Quelle: Strahler & Strahler (1999): Physische Geographie, UTB, S. 386 ff

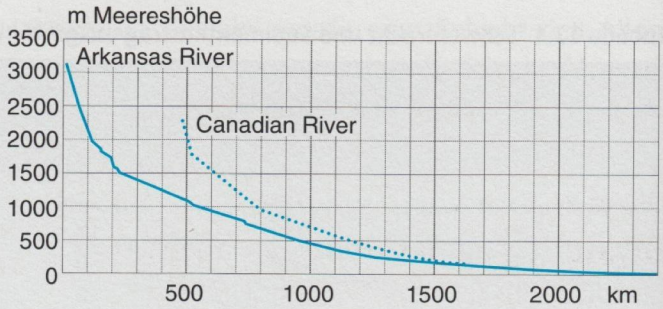

Abb. 17.6 Längsprofile des Arkansas River und des Canadian River. Die mittleren und unteren Teilstrecken der Profile besitzen eine größtenteils ausgeglichene Form, während die unausgeglichenen Teilstrecken durch Gesteinsunterschiede und eiszeitliche Gletschererosion in den Rocky Mountains beeinflußt sind (von Garnett, U. S. Geological Survey).

Gleichgewichtskonzept und Gleichgewichtsprofil

Ein voll entwickeltes Flußsystem in seinem aus Wasserscheiden, Talhängen und Gerinnen bestehenden Einzugsgebiet hat eine lange Zeit der Anpassung seiner Formen durchlaufen, so daß aus seiner Mündung nicht nur das im Einzugsgebiet vorhandene überschüssige Wasser ausfließt, sondern auch die Sedimentfracht abgeführt wird, welche die Gerinne erhalten haben. Ein rein hydraulisches System könnte ohne Gefälle des Untergrunds funktionieren, weil die Anhäufung von Wasser ihr eigenes Oberflächengefälle schaffen würde und dadurch imstande ist, auf horizontalem Untergrund zu fließen. Der Transport von Geröllfracht benötigt jedoch ein Bodengefälle; in Reaktion auf diese Notwendigkeit hat das Flußsystem sein Gefälle entsprechend angepaßt und hat einen mittleren stationären Zustand seines Wirkens erreicht, den es jahrein und jahraus, von Jahrzehnt zu Jahrzehnt aufrechterhält. Man spricht in diesem Fall davon, daß sich der Fluß im *Gleichgewicht* befindet; die damit verbundene angepaßte Form seines Längsprofils heißt *Gleichgewichtsprofil*.

Im Idealfall des Gleichgewichts ist die Fracht, die der Fluß von den Hängen seines Einzugsgebiets erhält, genau gleich der Kapazität des Flusses, diese Fracht zu transportieren. In der Natur existiert das Gleichgewicht zwischen Frachtzufuhr und Flußkapazität jedoch nur als ein langjähriger mittlerer Zustand. Wie schon erläutert wurde, tiefen die Flüsse ihr Bett beim Anstieg eines Hochwassers ein und lagern beim Fallen des Hochwassers erneut Fracht im Flußbett ab. Kurzzeitig betrachtet ist ein Fluß daher nur äußerst selten im Gleichgewicht; aber über längere Zeit hinweg behält der Fluß sein Gleichgewichtsprofil bei, indem er die vorübergehend von der großen Energie des Hochwassers erzeugte Eintiefung seines Betts durch die nachfolgende erneute Ablagerung eines Teils seiner Geröllfracht wieder ausgleicht.

Das Längsgefälle eines im Gleichgewicht befindlichen Flusses nimmt in stromabwärtiger Richtung fortschreitend ab. Das *Längsprofil* ist die graphische Darstellung der Höhenlage des Flusses als Funktion seiner Distanz von der Quelle in einem rechtwinkligen Koordinatensystem. Das Gefälle nimmt u. a. deshalb stromabwärts ab, weil mit der stromabwärtigen Zunahme des Abflusses und der Querschnittsfläche des Flusses seine Leistungsfähigkeit wächst. Der Reibungswiderstand geht in einem größeren Querschnitt überproportional zurück, so daß die gleiche Arbeit bei niedrigerem Gefälle geleistet werden kann. In manchen Flüssen nimmt außerdem

auch die mittlere Korngröße ihrer Geröllfracht stromabwärts ab; die feinkörnigere Fracht kann bei geringerem Gefälle transportiert werden.

Entwicklung eines Gleichgewichtsprofils

Die Entwicklung eines Flußsystems zum Gleichgewichtszustand wird deutlich, wenn man die Änderungen untersucht, die in einer anfangs schlecht für den Transport ihrer Fracht angepaßten Flußstrecke stattfinden. Im Anfangsstadium (Abbildung 17.7A) fließt das Wasser aus höherem Gelände über eine Stufe, die von junger Bruchtektonik erzeugt wurde, zu tieferem Gelände ab. In Senken wird es zu Seen gestaut, die an der niedrigsten Stelle ihres Randes überfließen. Auf diese Weise bildet sich ein durchgehendes Gerinne, welches beginnt, den Abfluß zum Meer weiterzuleiten. In *Wasserfällen* und *Stromschnellen*, die nichts anderes sind als Steilgefällsstrecken des Flußbettes, ist die Fließgeschwindigkeit stark erhöht und die Abrasion des anstehenden Gesteins am intensivsten. Infolgedessen werden die Wasserfälle zurückerodiert und die Stromschnellen eingeschnitten; die zu Seen gestauten Strecken werden mit Sediment gefüllt und zugleich dadurch erniedrigt, daß sich ihre Ausflüsse einschneiden. Nach einiger Zeit verschwinden die Seen, und die Wasserfälle sind in Stromschnellen verwandelt. Die Erosion der Stromschnellen vermindert deren Gefälle auf ein Maß, das mehr dem mittleren Gefälle des gesamten Systems entspricht (Blockdiagramm 17.7B). Gleichzeitig dehnen sich Nebenbäche des Systems nach aufwärts in das höhere Gelände aus, schneiden sich ein, dehnen ihre Einzugsgebiete aus und verwandeln die ursprüngliche Landschaft in ein System fluvialer Landformen.

In den frühen Stadien der Gefällsanpassung und Ausdehnung der Gerinne ist die Kapazität des Flusses größer als die ihm zugeführte Frachtmenge; daher lagert sich in seinem Bett wenig oder gar kein Alluvium ab. Abrasion tieft die Gerinnebetten fortschreitend ein, so daß sie schließlich in tiefen, steilwandigen *Schluchten* oder *Kerbtälern* liegen. Verwitterung und Massenbewegungen auf den Felswänden liefern nun eine zunehmende Menge von Gesteinsschutt an die Gerinne. Auch nimmt der Schutt zu, den der Oberflächenabfluß von der Landoberfläche zu den neuentwickelten Nebenbächen bringt.

Die allmähliche Verminderung des Gefälles bringt eine starke Abnahme der Kapazität für den Transport der Geröllfracht mit sich, bei gleichzeiti-

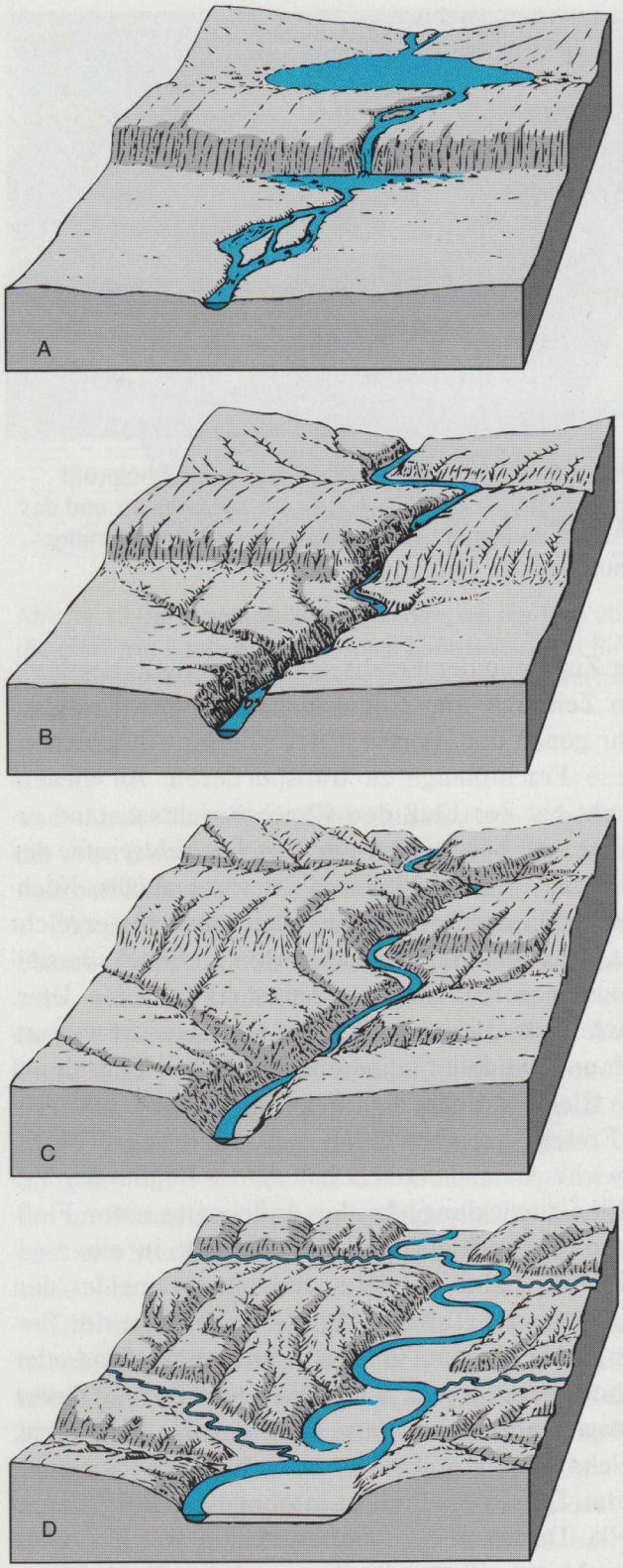

Abb. 17.7 Entwicklung eines Flußlaufs und seines Tals (nach E. Raisz).
A. Der Fluß fließt über eine von rezenten Krustenbewegungen gestaltete Landoberfläche.
B. Die Tiefenerosion ist im Gang. Seen und Sümpfe sind entwässert. Eine Schlucht wird eingetieft, und Nebentäler entwickeln sich.
C. Das Gleichgewichtsprofil ist hergestellt. Das Tal wird verbreitert, und die Talsohlenbildung beginnt.
D. Die Flüsse mäandrieren auf verbreiterten Talsohlen, die sich auch in die Nebentäler erstrecken.

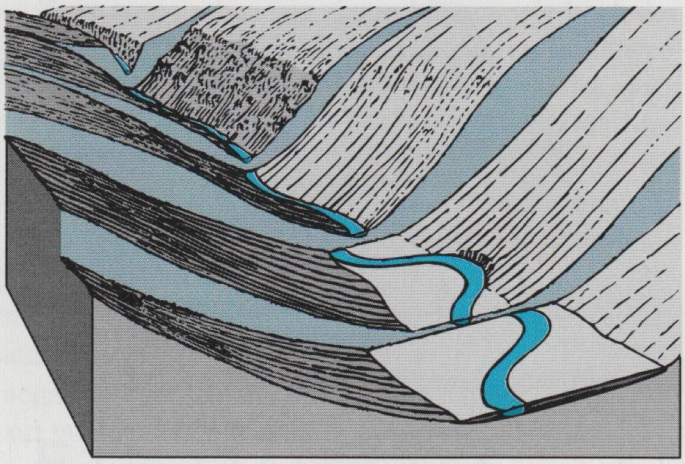

Abb. 17.8 Nachdem ein Fluß sein Gleichgewichtsprofil erreicht hat, nimmt die Steilheit der Talhänge ab, und das anstehende Gestein wird von Boden und Verwitterungsschutt bedeckt (nach W. M. Davis).

ger Zunahme der Fracht selbst. Zu einem bestimmten Zeitpunkt der Entwicklung wird die Frachtzufuhr genau der Kapazität des Flusses entsprechen, diese Frachtmenge zu transportieren. An diesem Punkt hat der Fluß den Gleichgewichtszustand erreicht und besitzt nun ein *Gleichgewichtsprofil*, das glatt und gleichmäßig stromabwärts abfällt. Nachdem er dieses Stadium des Gleichgewichts erreicht hat, schneidet der Fluß weiterhin an den Außenseiten seiner Krümmungen seitwärts in seine Ufer. Diese *Seitenerosion* ändert das Gefälle nicht wesentlich und hat daher keinen maßgeblichen Einfluß auf das Gleichgewicht.

Erstes Anzeichen dafür, daß ein Fluß den Gleichgewichtszustand erreicht hat, ist der Beginn der Talsohlenentwicklung. An der Außenseite einer Flußbiegung verschiebt sich das Flußbett in einer gekrümmte Bahn seitwärts und unterschneidet den angrenzenden Talhang. Auf der Innenseite der Biegung wird Alluvium in einer *Uferbank* aus Sand oder Schotter abgelagert. Durch die Verbreiterung dieser Ablagerung entsteht eine sichelförmige Flachform, welche das erste Stadium der Talsohlenentwicklung bildet. Dieses Stadium ist in Abbildung 17.7C dargestellt. Durch weitere Seitenerosion werden diese Talsohlenstreifen verbreitert, und das Flußbett entwickelt ausschwingende Biegungen, die als *freie Mäander* bezeichnet werden (Abbildung 17.7D). Die Talsohle ist nun zu einem kontinuierlichen Band flachen Geländes zwischen steilen Talhängen erweitert worden.

Die Entwicklung des Talbodens vermindert die Häufigkeit, mit der die Seitenerosion die angrenzenden Talhänge angreift und unterschneidet. Dann führen Verwitterung, Massenbewegungen und Oberflächenabfluß dazu, daß die Steilheit der Talhänge geringer wird (Abbildung 17.8). In feuchten Klimaten verschwindet dann aufgrund dieser Entwicklung allmählich der schluchtartige Charakter des Tals und geht über in eine breite Talform mit bodenbedeckten Hängen, die von einer dichten Vegetationsdecke geschützt werden.

Im Verlauf langer Zeiträume wird das Gleichgewichtsprofil langsam in seiner ganzen Länge tiefergelegt. An seiner Mündung ins Meer geht das Längsprofil glatt in den Meeresspiegel über. Noch in einiger Entfernung flußauf von der Mündung liegt der Boden des Flußbetts unter dem Meeresspiegel, ein Zustand, der im Fall eines großen Flusses viele Zehner von Kilometern ins Binnenland reichen kann. Der als eine imaginäre Fläche landwärts unter die Oberfläche des Kontinents projizierte Meeresspiegel ist die *Erosionsbasis* der Flüsse, d. h. die theoretische Untergrenze, bis zu der das Profil des Flußwasserspiegels erniedrigt werden kann. Da die Gesamtrate der Denudation im Laufe der Zeit allmählich nachläßt, dauern die späten Stadien der Gefällsverminderung des Gleichgewichtsprofils und der Talhänge des Einzugsgebiets immer länger. Zwar gilt die Erosionsbasis als die theoretische Grenze, bis zu der das Flußprofil erniedrigt werden kann, doch würde diese Grenze erst nach einer unendlich langen Zeit erreicht werden. In Wirklichkeit stören Krustenbewegungen und Änderungen der Höhe des Meeresspiegels wiederholt die Beziehung zwischen Flußprofil und Erosionsbasis. Dieser Punkt wird noch einmal am Ende dieses Kapitels aufgegriffen.