebenfalls gut verdeutlichen (Tabelle 15.8). Bevor es den Staudamm gab, waren die Perioden starker Wasserführung im Spätsommer und Herbst durch hohe Schluffkonzentrationen gekennzeichnet. Doch seit Bestehen der Staumauer hat sich die jährliche Sedimentfracht verringert, und die jahreszeitlichen Spitzen der Sedimentführung sind verschwunden. Der Nil transportiert heute flussabwärts des Assuan-Staudamms nur noch etwa acht Prozent der ursprünglichen Sedimentmenge.

Eine solche Verringerung der Sedimentführung kann verschiedene Folgen haben, darunter eine Ver-

minderung des Auftrags nährstoffreicher Hochflut-sedimente (Auelehme) auf Ackerflächen, weniger Nährstoffe für Fische im Meer, stärkere Küstenerosion (da der Fluss kein Material für den Aufbau von Stränden mehr mitführt) sowie eine Zunahme der Flusserosion (infolge der geringeren Sedimentmengen, welche sich in Flüssen ablagern können). Der zuletzt genannte Prozess wird oft als „Klarwasser-Erosion“ bezeichnet. Eine der Ursachen, warum die fragile Ostküste Amerikas rasch erodiert wird, ist die verminderte Sedimentfracht derjenigen Flüsse, die der Küste Material zuführen.

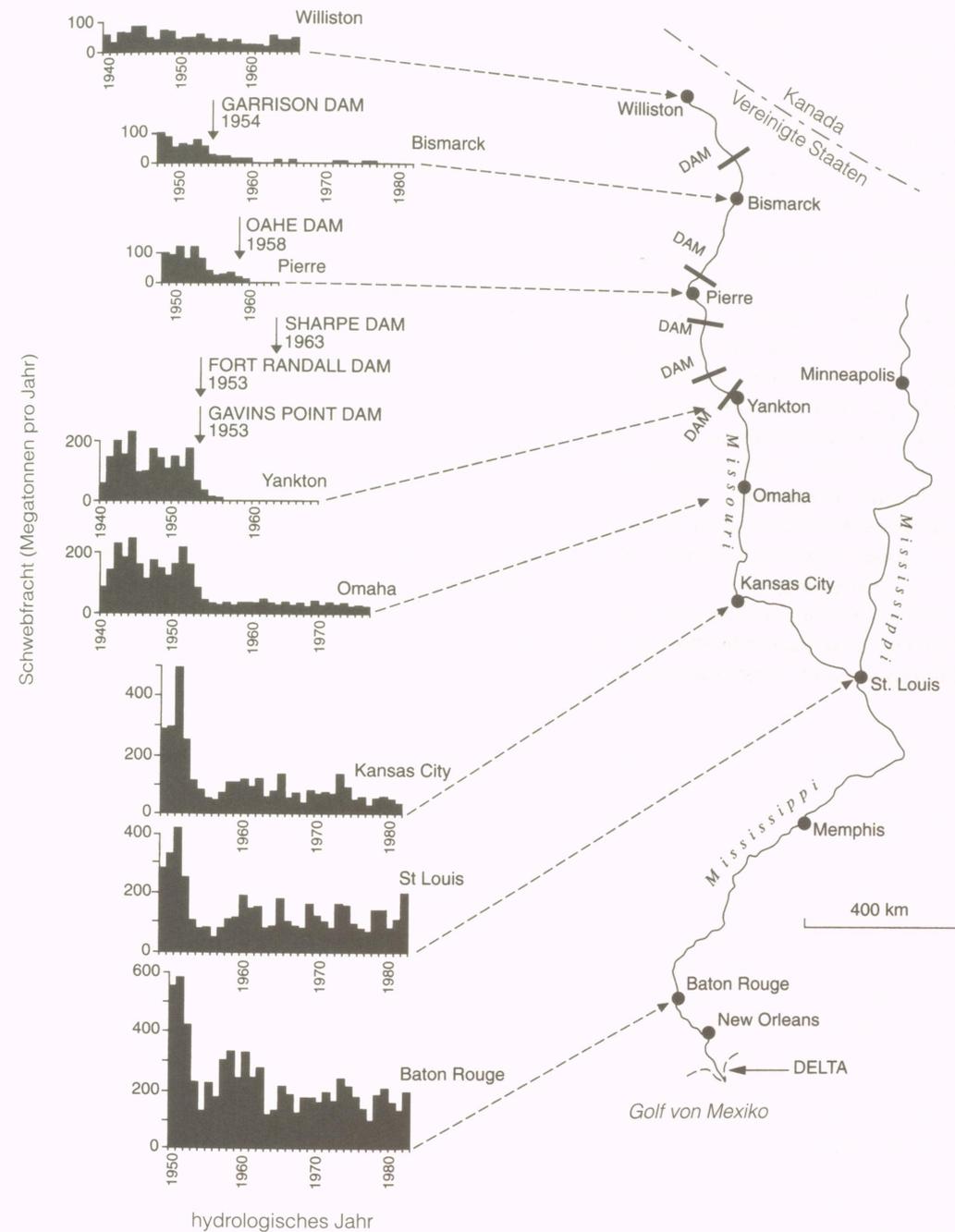
Ein anderer bedeutender Eingriff, der entlang zahlreicher Flussläufe vorgenommen wurde, ist der Bau von Uferbefestigungen und die künstliche Veränderung der Geometrie von Flussbetten durch Maßnahmen, die man als *Kanalisation* und *Regulierung* bezeichnet. Dadurch kann die Fließgeschwindigkeit zunehmen und der Überlauf in Hochflutbetten verhindert werden. Darüber hinaus können die Lebensraumbedingungen für die Organismen der Fließgewässer verändert werden. Ebenso kann sich die Überleitung

**Tabelle 15.8: Schluffkonzentration (in parts per million) im Nil bei Gafra vor und nach dem Bau des Assuan-Staudamms**

	vor dem Bau <sup>a</sup>	nach dem Bau	Verhältnis
Januar	64	44	1,5
Februar	50	47	1,1
März	45	45	1,0
April	42	50	0,8
Mai	43	51	0,8
Juni	85	49	1,7
Juli	674	48	14,0
August	2 702	45	60,0
September	2 422	41	59,1
Oktober	925	43	21,5
November	124	48	2,58
Dezember	77	47	1,63

<sup>a</sup> Mittelwerte für den Zeitraum 1958–1963.

Quelle: A. A. Abul-Atta, *Egypt and the Nile after the Construction of the High Aswan Dam*. Kairo: Ministry of Irrigation and Land Reclamation, S. 199.



**Abb. 15.22** Als Schwebfracht transportierte Sedimentmengen des Mississippi und Missouri im Zeitraum 1938 bis 1982.

von Wasser aus einem Flussgebiet in ein anderes – der Wassertransfer zwischen Einzugsgebieten – nachteilig auf diejenigen Flüsse auswirken, aus welchen ein Teil des Wassers abgezweigt wird. Ferner können von diesen gespeiste Seen austrocknen – ein Problem, von dem der in Zentralasien gelegene Aralsee betroffen ist (Exkurs 7.5).

Aktivitäten des Menschen können sich auf das Fließverhalten von Flüssen und auf Überschwemmungen auswirken. So können zum Beispiel Siedlungen infolge der Flächenversiegelung durch Asphalt, Pflaster oder Beton sowie durch die Kanalisation den Oberflächenabfluss erhöhen (Kapitel 17.4). Wie wir im Kapitel 14.8 gesehen haben, kann auch Abholzung die

Wasserführung von Flüssen erheblich verändern; gleiches gilt für die Entwässerung von Flächen.

Seit einigen Jahrzehnten beeinflussen menschliche Aktivitäten die Menge und Beschaffenheit des in Flüssen verfrachteten Materials in zunehmendem Maße. So schätzt man beispielsweise, dass infolge unserer Aktivitäten jährlich rund 500 Millionen Tonnen gelöster Salze in die Meere gelangen. Bei Natrium, Chloriden und Sulfaten haben die Einträge gegenüber der natürlichen Zufuhr um 30 Prozent zugenommen. Dadurch hat sich die weltweit in Flüssen transportierte Lösungsfracht um etwa zwölf Prozent erhöht. Bei manchen dieser Stoffe handelt es sich um Abfallprodukte aus Industrie und Haushalten (zum Beispiel Abwässer). Andere Einträge sind das Ergebnis der Aufbringung von Düngemitteln auf Ackerböden sowie von Pestiziden und Herbiziden auf Nutzpflanzen; wieder andere resultieren aus Veränderungen der Landnutzung. So können etwa durch das Abbrennen oder Abholzen von Wäldern große Mengen Nährstoffe in die Flüsse gelangen.

Von noch größerer Bedeutung ist die durch Boden-erosion verursachte Zufuhr von Schwebesedimenten in die Flüsse. Siedlungswachstum (insbesondere Bau-

maßnahmen), Bergbau, Überweidung, Abholzung und Pflügen haben zu erheblichem Bodenabtrag (Kapitel 13.6 und 17.6) und damit zu einem verstärkten Sedimenteintrag in die Flüsse geführt. Diese Sedimente machen die Flüsse zum Nachteil für Pflanzen und Tiere trübe und schlammig und können darüber hinaus Ablagerungen in den Unterläufen verursachen. So konnte zum Beispiel der amerikanische Geomorphologe G. K. Gilbert in einer bekannten Fallstudie in den Bergen der kalifornischen Sierra Nevada zeigen, welche gravierenden Auswirkungen der Goldbergbau haben kann. Während des „Goldrausches“ in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde das Edelmetall mithilfe des so genannten „hydraulic mining“ gewonnen, einem Verfahren, das mit dem Eintrag großer Mengen Sediment in die Flusstäler verbunden war. Dadurch wurden die Flussbetten aufgehöhht und in ihrer Form verändert. Die Folge waren Überschwemmungen in bis dahin nicht hochwassergefährdeten Gebieten. Noch schwerwiegender war der Umstand, dass die Flüsse nun größere Gerölmengen in die Mündungsbereiche der San-Francisco-Bucht schütteten, die dadurch in weiten Teilen seichter wurde.