



Bayerisches Landesamt
für Wasserwirtschaft



Fließgewässer- landschaften in Bayern



*Wasser ist Leben
Wasserwirtschaft Bayern*

Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft
(Herausgeber und Verlag) · München 2002

Fließgewässer- landschaften in Bayern



Impressum

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft,
eine Behörde im Geschäftsbereich des
Bayerischen Staatsministeriums für Landes-
entwicklung und Umweltfragen
Lazarettstraße 67, 80636 München,
Telefon: 089/9214-01 · Telefax: 089/9214-35
E-mail: poststelle@lfw.bayern.de

Redaktion:

Dr. Peter Jürging,
Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

Projektkoordination:

Walter Binder, Wolfgang Kraier,
Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

Bearbeitung:

Dr. Elmar Briem, Dörrenbach
Dr. Joachim Mangelsdorf † (Kapitel Auen),
Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

Kartierung und Kartenentwurf:

Dr. Elmar Briem

Kartenbearbeitung:

Maria Lankes, Claudia Leuckel,
Waltraud Manske, Ulrich Schug
Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

Zeichnungen:

Dr. Elmar Briem (Entwurf)
Ingrid Papadopolous,
Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

Fotos:

Dr. Elmar Briem
Archiv Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

Druck:

Druckhaus Fritz König GmbH, München

Bezug:

Wasserwirtschaftsamt Deggendorf
Postfach 2061 · 94460 Deggendorf

Für den Druck wurde Recycling-Papier aus
100% Altpapier verwendet

**Nachdruck und Wiedergabe – auch aus-
zugsweise – nur mit Genehmigung des
Herausgebers**

Anlage:

Mappe mit

- Steckbriefen
- Karte im Maßstab 1 : 500 000
- erweiterter Kartenlegende

Vorwort

Die Vielfalt der bayerischen Landschaften spiegelt sich in ihren Flüssen und Bächen wider. Abhängig von den morphologischen und hydrologischen Gegebenheiten und der Größe ihrer Einzugsgebiete zeigen naturnahe Gewässer einschließlich ihrer Auen ein reichhaltiges Mosaik an Standorten und Lebensräumen für eine Vielzahl von Pflanzen- und Tierarten.

Fließgewässer mit vergleichbaren geologischen und klimatischen Merkmalen ihrer Einzugsgebiete lassen sich hinsichtlich ihres Abflussverhaltens, ihrer Laufgestalt und Strukturausstattung zu Gewässerlandschaften zusammenfassen.

Anhand der „Fließgewässerlandschaften in Bayern“ ist es möglich, den natürlichen bzw. den potentiell natürlichen Zustand der Flüsse und Bäche herzuleiten. Dieser dient z. B. als Leitbild für die Beurteilung der Gewässerstruktur.

Gerade die Gewässerstruktur wurde über die letzten zwei Jahrhunderte aufgrund menschlicher Tätigkeiten auf weiten Strecken verändert. Für die Ausarbeitung von Gewässerentwicklungsplänen, den Ausbau und die Unterhaltung der Gewässer sind die „Fließgewässerlandschaften in Bayern“ eine Arbeitsgrundlage.

Mit dieser Veröffentlichung gibt das Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft eine Hilfestellung für die Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie der Europäischen Gemeinschaft.

Sie wurde in enger Abstimmung mit der im Auftrag der „Länderarbeitsgemeinschaft Wasser“ (LAWA) in Bearbeitung befindlichen Karte der „Gewässerlandschaften in der Bundesrepublik Deutschland“ und in Zusammenarbeit mit dem Umweltbundesamt Berlin durchgeführt.

Die Arbeit soll die landschaftsbezogene Betrachtung von Fließgewässern aufzeigen und so das Verständnis für morphologische Zusammenhänge vertiefen. Der besondere Dank gilt Herrn Dr. Elmar Briem für die Ausarbeitung von Text und Karte, Herrn Dr. Joachim Mangelsdorf † für die fachliche Begleitung des Gesamtwerks sowie Herrn Dr. Peter Jürging für die gewissenhafte Redaktion.

München, im Juni 2002



Prof. Dr.-Ing. A. Göttle
Präsident

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
2	Bayern – ein geologisch/geomorphologischer Überblick	9
2.1	Landschaften Bayerns südlich der Donau – Alpen, Alpenvorland, Molassebecken, Entstehung und naturräumliche Ausstattung	9
2.2	Landschaften Bayerns nördlich der Donau – Entstehung und naturräumliche Ausstattung	15
3	Fließgewässerlandschaften südlich der Donau	25
3.1	Fließgewässerlandschaften der Alpen	25
3.1.1	Fließgewässerlandschaft der Kalkalpen	26
3.1.2	Fließgewässerlandschaft der Flyschzone	30
3.1.3	Fließgewässerlandschaft der Faltenmolasse	31
3.2	Fließgewässerlandschaft des Jungmoränenlandes	32
3.3	Fließgewässerlandschaften der Niederterrassen, des Altmoränen und Terrassenlandes und des Tertiären Hügellandes	35
3.3.1	Fließgewässerlandschaft der Niederterrassen (jungquartäre Schotterflächen)	35
3.3.2	Fließgewässerlandschaft des Altmoränen- und Terrassenlandes (Iller/Lechplatte)	38
3.3.3	Fließgewässerlandschaft des Tertiären Hügellandes	39
3.4	Fließgewässerlandschaft der Lößregionen	42
4	Fließgewässerlandschaften nördlich der Donau	45
4.1	Fließgewässerlandschaften des Grundgebirges	45
4.1.1	Fließgewässerlandschaft der Granitregionen	48
4.1.2	Fließgewässerlandschaft der Gneisregionen	50
4.1.3	Fließgewässerlandschaft der Schieferregionen	53
4.1.4	Fließgewässerlandschaft des Rotliegenden	57
4.2	Fließgewässerlandschaften des Deckgebirges	57
4.2.1	Fließgewässerlandschaft des Buntsandsteins	57
4.2.2	Fließgewässerlandschaft des Muschelkalks	62
4.2.3	Fließgewässerlandschaften des Keupers	65
4.2.3.1	Fließgewässerlandschaft des tonig/mergeligen Keupers	67
4.2.3.2	Fließgewässerlandschaft des sandigen Keupers	69
4.2.4	Fließgewässerlandschaft des Lias und des Doggers	71
4.2.5	Fließgewässerlandschaft des Malms und der Kreide	73
4.2.6	Fließgewässerlandschaft der Vulkanite (Basalt, Diabas)	76
4.2.7	Fließgewässerlandschaft der Lößregionen	78
4.2.8	Fließgewässerlandschaft der Niederterrassen	78
5	Auen, Formen und Entstehung	81
5.1	Fließgewässerlandschaften der großen Auen über 300 m Breite	81
5.1.1	Fließgewässerlandschaft der Feinmaterialauen	82
5.1.2	Fließgewässerlandschaft der Sandauen	83
5.1.3	Fließgewässerlandschaft der Grobmaterialauen	85
5.1.4	Fließgewässerlandschaft der Moorauen	87
	Weiterführende Literatur	89
	Glossar	91
	Anhang	95
	- Methodik	95
	- Karten und Legenden	96

1 Einleitung

Fließgewässer sind die Lebensadern unserer Landschaften. Hierbei bilden das Gewässerbett, der Wasserkörper, die Aue und das Einzugsgebiet eine Einheit, bei der die einzelnen Elemente vielfach untereinander verflochten sind.

Fließgewässer sind von Natur aus nicht in allen Landschaften gleich. Trotz individueller Ausprägung im Detail, lassen sie sich, vor allem in ihrem längszonalen Aufbau, nach vergleichbaren physiographischen und biologischen Merkmalen gliedern und zusammenfassen. Sie sind das Produkt der spezifischen hydrologischen und morphologischen Bedingungen ihres Einzugsgebietes, also eng mit der Landschaft verbunden, die sie durchströmen. Deshalb spricht man von **Fließgewässerlandschaften**. Diese beherbergen aufgrund ihrer unterschiedlichen Ausstattung an Gewässer- und Auenstandorten und ihrer Dynamik Lebensräume für eine Vielzahl von Pflanzen- und Tierarten. Kleine Gewässer (Bäche) können zudem regional sehr unterschiedlich ausgeprägt sein, da sie direkt vom geologischen Untergrund und dessen Verwitterungsprodukten abhängig sind. Dies unterscheidet sie von den gebietsübergreifenden Flüssen. Im naturnahen Zustand sind die landschaftsbezogenen Unterschiede offensichtlich, im aktuellen Zustand nicht immer ohne weiteres zu erkennen.

In der heutigen Kulturlandschaft sind viele Bach- und Flussabschnitte mit ihren natürlichen Überschwemmungsgebieten, den Auen, umgestaltet worden. Zugunsten des Hochwasserschutzes, von Siedlungen, Verkehrswegen, der Schifffahrt, der Wasserkraft und der landwirtschaftlichen Nutzung. Das Ergebnis sind weitgehend naturferne, statische, an Strukturen stark verarmte, zum Teil künstliche Gewässersysteme, die laufende Unterhaltung erfordern. Diese Veränderungen führten zum Rückgang gewässer- und auentypischer Strukturen, zu einem Verlust an Lebensräumen im und am Gewässer. Außerdem wurden die Auen vieler Flüsse und Bäche durch Gewässereintiefung oder durch Deiche funktional vom Gewässer abgetrennt und damit sowohl der Motor der Auenbildung abgestellt, als auch Retentionsflächen und Auenlebensräume verringert bzw. beseitigt.

Nachdem es in den vergangenen Jahren gelungen ist, die chemisch-biologische Gewässerqualität erheblich zu verbessern, steht nunmehr die Verbesserung der Gewässerstrukturen (Morphodynamik) im Vordergrund.

Es ist heute Ziel der Wasserwirtschaft, die Funktionen der Gewässer im Naturhaushalt (Retention, Lebensraum, Ausbreitungs- und Vernetzungsband) an den verbliebenen naturnahen Strecken zu erhalten und an ausgebauten Gewässern soweit möglich wieder herzustellen. Die Bestrebungen zur ökologisch orientierten Unterhaltung, Renaturierung und nachhaltigen Entwicklung der Gewässer und Auen unter Berücksichtigung des vorbeugenden Hochwasserschutzes werden unter dem Begriff der Gewässerentwicklung zusammengefasst.

Zur Gewässerentwicklungsplanung wird für die Praxis u. a. ein Instrumentarium benötigt, mit dem man den gegenwärtigen Ist-Zustand in Vergleich zum naturnahen Zustand der Fließgewässer setzen kann. Die Bewertung wird zweckmäßigerweise anhand von langfristig gültigen Bewertungsmaßstäben – den Leitbildern – durchgeführt.

Diese Philosophie hat sich in den letzten Jahren in Deutschland durchgesetzt. Man findet sie auch in der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie im System der Bewertung des ökologischen Zustandes anhand von natürlichen bzw. naturnahen Referenzzuständen.

Das Leitbild wird definiert als der potenziell natürliche Zustand der Gewässer, d. h. der Zustand, der sich einstellen würde, wenn heutige Nutzungen aufgelassen würden, Sohl- und Ufersicherungen zurückgebaut, Regelungen des Wasserhaushaltes aufgehoben, Gewässereintiefungen und Grundwasserabsenkungen der Auen rückgängig gemacht und die Gewässerunterhaltung eingestellt würden. Das Leitbild beschreibt nicht den natürlichen Zustand, wie er vor jeglicher menschlicher Einflussnahme bestand, sondern schließt irreversible Landschaftsveränderungen, wie z. B. die durch die mittelalterliche Rodung bedingten Auelehmdecken mit ein.

Die vorliegende Arbeit vermittelt erstmals flächendeckend für ganz Bayern einen Eindruck von den natürlichen morphologischen Verhältnissen der Gewässerlandschaften und stellt eine Arbeitshilfe zur Leitbilderstellung dar. Es werden die wesentlichen abiotischen, regionalen Strukturmerkmale der Fließgewässer und Auen im Sinne des potenziell natürlichen Zustands beschrieben. Diese werden durch die Parameter Relief und Substrat definiert, die, abgesehen von den überregionalen Faktoren des Abflussgeschehens (Regime), die raumspezifischen Erscheinungsformen hervorrufen.

Es sind die tektonischen und hierbei vor allem die vertikalen Bewegungen der Erdkruste mit Hebung und Senkung, die in Verbindung mit dem Faktor Zeit, das Relief und damit die orographischen Grundtypen der Gewässer bestimmen (Abb. 1). Die Tektonik ist also die wesentliche Gestaltungskraft für die Entwicklung der Längsprofile und der Einzugsgebiete insgesamt und damit auch der Gefällewerte als einem weiteren Hauptstrukturelement der Fließgewässer.

Die Fazies, also die Klüftung, Bankung, Körnigkeit und die chemische Zusammensetzung des Gesteins, die in Verbindung mit der Verwitterungsart und deren Zeitdauer das Substrat hervorbringt, ist ebenfalls eine der Kenngrößen, die für die abiotischen Strukturen der Gewässer eine wesentliche Rolle spielen. Bei den größeren Gewässern sind es im wesentlichen die Substrate, hier jedoch die eigenen Aufschüttungen, die die Strukturen von Gewässerbetten und Auen charakterisieren.

Die Beschreibung der Formen, Strukturen und die Kartierung derselben erfolgt auf der Übersichtsebene (M 1:200.000). Sie vermittelt wesentliche Grundlagenkenntnisse und soll den Anwender in die Lage versetzen, fallspezifisch gewässermorphologische Leitbilder als Bewertungs- und Planungsgrundlage abzuleiten.

Mit dem Ausdruck „Fließgewässerlandschaft“ ist die Beschreibung der regionaltypischen Zusammensetzung der Formen und Strukturen gemeint. Dabei werden einerseits die flächenhaften Einheiten der geologisch/geomorphologischen Landschaften und andererseits auch die bandartig angeordneten eigenständigen Auenlandschaften der Gewässer erfasst und charakterisiert. Dabei werden die wesentlichen Grundzüge und strukturellen Merkmale herausgestellt und die regionalen Besonderheiten der Gewässer verdeutlicht. Karte und Text sollen einen Beitrag zum besseren Erkennen und Verstehen der regional unterschiedlich gestalteten Gewässer leisten.

Abgesehen von Gewässereckdaten, wie Höhenlage im Relief, Niederschlags- und Abflusswerte, grobe Charakterisierung der Substrate und Gewässerchemismus, werden folgende Strukturparameter im längszonalen Aufbau beschrieben: Längsprofile und Gefällewerte der Talböden, Talformen, Substrataufbau und Gewässerbettformen, Uferlinien, Linienführung und Lauf-typ, Geschiebeführung sowie Schwebstoffführung. Bei den größeren Gewässern mit Auen über ca. 300 m Breite wird der Auentyp nach vorherrschendem Substrat unterschieden. Im wesentlichen lassen sich vier Auenformen unterscheiden: Grobmaterialauen, Sandauen, Feinmaterialauen und Moor-

Prozess der Fließgewässerbettbildung

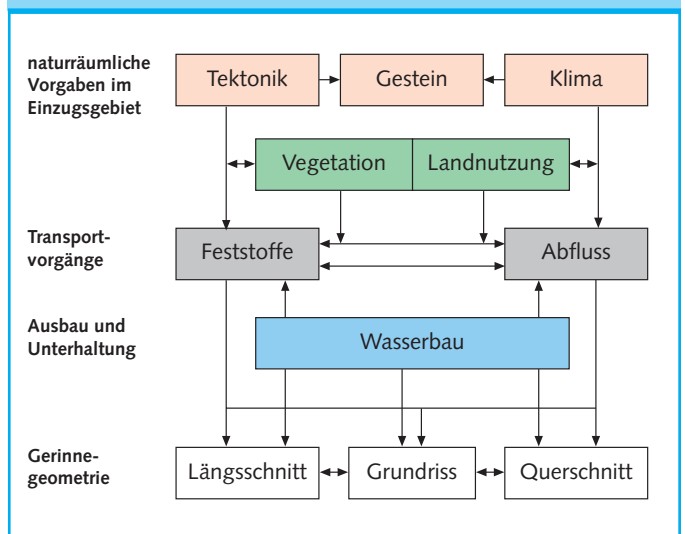


Abb.1 Entstehung der abiotischen Fließgewässerformen und -strukturen auen. Es werden die vorherrschenden Formen ausgewiesen. Kleinräumig können abweichende Zustände auftreten.

Die Arbeit besteht aus drei Hauptteilen: einer Übersichtskarte im Maßstab 1 : 500 000, die aus der Kartierung 1 : 200 000 hervorgegangen ist, der textlichen Beschreibung und einer Sammlung von Kurzbeschreibungen (Steckbriefe), die der schnellen, komprimierten Information über die einzelnen Gewässerlandschaften dienen.

Abb. 2

Donau-Durchbruch und Kloster Weltenburg



2 Bayern – ein geologisch/ geomorphologischer Überblick

Bayern hat mit 70 546 km² den größten Anteil an der Fläche Süddeutschlands und damit auch an den vielfältigen Landschaften dieses Raumes. Von den Alpen bis zur Rhön und vom Ries bis zum Böhmerwald erstrecken sich gewässermorphologisch sehr unterschiedlich ausgestattete Teilräume.

Geologisch wird Süddeutschland in einen nördlichen und südlichen Teilbereich gegliedert. Die Donau verläuft streckenweise in etwa zwischen beiden Bereichen; sie wird gedanklich mitunter als eine Art Trennlinie betrachtet. Im Norden taucht der alte variszische Sockel, das Grundgebirge mit regionaler weitflächiger Überdeckung durch mesozoische Schichtgesteine (Deckgebirge) auf und im Süden erstreckt sich der junge alpidische Bereich mit Molassetrog und Alpen. Grund- und Deckgebirge unterscheiden sich durch die Härte der Substrate: Die silikatischen Gesteine (Schiefer, Gneis u. Granit) sind wesentlich härter als die geochemisch und hinsichtlich der Widerstandsfähigkeit sehr variablen Gesteine des Deckgebirges. Die Molasse, ganz überwiegend weiche Ton- Silt- und Sandsteine des Tertiärs, bildet den Untergrund der weiten Flächen zwischen Donau und den gefalteten und heraus gehobenen ersten Alpenketten (Faltenmolasse). Relief und Tektonik gliedern die Gesamtregion in zwei grundsätzlich unterschiedliche Bereiche, in den Molassetrog und die Alpen. Beide Teilbereiche wurden durch die Kaltzeiten, durch die Vergletscherung und die Schmelzwasserwirkung überformt. Daraus ergeben sich morphologisch ganz unterschiedlich geformte Teilbereiche, die sich auch in den Strukturen der Gewässer wiederfinden.

Diese sehr klare geologisch/geomorphologische Gliederung der Naturräume wurde für die Fließgewässerlandschaften in dem Sinne übernommen, dass Teilräume mit gleicher gewässermorphologischer Ausstattung zusammengefasst beschrieben wurden.

2.1 Landschaften Bayerns südlich der Donau – Alpen, Alpenvorland, Molassebecken – Entstehung und naturräumliche Ausstattung

Alpen, Alpenvorland und Molassebecken bilden, obwohl sie morphologisch so unterschiedlich sind, geologisch eine Einheit. Beide Teile, das eng gefaltete und stark herausgehobene Gebirge und das Vorland gehören zum Raum der jungen, tertiären Faltengebirge Europas. Schon während des Mesozoikums, insbesondere während der Kreidezeit vor über 70 Millionen Jahren und in immer stärker werdendem Maße im Tertiär, senkte sich der Raum ab, wurde mit Sedimenten angefüllt, im alpinen Bereich immer wieder gefaltet und mehrfach

heraus gehoben – zuletzt und besonders intensiv während der letzten fünf Millionen Jahre, eine Tendenz, die heute noch anhält. Dabei stellen die Alpen den eigentlichen Gebirgsbildungsraum und das Molassebecken die Vorlandsenke mit ungefalteter Sedimentfüllung dar, der von den heftigen und eng-räumigen, tektonischen Aktivitäten verschont blieb. Die schichtlagernden Gesteine liegen deshalb dort weitgehend ungestört horizontal. Alpenvorland und Molassebecken weisen also von Natur aus ganz andere, insgesamt viel reliefärmere Gewässerlandschaften als die Alpen auf.

Die komplizierte vielphasige Absenkungs-, Sedimentations-, Faltungs- und Heraushebungstätigkeit hat im heutigen Landschaftsbild der Alpen wichtige Grundzüge hinterlassen, die auch für das Verständnis der Gewässerstrukturen von grundlegender Bedeutung sind. Tabelle 1 gibt in stark vereinfachter Form die zeitlichen Ereignisse in ihrer Beziehung zur Fließgewässerentwicklung wieder. Die räumlich sehr unterschiedlichen Gesteine und Reliefverhältnisse stellen Teilräume mit ganz verschiedenen, charakteristischen Merkmalen und Kombinationen der Gewässerstrukturen dar, die weiter unten beschrieben werden.

Mit der letzten Heraushebung der Alpen seit dem Pliozän, wurde der Gesamttraum landfest. Mit Verzögerung setzte der für die Entwicklung der Landschaften so wichtige, ja wesentliche Formungsfaktor der Kaltzeiten ein: Seit etwa 2-2¹/₂ Millionen Jahren steuerten kühlere und kalte Zeiten im Wechsel die Verwitterung und Abtragung: Dabei wirkten besonders die Frostwechselklimata und das Eis insgesamt stark abtragend und formgebend. Die Alpen wurden durch ein System von Talgletschern durchzogen, die sich bis zu einem Eisstromnetz entwickelten, verbanden und gewaltige Eismassen über die großen Täler bis weit ins Alpenvorland ausbreiteten. Diese Gletscher und ihre Tätigkeiten haben den Alpen und auch weiten Teilen des Alpenvorlandes ihren Stempel aufgedrückt. Das, was wir heute in den Alpen und im Jungmoränenland im Bereich des südlichen Molassebeckens als Landschafts- und Gewässerformen vorfinden, ist das Erbe der Gletscher, deren letzte Generation sich erst vor etwa 10 000 Jahren aus dem Alpenvorland langsam in das Alpeninnere zurückzog.

Auch das nördliche, eisfreie Molassebecken wurde und ist kaltzeitlich geprägt: Hier waren es die Schmelzwässer, die wesentlichen Anteil an der Formung der Landschaften hatten. Große Sanderflächen, allerdings mit weitaus größerem, überwiegend steinigem Material als im Jungmoränenland Norddeutschlands, wurden als Schotterfluren breit vor den Endmoränen fluvial abgelagert und füllten mit breiten Betten die nördlich anschließenden Täler auf. Diese Flächen der sogenannten Niederterrasse stellen die ausdruckslosen, breiten Ebenen der Talböden dar, in deren Niveau die heutigen Gewässer nur wenig oder gar nicht eingetieft, angelegt sind.

Tab. 1
Entwicklung der Fließgewässer im Alpenvorland und Molassebecken

Zeit vor heute	Tektonische und geomorphologische Ereignisse	Gewässerentwicklung
Holozän - 10 000 J.	Eingriffe des Menschen (Rodung) Bodenbildung, Vegetation	Zwischenaufschüttung (Auelehmbildung) Erosion (Einschneiden der Gewässer)
Würm <i>Warmzeit</i>	Alpen: Eisstromnetz Alpenvorlandvergletscherung Niederterrassenschotter Bodenbildung, Vegetation	Sedimentation Jungmoränen Erosion
Riß <i>Warmzeit</i>	Alpen: Eisstromnetz Alpenvorlandvergletscherung (weiteste Vorstöße) Hochterrassenschotter Bodenbildung, Vegetation	Altmoränen Sedimentation
Mindel <i>Warmzeit</i>	Alpen: Eisstromnetz Alpenvorlandvergletscherung Jüngere Deckenschotter Bodenbildung, Vegetation	Erosion (Moränen, keine Reste) Sedimentation Erosion
Günz ca. 600.000	Ältere Deckenschotter Älteste Kalt- u. Warmzeiten	Sedimentation (Moränen) Sedimentation / Erosion
Pliozän - 2,4 Mio. J. - 6 Mio. J.	Heraushebung der Alpen Alpenvorland landfest	Beginn der Gewässer- und Talbildung, Urdonau Älteste Terrassenreste
Miozän - 23 Mio. J.	Alpenvorland: jüngere Molasse Abtragung der Alpen (Flachlandschaft)	Fluviale Sedimente als Deltaschüttungen in den Molassetrog (z. B. quarzitische „Vollschotter“)
Alttertiär - 65 Mio. J.	Alpenvorland: ältere Molasse Ältere Faltungen und Heraushebungen der Alpen	

Mit dem Rückzug des Eises setzte die fluviale Überformung beider Landschaftsräume ein: Das sehr unruhige, vom Eis geschaffene Relief der Jungmoränenlandschaft wird seither vom fließenden Wasser ausgeglichen; Hohlformen durch Geschiebe zugefüllt, verlanden, Vollformen, wie die Endmoränenzüge, werden zerschnitten. Es entwickelte sich ein neues, sehr auffällig chaotisches Gewässernetz, das sowohl in der Aufsicht als auch in den Längsprofilen noch keine vergleichbaren Merkmale zu allen anderen, „normalen“ Gewässerlandschaften aufweist.

In den Alpen werden, mit der Befreiung vom Eis, die hierarchisch aufgebauten, glazialen Täler ebenso fluvial umgestaltet: Die Übertiefungen durch Eisschurf beim Zusammenfluss von Gletschern wurden und werden wie die großen, sehr tief ein-

gefurchten Haupttäler rasch mit Schottern verfüllt, während die Seitentäler, die oft mehrere 100 m höher als das Haupttal angelegt sind (s. Abb. 8), von Bächen scharf zerschnitten werden und an den Übergängen häufig eine Klamm, eine Schlucht, oder einen Tobel ausgebildet haben. Die vom Eis befreiten Hänge werden durch Kerbanrisse aufgeschlitzt. Nur in den gut verkarstungsfähigen und schuttreichen Gesteinen der Kalkalpen nimmt der Zerschneidungsgrad der Hänge erheblich ab, da sehr viel Wasser versickert und nicht an der Oberfläche formend wirksam wird.

Im nördlichen Molassebecken haben sich die „normalen“, fluvialen Landschaften weiterentwickelt. Das „Altmoränen/Terrassenland der Iller/Lechplatten und das tertiäre Hügel-

land" kann als Einheit zusammengefasst werden, weil sich die Landschaftselemente sowohl horizontal als auch vertikal stark verzahnen und weil der gesamte Raum von der Oberen Süßwassermolasse unterlagert wird, die westlich des Lechs an den Terrassenkanten immer wieder aufgeschlossen ist und die im nordöstlichen Molassebecken überall an der Oberfläche ansteht und nur fleckenartig in den tieferen Geländebereichen durch Löß überdeckt wird.

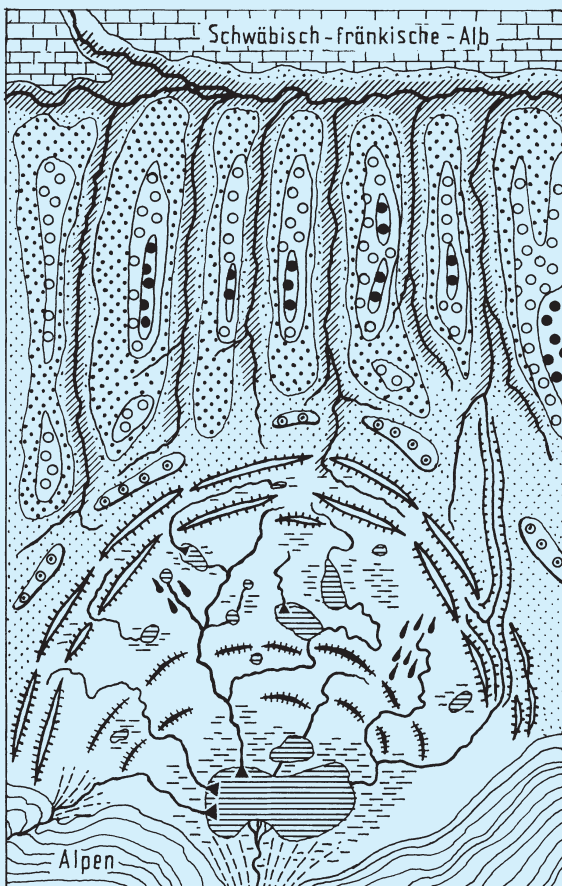
Im Westen wird die Molasse von älteren Moränen (Riß) und fluvialen Terrassenschottern überlagert. Diese bilden zusammen mit den heutigen Talböden eine ineinander geschachtelte, im Querprofil auffällig gestufte Terrassenlandschaft (s. Abb. 3 u. 4) aus. Sie ist für das westliche Molassebecken charakteristisch, wo Iller und Lech und die kleineren Gewässer direkt nach Norden entwässern. In diesen Regionen finden die Gewässer überall Moränen- und Schotterreste aus dem alpinen Raum vor, die sie wieder aufbereiten und weitertransportieren können. Dies hat für die Geschiebeführung, die Zusammensetzung der Geschiebe und den Chemismus der Gewässer Bedeutung.

Das Terrassenland wird durch sehr breite Talungen aufgelöst, den glazial angelegten, verwilderten Schmelzwasserbetten (Urstromtäler). Die Talböden sind mit groben fluvialen Sedimenten, den Schotterfluren verfüllt, die geomorphologisch die würmzeitliche Niederterrasse darstellen.

Dies gilt besonders auch für die großen Gewässer, die im gesamten Alpenvorland bis zur Donau hin von den breiten Talböden der Niederterrassen begleitet werden, in die sie meist nur wenig eingetieft sind. Die heutigen Flüsse arbeiten das grobe, kaltzeitliche Schottermaterial auf, erodieren an Prallhängen und transportieren die meist sehr gut gerundeten Kiese, Steine und auch Blöcke weiter und bauen damit neue Grobmaterialauen auf. Das Gewässernetz des westlichen Molassebeckens ist auffällig parallel aufgebaut: Die Gewässer fließen nebeneinander und durch Streifen des Terrassenlandes getrennt, von Süd nach Nord, der Donau zu.

Im östlichen Molassebecken, wo das Tertiär höher aufragt, fehlt die Überdeckung mit älteren glazialen Schotterfluren.

Alpennordrand und westliches Molassebecken


















-  Jura-Malm (Kalke)
-  Günz-Schotter
-  Mindel-Schotter
-  Riß-Endmoränen u. Schotter
-  Würm-Endmoränen u. Schotter
-  Riß-Endmoränen-Wall
-  Würm-Endmoränen-Wall
-  Würm-Endmoränen-Wall, jüngere Staffel
-  Grundmoränen, Drumlinfelder
-  heutige Auen
-  Moore, Moorauen, vermoortes Gelände
-  Seen mit Verlandungsmooren
-  Delta
-  Schwemmfächer
-  Durchbruchstal, jüngere Niederterrassen

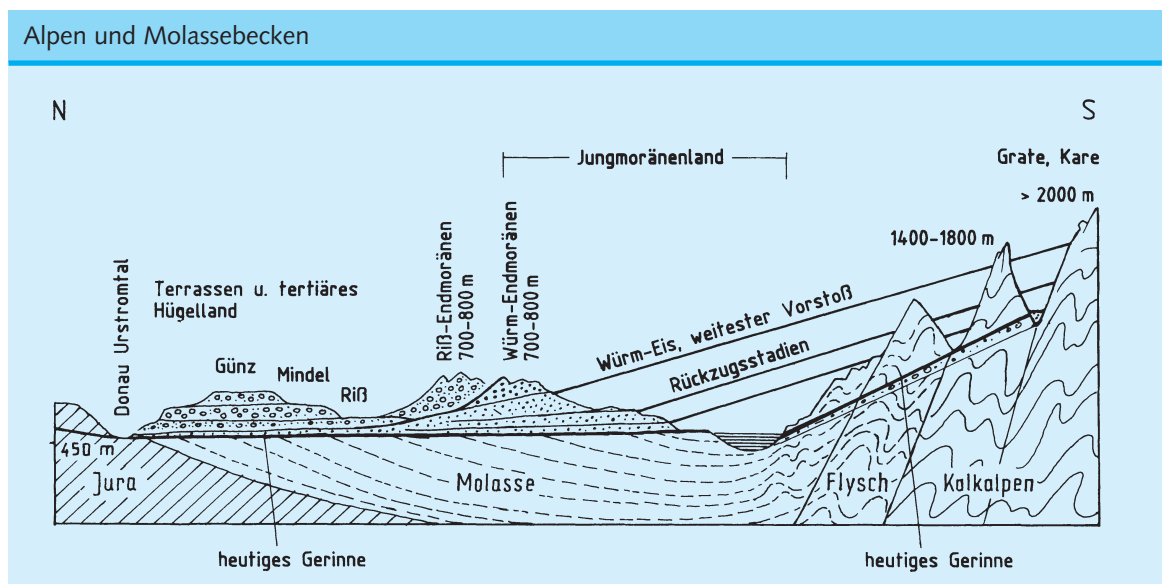
Abb. 3
Alpennordrand und westliches Molassebecken – Geländeformen und Landschaften in der Aufsicht

Der gesamte Bereich ist nicht durch alpines Schottermaterial überdeckt worden. Nur die großen Gewässer, wie Isar und Inn, haben bandartig alpines Material in ihren Tälern hinterlassen. Das eigentliche tertiäre Hügelland, das durch die Obere Süßwassermolasse aufgebaut wird, hat aber einen eigenen Geschiebelieferanten, die Vollschotter, die als grobkörnige, überwiegend kiesig/steinige Schüttungen von miozänen Flüssen in der Molasse mit eingelagert sind. Diese Vollschotter sind an der Oberfläche bis auf ihre quarzitischen Anteile verwittert. Die äußerst harten Restgerölle erhalten sich bis in die Vorfluter und zerstören wegen ihrer sehr hohen Abtragungsresistenz die aus den Kalkalpen herangeführten Geschiebe und verändern dadurch das Geschiebebild bis zur Mündung in die Donau zu Gunsten der silikatischen Gesteine.

2. Bereiche der älteren Terrassen und Rißmoränen, die das Tertiär überlagern (s. Abb. 3 u. 4). Dieses gestufte Terrassenland wird auf den Flächen durch unterschiedlich mächtige Grottschotterlagen überdeckt, die mit zunehmenden Alter nach oben zu immer stärker verwittert sind. Die Älteren Deckenschotter beinhalten daher an der Oberfläche oft nur noch Restgerölle, z. B. quarzitisches Schotter aus dem zentralen Alpengebiet. Darunter sind Sedimente aus kalkverkitteten Konglomeraten, die scharfe und steile Terrassenkanten ausbilden können. Diese älteren und altquartären Deckenschotter sind die Geschiebelieferanten der Region. Das unterlagernde Tertiär, Gesteine aus überwiegend weichen Molassesedimenten, ist an den Terrassenkanten aufgeschlossen und bildet flachere, konkave Unterhänge

Abb. 4

Alpen und Molassebecken – Relief und Landschaften westlich des Lechs



Drei vom Substrat und Relief unterschiedliche Fließgewässerteilräume mit ganz unterschiedlichen Gewässerstrukturen können daher im Bereich des Molassebeckens unterschieden werden:

1. Niederterrassenbereiche (Schotterfluren), die mit steilen Schwemmfächern breit an den äußeren Endmoränen ansetzen (z. B. die Münchener schiefe Ebene) und sich bei den Haupttälern bis zur Donau als Talfüllungen verfolgen lassen. Die groben Schotter sind sehr wasserdurchlässig, stellen sehr gute Grundwasserleiter und Speicher dar, weisen aber selber bis zu der Region der Grundwasseraustritte, an denen die steilere Geländeoberfläche sich mit dem Grundwasserspiegel schneidet, keine eigenen Gewässer auf. Diese auffälligen Merkmale lassen die Teillandschaft sehr leicht im Kartenbild erkennen.

aus (s. Abb. 22). Dieser Landschaftstyp ist vor allem zwischen Iller und Lech verbreitet und bildet eine recht monotone, von Süd nach Nord abdachende, Terrassenlandschaft aus.

3. Bereiche des Tertiären Hügellandes. Östlich des Lechs bis über den Innwinkel hinaus erheben sich im nördlichen Molassebecken die tertiären Hügelländer, wie die Hallertau und das Rottgebiet. Sie werden durch die großen, alpinen Gewässer (Isar u. Inn), die in breiten Bahnen die Hügelländer durchschneiden (Urstromtäler), inselartig voneinander getrennt. Typisch ist eine relativ dichte Zertalung mit meist asymmetrischen Kerb- und Kerbsohlentälern, die die sehr weichen Molassegesteine (Ton- und Siltsteine, „Flinz“) zerschneiden. Die Obere Süßwassermolasse wird vor allem im Nordosten durch auflagernde, quarzitisches Schotter des Miozäns, den sogenannten Vollschottern überdeckt, die die weichen Ton- und Siltsteine der Molasse leicht zerstö-

ren. Diese bilden die Geschiebelieferanten in einem ansonsten sehr geschiebearmen Gebiet. Die quasi unverwitterbaren und auch beim Transport nur schwer zu zerstörenden, quarzitären Gerölle tragen verstärkt zum Abrieb der kalkalpinen Gerölle in Isar und Inn bei. An der Isarmündung in die Donau beträgt der Anteil kalkalpiner Gerölle z. B. nur noch ca. 25 %.

Gesteine und Chemismus, Geschiebe und dessen Herkunft

Körnigkeit, Art und Menge der Geschiebe bestimmen die wesentlichen abiotischen Strukturmerkmale der Gewässer. Deshalb sollen hier die für die Alpen und das Molassebecken wichtigsten Gesteine in ihrer Wertigkeit als Geschiebelieferanten geschildert werden.

Bayern greift nur mit einem schmalen Saum in die Alpen ein. Trotzdem finden sich durch den glazialen und fluvialen Transport auch Geschiebe aus den inneren, zentralen Alpen im Bereich des Molassebeckens. Während Iller, Lech, Loisach und Isar, also alle westlichen Flüsse mit ihren Einzugsgebieten heute lediglich bis ins Kalkalpin vorgreifen, hatten sie während der Kaltzeiten über das Eisstromnetz Anschluss an das Kristallin der Zentralalpen mit seinen granitischen und metamorphen Gesteinen. Deshalb finden sich in den glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen der Riß- und Würmmoränen der westlichen Flusseinzugsgebiete untergeordnet und unterschiedlich, meist aber nur geringe Anteile an solchen Gesteinen. Ganz verschieden dazu liegt das Haupteinzugsgebiet von Inn und Salzach im Inneren der Alpen. Deshalb finden sich im östlichen bayerischen Alpenvorland überwiegend kalkarme Gesteine. Dies bedeutet, dass das westliche Molassebecken ganz überwiegend kalkige Geschiebe aufweist, während im Einflussbereich des Inns und der Salzach und ihrer kaltzeitlichen Gletscher kieselsäurereiche kristalline Gerölle, vor allem Gneise, Granite, Grauwacken und Quarzite in unterschiedlichen Anteilen vorherrschen. Vor allem im Ausbreitungsgebiet des Inn-gletschers werden die kristallinen und metamorphen Gesteinsanteile im Geschiebespektrum auffällig. Sie haben auf den Chemismus der Substrate und der Gewässer Einfluss.

Die wichtigsten Gesteine als Geschiebelieferanten der nördlichen Alpen sind im einzelnen:

1. **Hauptdolomit der Kalkalpen**, der vor allem im Einzugsgebiet des Lechs (Lechtaler Alpen) und der Isar weite Verbreitung hat, aber auch noch weit nach Osten bis vor Reichenhall großflächig vorkommt. Er liefert bei der (Frost-) Verwitterung eckig/plattige, relativ harte Schuttstücke, die einen Hauptteil der Geschiebe, die bis ins Molassebecken transportiert werden, ausmachen.

2. **Wettersteinkalk der Kalkalpen**, der teilweise dolomitisiert, sehr hart sein kann und die höchsten Gipfel der Kalkalpen, wie die Zugspitze, bildet (Wetterstein-, Karwendel-, Kaisergebirge). Auch diese Gesteine liefern plattig/eckige Schuttstücke, die einen weiteren Transport überstehen können. Sie kommen besonders im Inn-Einzugsgebiet vor.
3. im Osten ist es insbesondere der **Dachsteinkalk der Kalkalpen** im Einzugsbereich der Salzach (Hagen-, Tennengebirge, Hoher Göll, Untersberg und Predigtstuhl), der härtere Geschiebe bis weit ins Alpenvorland liefert.
4. außerhalb Bayerns, in Österreich südlich der Innfurche, erheben sich die **Zentralalpen** mit Grauwackenzone, Schieferhülle und Tauernfenster, die kieselsäurereiche Gesteine mit z. T. sehr harten Geröllen, vor allem Quarziten, Gneisen, Grauwacken und Graniten liefern, die über das Eisstromnetz während der Kaltzeiten im gesamten Alpenvorlandgebiet in der Moränenstreu Verbreitung fanden, mit hohen Anteilen aber nur im Inn- und Salzachgebiet.

Außerhalb des kalkalpiner und des zentralkristallinen Bereiches finden sich, bis auf die folgenden kleinen Ausnahmen, keine Gesteine, die wichtige Geschiebelieferanten sein könnten. Im Westen bei Oberstdorf sind es die Schratzenkalke der Kreide, die etwas Geschiebematerial für die Iller liefern. Sie gehören zum Helveticum, einer tektonischen Einheit aus jurassischen bis alttertiären Gesteinen, die vom Westen her auf das Gebiet Bayerns vorgreifen, aber ansonsten für die Geschiebezusammensetzung keine Bedeutung haben.

Von größerer Bedeutung sind noch die hartverbackenen kalkigen Konglomerate der Faltenmolasse- und der Flyschzone, die als Nagelfluh zusammengefasst werden und größere Verwitterungs- und Abtragungsresistenz aufweisen. Sie sind weit verbreitet im Moränenmaterial und nur schwer von den Sedimenten der älteren fluvioglazialen Terrassen, den Deckenschottern, zu unterscheiden.

Über dem Tertiären Hügelland nordöstlich von München sind alte, mio/pliozäne Schotter, die sogenannten Vollschotter mit zunehmender Wichtigkeit nach Osten weit verbreitet, die in einem überwiegend mergelig/tonigen Bereich große Bedeutung für die Gewässergestaltung aufweisen. Die quarzitären Schotter sind quasi unverwitterbar und auch auf großen Transportstrecken kaum zu zerstören, so dass sie ihrerseits große Erosionskraft besitzen. Wo sie Isar und Inn beigemischt werden, verringern sie durch Zerstörung der kalkalpiner Schotter deren Anteil erheblich.

Die Lithofazies, die Erscheinungsform der Gesteine, hat regional großen Einfluss auf die Formen und Strukturen der Gewässer. Im Folgenden wird die regionale Verbreitung der Gesteine und ihrer Verwitterungsprodukte, sowie ihre Wirkung auf die Fließgewässer geschildert.

In den bayerischen Alpen können bezüglich des geologischen Alters und der Gesteinsausstattung drei Hauptregionen unterschieden werden: Die **Kalkalpen**, die **Flyschzone** und die **Faltenmolasse**. Mit dem **Molassebecken** sind es insgesamt vier Hauptregionen.

1. Kalkalpen

Die Kalkalpen ragen weit ins Frostschuttstockwerk (>1800 m) auf und liefern daher im Verbund mit den oben beschriebenen, harten Gesteinen eine große Fülle an transportresistenten Geschieben, die über Solifluktion, Muren und fluvialen Transport in die Fließgewässer gelangen. Die weichen, vor allem mergeligen Gesteine der Trias und des Juras bilden im Landschaftsbild, meist wegen ihrer besseren Böden als Almen genutzt, mit ihren weichen Formen einen starken Kontrast zu den sie umgebenden, schroffen, kalkig-dolomitischen, oft vegetationsfreien und schuttbedeckten Gipfeln.

2. Flyschzone

Der Flysch ist ähnlich, wie die Molasse, ein Sedimentgestein, das sich aus überwiegend feinkörnigen Sandsteinen und Mergeln zusammensetzt und vereinzelt auch von Konglomeraten (Nagelfluh) durchsetzt ist. Insgesamt ist der Flysch feinkörniger und älter (kreidezeitlich) sowie tektonisch stärker beansprucht. Der Flysch verwittert leicht zu lehmigen, tiefgründigen Böden (nur in den höheren Bereichen mit größerem Skelettanteil); er liefert außer den durch die Lösungsverwitterung wieder freigesetzten Nagelfluhschottern kaum abtragungsresistente Geschiebe, wird deshalb rasch abgetragen und bildet weiche Formen aus. Die Flyschketten ragen abgesehen von den Allgäuer Nagelfluhketten etwas höher als die Molassealpen auf und sind mit einer Moränenstreu aus meist kalkalpinen Blöcken übersät. Daher steht den Gewässern eine größere Menge harter, transportresistenterer Gerölle zur Verfügung.

3. Faltenmolasse

Die Alpen setzen von Norden her mit der gefalteten und herausgehobenen Molasse (untere Meeres- u. untere Süßwassermolasse) ein; es handelt sich um wechsellagernde, marine und limnische Sedimentgesteine geringer Härte und großer, lithofazieller Vielfalt, die nur noch im westlichen Alpenbereich, im würmzeitlich eisfreien Winkel zwischen Rhein- und Illergletscher mit größerer Ausdehnung erhalten geblieben sind. Im übrigen bayerischen Alpengebiet bilden sie einen langgestreckten alpenparallelen Sattel- und Muldenbau, der im Gelände vom Eis rund geschliffene Hügel bildet. Die Molasse wurde im älteren und mittleren Tertiär (Eozän/Miozän) abgelagert und beinhaltet am Alpenrand überwiegend Sandsteine und mächtige Konglomerate (Nagelfluh), die nach Norden zu von feineren Sedimentgesteinen, im wesentlichen Mergel-, Ton- und tonverkitteten Feinsandsteinen (Flinz) abgelöst werden. Die weichen, von der Genese her noch sehr jungen Gesteine, verwittern auch

in den Alpen zu viel Feinmaterial (lehmige, tiefgründige Böden) und plattigem Schutt, der Geschiebe mit nur sehr geringer Transportresistenz liefert. Nur die Nagelfluhkonglomerate, die kalkverbacken sind, bilden resistenterer Gesteinsbruchstücke aus, die in der weichen Umgebung Härtlingsrippen ausbilden. Bei der selektiven Verwitterung wird die kalkige Matrix oft durch Lösungsvorgänge schneller als die Grobsedimentbestandteile ausgewaschen und dadurch die „alten“ Schotter und Kiese wieder frei gesetzt. Der Nagelfluh ist durch das Eis im gesamten Alt- und Jungmoränenland verfrachtet worden und ist deswegen als wichtiger Geschiebelieferant nicht nur der Molassealpen anzusehen.

4. Das Molassebecken

Zwischen der Faltenmolasse und der Donau tritt überwiegend die Obere Süßwassermolasse mit ihren unterschiedlichen Gesteinsinhalten an die Oberfläche. Es sind im wesentlichen weiche Ton- und Feinsandsteine, die gelegentlich gröbere fluviale Kiese und Schotter enthalten, so die schon erwähnten Nagelfluhbänke und die gewässermorphologisch sehr wirksamen quarzitären Restschotter. Außer diesen Materialien liefert die Molasse kein transportresistentes Geschiebematerial. Sie vergrößert lediglich die Feinsand- und Schwebstoffführung der Gewässer, die sie anschnitten. Geschiebelieferanten sind die Moränen und Ablagerungen der fluvialen Terrassen, insbesondere der Niederterrassen, die große Flächen im Bereich der heutigen Gewässer einnehmen. Es handelt sich um die kaltzeitlichen Schmelzwasserablagerungen, um die Schotterfluren der Urstromtäler. Ältere Schotter sind vor allem westlich des Lechs weit verbreitet, die Deckenschotter der Iller/Lechplatten, die als Geschiebelieferanten Bedeutung haben. Je älter die Terrassen, um so verwitterter sind die Ablagerungen. Dies bedeutet, dass mit zunehmendem Alter und Höhenlage immer weniger Geschiebematerial zur Verfügung steht und der Anteil kalkiger Gerölle abnimmt. Dies hat Einfluss auf den Chemismus der Gewässer. Die tieferen Lagen der älteren Terrassenschotter sind betonartig kalkverbacken, bilden durch ihre Härte Steilkanten an den Talflanken aus und liefern durch Verwitterung wieder freigesetzte Schotter, wie die oben erwähnten Konglomerate des Nagelfluh.

Alpen- und Molassebecken weisen wegen der weiten Verbreitung des kalkalpinen Materials überwiegend nährstoffreiche, karbonatische Gewässer auf. Der Kalkgehalt schwankt in Abhängigkeit vom Verwitterungsgrad und der Gesteinsausstattung der Regionen: Im nordwestlichen Alpenvorland, im Bereich der älteren, tiefgründig verwitterten Terrassen und im Nordosten, dem eigentlichen tertiären Hügelland, kann der Gehalt stellenweise stark abnehmen, wird aber häufig durch den Einfluss der Lößbedeckung überkompensiert. Lediglich in den großen Moorgebieten treten nährstoffärmere und säurereichere Gewässer auf. Die meisten Moore im Alpenvorland erhalten im Verhältnis zu den Mooren anderer deutscher Regionen durch natürlichen Eintrag, sei es durch die Fließgewäs-

ser oder auch das Grundwasser viel Nährstoffe, vor allem Kalk und unterscheiden sich deshalb z. T. erheblich von den Letzgenannten.

2.2 Landschaften Bayerns nördlich der Donau – Entstehung und naturräumliche Ausstattung

Nördlich der Donau setzt das „alte“, außeralpine Europa mit seinem paläozoischen Grund- und mesozoischen Deckgebirge ein. Im Osten taucht an nordnordwest/südsüdost streichenden Bruchlinien das Grundgebirge mit Frankenwald, Fichtelgebirge, Bayerischem- und Böhmerwald auf. Das Grundgebirge wird im wesentlichen von morphologisch sehr widerständigen Gneisen, Graniten und etwas weicheren Schiefnern, allesamt silikatischen Gesteinen aufgebaut. Das Grundgebirge wurde in der jüngeren Erdgeschichte, seit etwa 6 Millionen Jahren (seit dem Pliozän), verstärkt und regional unterschiedlich stark herausgehoben. Das Gebirge besteht daher aus Hochflächen in unterschiedlichen Niveaus, die bis über 1000m aufragen und vor allem an den Rändern stark zertalt sind. Oberhalb 900 m wurde das Mittelgebirge zusätzlich noch glazial durch Karbildung überformt.

Westlich schließt sich bis weit über die Grenzen Bayerns hinaus das Süddeutsche Schichtstufenland an (s. Abb. 5), das im Groben betrachtet eine Treppe mit unterschiedlich hohen Stufen bildet, die sichelförmig von West nach Ost angelegt sind und von Nordwest, bzw. West nach Südost, bzw. Ost ansteigen. Schichtlagernde Gesteine des Mesozoikums mit sehr unterschiedlicher petrographischer Ausstattung bedecken das alte Grundgebirge, das im Odenwald und nördlichem Spessart wieder auftaucht. Grund- und Deckgebirge wurden tektonisch aufgewölbt (Rheinischer Schild), so dass die Schichten mit 5-15° nach Südost, bzw. Ost einfallen. Es sind von Nordost nach Südwest Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Jura, die mit Sandsteinen, Mergeln und Kalken unterschiedlicher Mächtigkeiten und morphologischer Härte, Stufen und Landterrassen herausgebildet haben.

Schichtstufen entstehen nur in Regionen mit leicht geneigten, ansonsten tektonisch ungestörten und unterschiedlich harten Schichtgesteinen. Dieser Landschaftstypus ist mit Hilfe des fließenden Wassers herauspräpariert worden, in dem mit dem Landfestwerden die Gewässer in Richtung der Neigung der Schichten, im Fallen angelegt werden. Diese sogenannten „konsequenten“ Gewässer schneiden sich ein und bilden dabei wegen der Schichtlagerung rechtwinklige Seitengerinne aus, die als „subsequente“ Gewässer bezeichnet werden. Sie verlaufen parallel zum Streichen der Schichten, sind meist in den weicheren Gesteinen angelegt und maßgeblich an der Herausmodellierung und der Zurückverlegung der Stufen und

damit auch an der Entstehung der Landterrassen beteiligt (s. Abb. 6). Die Stufen, insbesondere die Stufenstirn, sind mit den morphologisch harten Schichten, den Stufenbildnern verknüpft. Im Buntsandstein sind es im wesentlichen verkieselte Schichten im oberen Bereich des mittleren Buntsandsteins, die große Verwitterungs- und Abtragungsresistenz aufweisen und den Hauptstufenbildner darstellen. Diese quarzitisierten Gesteinsbänke sind auch die wichtigsten Geschiebelieferanten im Buntsandstein. Fast alle steinigen und blockigen Gerölle stammen aus diesen nicht sehr mächtigen, oft nur 5 m messenden Schichten.

Die Stufen im Muschelkalk sind meist nicht sehr gut ausgeprägt. Die z. T. häufig wechselnden, dünnen Schichten haben eher kleine Stufen hervorgebracht. Im Unteren Muschelkalk sind die Stufen durch die etwas härteren Schichten des Wellenkalk entstanden, im Oberen Muschelkalk kommt es zur Stufenbildung durch harte, plattige Kalke. Die steilen Talflanken, oft sogar in Form von Kastentälern, werden durch diese Plattenkalke ausgebildet. Diese sind auch Hauptlieferant für die plattig/eckigen Geschiebe der Muschelkalkgewässer.

Der Keuper ist sehr fein- und in der Fazies sehr unterschiedlich geschichtet. Oft sind es nur dünne Bänke, die für die Anlage des kleinräumigen Reliefs verantwortlich sind und markante, kleine Stufen bilden. Für die gewässermorphologischen Erscheinungen ist aber die Zweiteilung des Keupers in einen unteren, überwiegend feinkörnig verwitternden tonig/mergeligen und einen oberen, überwiegend sandgeprägten Bereich ausschlaggebend. Der untere Bereich erstreckt sich über ein Höhenstockwerk zwischen 250-380m, die Stufe des Sandsteinkeupers setzt bei 350m ein, erreicht Höhen bis etwa 500m und dacht nach Osten bis auf wenig über 300m ab. Deshalb wurden bei der Kartierung diese fast geschiebefreien, unteren Bereiche von den sandigen, oberen getrennt. Stufenbildner sind im oberen Bereich des Mittleren Keupers Kiesel-sandstein und Stubensandstein (s. Abb. 5).

Lias und Dogger treten entlang der großen Stufe des Malm als schmales, begleitendes Band auf, das durch kleinere Stufen und Hangkanten gegliedert wird. Das Gelände wird durch Täler vor allem der Stufenstirnbäche meist stark zerschnitten, die an Quellhorizonten zwischen Dogger und Malm entspringen. Gewässermorphologisch bilden Lias und Dogger mit ihren vielfältig wechsellagernden Kalk-, Sand- Ton- und Mergelsteinen eine Einheit. Im unteren Bereich des Lias sind es Kalk- und Kalksandsteine, die die wesentlichen Stufen ausbilden, im unteren Dogger ist es der Eisensandstein und im oberen sind es Kalksteine, die die Stufenbildner darstellen. Das stark aufgelöste Stufenland von Lias und Dogger nimmt ein Höhenstockwerk zwischen 380-470 m ein. Lieferanten plattig/eckigen Geschiebes sind die oben genannten Schichten.

Im Malm kamen neben wenig Mergelsteinen unterschiedlich mächtige, aber im wesentlichen morphologisch harte Kalke zur

Ablagerung. Zwei Faziesbereiche kommen als Stufenbildner vor: Bankkalke und Riffkalke. Letztere werden durch Schwammriffe aufgebaut, die dem jurassischen Meeresboden aufsaßen. Heute liegen diese organischen Bildungen als Massenkalk oder Riffdolomite, also in Form ungeschichteter Kalke vor, die z. T. dolomitisiert wurden. Die Riffe bilden als Härtinge oft Kuppen aus (Kuppenalb), die auf der Fränkischen Alb besonders reizvolle Landschaftsformen zustande gebracht haben. Die nur wenig reliefierten Hochflächen der Fränkisch/Schwäbischen Alb („Flächenalb“) werden durch die überwiegend anorganischen, gebankten Kalke unterlagert. Diese Kalke sind stark verkarstet und daher sehr gewässerarm – nur sehr wenige Täler mit oft sehr steilen Talflanken (Kastentäler) zerschneiden die in großen Teilen zusammenhängenden Hochflächen. Die steile Stufenstirn setzt bei der Fränkischen Alb bei etwa 450-500 m ein, die Hangoberkante, der Trauf, liegt zwischen 530 und 620m. Die mittleren Partien des Stufenhangs liegen im Dogger, die Unterhänge sind meist schon im Lias angelegt. Die härteren Schichten sind dann nur als Hanggessime oder gar nicht ausgebildet. Scherbig/kantiger Hangschutt aus den harten Kalken des Malm bildet oft vegetationsfreie Halden unterhalb der Steilstufe aus, die auf weiten Strecken als Felswand ausgebildet ist. Die Stufe ist durch die rückschreitende Quellerosion der Bäche, die an der Grenze Dogger/Malm entspringen, stark zerlappt. Diese Bäche transportieren den Malmschutt in das Lias/Dogger-Vorland. Deshalb finden sich in den Lias/Dogger-Bächen mit Stufenanschluss z. T. erhebliche Anteile an Malm-Geschieben.

Das Süddeutsche Schichtstufenland unterlag zwei sich verknüpfenden und überlagernden Formungsprozessen. Einerseits ist eine bis in die Kreidezeit zurück verfolgbare Stufenlandentwicklung mit einer zum Ur-Mittelmeer hin gerichteten Entwässerung zu beobachten, andererseits setzt sich mit der Entstehung des Oberrheingrabens im Alttertiär, in immer stärker werdendem Maße Anzapfung durch, die das Schichtstufenland durch Veränderung der Einzugsgebiete und Umlenkung der Entwässerungsrichtung stark überprägt und zerstört. Viele der ehemals donautributären Gewässer sind längst rheintributär angezapft worden und zerschneiden seither wegen der etwa 150m tiefer liegenden Erosionsbasis mit tiefen Tälern die alte Flächenlandschaft. Besonders deutlich kommt dies bei Kocher und Jagst, aber auch beim Main heraus, Flüssen, die streckenweise mit schluchtartigen Tälern die Gäulandschaften zerschneiden (s. Abb. 5 u. 6). Mit der jüngeren Entwicklung des Grabens, vor allem der starken Heraushebung der Randschultern, entstanden neue Wasserscheiden und damit setzte sich verstärkt die Ausbildung eines neuen Gewässernetzes durch.

In Süddeutschland überlagern sich also zwei Gewässernetze, ein altes, bis in die Kreidezeit zurückreichendes mit Hauptfließrichtung Südost, bzw. Ost und ein viel jüngeres, das in Richtung Nordwest, bzw. West weist (s. Tab. 2). Die rheintributären Hauptflüsse haben die europäische Wasserscheide

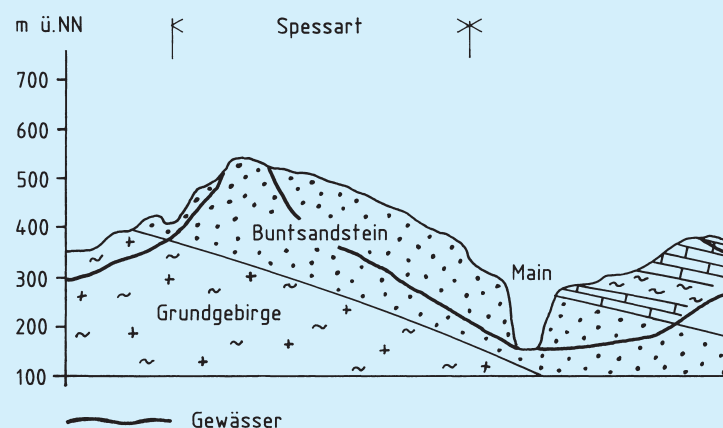
zwischen Donau und Rhein schon weit nach Bayern hinein verlagert. So greift der Main heute nach Osten in das Fichtelgebirge ein und hat sich mit der Anzapfung der Rednitz einen großen Teil des südlichen Schichtstufenlandes erobert.

Ein besonderer Schub dieser Entwicklung fand in den letzten 5-6 Millionen Jahren statt: Mit dem Pliozän setzte eine verstärkte Heraushebung der gesamten Süddeutschen Scholle ein, insbesondere aber der Grabenränder und der Grundgebirgsbereiche des östlichen Bayerns, die entlang nordwest/südost streichender Hauptverwerfungen stellenweise bis in Höhen über 1000 m heraus gehoben wurden. Es entstand ein Mosaik unterschiedlich hoher Bruchschollen mit Hochflächen und starker Zertalung der Ränder. Diese jungtektonische Entwicklung hat das großräumige Fleckenmuster der Landschaften entstehen lassen, das mit der Verbreitung der Fließgewässerlandschaften in groben Zügen übereinstimmt.

Mit der Heraushebung setzte verstärkte Erosion und damit Talbildung ein: Vor allem die Zerschneidung der Mittelgebirge durch Kerbtäler ist auf diesen tektonischen Schub zurückzuführen. Auch die charakteristischen, gestuften Längsprofile mit relativ flachen Muldentälern auf den noch erhaltenen alten Hochflächen, die dann punktuell in die plötzlich einsetzenden Kerbtäler einmünden, sind eine Folge der Neotektonik. Sehr gute Beispiele finden sich im Bereich der östlichen, bayerischen Mittelgebirge, deren Randstufen mit Kerbtälern, oft schluchtartig, zerschnitten sind. Die Gewässer entspringen auf den rückwärtigen Hochflächen und fließen dort in weiten Mulden ab.

Die feineren morphologischen Charakterzüge sind auf den Einfluss der Kaltzeiten zurück zu führen. Vor allem die Frostverwitterung hat im Bereich der Gebirge eckig steinige Substrate (Frostschutt) hinterlassen, die die Hänge mit z. T. großen Mächtigkeiten überdecken. Die Tätigkeit des Frostes hat bei unterschiedlichen Gesteinen zu ganz verschiedenen Subs-

Süddeutsches Schichtstufenland



traten, vor allem bei der Korngrößenverteilung geführt (selektive Verwitterung). Die mehr chemische Verwitterung des erst seit kurzem andauernden wärmeren Klimas hat diesen Schutt durch Bodenbildung oberflächennah in Richtung mehr Feinkörnigkeit verändert, hat aber den Charakter insgesamt nicht zerstören können. Diese im wesentlichen kaltzeitlich angelegten Substrate haben ganz entscheidenden gestalterischen Einfluss auf die Morphologie der Fließgewässer. Es sind die Korngrößen, die Mengen, ihre Form und Härte, die die Gestaltung der Gewässerbetten und Auen bestimmen. In Tabelle 3 werden die wichtigsten Gesteine, die daraus hervorgehenden Substrate in ihrer Beziehung zum Geschiebe beschrieben. Die chemische Zusammensetzung des Substrats bestimmt die natürliche Chemie der Fließgewässer.

Eine besondere Rolle spielt der Löß, der als kaltzeitliches Staubsediment weite Flächen überdeckt. In Süddeutschland sind es insbesondere die tieferen Lagen des Geländes (Gäufächen) und die älteren Flussterrassen, z. B. das Lechfeld, die lößbedeckt sind. Der Löß hat ein sehr einheitliches Korngrößenspektrum (0,002 - max. 0,112 mm, Schluff bis Feinstsand) und besteht aus einem Mineralgemisch mit unterschiedlichem Kalkanteil, der ihn so fruchtbar macht. Der Löß beeinflusst den Chemismus der Gewässer in Richtung Ionen- und Nährstoffreichtum. Durch das Fehlen größerer Korngrößen, sind Gewässer, die im Löß angelegt sind, von der Quelle ab, bis auf ein wenig Feinstsand, geschlebefrei.

Die so charakteristisch im Querprofil gestuften Talböden der süddeutschen Mittelgebirge sind Produkt des Klimawechsels im Quartär. Während der Kaltzeiten kam es wegen Mangels an Niederschlag und gleichzeitigem Überangebot an Geschieben zur Aufschotterung der Talböden; es entstanden Grobmaterialauen von z. T. großer Mächtigkeit. Während der Warmzeiten setzte sich dagegen fluviale Erosion und Zerschneidung durch; durch dieses Wechselspiel Aufschotterung/Einschnei-

dung entstanden Terrassen. Diese Terrassen sind in den meisten größeren Tälern als Relikte an den Talrändern in verschiedener Höhenlage noch erhalten: Je höher die Reste über dem heutigen Talboden liegen, um so älter sind sie. Der Erhaltungsgrad nimmt nach oben zu ab. Es werden Nieder-, Mittel- und Hochterrassen unterschieden, die zeitlich den letzten drei Kaltzeiten zuzuordnen sind. Auf den alten Hochflächen der Mittelgebirge sind aber, vor allem entlang der größeren Fließgewässer, noch ältere Flußterrassen zu finden, die bis ins Tertiär (Pliozän) zurückgehen. Die jüngsten, die würmzeitlichen Niederterrassen, stellen die Grobmaterialauen der letzten Kaltzeit dar, die die unteren, breiten Talböden aufbauen. Die heutigen Gewässer und Auen sind meist unterschiedlich tief in die Niederterrassen eingeschnitten. Sie unterscheiden sich durch die Auelehmbildung, dieser sehr weit verbreiteten anthropogen durch Rodung und Feldbau entstandenen Zwischenaufschüttung.

Gesteine und Chemismus – Geschiebe und dessen Herkunft

Körnigkeit, Art und Menge der Geschiebe bestimmen die wesentlichen abiotischen Strukturmerkmale der Fließgewässer. Deshalb sollen hier die für das außeralpine Bayern wichtigsten Gesteine in ihrer Wertigkeit als „Geschiebelieferanten“ geschildert werden (s. a. Tab. 3).

In Bezug zum fluvialen Transport gibt es sehr große Unterschiede in der Härte und der Form der Geschiebe, bzw. der Gesteine. Die Form, der Zurundungs- und Abplattungsgrad, ist einerseits von der Transportlänge, andererseits aber in noch größerem Maße von der Ausgangsform abhängig, die von der Gesteinsstruktur bestimmt wird. Dachschiefer z. B. liefern extrem plattige Geschiebe, die beim Transportvorgang mehr durch Auftrieb und Versatz bewegt werden; Granite dagegen

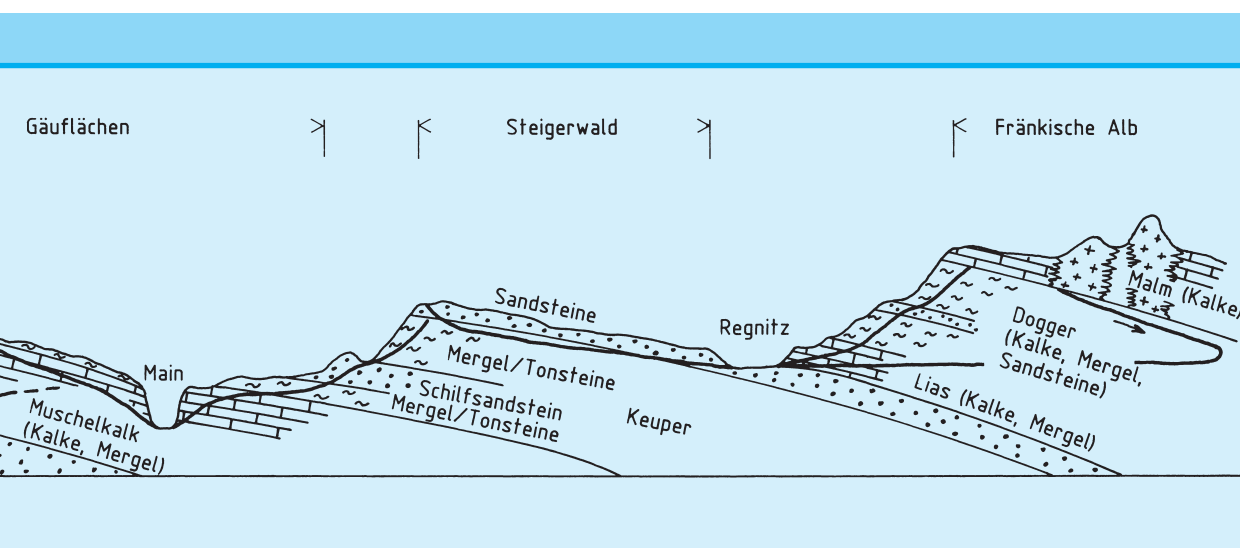


Abb. 5
Bayerisches Schichtstufenland: Relief, Gesteine und Gewässeranlage

verwittern schon von Natur aus zu runden Blöcken (Wollsackverwitterung), die rollend bewegt werden. Bei der Form lassen sich die Gerölle vom Ausgangsmaterial her in rund, plattig, stengelig und würfelig, nach der Transportlänge in eckig, kantengerundet und gerundet unterscheiden. Beim rollenden Transport wird immer in der Achse des geringsten Durchmes-

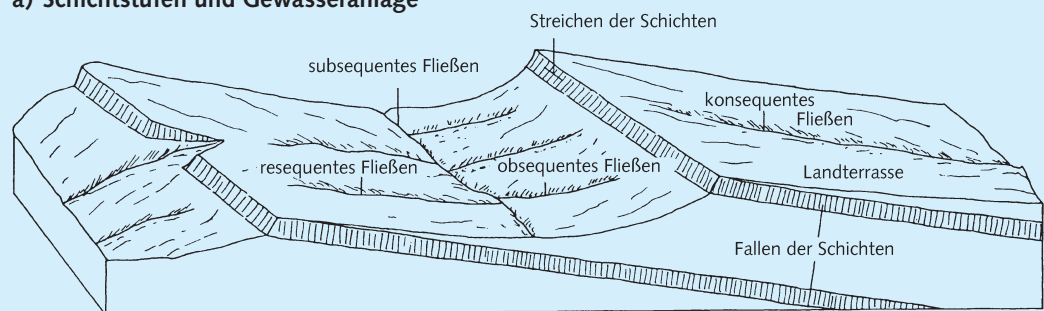
sers bewegt, deshalb sind stengelige Gerölle in den Fließgewässern vorherrschend.

Über die „Härte“, die beim fluvialen Transport im wesentlichen Resistenz gegen Abrieb und Zerbrecen bedeutet, kann ganz allgemein folgendes gesagt werden: Die Gesteine des

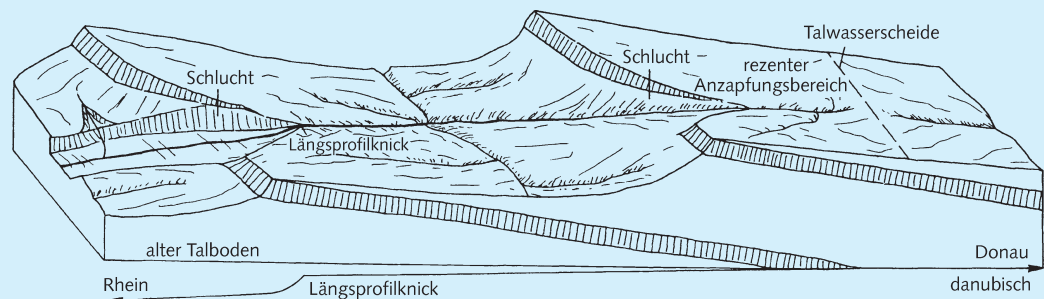
Abb. 6
Entstehung des Süd-
deutschen Schicht-
stufenlandes

Genese des Schichtstufenlandes

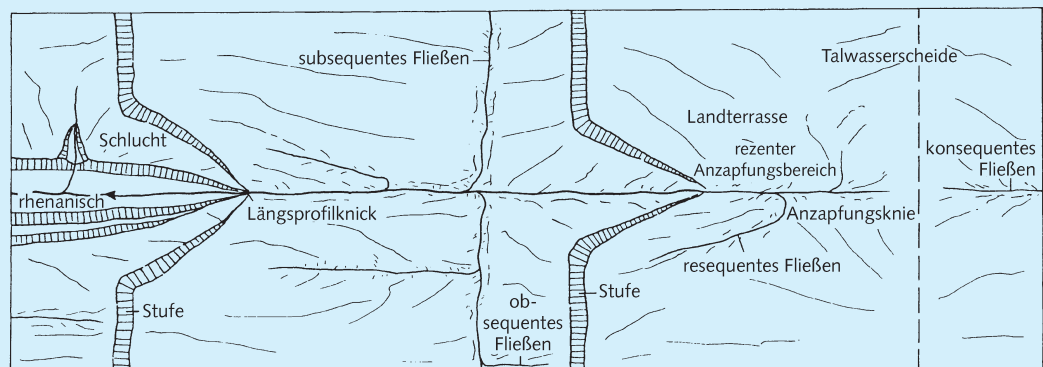
a) Schichtstufen und Gewässeranlage



b) Gewässeranlage bei fortgeschrittener Entwicklung und Anzapfung



c) Gewässeranlage bei fortgeschrittener Entwicklung und Anzapfung (schematisierte Aufsicht)



Tab. 2
Relief- und Fließgewässerentwicklung in Süddeutschland

Zeit (vor heute)	Ereignisse	Gewässerentwicklung
Holozän - 12 000 a	Jüngere u. technische Eingriffe des Menschen, v.a. Rodungen Bodenbildung / Vegetation Talbildung	Weitgehende Zerstörung der natürlichen Gewässerentwicklung Zwischenaufschüttung: Lehmauen u. Jüngere Terrassen, insgesamt aber Einschneidung Anzapfung zu Gunsten der rhenanischen Entwässerung
Quartär -2,4 mio. a	Würm Kaltzeit Wechsel der Kalt- u. Warmzeiten Kaltzeiten: Frostscht/Solifluktion Warmzeiten: Verwitterung u. Bodenbildung intensive Talbildung	Entstehung der Niederterrasse als wichtigstes Element der heutigen Talböden. Terrassenbildung: Wechsel Sedimentation / Erosion, insgesamt Erosion stark überwiegend, kaltzeitliche Aufschotterung mit Grobmaterial als Zwischenaufschüttung. Fortschreitende, intensive Anzapfung zu Gunsten der rhenanischen Entwässerung
Pliozän - 6 mio. a	starke Heraushebung der Grabenschultern und Süddeutschlands Oberrhein. Tiefebene u. Molassebecken landfest Talbildung	Verlagerung der Erosionsbasis, Entstehung neuer Wasserscheiden auf den Grabenschultern – Entwicklung von Urrhein, Urdonau als Erosionsbasis. Anzapfung zu Gunsten der rhenanischen Entwässerung Beginn der Neugestaltung des Reliefs durch Erosion, dadurch teilweise Zerstörung des Schichtstufenlandes
Miozän -23 mio. a	Grabenbildung Flachlandschaft Weiter-Entwicklung des Schichtstufenlandes	Weiter-Entwicklung der Urtäler (breite, flache Tröge) und des winkligen Gewässernetzes; wegen Reliefmangels nur sehr langsame Weiter-Entwicklung der Entwässerung zum Oberrheingraben
Oligozän Eozän Paläozän -65 mio. a	Grabeneinbruch Abtragung / Flachlandschaft Weiter-Entwicklung des Schichtstufenlandes Oberrhein. Tiefebene überflutet	Weiter-Entwicklung der Urtäler (breite, flache Tröge) und des winkligen Gewässernetzes, Hauptentwässerungsrichtung SO – Erosionsbasis Mittelmeer/Alpenvorland Beginn erster Gewässerumleitungen zum Oberrheingraben (2. Erosionsbasis)
Kreide -130 mio. a	Süddeutschland bis auf Alpen-vorland landfest Aufwölbung und Abtragung (Rheinischer Schild) Beginn der Anlage eines Schichtstufenlandes	Beginn der Gewässerentstehung – der Abdachung des Schildes nach Südosten folgend zum Mittelmeer (Erosionsbasis- Küstenlinie südliche Schwäbisch-fränkische Alb) Entwicklung eines winkligen Gewässernetzes mit den Hauptrichtungen: NW-SO u. untergeordnet SW-NO (Schichtstufen)

Tab. 3

Die wichtigsten Gesteine und Sedimente Mitteleuropas, ihre Substrate und ihr Geschiebe

Gesteine und Sedimente Herkunft u. Chemismus	Substrat Verwitterung, Böden, Skelettanteil	Geschiebe vorherrschende Arten; Mengen u. Korngrößen
Quarzite – aus Quarzadern im Grundgebirge, aber auch als Quarzkiesel in Sandsteinen	quasi unverwitterbarer Skelettanteil in Böden des Grundgebirges und groberer Sandsteine/Konglomerate – in Deutschland: Buntsandstein	Restgerölle, Restkiese, Sande, bleiben auch nach langem Transport und sehr langen Verwitterungszeiten erhalten
Granit – Feldspäte, Quarzkörner, dunkle u. helle Glimmer – etwa 71 % SiO ₂ , ausreichend Ionen und Nährstoffe – Grundgebirge	Grus mit unverwitterten Quarzkörnern: standfeste, körnige, lehmige Masse mit eingestreuten, runden Blöcken	Blöcke, Steine, Sande – insgesamt wenig Geschiebe
Gneis – +/- 60 % SiO ₂ oft mit Quarzadern durchzogen, ausreichend Ionen und Nährstoffe – Grundgebirge	Feinmaterialreiche Böden mit hohem, eckigem Skelettanteil (meist Steine, auch Blöcke)	Sehr viele, sehr harte Gerölle: Steine, Blöcke, kaum Sande, sehr hohe Transportresistenz
Schiefer – silikatisch, unterschiedliche SiO ₂ -Gehalte, ausreichend Ionen und Nährstoffe – Grundgebirge	Feinmaterialreiche Böden mit hohem Skelettanteil plattiger Bruchstücke	Viel plattiges Geschiebe: Steine, Blöcke, kaum Sande, sehr unterschiedliche, aber geringere Transportresistenz als Gneise
harte Vulkanite: Porphyre, Diabase, Basalte +/- 50 % SiO ₂ , ionen- und nährstoffreich	Feinmaterialreiche Böden mit hohem Skelettanteil eckiger Bruchstücke	Viel Geschiebe: Steine, Blöcke, Kiese, kaum Sande, hohe Transportresistenz
Sandsteine – hier: quarzitisch (bis >98 % SiO ₂) oder tonig verkittete, silikatische Sandsteine des Buntsandsteins und mittleren Keupers, sehr ionen- und nährstoffarm – Deckgebirge	leichte, sandige Böden mit geringem Feinmaterialanteil u. unterschiedlichem Skelettanteil: in Höhenlagen, auf den Hängen und bei quarzitischen Sandsteinen sehr hoch: plattige Bruchstücke und Blöcke (meist quarzitisch)	Sehr viel Sande, Restkiese (Quarzkiesel) – in Höhenlagen viel plattiges, auch blockiges Geschiebe, geringere Transportresistenz, nur quarzitisches Geschiebe hält sich länger
Karbonatgesteine: Kalke, Dolomite (MgCaCO ₃) vor allem des Muschelkalks und Juras (bis > 80 % CaCO ₃), ionen und nährstoffreich – Deckgebirge	Feinmaterialreiche Böden mit unterschiedlichem, oft hohem Skelettanteil eckiger und plattiger Bruchstücke	Plattiges Geschiebe: Steine, Kiese, kaum Sande, wenig Blöcke, oft sehr viel Feinmaterial, Schwebstoffe, geringe Transportresistenz
Mergel u. Tonsteine: bis zu 30 % CaCO ₃ , z. T. gipshaltig (CaSO ₄), auch salzhaltig (CL+) sehr weiche Gesteine des Zechsteins, Keupers und Tertiärs – ionen und nährstoffreich – Deckgebirge	tiefgründige, schwere Tonböden mit keinem oder sehr geringem Skelettanteil bei steilerem Relief, Hanglagen, dann plattige Bruchstücke	keine bis sehr wenig plattiges Geschiebe, viel Feinmaterial, Schwebstoffe, sehr geringe Transportresistenz

Tab. 3
Fortsetzung

Gesteine und Sedimente Herkunft u. Chemismus	Substrat Verwitterung, Böden, Skelettanteil	Geschiebe vorherrschende Arten; Mengen u. Korngrößen
Endmoränen: in Norddeutschland sandiges, in Süddeutschland steiniges Lockermaterial, mit gröberen und größten Gesteinsbruchstücken (Findlingen) durchsetzt. Je nach Alter und Herkunft sehr unterschiedliche Ionen und Nährstoffgehalte – glaziale Ablagerungen	in Norddeutschland: leichte, sandige Substrate, kaum Feinmaterial, Podsole in Süddeutschland: skelettreicher Untergrund, meist Braunerden	in Norddeutschland: viele Sande, Kiese, auch vereinzelt Blöcke in Süddeutschland: Steine, Blöcke, wenig Sande
Grundmoränen: in Norddeutschland: Geschiebemergel, kalkhaltig bindiges Material, durchsetzt mit Gesteinsbruchstücken; in Süddeutschland steinige Substrate, nach Alter und Herkunft unterschiedliche, meist aber hohe Ionen- und Nährstoffgehalte, glaziale, überwiegend kalkige Ablagerungen	in Norddeutschland: Lehme mit kiesigen Gesteinsbruchstücken durchsetzt (häufig Feuersteine) in Süddeutschland: steinige Substrate, meist Kalkböden (Rendzinen)	in Norddeutschland: wenig kiesig, sandiges Geschiebe in Süddeutschland: überwiegend steiniges Geschiebe
Löß – Staubsediment der Schluffkorngröße (0,002-0,063mm) mit sehr hohem Ionen und Nährstoffgehalt, bis zu 30% CaCO ₃ – glaziale Ablagerungen	Feinmaterial – stellenweise sehr wenig Feinsande	kein, oder sehr wenig feinsandiges Geschiebe

Grundgebirges sind härter als die des Deckgebirges und je größer der quarzitischer Anteil im Gestein, um so härter ist es. Bei der Verwitterung bleibt der quarzitischer Gesteinsanteil zuletzt übrig, so ist es auch bei der fluvialen Abtragung. Die quarzitischer Anteile im Geschiebespektrum reichern sich relativ im längszonalen Verlauf an. Als Beispiel sollen hier nur die fast schneeweißen, gut gerundeten Kiesel erwähnt werden, die quasi unverwitterbar immer wieder in den Kreislauf der Verwitterung und Abtragung geraten, ohne weiter zerstört zu werden. In Deutschland finden sich diese Kiesel im Buntsandstein, in den Buntsandsteinsubstraten und dann wieder in den Gewässern und in den fluvialen Ablagerungen, z. B. stark angereichert in den kiesigen Regionen der Niederterrasse des Rheins zwischen Straßburg und Mannheim. In Bayern sind als auffälligstes Beispiel die Vollsotter zu nennen, die in der

Molasse des nordöstlichen Alpenvorlandes weit verbreitet sind. Es sind gut gerundete, rein quarzitischer Steine, Kiese und Sande, die die charakteristische Geschiebefracht dieser Region bilden und die, sobald sie in die kalkigen Schotter des Inns geraten, diese auf kurzer Strecke zerreiben. Im gewissen Sinne gehört auch der Quarzsand dazu, der bis auf die rein kalkig/mergeligen Regionen sehr weit verbreitet ist und z. B. in Form von Moränenablagerungen die weiten Flächen der norddeutschen Tiefebene zum ganz überwiegenden Teil aufbaut. Die Quarzsande stammen aus der Verwitterung des Granits. Sie bleiben als Relikt übrig und sammeln sich in Ablagerungen an, aus denen dann wieder Sandsteine werden. Größere Quarzgerölle stammen ganz überwiegend aus den Quarzadern des Grundgebirges, die am dichtesten und häufigsten im Gneis vorkommen. Der Gneis ist deshalb auch das Gestein, welches

härteste und im Verhältnis zum Ausgangsmaterial meiste Geschiebe liefert. Gneisregionen sind geschiebereich und weisen bis in die Unterläufe steinigtes Grobmaterial auf.

Für die Gewässerlandschaften sind im Grundgebirge drei morphologisch unterschiedliche Teilräume auszuweisen, die vom Chemismus her alle silikatisch, aber ausreichend mit Ionen- und Nährstoffen ausgerüstet sind:

1. Die granitischen Bereiche, die insgesamt wenig Geschiebe, grobe, gut gerundete Blöcke, Steine und Sand aufweisen,
2. Die Gneisregionen, die das härteste Geschiebe (Steine und Grobkies) und keinen oder nur sehr wenig Sand aufweisen,
3. Die Schieferregionen, die in den Ober- und z. T. noch in den Mittelläufen sehr viel, plattiges und stengeliges Geschiebe in Stein- und Kiesgröße aufweisen, die sich rasch nach unten zu zerreiben, wobei der quarzitischer Anteil relativ angereichert wird.

Das Deckgebirge setzt mit den Ablagerungen des Rotliegenden und des Zechsteins ein. In Bayern treten Rotliegendesedimente in Form von Konglomeraten und Sandsteinen räumlich nur eng begrenzt nördlich von Aschaffenburg und Amberg, sowie im Frankenwald auf, während Ablagerungen des Zechsteins bis auf drei punktuelle Vorkommen im Norden Bayerns nicht an die Oberfläche kommen. Die Gesteine des Rotliegenden wurden noch mit in die letzten variskischen Faltungen einbezogen und gehören deshalb noch zum Paläozoikum. Sie haben für die Gestaltung der Gewässer nur örtliche Bedeutung und werden deshalb hier nicht weiter beschrieben.

Mit dem Buntsandstein beginnt nicht nur das Mesozoikum und darin die Trias, sondern auch das Schichtstufenland, dessen erste, unterste Stufe er ausbildet. Es handelt sich um rote, schichtlagernde Gesteine, überwiegend im Mittelsandbereich, die stellenweise auch gröbere Lagen, sogenannte Geröllsandsteine mit vielen Quarzkieseln enthalten. Vor allem im Bereich des Mittleren Buntsandsteins sind einige Schichten quarzitiert und deshalb besonders verwitterungs- und abtragungsresistent. Diese sehr harten Schichten haben für die Formung der Landschaft und der Gewässer große Bedeutung. Sie bilden Kanten und Steilstufen aus und stellen das resistenteste Geschiebe der Region zur Verfügung. Der Buntsandstein liefert plattiges und blockiges Geschiebe und viel Sand. Während Blöcke und Steine die Oberläufe charakterisieren, sind es plattige Steine in den Mittel- und Sande in den Unterläufen. Die Region des Buntsandsteins ist der silikatischste, sowie ionen- und nährstoffärmste Bereich Süddeutschlands.

Der Muschelkalk wird aus vielen oft nur sehr dünnen Lagen unterschiedlich harter Kalke, Mergel, Gipse aufgebaut. Der gesamte Komplex ist stark verkarstet und daher gewässerarm. Nur wenige Schichten im Unteren und Oberen Muschelkalk liefern relativ harte plattige und sehr scharfkantige Gerölle in Block- und Steingröße mit sehr wenigen, kiesgroßen Körnern,

während Sande fehlen. Insgesamt ist die Fließgewässerlandschaft des Muschelkalks geschiebarm. Stellenweise kann bei Hanganschnitten aber viel plattiger Schutt in die Gewässer geraten, der sogar auf kurzen Fließstrecken Bankbildung hervorrufen kann. Die Gewässer sind durch die Vorgänge der Lösungsverwitterung karbonatisch, ionen- und nährstoffreich.

Der Keuper muss gewässermorphologisch in zwei Bereiche unterteilt werden: Einen unteren, der durch Ton-Mergelsteine und eingelagerte Gipse und einen oberen Bereich, der durch Sandsteine geprägt ist. Die unteren Schichten verwittern zu schweren, tonigen Böden, die fast keine Geschiebe liefern. Auch der Schilfsandstein zerfällt sehr leicht und rasch in ein schwer lehmiges Substrat mit wenig eingelagerten Feinsanden. Die weit über den Flächen des Muschelkalks verbreiteten Schichten sind oft noch lößüberlagert, was die ausgeprägte Geschiebearmut dieser Region noch verstärkt. Geschiebe werden bis auf die wenigen Feinsande nur an den steilen Stufenhängen, die zum Sandsteinkeuper überleiten, exponiert: Ein stengeliger Plättchenschutt, der auf kurzem Transportweg aufgerieben wird. Die Gewässer sind leicht karbonatisch, oft auch sulfatisch, sowie ionen- und nährstoffreich.

Die oberen Schichten des Mittleren Keupers (kmS) beinhalten neben Tonsteinen unterschiedlich mächtige Sandsteinpakete, die die Stufen des Steigerwalds und der Haßberge aufbauen und nach Osten zu abtauchen. Während die Tonsteine Feinstmaterial (Trüb), aber kein Geschiebe liefern, geben die Sandsteine viel Sand und, in den Ober- und Mittelläufen, auch plattiges Geschiebe sowie Kiese ab, die die Strukturformen dieser Gewässerlandschaft bestimmen. Auch die Region des Sandsteinkeupers ist relativ geschiebarm, wird aber durch die Sande charakterisiert. Die Gewässer sind geochemisch leicht karbonatisch, z. T. auch silikatisch und ausreichend mit Ionen und Nährstoffen versorgt.

Lias und Dogger bilden nur ein schmales Band überwiegend kalkiger, aber sehr unterschiedlicher Gesteine, das sich vor der großen Malmstufe als ein stark aufgelöstes Stufenland erstreckt. Kalke, Kalksandsteine, Mergel- und Tonsteine, sowie Dolomite bauen die oft nur sehr dünnen Schichten in stetiger Wechsellagerung auf. Härtere Kalkbänke, Dolomite und Kalksandsteine liefern eckig/plattige Gerölle, Ton- und Mergelsteine viel Feinstmaterial. Die Gewässer führen in den Oberläufen und bei Hanganschnitten streckenweise bankbildende Gerölle, die sich aber rasch verteilen und auflösen. Deshalb herrscht bei den größeren Gewässern, in den Unterläufen, Geschiebearmut. Bei den, die Stufenstirn entwässernden, obsequenten Bächen gelangt Hangschutt aus dem Malm in die Fließrinnen, der streckenweise den Hauptanteil der Geschiebe bildet. Es handelt sich um karbonatische, ionen- und nährstoffreiche Gewässer.



Abb. 7 Mäander des Regen bei Cham

Der Bereich des Malms stellt die gewässerärmste Region Süddeutschlands dar. Nur sehr wenige Gewässer, meist in sehr alten Talungen angelegt, haben sich in dieser Karstregion erhalten können. Oft fließen diese schon im Dogger, während die steilen Talflanken nur noch im Malm angelegt sind. Der Malm stellt ein hohes Maß an überwiegend stengelig vieleckigem, stellenweise auch plattigem Schutt in etwas tiefgründigeren, braunen Böden oder noch mehr in den flachgründigen, schwarzen Rendzinen zur Verfügung, die als hell weißes Geschiebe die Bachbettböden bilden, während die Auen aus Feinmaterial mit wenig eingelagerten Schuttstücken bestehen. Die Gewässer sind karbonatisch und ausreichend durch Ionen- und Nährstoffe versorgt, zeichnen sich aber im Gegensatz zu den anderen karbonatischen Regionen durch sehr klares Wasser aus.

Regionen mit vulkanischer Überdeckung sind in Bayern nur wenig verbreitet. Auf dem Fichtelgebirge gibt es ein kleines Vorkommen von Basalt, der als Geschiebelieferant wichtig für die Gewässer werden kann. Außerdem hat Bayern auch Anteil an den basaltischen Vulkaniten der Rhön. Die Basalte verwittern zu blockig/steinigem Grob- und Feinmaterial. Das kompakte Gestein liefert hartes Geschiebe, das sich lange im Transportvorgang hält. Es sind aber nur wenige Bäche, die randlich in das Verbreitungsgebiet der Basalte der Rhön eingreifen und von den Basalten des Fichtelgebirges beeinflusst werden.

Sehr ähnlich verhalten sich die Diabase und Metabasite des Grundgebirges, die fleckenartig verstreut im Franken- und Oberpfälzer Wald und in einem größeren, zusammenhängenden Bereich südöstlich von Furth im Wald vorkommen.

3 Fließgewässerlandschaften südlich der Donau

Im Folgenden werden die abiotischen Strukturen und Formen der Gewässer in ihrer regionalen, landschaftsspezifischen Verbreitung in den wesentlichen Grundzügen beschrieben. Die Beschreibungen beziehen sich auf die im Landschafts- und Kartenbild wiederzufindenden und rekonstruierbaren, auffälligen Merkmale in ihrer typischen, längszonalen Abfolge. Die Darstellungen sollen den heutigen, potenziell natürlichen Zustand (hpnG) der Gewässer wiedergeben, wie er in den LAWA-Richtlinien von 1995 festgelegt wurde. Demnach wird der potenzielle, natürliche Zustand als derjenige definiert, der sich heute unter den aktuell gegebenen Bedingungen und bei Wegfall aller anthropogenen Einflüsse einstellen würde. Der Begriff ist fiktiv, weil er sich auf eine unbekannte Zukunft bezieht, hat aber den Vorteil, dass er im Gegensatz zum natürlichen Zustand alle die anthropogen verursachten Gewässer- und Auenstrukturen mit einschließt, die als irreversibel, wie z. B. die Auelehmdecken, anzusehen sind. Insofern stellt die Beschreibung der Fließgewässerlandschaften auch eine Sammlung von regionalen, abiotischen Leitbildern dar, die als Grundlage für die Bewertung des morphologischen Zustands der Gewässer (Strukturbewertung) dient.

Die Beschreibung der Fließgewässerlandschaften bezieht sich einerseits auf die morphologische Erfassung der Formen mittels Karteninterpretation, der Messung von Quer- und Längsprofilen, sowie der Gefällewerte und der Auswertung von bodenkundlichen, geologischen und historischen Karten und der dazu gehörigen Literatur. Bei den Gefällewerten wurde die Neigung der Geländeoberfläche gemessen und zwar in der direkten Falllinie und nicht das Gefälle der Gewässer.

Andererseits war die Geländebeobachtung Grundlage der Datenerfassung: Es wurden entlang von Referenzgewässern die Strukturen der Gewässerbetten und der Auen aufgenommen. Im Vordergrund stand die Geschiebeanalyse; es wurden die Gesteine und die wichtigsten Korngrößen der Bachbetten und der Auen erfasst und eine Abschätzung des Geschiebetriebes versucht. In vielen Regionen, wo es keine naturnahen Referenzgewässer mehr gibt, wurde aus den Substraten von Auen und Gewässern auf deren Strukturen rückgeschlossen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Rekonstruktion natürlicher oder auch nur naturnaher Zustände mehr theoretisch ist und letztendlich nicht genauer überprüfbar oder beweisbar ist. Hier geht es um vorstell- und anwendbare Größen, die zu erreichen möglich und wünschenswert sind. Alle Angaben sind als Grundlage für die Bewertung der heutigen Gewässer und auch als Orientierungs- und Vergleichswerte für die planerischen Aufgaben und Maßnahmen zur Renaturierung gedacht. Und nicht zuletzt sollen die Beschreibungen ganz allgemein ein besseres Verständnis für die Fließgewässer und ihre regionalen Eigenheiten vermitteln. Die Kenntnis der abiotischen Verhältnisse ist Voraussetzung für das Verständnis der biologischen Zustände und ökologischen Abläufe.

3.1 Fließgewässerlandschaften der Alpen

Die Fließgewässer der Alpen haben viele Gemeinsamkeiten, die sie von anderen Regionen grundsätzlich unterscheiden: Es handelt sich um Gewässer, die sich sehr rasch und mit großer Fließenergie umgestalten. Größten, auch heute noch prägenden Einfluss hatte die glaziale Reliefgestaltung durch die kaltzeitliche Ausbildung eines Eisstromnetzes. Dieses hat ein z. T. gestuftes Talsystem mit Karen, Kartreppen im oberen Stockwerk und den Hängetälern zwischen Haupt- und Nebentälern hinterlassen, die oft mehrere hundert Meter Höhenunterschied aufweisen. Hinzu kommt auch bei den Haupttälern öfter eine ausgeprägte Stufung im Längsprofil durch Konfluenzstufen, die während der Kaltzeiten durch das Zusammentreffen von Seitengletschern mit dem Haupttalsystem und der dadurch einsetzenden, potenzierten Schurfkraft angelegt wurden. Mit dem Rückzug des Eises setzte bis zum heutigen Tag die Umwandlung des glazialen Reliefs ein: Dies bedeutet, dass die unteren und peripheren Bereiche der Alpen schon länger und deswegen stärker fluvial überprägt sind und dass mit zunehmender Höhe immer stärker glaziale und periglaziale Züge den Landschaftscharakter bestimmen.

Wir können heute in den nördlichen Alpen deshalb zwei Höhenstufen unterscheiden, die großen Einfluss auf die Fließgewässer haben: Ein oberes Stockwerk der periglazialen Frostschuttszone, in der vor allem durch häufigen Frostwechsel viel mechanisch zerkleinertes Gesteinsmaterial bereit gestellt wird, das sich über die Flächen durch Solifluktion ausbreitet. Dieses Höhenstockwerk beginnt oberhalb der Waldgrenze, die etwa bei 1800m Höhe liegt. Es wird aber erheblich durch die anstehenden Gesteine modifiziert: Vor allem in den Kalkalpen, in denen die oben genannten Gesteine vorherrschen, ist die Schuttproduktion sehr groß und es haben sich Schutthänge bis tief unter die Waldgrenze entwickelt. In den Allgäuer- und Lechtaler Alpen z. B., greifen heute Schutthänge bis auf 1200/1300 m herunter. Dieser Schutt wird über die Wildbäche ab- und den größeren Gewässern zugeführt. Alpine Gewässer sind daher alle durch Grobschutt und teilweise durch blockiges Material geprägt. Sehr strukturreiche, sich rasch verändernde Gewässer sind typisch.

Die heutige fluviale Reliefgestaltung gleicht mit Hilfe des Schutttransports die glazial gestuften und übertieften Geländebereiche aus. Insgesamt ist der alpine Raum durch starke Abtragung, vor allem auch durch fluviale Erosion gekennzeichnet. Dabei findet im Bereich der Hänge und Stufen erhöhte Tiefenerosion statt, während die glazialen Hohlformen zugeschottert werden. Deshalb treten im Längsprofil der Fließgewässer nicht nur unterschiedliche, begleitende Talformen von der Klamm bis zu breiten Schottersohlen auf, sondern auch

sehr ausgeprägte Gefälleunterschiede. Insgesamt können folgende, gemeinsame und charakteristische Ausprägungen der alpinen Gewässer festgestellt werden, die in den Einzellandschaften graduell sehr unterschiedlich ausgebildet sein können (Kap. 2.1)

1. **Der hierarchische Aufbau** des Fließgewässersystems (s. Abb. 8), die Gewässer der 1' Formation sind im Gefälle der Hänge angelegt und zerschneiden sie mit Kerbanrissen (stark erosive Fließgewässer der Hänge, Gefällewerte 20-40 %, oft weit über 40 %); die Gewässer der 2' und 3' Formation stellen die Sammeladern für die Gewässer der 1' Formation dar und sind in glazial geformten Talungen angelegt, die sie heute z. T. zerschneiden, aber auch mit breiten Schotterbetten verfüllen. Sie fließen in großen Kerb- und Kerbsohlentälern, die stark glazial überprägte, lithologische und tektonische Schwächezonen, Faltungsachsen, Verwerfungen und Gesteinsunterschiede nachzeichnen (überwiegend stark erosive Gewässer mit Durchtransportstrecken). Die Kerb- und Kerbsohlentäler haben durchschnittliche Gefällewerte zwischen 2 und 8 %, erreichen aber bei Hängetälern am Übergang zu den Haupttälern und bei Durchbrüchen noch weitaus höhere Werte (bis über 14 % Schluchtbildung, Klamm, Tobel). Bei den Kerbsohlentälern herrschen Werte zwischen 2 und 6 % vor. Die größeren Gewässer (3' u. 4' Formation) folgen den bis ins Alpenvorland durchbrechenden Hauptgletscherbahnen (Trogtäler) und haben diese glazialen Übertiefungsrinnen bis auf sehr kurze Durchbruchsstrecken mit Grobschottern verfüllt, die über, oft sehr steile, Schwemmfächer der Seitengerinne eingeschüttet werden (Gewässer mit überwiegend Durchtransport und Akkumulation). Das Talgefälle sinkt meist weit unter 1 %, stellenweise sogar auf kaum mehr als 0,1 % ab.
2. **Die Stufung der Längsprofile**, wie oben schon beschrieben, haben die größeren alpinen Fließgewässer (ab 2' Formation), sei es durch Hängetäler oder Konfluenzstufen und auch bei Gesteinswechseln mit sehr unterschiedlichen Härtegraden, Stufen im Talgefälle entwickelt, die durch besondere Wildwasserstrecken, Kaskaden und Wasserfälle gekennzeichnet sind. Deshalb finden sich im längszonalen Aufbau, oft mit Talweitungen und -verengungen verbunden, hintereinander und wechselnd, kurze Strecken mit sehr steilen Gefällewerten und Abschnitte mit weniger erosiver Tätigkeit, sowie Durchtransport und zeitweiliger Akkumulation mit breiten Schotterbetten, die Grobmaterialauen darstellen. Bei den großen Gewässern tritt zusätzlich eine starke Reduktion des Gefälles durch die Einschüttung von Schwemmfächern bei den Einmündungen der Seitengerinne auf. Oft bilden sich besonders dort, infolge starker Geschiebebelastung, breite und flache Betten mit sehr geringen Gefällegraden aus.

An der heutigen Formung der Gewässer ist auch der sehr unausgeglichene Abfluss bei den alpinen Gewässern mit verantwortlich. Insgesamt muss vorab festgestellt werden, dass in den Alpen die höchsten Abflusswerte in Bezug zum Niederschlag (Abflusskoeffizient) mit bis zu 70 % gemessen werden. Da in den Alpen auch die höchsten Niederschläge (im Schnitt mehr als 1500 mm) fallen, ist ganz generell der Abfluss dort in Relation zu den anderen Regionen Deutschlands am größten. Nach Pardé (1947) handelt es sich im bayerischen Alpengebiet um nivale Regime, die ein stark ausgeprägtes Winterminimum und ein, mit der Schneeschmelze zusammenhängendes Maximum im Frühjahr, meistens im Mai/Juni aufweisen. Für die Gestaltung der Gewässer- und Auenstrukturen sind aber vor allem die Amplituden, die Extremwerte und die Häufigkeit des Auftretens ausschlaggebend. Die Alpen sind die Region mit den höchsten Extremwerten und Amplituden in Deutschland. Nicht nur die Schneeretention und die Schmelze, wobei der maximale Abfluss oft mehr als das Vierzigfache des minimalen erreicht, machen sich sehr auffällig bemerkbar, sondern jedes starke, sommerliche Niederschlagsereignis, das wegen des steilen Reliefs fast ohne Verzögerung in den Abfluss übergeht und sehr schnelle Hochwässer produzieren kann. Während im Winter durch die Schneebedeckung fast konstante Minimalabflüsse gemessen werden, können im Sommer zeitlich und regional sehr schnell wechselnde Abflüsse stattfinden. Dabei hat die häufige Gewitterbildung erheblichen Einfluss. Die Größe und Form, vor allem aber die Breite der Gewässerbetten wird durch diese Kenngrößen des Abflusses mit gestaltet.

Für das bayerische Alpengebiet kann ganz allgemein gesagt werden, dass die Niederschlags- und Abflussverhältnisse von West nach Ost abnehmen: Im Westen fallen auch in den Tälern noch mehr als 2000 mm und in den Höhen werden über 2500 mm erreicht. Nach Osten zu sinken die Werte etwas auf 2000 bis 1500 mm ab. Diese klimatisch und durch das Relief gesteuerten Abflussbedingungen bestimmen ganz generell die überregionalen Charakterzüge der Gewässer am gesamten Alpenrand, regional jedoch werden die Strukturen durch die geologisch/tektonischen Fakten, insbesondere der Lithofazies gesteuert.

3.1.1 Fließgewässerlandschaft der Kalkalpen

Die Kalkalpen ragen weit in das Frostschuttstockwerk auf. Große Schuttfächer überdecken heute, vegetationsfrei ab 1800 m Höhe, das darunter liegende, glazial geformte Gelände. Gerade bei den Kalkalpen haben sich gesteinsbedingt solche Schutthänge besonders gut entwickelt, die stellenweise bis tief unter die Waldgrenze, bis auf 1300 m herunterreichen können. Dieser Schuttmantel des Höhenstockwerkes verursacht einen großen Geschiebereichtum (Kap. 3.1), der die kalkalpinen Gewässer grundsätzlich auszeichnet. Bis zur Donau hin setzt sich der gestaltende Einfluss dieses kalkalpinen Schuttreichtums durch. Geländeformen, Gewässernetz- und Anlage,

Fließgewässerlandschaft der Kalkalpen

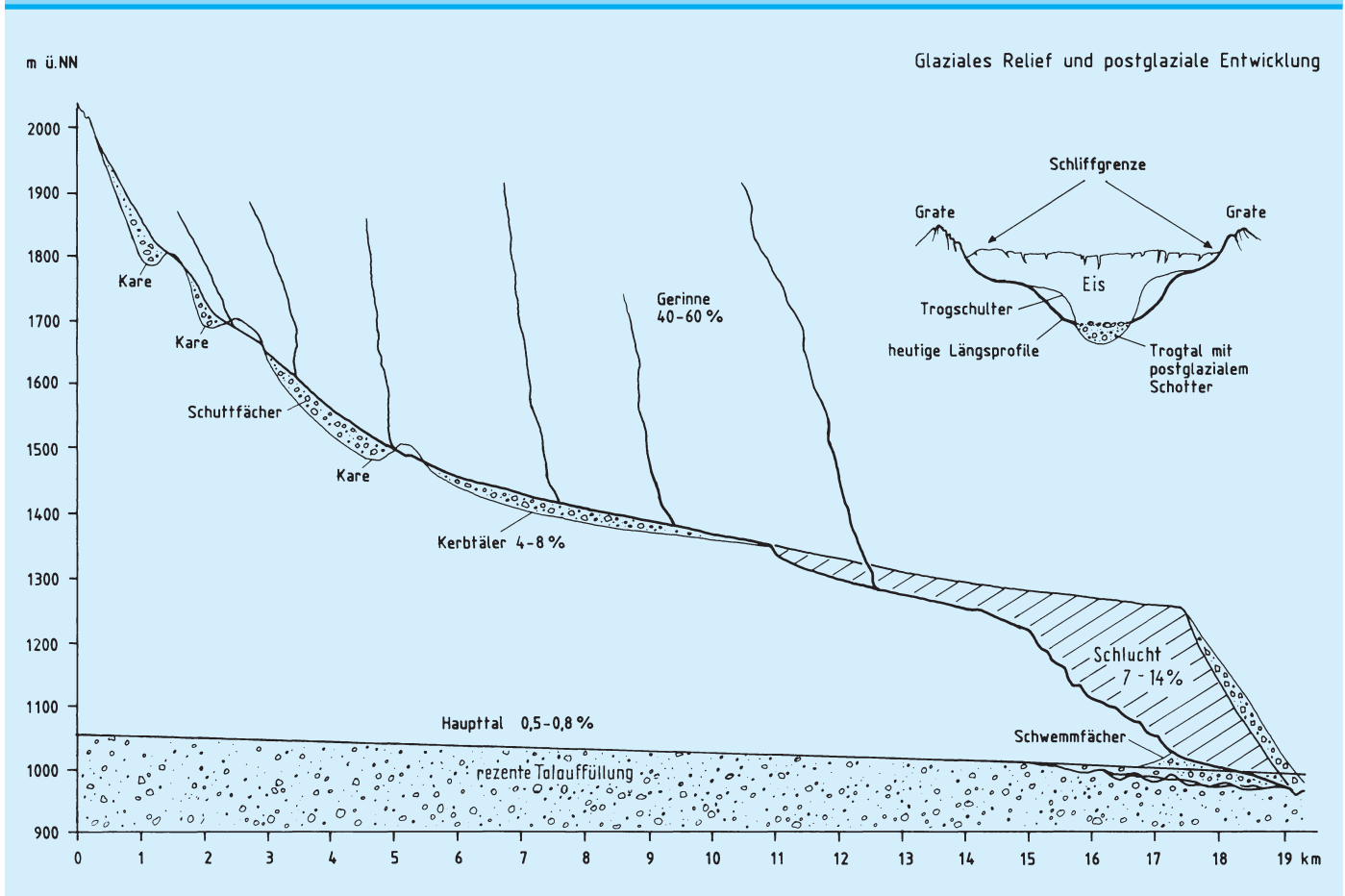


Abb. 8 Längsprofile der kalkalpinen Gewässer (Beispiel: Lechtaler Alpen/Lech)

vor allem aber die sehr breiten, steinigen Schotterfluren der Haupttäler machen die großen Unterschiede zu den Gewässern der Molasse- und Flyschzone aus.

Innerhalb des Kalkalpins gibt es einige Unterschiede in der Reliefgestaltung, die auf die unterlagernden Gesteine und ihre Verkarstungsfähigkeit zurückzuführen sind. Abgesehen von den glazial ausgeräumten mergeligen Jurakalken, die weichere Formen bilden, sind große Unterschiede zwischen den weniger verkarstungsfähigen Dolomiten und den sehr verkarstungsfähigen Kalken zu finden. In den Regionen mit dolomitischer Ausprägung (Hauptdolomit, Ramsaudolomit) wird die Landschaft durch große Kerbtäler und die darüber hinaus ragenden schroffen, durch viele Kare zugeschliffenen Grate, gekennzeichnet. Bei den Kalken (Wettersteinkalk, Dachsteinkalk) handelt es sich um mehr oder minder gut erhaltene, stark verkarstete, gewässerlose Hochplateaus (z. B. Steinernes Meer, Tennengebirge), die an den Rändern steil abfallen und die durch wenige, große Gewässer bzw. Täler entwässert werden, die die Plateaus voneinander trennen. Es handelt sich meist

um Gewässer, die aus dem nicht verkarsteten Hinterland kommend, die Kalkregion als Fremdlingsgewässer durchqueren oder die durch Karstquellen gespeist werden. Die Verkarstung und damit unterirdische Entwässerung großer Areale hat trotz der sehr hohen Niederschläge geringe Gewässerdichten (0,5-0,8) zur Folge, wobei die Hochplateaus bis auf wenige Ausnahmen gar keine Gewässer aufweisen. Dagegen erreichen in den dolomitischen Regionen die Gewässer- und Taldichten mittlere Werte um 1,2-1,4.

Wie in den Molasse- und Flyschzonen wird auch in den dolomitischen Arealen der viele Schutt über Hangkerben (1' Formation) mit geradlinigen, sehr steilen Gefällen (40-60 %) und Lauflängen von 1-2 km zu den Gewässern der 2' Formation abgeführt, die Sammelladern der kleinen Gerinne darstellen. Darüber, im Frostschuttstockwerk, fließt das meiste Wasser im Schutt unterirdisch ab und tritt nur dort an die Oberfläche, wo die Schuttbedeckung, z. B. an Karschwellen fehlt (Abb. 8). Die unteren Kare sind heute vollständig durch Schutt verfüllt, nur die höchsten Kare sind als solche noch in den Karten zu erken-



▲ **Abb. 9**
Klamm in den Lechtaler (Kalk-) Alpen

nen. Häufig wird in den höheren Geländeteilen auch über Solifluktionvorgänge und Muren der Schutt in die Gewässer eingelagert.

Die Sammeladern fließen in Hängetälern, die oft mit mehr als 200m Höhe über dem heutigen Niveau der Haupttäler angelegt sind (Abb. 8). Sie haben durchschnittliche Gefällewerte zwischen 4-8 % und Längen zwischen 7-15 km. Diese als glaziale Trogtäler im anstehenden Fels angelegte Formen sind seit der Befreiung vom Eis weitgehend in fluviale Kerbtäler mit schuttbedeckten Talflanken umgewandelt worden. Die hohen Gefällewerte verursachen überwiegend starke Erosion. Im Querprofil ist häufig eine Versteilung im unteren Bereich zu beobachten; der glaziale, u-förmige Talboden wurde durch die junge Fluvialerosion kerbförmig zerschnitten. Im Längsprofil dieser Bäche sind überwiegend scharfe Einschnitte zu beobachten, die vor kleineren Konfluenzstufen sogar Klammcharakter aufweisen können. Streckenweise, bei nachlassendem Gefälle, bei Talweitungen und/oder Mündungen von größeren Seitentälern, auch bei Bergstürzen, Hangrutschungen und Murgängen wird der Talboden mit Schuttmaterial überschüttet. Die Gewässer bauen dabei schmale Grobmaterialauen auf, die streckenweise die Talböden bilden (Kerbsohlentäler). Es findet also in den Tälern der 2' Formation überwiegend starke Erosion mit streckenweiser Zwischenaufschüttung statt.

▼ **Abb. 10**
Verzweigte Grobschotteraue in den Kalkalpen



Fließgewässerlandschaft der Flyschzone

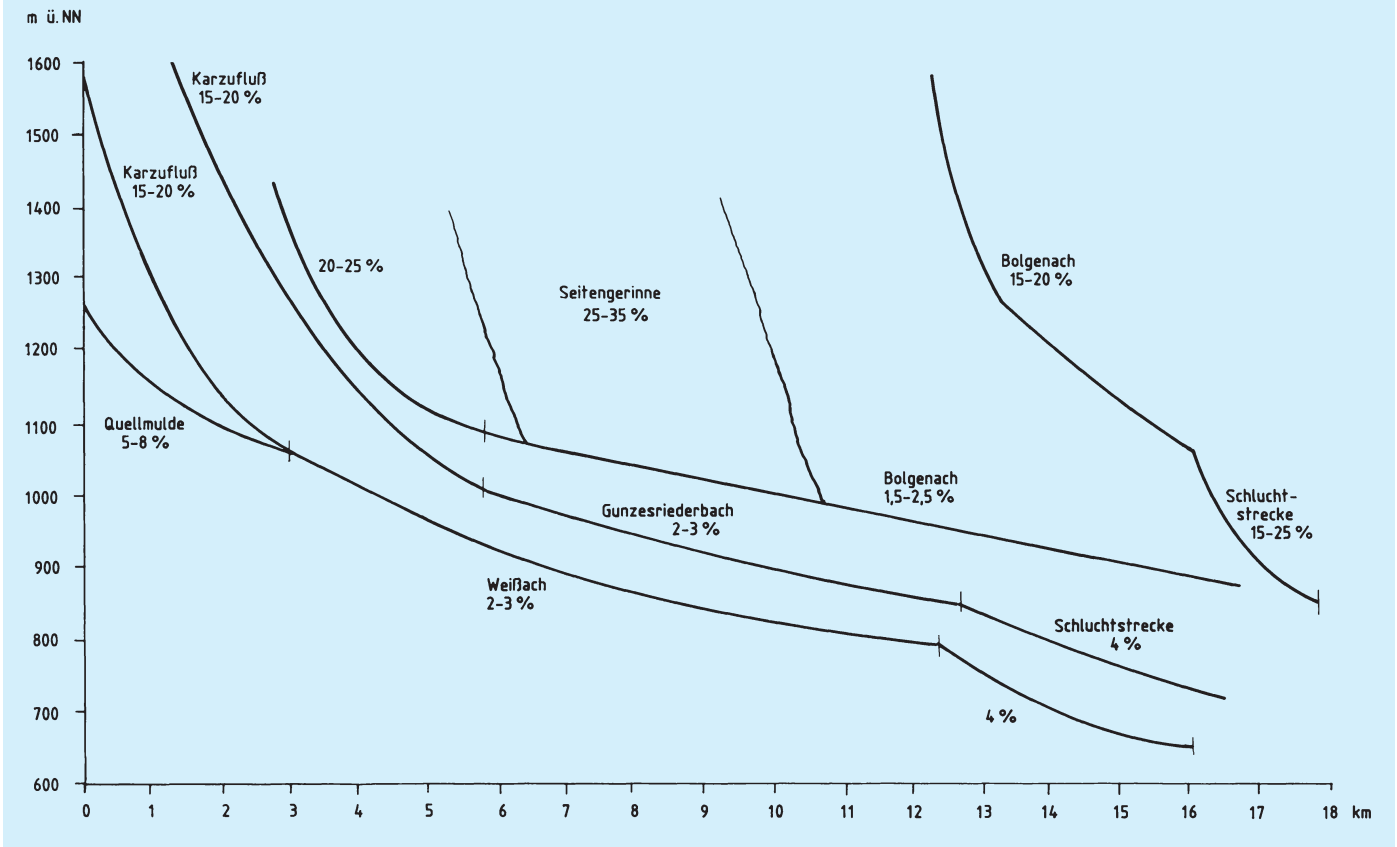


Abb. 11 Längsprofile der Täler der Flyschzone

Der Übergang zu den Haupttälern setzt mit Schluchten (Klamm, Tobel) ein, die mit 7-14 % Gefälle, Kaskaden und Wasserfällen ausgestattet sind. Viel Grobmaterial wird über diese Schluchten herabgeführt und unmittelbar am unteren Hangfuß als große Schwemmfächer ins Haupttal eingelagert. Dabei wird der Hauptfluss meist an den gegenüberliegenden Steilhang des glazialen Trogtales abgedrängt. Auf diesen Schwemmfächern liegen die Siedlungen und das wenige, nutzbare Land.

Diese alpinen Haupttäler (3' u. 4' Formation) wurden in den Kaltzeiten durch Gletscher tief ausgeschürft (Abb. 6) und postglazial schnell mit dem Schutt der Seitentäler mehr und mehr verfüllt. Sehr breite Schotterfluren sind charakteristisch. Es existiert ein breites Gewässerbett, das sich ständig in sich verlagert, dynamisch geprägt ist und besonders bei Hochwasser das gesamte Flussbett verändert. Bei Hochwasser werden durch Seitenerosion ältere Auenterrassen mit ihren Waldbeständen angegriffen und teilweise aufgelöst. Im Bereich der aktiven Auen wachsen unterschiedlich alte Bestände von Silberweiden, während auf den meist nur etwa 1 bis 2 m höheren, älteren Auen Kiefernbestände unterschiedlichen Alters stehen. Dies

weist darauf hin, dass die Durchlässigkeit der Grobsedimente großen Einfluss auf die Vegetationsverbreitung hat; nur wenig über dem heutigen Fließniveau entstehen daher edaphische Trockenstandorte.

Die grobkörnigen Talverfüllungen erreichen auf weiten Strecken Mächtigkeiten von weit mehr als 100 m und stellen durch den großen Porenanteil für den Menschen sehr wichtige Grundwasserleiter dar.

Das nivale Regime bringt zur Schneeschmelze so hohe Abflüsse, dass der ganze Schotterkörper auch an der Oberfläche überflossen und auf breiter Bahn bewegt werden kann. Während es im Winter fast nur unterirdischen Abfluss gibt, treten in der Schneeschmelze und bei heftigen Sommergewittern genügend kräftige Abflüsse auf, die den Transport, die Verlagerung und Verteilung der gewaltigen Schottermengen zustande bringen. Die großen Hauptgerinne sind also durch erstaunlich geringe Gefällewerte (0,5-0,8 %) und durch Verzweigung gekennzeichnet.

Abb. 12

Schnelle Verwitterung der frisch aufgeschütteten Grobmaterialaue bei einem Gewässer der Flyschzone (Halbammer)

**Abb. 13**

Grobmaterialaue bei einem Gewässer der Flyschzone (Halbammer)

Gefällewerten zwischen 2 und 3 % ausgestattet sind. Am Übergang zu den glazialen Übertiefungsbecken (Trogtäler – Beispiel: Oberstdorfer Becken) haben sich schluchtartige, gestufte Kerbtäler mit durchschnittlich 4 % Gefälle entwickelt, die Kaskaden und Wasserfälle aufweisen. Kleinere Haupttäler erreichen sogar durchschnittliche Gefälle bis zu 15 %.

Wie bei den Molassebergen wird der blockige Schutt über die Hangkerben den Hauptgerinnen zugeführt; der Schutt ist jedoch gröber und beinhaltet durch die Moränenstreu eine weit aus größere Menge an härteren Geschieben. Diese zerstören auf kurzem Weg die weichen Flyschgesteine und reichern sich dadurch relativ an. In den Hauptgerinnen (2' u. 3' Formation) sind daher häufiger verzweigte Bachbetten zu finden. Am Übergang vom Gebirge zum Vorland treten durch die Verringerung des Gefälles und der hohen Geschiebefracht breite, sich ständig verlagernde Fließstrecken auf. Diese ineinandergreifenden Schwemmfächer haben ein sehr bewegtes Kleinrelief mit bis zu 2 m Höhendifferenz hinterlassen. Beim Beispiel der Halbammer (Abb. 12 und 13) beinhaltet das blockig/steinige Material noch eine Menge weicher Flyschbestandteile, die am Ort der Sedimentation rasch zu Feinmaterial und plattigem Schutt verwittern. Die großen Hohlräume des Substrats werden bei nachlassender Flut mit feinsandig bis tonigem Material verüllt.

Die sich bei Hochwässern schnell verlagernden Schwemmfächer greifen mehrfach jährlich durch Übersättigung in die unterschiedlich alten Erlänen ein und vernichten sie streckenweise. Bei der Verlagerung der Schwemmfächer kommt es an ihren Rändern zu starker Seitenerosion. Diese unterschneidet die meist fichtenbestandenen, älteren Auenterrassen, zerstört sie teilweise und verändert so häufig und sehr dynamisch die Talböden. Alle Alterstufen von Auewäldern sind auf kurzer Fließstrecke zu beobachten, die ein kleinräumiges Mosaik un-

3.1.2 Fließgewässerlandschaft der Flyschzone

Die Fließgewässer der Flyschzone ähneln im hierarchischen und längszonalen Aufbau mehr den Gewässern der Kalkalpen und in ihren Formen und Strukturen eher denen der Faltenmolasse. Auch der Flysch besteht zum weit überwiegenden Teil aus Ton- und Siltsteinen mit einem wechselnden Anteil an Nagelfluhbänken, die auch hier härtere Geschiebe liefern; so sind Gewässerdichte (>2), Talformen und -anlage gleich ausgebildet, die Unterschiede werden durch das höher aufragende Relief und durch den größeren Anteil an harten und groben Geschieben hervorgerufen, die aus den Nagelfluhbänken und einer Überstreuerung des Geländes mit Moränenblöcken stammt.

Die Längsprofile sind nicht so steil, wie die der Kalkalpen, zeigen aber den gleichen hierarchischen Aufbau (Abb. 11): Die Gewässer der 1' Formation, die Hangkerben, erreichen durchschnittliche Gefällewerte zwischen 25 und 35 %, häufig auch weit mehr als 40 %. Bei den Quellgewässern der Hauptgerinne, die im Gegensatz zu denen der Molassezone überwiegend mit Hangkerben einsetzen, sind Gefällewerte zwischen 15 und 20 % üblich. Die größeren Gewässer (2' u. 3' Formation) fließen in weiten Kerb- und Kerbsohlentälern, die mit

terschiedlichster Strukturen hervorbringen. Die natürliche, zeit- und teilweise Vernichtung des Auwaldes führt zu einem hohen Anteil an Totholz in den Sedimenten der Schwemmfächer.

Die Talböden/Sohlen sind als schmale Grobmaterialauen ausgebildet, die die heute verlassen, verzweigten, alten Bachbetten darstellen. Die Oberflächen sind sehr unruhig und kleinräumig reliefiert. Das Substrat besteht aus Steinen und Blöcken, die mit viel Feinmaterial (Tonen, Schluffen) und wenig Sanden durchsetzt sind. Der hohe Anteil an Feinmaterial trübt die Gewässer bei jedem Abfluss, der größer als Niedrigwasser ist.

Die Fließgewässer der Flyschzone ändern ihren Charakter auf dem Weg nach Norden sehr schnell. Sobald der Nachschub an Geschiebe durch rasche Verwitterung und Abrieb nachlässt, tritt sehr bald Geschiebearmut und damit eine starke Erosionswirkung auf. Dies ist meist schon am Gebirgsrand, am Übergang ins Jungmoränenland erreicht. Die harten, übriggebliebenen Geschiebe werden durch die weichen anstehenden Flysch- und Molassegesteine stark schleifend transportiert. Wenn die weichen Gesteine am Rande der Zungenbecken höher aufragen, haben sich postglazial tiefe Schluchten entwickeln können (s. Wertach, Ammerleite).

3.1.3 Fließgewässerlandschaft der Faltenmolasse

Wie schon oben geschildert, sind nur noch wenige zusammenhängende Reste der Molasseberge nördlich einer Linie Dornbirn, Sonthofen und Nesselwang, sowie der Taubenberg, südöstlich von München, erhalten. Sie bilden West/Ost streichende Höhenzüge, die von Norden mit etwa 900m nach Süden auf etwa 1200m Höhe ansteigen und am Übergang zu der Flyschzone bei knapp über 1800m kulminieren. Nur in den südlichen, höheren Gebirgstteilen setzen sich im oberen Stockwerk die sonst für die Alpen so charakteristischen Kare formgebend durch, ansonsten stellen die Molasseberge ein fluvial zertaltes Gebirge dar. Die Höhenzüge werden durch 2-4 km breite, im Streichen der Faltenachsen angelegte, große Längstäler (Kerb- und Kerbsohlentäler) voneinander getrennt, die glazial ausgeräumte, tektonische und fazielle Schwächezonen nachzeichnen. Die überwiegend sehr weichen und feinkörnigen Sedimentgesteine haben durch die glaziale Überformung ein eher mittelgebirgsartiges Relief mit mehr zugerundeten Formen erhalten. Täler und Hänge sind vom Verwitterungsschutt der Molasse und von wenigen, meist älteren Moränenresten (Moränenstreu) bedeckt.

Das Gewässernetz ist rechtwinklig, spalierartig aufgebaut: Die Talflanken werden durch parallel angeordnete Gewässer der 1' Formation sehr dicht mit Kerbarissen zerschnitten (Gewässerdichte >2), die 1 bis höchstens 2 km Länge erreichen und dann in die größeren Gewässer der 2', teilweise auch 3' Formation münden, die den Tiefenlinien der oben beschriebenen

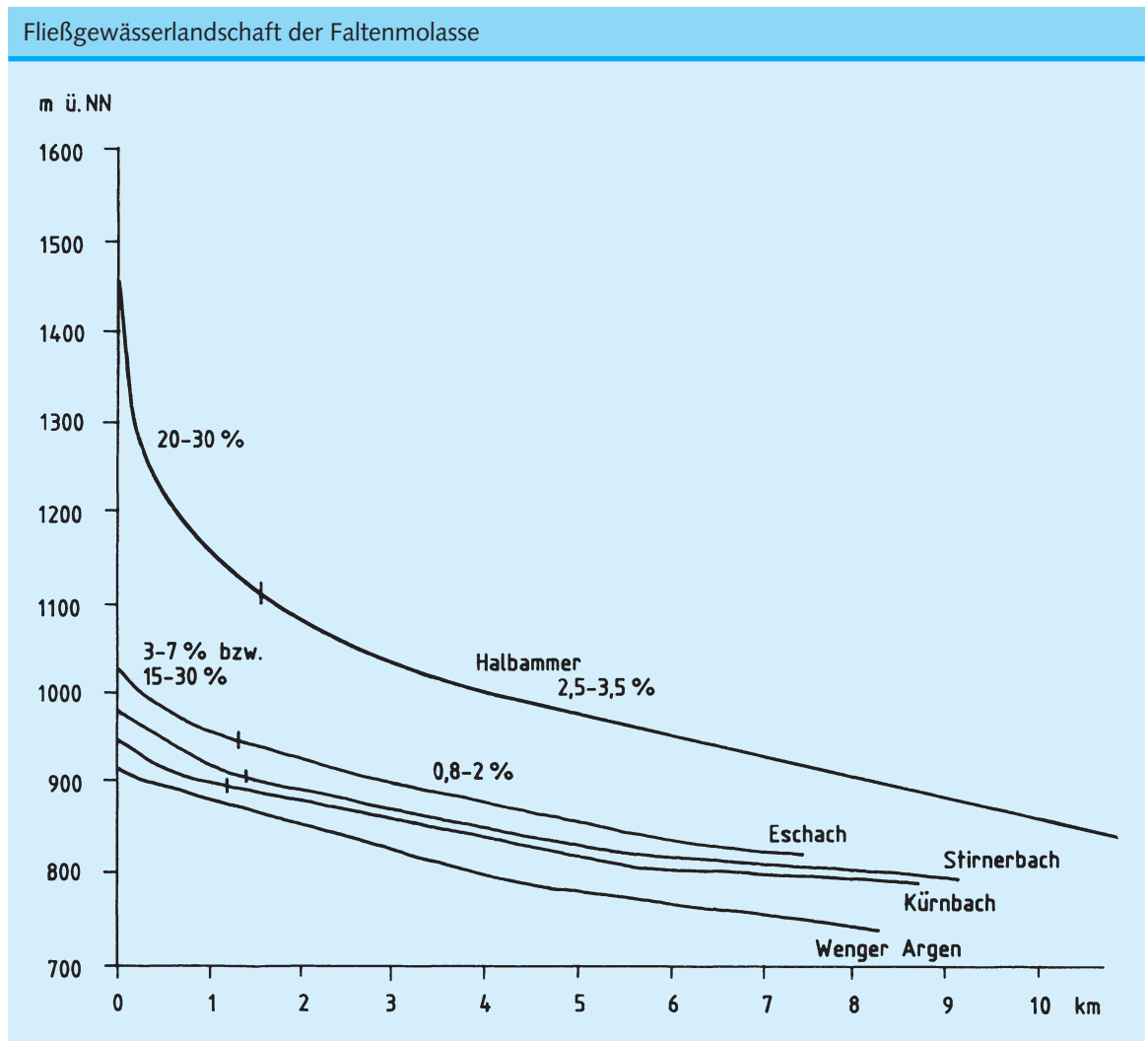
Längstäler folgen. Im Bereich dieser Gewässer sind überwiegend schmale Sohlen aus Grobgeschieben ausgebildet. Die Sammeladern biegen rechtwinklig nach Norden ab und zerschneiden dabei mit steilen Kerbtälern oder Schluchten die Höhenzüge. An diesen Stellen sind die Längsprofile gestuft, nehmen auf kurzer Strecke viel Gefälle auf und schneiden sich daher sehr stark in die weichen Molassegesteine ein, die auch Wasserfälle aufweisen können (z. B. Durchbruch der Weißbach bei Oberstauen). Ähnliche Verhältnisse sind bei den zum inneralpinen Illertal entwässernden Gerinnen zu beobachten: Der große Höhenunterschied zwischen den Hängetälern und dem durch Eisschurf übertieften Becken wird durch sehr steile Längsprofile der Gewässer überwunden.

Dieses sehr einfach hierarchisch aufgebaute Gewässernetz weist folgende Gefällewerte auf (Abb. 14):

1. Die Gewässer der 1' Formation, die dem Hanggefälle folgen, haben durchschnittliche Werte um 15 bis >30 %, die Oberläufe der Hauptgerinne (meist in Quellmulden und Kerbtälern 3-7 %),
2. Die Gewässer der 2' und 3' Formation haben in den Längstalstrecken mit Auen/Sohlen 0,8->2 %, in den Durchbruchstrecken und Übergängen zum Oberstdorfer Becken 3-7 %.

Das Geschiebe stammt, bis auf das Wenige aus der Moränenstreu, fast gänzlich aus den Nagelfluhbänken, die als harte, meist nur wenige Meter mächtige Schichten überwiegend kalziger Gerölle die weichen Ton- und Siltsteine durchsetzen. Diese Gerölle werden durch die Lösungsverwitterung wieder freigesetzt und gelangen so erneut in den Abtragungskreislauf. Insgesamt herrscht aber eher Geschiebearmut; die schon gut gerundeten Schotter des Nagelfluh werden zusammen mit plattigen Bruchstücken der weichen Molasse in den Hangkerben zu den größeren Gerinnen abgeführt. In diesen werden die Molasseanteile rasch zerrieben, während die Nagelfluhschotter zurückbleiben. Die Sedimentauflage ist nur gering, setzt stellenweise sogar aus, so dass der Molasseuntergrund bettbildend wird. Nur bei Unterschneidung an den Talhängen und bei den Einmündungen von stark sedimentführenden Seitengerinnen ist auf kurzen Strecken genügend Geschiebe vorhanden, dass vereinzelt Verzweigungen und Inselbildung auftreten können. Das Geschiebe wird aber meist schon nach wenigen hundert Metern vollständig auseinander gezogen und es bilden sich rasch wieder monostromige, steilufige Gewässerbetten aus. Sobald die härteren Nagelfluhbänke angeschnitten werden, entstehen Stufen im Längsprofil mit treppenartigen Kaskaden und auch kleinen Wasserfällen. Die Geschiebearmut wirkt sich stark erosiv aus, weil die groben, überwiegend steingroßen Geschiebe auf weiten Strecken den weichen Untergrund schleifend bearbeiten können. Bei den flacheren Fließstrecken (<1,2 %) ist eine durchgehende Bedeckung mit Schottern entwickelt, die nur bei Hochwässern weiterbewegt

Abb. 14
Längsprofile der Bäche der Faltenmolasse im Vergleich mit einem Flyschgewässer (Halbammer)



werden. Abgesehen von den Schotterbänken führen die Gewässer nur sehr wenig sandige Sedimente, dagegen aber viel Feinmaterial, das als Schweb schon bei wenig mehr als Niedrigwasser die Gewässer trübt. Die Auen sind dementsprechend aufgebaut: Unter natürlichen Bedingungen handelt es sich um Grobmaterialauen aus gut gerundeten Schottern, die stark mit Feinmaterial durchsetzt sind. Die Bachbetten sind von Natur aus mehr flach, haben aber überwiegend steile, gestufte Ufer, die durch häufige Abbrüche mit der Aue verzahnt oder zumindest gebuchtet sind.

Dort, wo Bäche die Molasse anschneiden, haben sich gerundete Fließkanäle im Anstehenden entwickelt, die im Längsprofil treppenartig gestuft sind und seitlich durch wenige Schotterbänke begleitet werden. Die Laufführung tendiert in diesen Strecken zur Geradlinigkeit, auch in den anderen Bereichen werden höchstens geringere Krümmungsgrade (SI 1,2-1,3) erreicht.

Flussbauliche Maßnahmen zum Hochwasserschutz an vielen Fließgewässern bewirkten, dass sich durch die anthropogenen Einflüsse die Bäche meistens eingeschnitten haben. Sie fließen heute meist in viel zu tiefen, kastenförmigen Betten und bilden daher nur noch Auelehne aus. Deshalb sind bei den Auen die typisch zweischichtigen Bodenprofile ausgebildet, bei denen die Grobmaterialsedimente durch Auelehne abgedeckt werden.

3.2 Fließgewässerlandschaft des Jungmoränenlandes

Das Jungmoränenland erstreckt sich von dem Alpennordrand bis zu den Endmoränen, den weitesten Vorstößen der letzten, der Würm-Kaltzeit. Das Eis drang über die breiten, keilförmig ins Gebirge eingreifenden Pforten der großen Durchbruchstäler ins Vorland und breitete sich dort zentrifugal aus. Während der weitesten Vorstöße waren die Halbbögen der Loben

am Alpenrand bis auf die beiden Ausnahmen des Molasselandes westlich von Kempten und des Taubenberges miteinander verbunden, so dass sich ein unterschiedlich breiter Saum von Jungmoränenland mit mehr oder minder weit nach Norden ausgreifenden Bögen entwickelte. Von West nach Ost folgen der Rhein-, der Iller-, der Lech-, der Loisach-, der Isar-, der Inn/Chiemsee- und der Salzachgletscher. Die Einzugsgebiete verursachen unterschiedliche Anteile an kalkalpinen und zentralkristallinen Gemengeanteilen im Moränensediment. Vor allem der Inn, der weite Strecken an der Grenze von Kalk- und Zentralalpen fließt, hat großen Anteil an zentralkristallinen Gesteinen (v. a. Granite, Gneise, aber auch Grauwacken, Quarzite, Porphyre und Schiefer). Das macht sich beim Chemismus der Substrate und der Gewässer bemerkbar: Während der Inn-gletscher überwiegend silikatische Gesteine im Spektrum aufweist, haben alle anderen Einzugsgebiete überwiegend kalkige Moränenfazies.

Man unterscheidet bei den Jungmoränen den Bereich des Stammbeckens mit der ihn umgebenden Grundmoräne von dem der Endmoränenkränze, die die höher liegenden Zungenbecken umschließen und einige Zungenbecken mit z. T. großen Zungenbeckenseen wie z. B. Starnberger- und Ammersee. Während heute noch einige zentrale Beckenbereiche mit großen und tiefen Stammbeckenseen erfüllt sind, ist das Grundmoränenland weitaus weniger und flacher reliefiert als das Endmoränenland, das sehr kleinräumig, steile Hügelketten aufweist, die durch glaziale Umfließungsrinnen voneinander getrennt werden. Die Lockermaterialablagerungen der Moränen haben ein kleinräumiges Mosaik an Sedimenten unterschiedlicher Körnigkeit hinterlassen: Während vor allem die äußeren Endmoränen ein chaotisches Gemisch an allen Korngrößen bis zu den Findlingsblöcken von mehreren Metern Kantenlänge aufweisen, treten daneben auch gut sortierte und gut gerundete, meist grobsteinige, fluvioglaziale Schmelzwasserablagerungen und häufig auch die Schotterfelder jüngerer Terrassen

(Sander) auf, die im Vorfeld von Rückzugsstadien der jüngeren Endmoränen entstanden sind. Zum Inneren der Becken nehmen die mehr feinkörnigen, lehmigen Grundmoränensedimente zu, die in der Eiszerfallslandschaft mit Findlingen überstreut sind. Drumlinfelder mit ihren charakteristischen elliptischen, im Schwarm und in Stoßrichtung des Eises angelegten Hügeln aus gemischtkörnigen Sedimenten haben sich in Teilbereichen der Grundmoränenlandschaft erhalten können, während heute die meisten glazialen Hohlformen längst mit Mooren verlandet sind. Auch in den Endmoränenbereichen sind die Niederungen, z. B. der Umfließungsrinnen heute meist vermoort.

Die noch übrig gebliebenen Seen wachsen durch Verlandung mit breiten Schilfgürteln zu und werden, wenn sie Anschluss an ein Gewässer mit genügend Dynamik haben, zusätzlich rasch mit Deltaschüttungen zusedimentiert. So ist das Stammbecken des Inn-gletschers im wesentlichen durch die hohe Geschiebeführung von Inn und Mangfall schon längst aufgefüllt worden. Die großen, vermoorten Niederungen, die von geschiebeführenden Gewässern durchflossen werden, werden durch Mischsedimente aus mineralischen Lagen, die von Moor durchwachsen sind, charakterisiert. Bei Hochwasserereignissen werden die Moore fluvial überflutet und dadurch mit Feinsedimenten, oft kalkigem Material überlagert (Kalkmoor).

Die Gewässernetzanlage ist generell zentripetal auf das Tiefste, das Stammbeckeninnere gerichtet, z. T. von der Endmoräne über das tiefer liegende Zungenbecken in das noch tiefere Stammbecken (z. B. die Attel). In diesem sammeln sich die Gewässer, um mit einem Hauptfluss das Becken über Durchbruchstäler nach außen, nach Norden, zu entwässern.

Die Gerinne haben sich zwischen den glazialen Formen erst seit sehr kurzer Zeit (- 10000 a.) entwickeln können; sie verbinden die glazialen Hohlformen miteinander, haben daher einen unregelmäßigen Verlauf und dabei noch keine üblichen

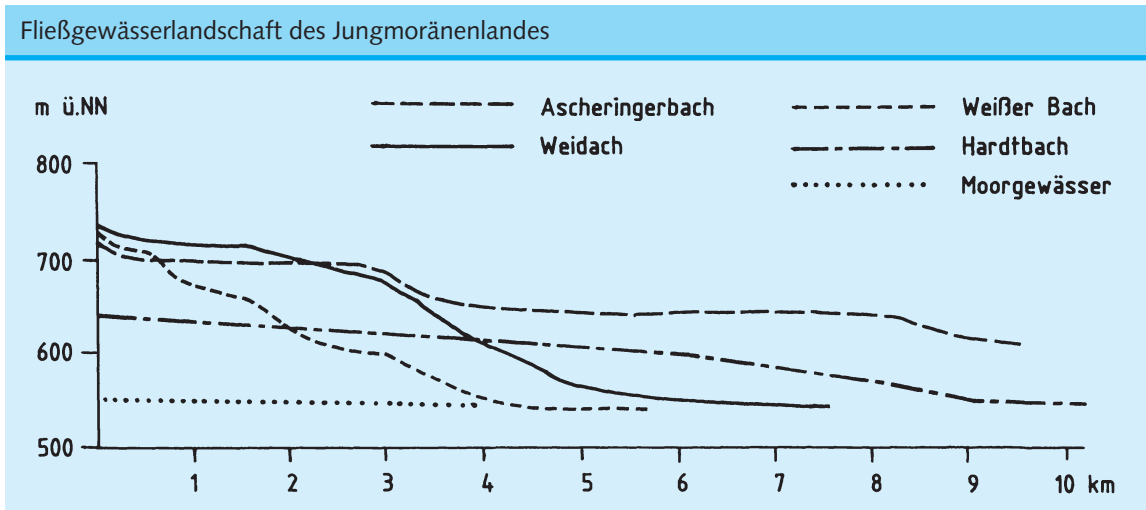


Abb. 15
Längsprofile der Gewässer des Jungmoränenlandes

Längsprofile aufgebaut. Gefällewerte, Talformen und Strukturen ändern sich auf kurzen Fließstrecken (Abb. 15): Häufig setzen die Gewässer in Muldentälern mit Gefällewerten zwischen 1 und 3 % ein, münden in sehr flache Fließstrecken, z. B. in die schon glazial angelegten Umfließungsrinnen der Endmoränenkränze mit weniger als 0,5 %, in denen sie aufschütten. Bei Durchbrüchen durch die Endmoränenkränze und am Übergang zu glazialen Übertiefungen sind sehr steile Kerbtäler, die oft bis in die anstehende Molasse eingreifen (2- >6 % Gefälle) mit z. T. Wildbachcharakter typisch. Das auflagernde Lockermaterial der Moränen ist weit weniger abtragungsresistent als das feste Gestein der „weichen“ Molasse. Deshalb sind dort, wo die Molasse angeschnitten wird, häufig ausgeprägte Stufen im Anstehenden mit kleinen Wasserfällen, Kaskaden und Kolken ausgebildet. Durch die Schichtung des Molassematerials entstehen treppenförmige Längsprofile in den stark erosiv geprägten Durchbruchsstrecken. Nur wenig, aber deshalb besonders wirksames Geschiebmaterial wird durch die rund geschliffenen Fließkanäle in der Molasse bewegt, die von einzelnen, groben Moränen- und Molasseblöcken begleitet werden. Gleich dahinter können, nach Ablagerung von Schwemmfächern, sehr langsam fließende und stark gewundene Strecken auftreten, wie in den glazialen Umfließungsrinnen oder auch in den sehr flachen, heute vermoorten Beckenbereichen mit weniger als 0,2 % Gefälle.

Die Gewässer im Grundmoränenland haben insgesamt geringere Gefällewerte, weniger und nicht so steile Stufen im Längsprofil, einen stärkeren Windungsgrad, sind häufiger vermoort und geschiebeärmer als die Bäche im Endmoränenland.

Die Gewässer nehmen bei den Durchbrüchen grobes Moränenmaterial auf und transportieren es bis in den Bereich flacheren Gefälles, wo mit Sortierung von oben mit grob nach unten zu fein absedimentiert wird. Die Gewässer gleichen so sehr schnell die Gefällestufen aus. In den Kerben und Schluchten sind sehr raue, breite und flache Bachbetten typisch, die durch Moränenblöcke und steinige Schotter sehr strukturreich geformt und mit dem Land stark verzahnt sind. In den Schwemmfächeraufschüttungen sind im oberen Bereich noch steinige, flache, strukturreiche Bachbetten üblich, die sich jedoch rasch nach unten zu verändern in mehr schmale, steilufrige Strukturen mit gebuchteten und glatten Uferlinien. Der Windungsgrad nimmt dabei ständig zu. Beim Übergang in vermoortes Gelände nimmt die Sedimentführung schnell ganz ab und es entwickeln sich kastenförmige, tiefe Querprofile mit starker Mäanderbildung. Die Geschiebeführung ist insgesamt gering, nur in den kurzen oben genannten Fließabschnitten hoch. Durch das Absedimentieren bei flacher werdendem Gefälle, bzw. durch das Auffangen der Sedimente in den Hohlformen, vor allem in den Mooren und den Seen, haben die dann fast geschiebefreien Gewässer im weiteren Verlauf hohe Erosionsenergie und sind daher besonders erosiv bei wieder zunehmenden Gefällewerten.

Das voralpine Jungmoränenland weist zu den norddeutschen Regionen einige Besonderheiten auf: Abgesehen von dem insgesamt stärkeren Relief und den größeren Moränen- und fluvioglazialen Sedimenten treten hier wenige, aber sehr auffällige Schluchten auf, die es in den Jungmoränenländern des Flachlandes nicht gibt. Die starke Übertiefung beim Austritt

Abb. 16
Steinig/blockiges
Gewässer eines End-
moränenzuges





Abb. 17
Kies-geprägtes
Bett/Aue eines
Grundmoränen-
gewässers

aus den Alpen hat zu den Rändern des zentrifugal ausströmenden Eises wegen stark abnehmender Glazialerosion noch höher aufragendes Gelände übriggelassen. Mittlere Gewässer, wie die Wertach und die Ammer, die mit großer Erosionsenergie aus den Alpen kommen, haben das höher gelegene Jungmoränenland bis zum Zungenbecken mit streckenweise extremen Schluchten bis tief in die Molasse hinein zerschnitten. Dazu ist auch die Mangfall zu rechnen, die sich am äußeren Rande der Endmoränen am Übergang zu den Schotterfluren (Sander) eingeschnitten hat und die dann mit einer Schlucht, die Endmoränen bis tief in die Molasse durchteuft, zentripetal ins Stammbecken abbiegt.

3.3 Fließgewässerlandschaften der Niederterrassen, des Altmoränen- und Terrassenlandes und des Tertiären Hügellandes

Das Altmoränen-, das Terrassen- und das tertiäre Hügelland bilden nördlich der Jung-Endmoränen eine regional unterschiedlich ausgeprägte Einheit aus (Kap 2.1): Der gesamte Raum wird von der Oberen Süßwassermolasse aufgebaut, überwiegend feinkörnigen, weichen Sedimentgesteinen, die regional aber auch zahlreiche, fluviale, kiesig/steinige Schottervorkommen aufweisen. Vor allem die quarzitischen Vollschotter erlangen wegen ihrer Härte teilweise Bedeutung, weil sie, durch die Verwitterung freigelegt, in die heutigen

Gewässer gelangen und erosiv wirksam werden. Während im nordöstlichen Alpenvorland bis auf die großen Täler von Isar und Inn die Gesteine der Molasse direkt anstehen, wird die Molasse im westlichen Bereich von unterschiedlich alten und in verschiedener Höhenlage angeordneten quartären Schottern überlagert (Deckenschotter). Drei unterschiedlich ausgeprägte Fließgewässerlandschaften können daher ausgegliedert werden:

- Die Niederterrassen in den Flusstälern mit ihren wärmzeitlichen Schotterfluren und Talfüllungen, die bandartig die anderen Landschaftseinheiten durchziehen
- Das Terrassenland im Westen (Iller-Lech-Platten) und
- Das tertiäre Hügelland im Osten

3.3.1 Fließgewässerlandschaft der Niederterrassen (jungquartäre Schotterflächen)

Niederterrassen sind typische Begleiter der heutigen Fließgewässer in Bayern. Allerdings gibt es zwischen den Niederterrassen südlich und nördlich der Donau bemerkenswerte Unterschiede, weshalb sie auch in zwei separaten Kapiteln beschrieben werden (s. auch Kap. 4.2.8). Im Gegensatz zu den bandartigen Vorkommen der Niederterrassen nördlich der Donau, die die heutigen Gewässer mit nur einer Stufe im gleichbleibenden Niveau begleiten, sind südlich der Donau im Bereich der Jungmoränen die Niederterrassen treppenartig, also in unterschiedlichen Niveaus, ausgebildet (s. Abb. 18), wobei die jüngeren Terrassen bis in die Alpen hineinreichen. Zu diesen

Fließgewässerlandschaft der Niederterrassen (Querschnitt)

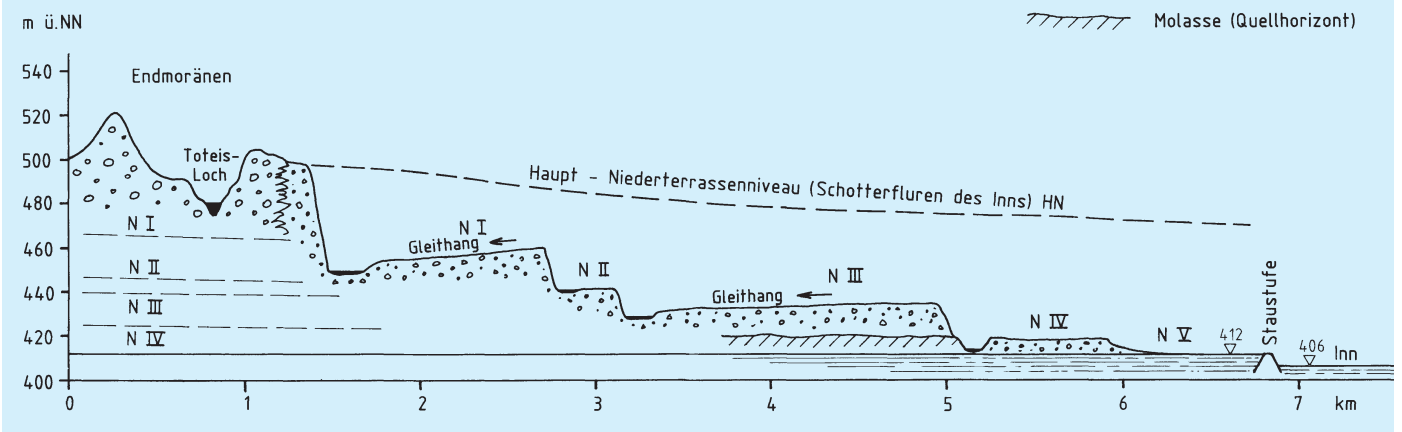


Abb. 18 Niederterrasse und Subniveaus am Beispiel des Inn bei Gars

Niederterrassen gehören auch die weiten Schotterfluren, wie z. B. die Münchener Schotterebene. Da aber die Niederterrassen südlich und nördlich der Donau zeitlich und genetisch desselben Ursprungs sind, werden sie in den Steckbriefen und in der Karte als Einheit geführt.

Im nordwestlichen Alpenvorland zertrennen süd/nord verlaufende, breite Talungen die dazwischen aufragenden Terrassenländer (Abb. 3 u. 22). Im östlichen Bereich sind es lediglich Isar und Inn, die mit solchen großen Talanlagen das tertiäre Hügelland durchfließen. Diese sind im wesentlichen in den beiden letzten Kaltzeiten durch die fluvioglazialen Schmelzwässer mit breiten Schotterfluren angelegt worden. Sie entsprechen den Urstromtälern der nordischen Inlandsvereisungen. Geologisch-geomorphologisch handelt es sich um die würmzeitlichen Niederterrassenschotter, die den größten Anteil der Talfüllungen ausmachen. An den Talrändern sind streckenweise auch noch ältere, rißzeitliche Schotterfluren erhalten, die nur wenig (+/- 10 m) über die Niederterrasse aufragen (v. a. bei Memmingen und z. B. das Lechfeld bei Augsburg). Die Rißterrassen sind lößbedeckt und werden ackerbaulich intensiv genutzt. Die Auffüllung der Talböden mit grobem Schottermaterial hat für den Menschen große Bedeutung, weil diese Sedimente gute Grundwasserleiter darstellen und große Wasserreserven enthalten.

Die Schotterfluren der Niederterrasse sind im Süden noch gut erhalten, wo sie sich, stark ansteigend, mit den Endmoränenzügen verzahnen. Sie stellen die Schwemmkegel der weitesten Vorstöße der würmzeitlichen Gletscher dar und sind deshalb im geomorphologischen Sinne als „Vorschüttsander“ anzusprechen (z. B. Münchener Schotterebene).

Dort und im Bereich der Durchbruchstäler durch die Endmoränenzüge sind sie von den großen Hauptflüssen häufig und in

viele Subniveaus (Terrassen), untergliedert worden (z. B. Inn bei Gars). Die end- und postglaziale, klimatische Entwicklung hat zu einer tiefen, schubweisen und dadurch terrassenförmigen Zerschneidung der Sedimente geführt (Abb. 18). Die Terrassen laufen nach Norden zu, zu der einen Niederterrasse zusammen, die bei Iller, Lech, Isar und Inn die heutige Aue als nur wenig erhöhtes Niveau begleitet, z. T. sogar unter dieses abtaucht, bzw. ausgeräumt wurde.

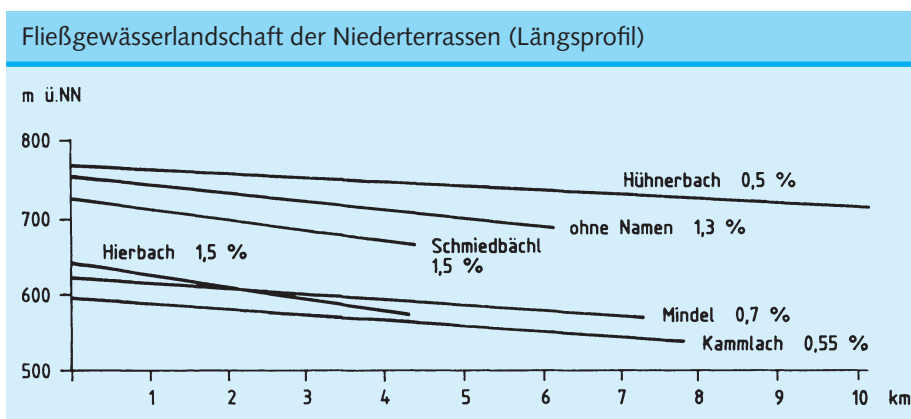
Die Schotterfluren stellen im Süden, vor allem, wo sie zu den Endmoränen hin ansteigen, durch ihre große Durchlässigkeit und dem heute tief liegendem Grundwasserspiegel gewässerlose Flächen dar, die nur durch die wenigen, von Süden kommenden Hauptflüsse durchquert werden. Die Niederterrasse ist ganz generell dort, wo sie 2-3 m über den Grundwasserspiegel aufragt, als Trockenstandort anzusprechen, der keine eigenen Gewässer aufweist. Deshalb wurde sie in diesen Bereichen gesondert auskartiert (s. in Karte u. Legende „Niederterrasse, würmzeitliche Schotterfluren u. Talfüllungen“).

Nach Norden zu wurde und wird die Niederterrasse zunehmend von den jüngeren Auebildungen (holozäne Auebildung) überformt und überlagert: Die großen, aus den Alpen kommenden Flüsse haben im naturnahen Zustand auch heute noch breite Schotterbetten entwickelt, die zum Teil aus erodierten und umgelagerten Niederterrassenschottern bestehen (Grobmaterialauen). Während sich bei den großen Flüssen der Charakter der breiten Schotterfluren durch Geschiebereichtum, vor allem aber wegen der nivalen Abflussverhältnisse, erhalten konnte, haben sich feinkörnigere Überschüttungen (lehmig/kiesige Auesedimente), vor allem aber Vermoorung (Moorauen) in den Bereichen durchgesetzt, die seit Ende der letzten Kaltzeit keine Verbindung mehr mit den Alpen und daher keine Nachlieferung an Geschieben hatten und seither eher pluvio-nivale Regime aufweisen. Dies ist besonders bei

Abb. 19
Niederterrassen-
fläche und heutiges
Gewässer (Kammel)



Abb. 20
Längsprofile der
kleinen und mittleren
(Niederterrassen-)
Gewässer im west-
lichen Alpenvorland



den vielen Talungen im westlichen Bereich der Fall, die postglazial keinen Anschluss mehr an das Jungmoränenland hatten.

Die heutigen Bäche in diesen Tälern erscheinen im Verhältnis zu den großen Talungen unpassend klein. Sie fließen aber mit großem Wasserreichtum, nur wenig eingetieft, in kastenförmigen, eher flachen Querprofilen, sehr stark gewunden und/oder mäandrierend im Niveau der Talböden. Die meisten Gewässer haben relativ hohe Fließgeschwindigkeiten bei gleichbleibend mittleren Gefällewerten und führen reichlich Geschiebe, das mit flachen Schwemmfächern die Böden der Bachbetten bedeckt und schon bei mittleren Wasserständen bewegt wird. Das Geschiebematerial stammt aus den Niederterrassensedimenten im Untergrund, die heute stellenweise anerodiert und wieder in den Abtragungskreislauf eingetragen werden.

Auch die Schwebstoffführung ist bei den meisten Gewässern recht hoch. Das Feinmaterial stammt aus dem höher aufragenden Gelände, vor allem aus den lößbedeckten Bereichen und dem meist mit tonig/lehmigen Böden bedeckten, älteren Terrassenland.

Überbordvolle Ereignisse, die relativ häufig vorkommen, führen zur weitflächigen Verbreitung von Auesedimenten, wobei in der Nähe der Gerinnebetten sogar kiesige Sedimente aufgeschüttet werden. Die Auen weisen deshalb, wo sie nicht vermoort sind, feinkörnig/lehmige Sedimente mit eingelagerten Kiesen auf. Die Verlagerung durch Prallhang-Gleithangbildung und Abschnürung geht durch das stark bindige und standfeste Auenmaterial langsam vor sich, ist aber bei den wenigen noch erhaltenen, nicht begradigten Fließstrecken allenthalben zu beobachten.

Abb. 21
Kies-geprägtes
Gewässer der Nieder-
terrasse (Kammel)



Die heute in und auf den Niederterrassenschottern fließenden Gewässer der glazialen Talungen weisen sehr gleichmäßige Gefälle auf (Abb. 20). Die kleinen Gewässer setzen in der Talebene ein, haben daher keine konkaven Quellmulden ausgebildet und fließen im Talgefälle mit durchschnittlich 1,3 - 1,5 % Neigung. Die größeren Gerinne der 2. u. 3. Formation erreichen Gefällewerte um 0,5 %, die sie bis zur Donau hin beibehalten. Das liegt daran, dass die kleinen, postglazialen Gewässer die Morphologie der kaltzeitlich angelegten großen Talungen bisher nicht verändern konnten und lediglich die Talebenen als Abflussbahnen benutzen.

Wir finden also in den großen, fluvioglazialen Talungen des Alpenvorlandes flussaufwärts mit zunehmenden Flächenanteilen noch erhaltene gewässerfreie Schotterfluren der Niederterrasse und heute einerseits die von breiten Schotterbetten begleiteten, großen alpinen Flüsse mit ihren holozänen Grobmaterialauen und andererseits die weithin vernässten und vermoorten kiesig/lehmigen Auen der kleineren Gewässer.

3.3.2 Fließgewässerlandschaft des Altmoränen- und Terrassenlandes (Iller/Lechplatte)

Zwischen Iller und Lech erstreckt sich von den äußeren Jung-Endmoränen bzw. den Altmoränen an bis zur Donau hin ein Gelände, das ein deutlich gestuftes Terrassenland mit weiten Flächen in unterschiedlicher Höhenlage darstellt (Abb. 22). Diese Iller-Lech-Platten werden von älteren quartären Schotterfluren in unterschiedlicher Höhenlage aufgebaut, die leicht

nach Norden zu abdachen. Am weitesten verbreitet sind die in mittlerer Höhenlage angeordneten, mindelzeitlichen Deckenschotter (Jüngere Deckenschotter/Mindel-Terrasse), die von den älteren Deckenschottern (Günz u. älter) mit höheren Terrassenniveaus überragt werden. An den Terrassenkanten tritt die Molasse an die Oberfläche, die meist mit einem Hangschuttgemisch aus überwiegend Deckenschottern und feinkörnigen Verwitterungsprodukten der Molasse bedeckt ist.

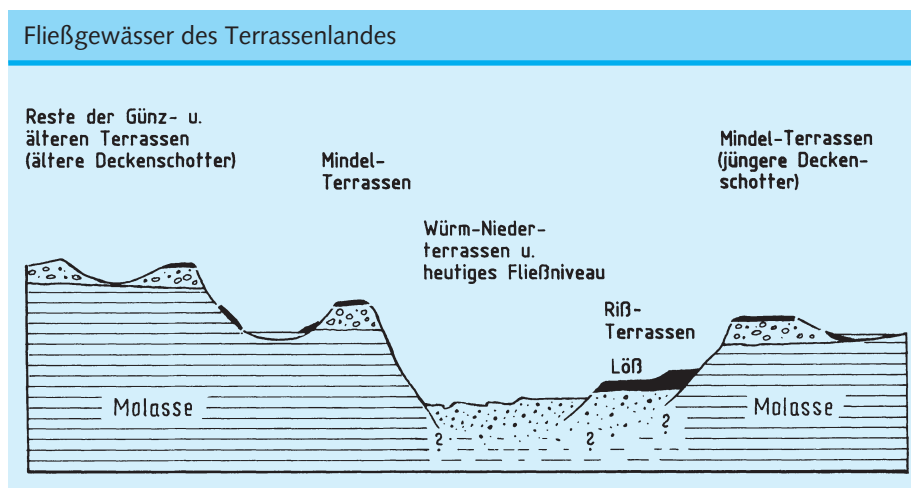
Die Deckenschotter stellen die fluvioglazialen Schmelzwasserablagerungen und Talfüllungen der älteren Kaltzeiten dar. Die grobsteinigen, z. T. sogar blockigen Sedimente sind mit Kalk verkittet, sehen wie die Nagelfluh aus und werden deshalb in der Literatur oft auch so bezeichnet. Wegen ihrer großen Härte und Standfestigkeit, vor allem im Vergleich mit den unterlagernden Molassegesteinen, bilden sie oft scharfe Kanten und bei Unterschneidung, wie am Übergang zur Niederterrasse und/oder den heutigen Auen, Steilhänge aus. Die harten, kalkverbackenen, tieferen Horizonte der alten Schotterablagerungen präparieren nicht nur die Terrassenkanten heraus, sondern konservieren auch die Terrassenflächen.

Sie sind dem Alter nach unterschiedlich tief verwittert und mit Lößlehm bedeckt. Vor allem der hohe Kalkanteil der Sedimente ist nach oben zu durch Lösungsverwitterung und Abtragung ausgewaschen worden. Die Hochflächen der älteren und ältesten Deckenschotter sind am stärksten verwittert. Von den Terrassenflächen, vor allem den oberen, gelangen nur sehr wenige bis gar keine Geschiebe in die Gewässer. Weite Bereiche der tieferen Geländeteile sind zusätzlich noch mit Löß be-

deckt, der keine Geschiebe liefert. Insgesamt stellen die Terrassenländer daher geschiebearme Gebiete dar. Nur an den Terrassenkanten werden Geschiebe exponiert und aufgenommen. Dabei werden die alten, fluvioglazialen Schotter von der Verwitterung wieder freigelegt und über die Hänge in die heutigen Gewässer eingeleitet.

Die Gewässer entspringen in Quellmulden, fließen in Muldentälern, die talabwärts unterschiedlich breite Auen aufweisen können (Auetäler). Die Gewässer der 1' und 2' Formation fließen, parallel angeordnet, nach Norden den Niederterrassen und Auenflächen der größeren Gewässer in den Talungen entgegen, in die sie oft noch weite Strecken als Seitengerinne mit verschleppter Mündung fließend einmünden. Die schweren Lehme und der relativ dichte, tiefere Untergrund verursachen eine hohe Gewässerdichte (>1,5), die sich nur in den weiten Bereichen mit Lößbedeckung verringert.

Abb. 22
Querschnitt durch
das Terrassenland



Gewässer, die in ihrem Lauf Terrassenkanten queren, haben sich dort mit steilem Gefälle und in Kerbtälern, häufig auch Schluchten eingetieft. Die insgesamt flachen und gestreckten Längsprofile weisen also im Bereich der Terrassenkanten kurze, steile Fließstrecken mit intensiver Tiefenerosion auf, die meist bis tief in die Molasse eingreift (gestufte Längsprofile). Die Bäche schütten auf dem folgenden, tieferen Terrassenniveau kurze Schwemmfächer auf und fließen dann mit ihren flach gestreckten Längsprofilen und den typischen Mulden- und Auetälern weiter.

Die Bachbetten sind in den Muldentälern in schweren Lehmen, die mit wenigen Restschottern durchsetzt sind, mit kastenförmigen, eher tiefen Profilen angelegt. Schlickige Bachbetten mit nur wenig größeren Geschieben herrschen vor. Durch die Ausspülung des Feinmaterials können sich dort, wo genügend Restschotter vorhanden sind, diese auf der Bachbettsohle relativ anreichern und eine Sohlpflasterung zustande bringen. Durch die Sortierungsvorgänge sind ab und zu auch Kiesbänke

zu finden, dagegen spielen Sande nur eine sehr untergeordnete Rolle.

Auch in den Auetälern ändert sich das Bild nur wenig. Die Auen selbst sind aus lehmig/tonigem Feinmaterial aufgebaut, in dem vereinzelt Geschiebe eingelagert sind. In den tieferen Geländeteilen häufig noch durch Lößbedeckung verstärkt, ist insgesamt geringe Geschiebeführung ebenso charakteristisch, wie eine hohe Schwebstoffführung.

In den Kerbtalstrecken und Schluchten wirkt sich dieser Geschiebemangel verstärkend auf die Tiefenerosion aus: Oft ist die anstehende Molasse freigelegt und es haben sich treppenförmige Längsprofile mit kleinen Kaskaden und Wasserfällen entwickelt. In den flacheren Fließstrecken haben sich wenige Grobgeschiebe aus den Restschottern und der Molasse angesammelt, die nur dünn das Anstehende überdecken oder nur als Streu ausgebil-

det sind. Am Übergang zum nächst tieferen Terrassenniveau haben die Bäche meist steile, kurze Schwemmfächer aus Grobgeschieben aufgeschüttet, die mit breiten, flachen Bettprofilen durchflossen werden und zu den folgenden Auetälern mit dem oben beschriebenen Formeninventar überleiten.

3.3.3 Fließgewässerlandschaft des Tertiären Hügellandes

Östlich des Lechs erstreckt sich das eigentliche von Isar und Inn in zwei Teile getrennte tertiäre Hügelland, das im wesentlichen durch feinkörnige, tonig/sandige Obere Süßwassermolasse aufgebaut wird, die aber in weiten Flächen von kiesigen und auch größeren, steinigen Schottern durchsetzt ist. Es handelt sich um die bereits erwähnten sehr harten, quarzitischen Restschotter (Vollschotter). Neben diesen Kiesen und Schottern haben die in sehr unterschiedlichen Mengen verteilten Sande als Geschiebe Bedeutung. Die Sandführung ändert

sich kleinräumig stark: Je nach Einzugsgebiet finden sich sehr geringe bis sehr hohe Sandanteile im Geschiebespektrum.

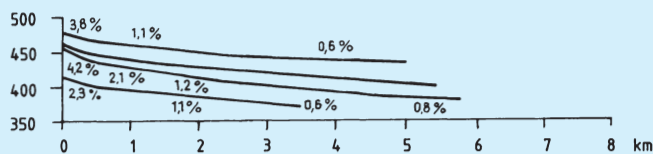
Weite Flächen, vor allem der tieferen Regionen, werden zusätzlich von Löß bedeckt, der zur Verringerung der Geschiebeführung, zur Verstärkung der Schwebstoffführung beiträgt und den Chemismus in karbonatischer Richtung beeinflusst.

Das Gewässernetz ist spalierartig und sehr einfach hierarchisch aufgebaut: Während die kleineren Gerinne in Nord/Süd, oder Südwest/Nordostichtung verlaufen, fließen die großen Sammeladern in ost/nordöstlicher, bzw. östlicher Richtung. Sehr auffällig sind die asymmetrisch angelegten Kerbsohlentäler der kleineren Gerinne.

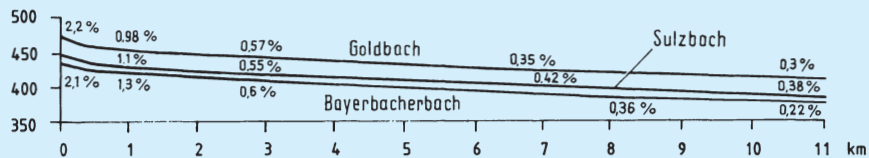
den insgesamt aber flacheren Lößgebieten beobachtet werden kann. Die Anlage ist auf die unterschiedlich starken Solifluktionvorgänge während der Kaltzeiten bei Permafrost zurückzuführen, wobei es expositionsbedingt zu sehr verschiedenen tiefen und langen Auftauprozessen und damit auch Abtragungsvorgängen an den Hängen kam. Diese Formen lösen sich abwärts meist auf und werden durch Talauen ohne spezifisch begleitende Talformen ersetzt, die sich bis zur spitzwinkligen Einmündung in die großen Gewässer und dann entlang dieser fortsetzen. Diese sind im Ursprungsgebiet genauso, wie die kleineren Gewässer, aber mit flacheren Längsprofilen, mit Mulden und Kerbsohlentälern angelegt, bilden bald sehr weite Auentäler ohne spezifisch begleitende Talformen aus.

Fließgewässerlandschaft des Tertiären Hügellandes

a) kleine Gewässer (1' Formation)



b) mittlere Gewässer (2' Formation)



c) größere Gewässer (2'/3' u. 4' Formation)

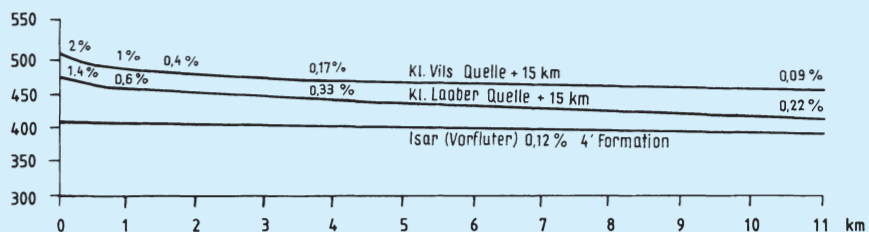


Abb. 23

Längsprofile der Gewässer im tertiären Hügelland

Diese entspringen in Quellmulden, verlaufen eine Strecke erosiv in Muldentälern, auch in asymmetrischen Kerbtälern und münden dann in diese asymmetrische Kerbsohlentäler, die sehr charakteristisch für die unteren Fließstrecken der Bäche der 1' und den oberen der 2' Formation sind. Diese Asymmetrie mit einer steileren südwestlich und einer flacheren nordöstlich exponierten Hangseite stellt dasselbe Phänomen dar, wie es in

Die Längsprofile der Gewässer beginnen in allen Formationen mit relativ flachen, konkaven Oberläufen und gehen dann in sehr flach gestreckte Profile über. Sie unterscheiden sich nur in den Größenklassen (Abb. 23). Während bei den kleinen Seitengerinnen im Mulden- und Kerbtalbereich noch Werte von 2 bis über 4 % üblich sind, nehmen die Gefälle zu den größeren Gewässern hin bei den gleichen Fließstrecken erheblich



Abb. 24
Weite Lehmaue und sandiges Gewässerbett im Tertiären Hügelland (Abens)

bis unter 1,5 % ab. Je größer das Gewässer, umso flacher sind die Talgefälle. Extreme Werte, die sogar die Durchschnitte der Vorfluter übertreffen, werden in den Unterläufen der großen Bäche mit weniger als 0,09 % erreicht. Die Auen setzen bei etwa 1,2 % ein. Dies bedeutet, dass die Auebildung schon bei den kleinen, den Bächen der 1' Formation anzutreffen ist.

Die Bachbetten haben ganz generell kastenförmige Profile mit sehr steilen bis senkrechten Ufern. In den Muldentälern sind die Ufer mit senkrechten und z. T. überhängenden Wänden in den tiefgründigen, lehmigen Böden angelegt. Kiese oder auch grobkörnigere Gemische aus gut gerundeten Steinen und Kiesen bedecken die Sohlen. Bei genügend Anlieferung können Feinkies- und Sandbänke vorkommen, meistens aber sind nur wenige Bänke vorhanden und große Strecken sind ganz frei davon. Die Kiese sind gleichmäßig über die Sohle verteilt, die bei Niedrigwasser mit nur wenigen Zentimeter Wasserstand überflossen wird. Bei einer Sohlbreite von etwa 1-1,5 m, erreichen die unbewachsenen Uferwände 50-75 cm Höhe, die Breiten/Tiefenverhältnisse liegen also bei 2 bis 3. Die Niedrigwasserstände haben nur Tiefen von durchschnittlich 5 cm. Die tiefen Profile können daher bei bordvollem Abfluss das zeh- bis fünfzehnfache des Niedrigwasserstandes aufnehmen. Das weist schon auf die stark schwankenden Abflussverhältnisse im tertiären Hügelland hin, die einerseits durch den wasserstauenden, tonig/lehmigen Untergrund und andererseits durch die intensive Nutzung, insbesondere durch den Ackerbau bedingt sind.

Die Muldentäler erreichen etwa 1 bis 2 km Lauflänge, bevor die Ausbildung von Auen einsetzt. Es sind Feinmaterialauen, die mit 1,2-0,8 % Gefälle beginnen und die Mulden, meist jedoch schon die beginnenden Kerbtäler auskleiden. Nach unten zu nehmen die Gefällewerte rasch und kontinuierlich auf etwa 0,3 % ab und erreichen bei den größeren Gewässern (3' Formation) nur noch 0,1-0,2 %, streckenweise sogar unter 0,1 %.

Auch diese sehr schnell einsetzende und ausgeprägte Auebildung ist auf die häufig schwankenden Abflüsse und die hohe Schwebstoffführung zurückzuführen. Offenbar kommt es oft zu überbordvollen Ereignissen, die zum Aufsedimentieren von ausgedehnten Talböden führen. Diese werden meist, im Gegensatz zu den umliegenden Ackerflächen, durch Grünlandwirtschaft genutzt (Wiesenauen). Vor allem bei den großen Gewässern, wie Rott, Vils, Kleine und Große Laber haben sich bis in ihre Quellregion außergewöhnlich breite Auen entwickelt, die heute aktiv weitergebildet werden.

Die Auensedimente bestehen aus Feinmaterial, überwiegend Lehmen, in die stellenweise Sande, Kiese, vereinzelt sogar größere Materialien, meist jedoch nur als lockere Streu, eingelagert sind. Die Gewässer fließen in kastenförmigen Betten mit steilen, oft überhängenden Ufern und breiten, flachen Sohlen, die mit Kiesen, streckenweise auch Steinen ausgekleidet sind. Das Breiten/Tiefenverhältnis nimmt in Abhängigkeit von der Geschiebeführung zu Gunsten der Breite auf Werte bis 6 zu. Je nach Einzugsgebiet können soviel gröbere Sedimente eingelagert sein, dass Kies- und Sandbänke auftreten. Während

in den Mulden- und Kerbtalbereichen leicht gekrümmte Linienführung vorherrscht, nehmen die Windungsgrade in den Auebereichen mit abnehmendem Gefälle stark zu, so dass es bis zur Mäanderbildung, streckenweise sogar zu extremen Krümmungsverhältnissen mit sich verschlingenden und rückläufigen Abschnitten kommt. Durch die Sand- und Kiesführung kommt es in den lehmigen Auesedimenten sehr leicht zur Seitenerosion und damit zur Verlagerung durch Migration und Abschnürung.

Die heutigen Bäche sind durch zahlreiche Querbauwerke im empfindlichen Gleichgewicht der Geschiebeführung gestört und fließen deshalb meist in viel zu tiefen Querprofilen. Die Bäche schneiden sich bei fehlender Nachlieferung an Geschieben sehr leicht in die weichen Auesedimente ein. Das anthropogen verursachte Phänomen der Tiefenerosion ist im gesamten Bereich des tertiären Hügellandes zu beobachten. Die Gewässer der Region sind ähnlich stark, wie die der Lößlandschaften beeinträchtigt. Die intensive Auebildung ist mit Sicherheit auf den menschlichen Einfluss zurückzuführen: Die bei den großen Gewässern noch stellenweise in größeren Flächen vorhandenen, älteren Terrassen werden im Gegensatz zur heutigen Aue im wesentlichen durch Kiese und Steine aufgebaut, die lediglich mit Feinmaterial durchsetzt sind. Diese belegen, dass unter natürlichen Verhältnissen Grobmaterialauen entstanden wären.

Abb. 25
Extreme Mäander im
Tertiären Hügelland
(Große Laber)



Es ist anzunehmen, dass die rezente Auebildung zweiphasig ablief: Zuerst wurde die gesamte Landschaft durch Rodung und Ackerbau dergestalt umgeformt, dass sich die Täler mit einem Teil der feinkörnigen Sedimente füllten, die von den Ackerflächen abgeschwemmt wurden. Starke Denudation auf den Flächen führte zum Aufbau und zur Ausdehnung von Feinmaterialauen. Durch die Baumaßnahmen an den Gewässern, Begradigung, Kanalisierung und Stauhaltung wurde das Gleichgewicht der Geschiebeführung gestört und es setzte verstärkte Tiefenerosion ein.

Unter natürlichen Bedingungen ist davon auszugehen, dass weit weniger Feinmaterial mobil und kontinuierlich abgeführt wird, während die kiesig/steinig/sandigen Geschiebe in der Landschaft in Form von Grobmaterialauen zurückgehalten werden.

3.4 Fließgewässerlandschaft der Lößregionen

Die Lößregionen Bayerns südlich der Donau liegen vor allem im tertiären Hügelland. Kleinere, streifenartige Vorkommen sind auf den älteren Flussterrassen in Begleitung der Täler zu finden. Auch nördlich der Donau finden sich Lößregionen (Hinweise s. Kap. 4.2.7) für die im wesentlichen auch die Ausführungen in diesem Kapitel zutreffen.



Abb. 26
Kiesbett (quarzitische
Restschotter) in lehmiger
Aue (Tertiäres
Hügelland)

Der Löß ist das Staubsediment der Kaltzeiten, genauer der jeweiligen Hochglaziale, als trocken kalte Klimabedingungen herrschten. Die Staubsedimente wurden aus den weiten Flächen der heutigen Niederterrassenfelder und den höheren Reliefstockwerken ausgeblasen und in den tieferen Relieflagen, bzw. in Beckenlagen (z. B. dem Ries) und anderen „Windfallen“, wie ein Schleier wieder absedimentiert. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt deshalb zwischen 350 und 450 m Höhe, im Lee von größeren Hindernissen ist der Löß auch noch bis über 500 m anzutreffen. Außerdem kommt er als Beimengung mit unterschiedlichen Anteilen im kaltzeitlichen Hangschutt des unteren Reliefstockwerkes vor. Als Lößregionen wurden aber nur die Gebiete auskartiert, die eine Lößbedeckung von mehr als 2 m Mächtigkeit und damit auch eigenständige Lößgewässer aufweisen.

Der Löß stellt im ungestörten Zustand ein sehr standfestes, ungeschichtetes Material der Schluffkorngröße (0,002-0,063 mm) dar. Feinstsande (0,063-0,112 mm) sind stellenweise noch beigemischt. Es handelt sich um ein oft sehr kalkreiches Mineralgemisch (bis 30 % CaCO_3), das viel Wasser aufnehmen kann und leicht und schnell zu sehr guten Böden verwittert; in Süddeutschland überwiegend zu Braun- und Parabraunerden, sowie in steileren Lagen zu Rendzinen. Die Lössen aus den älteren Kaltzeiten sind meist schon zu Lößlehmen, entkalkten, tiefgründigen, schweren Böden verwittert. Der Löß kann kein Geschiebe zur Verfügung stellen und beeinflusst die Gewässerchemie in Richtung nährstoffreicherer und besser säurepufferter Bäche.

Dort, wo die Lössen ausreichende Mächtigkeiten erreichen und lange Strecken von den Bächen nicht ins feste, unterlagernde Gestein durchteuft werden, haben sich ganz typische, fast geshiebefreie Feinmaterialbäche mit tiefen, kastenförmigen Gerinnen entwickelt. Die Gewässer entspringen in Quellmulden, fließen mit leicht gekrümmter Linienführung eine Strecke in sehr flachen Muldentälern oder oft auch asymmetrischen Kerbtälern und münden rasch mit stark gekrümmten bis mäandrierenden Verläufen in Sohlentälern, bzw. asymmetrischen Kerbsohlentälern mit fast ebenen, breiten Auen. Die Gefälle in den Oberläufen zu den Quellen hin liegen zwischen 1 und 3 %, nehmen dann sehr schnell auf etwa 0,5 % und weniger ab. Die Ufer sind steil und glatt und werden nur durch seltene Abbrüche gegliedert. Die Sohlen der Bachbetten sind bis auf wenige Feinstsande geshiebefrei und bei Niedrigwasser meist verschlickt. Überhaupt sind viele Schwebstoffe ein Charakteristikum der in den Auen nur träge strömenden Lößgewässer. Auch der Gehalt an gelösten Stoffen ist sehr hoch: Es handelt sich um nährstoffreiche, karbonatische Gewässer. Mit diesem Chemismus beeinflussen sie die Laufstrecken in anderen Fließgewässerlandschaften.

Durch die intensive und schon seit sehr langer Zeit anhaltende, ackerbauliche Nutzung (Altsiedelland), sind keine naturnahen Fließstrecken mehr zu finden. Meistens beherrschen heute kanalartige Gerinne das Landschaftsbild. Außerdem hat eine völlige Umgestaltung der Landschaft schon seit den ersten Rodungsphasen und mit noch verstärkten Maßen



Abb. 27
Steilwandiges, geshiebefreies, bzw. geshiebearmes Bachbett im Lößhügelland

bis heute stattgefunden. Dabei wurden die weiten und flachen Hügel oft schon bis auf die unterlagernden festen Gesteine abgetragen und das Material in die ehemaligen Talfurchen in Form von Feinmaterialauen (Schwemmlössen) eingelagert.

Die Abschwemmungsraten, die durch die großflächige Landwirtschaft heute verursacht werden, gehören zu den größten Abtragungsraten überhaupt. Aber auch das Aufsedimentieren der Talböden ist eine Folge dieser Eingriffe. Die Bildung von Feinmaterialauen wurde dadurch stark beschleunigt; der heute in fast allen Landschaften zu findende Auelehm ist vor allem die Folge der Abtragung in den Lößgebieten. Der relativ dichte Untergrund und die häufig fast vegetationsfreien Ackerflächen fördern den Oberflächenabfluss und führen damit zu häufigen Schwankungen der Wasserführung und zu verstärkten Hochwässern mit Auebildung.

Die Fließgewässer der Lößregionen gehören wegen ihrer Geschiebelosigkeit zu den am meisten erosionsgefährdeten Gewässern überhaupt; sobald etwas Geschiebmaterial in diese gerät, setzt eine noch stärkere Tiefenerosion in den „weichen“ Substraten ein. Deshalb sind viele Gewässer heute mit viel zu tiefen Querprofilen ausgestattet.

Die Lößregionen stellen wegen all dieser starken Beeinträchtigungen das Paradebeispiel für die Diskussion des sogenannten „heutigen, potenziell natürlichen Gewässerzustands“ (hpnG) dar. Mit Recht wird der Begriff heute so interpretiert, dass es sich um einen Zustand handeln sollte, der sich nach Auflassung der Nutzung heute einstellen würde. Denn die oben geschilderten Veränderungen sind irreversibel, die Gewässer werden sich nur auf der Basis des jetzigen Zustands renaturieren lassen. Die vorliegende Beschreibung der Fließgewässerlandschaften wurde ganz bewusst in diesem Sinne durchgeführt.

4 Fließgewässerlandschaften nördlich der Donau

Die Einführung in die Thematik der Fließgewässerlandschaften Bayerns, die im Kapitel 2 dargestellt wurde, gilt sinngemäß auch für Nordbayern.

4.1 Fließgewässerlandschaften des Grundgebirges

Das bayerische Grundgebirge erstreckt sich von Nordnordwest nach Südsüdost vom Frankenwald über das Fichtelgebirge, den Oberpfälzer Wald, den Bayerischen Wald und hat auch noch Anteile vom Böhmer Wald in der Grenzregion zu Tschechien. Die Gebirgstteile werden nach Westen hin durch Bruchlinien begrenzt, die nordwestlich streichen: Im Norden ist es die „Fränkische Linie“, an der Frankenwald, Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald aufsteigen, in der Mitte grenzt der Pfahl den nördlichen vom südlichen Bayerischen Wald ab, der seinerseits im Süden von einer ausgeprägten Linie zwischen Regensburg und Passau begrenzt wird.

Geologisch gehören die nördlichen Gebirgstteile, Frankenwald und Fichtelgebirge zur Saxothuringischen Zone und die südlichen Bereiche zu der Moldanubischen Masse, die sich als gro-

ßer Block noch weit nach Osten erstreckt. Es sind Reste des jungpaläozoischen, variskischen Gebirges, das im wesentlichen von metamorphen Gesteinen großer Vielfalt aufgebaut wird und häufig mit Graniten durchsetzt ist. Überwiegend Schiefer treten im Norden als Ummantelung des granitischen Fichtelgebirges und im Frankenwald auf. Südlich davon sind es im wesentlichen Gneise, in denen Granite eingestreut sind, die die Gebirge aufbauen. Basische Tiefengesteine, Diabase, Gabbros etc. treten fleckenhaft im Frankenwald, im Oberpfälzer Wald und als größeres, zusammenhängendes Vorkommen südlich von Furth i. W. auf. Diese basischen Gesteine haben wegen ihrer geringen Verbreitung nur sehr lokal Auswirkungen auf die Geschiebezusammensetzung. Sie werden deshalb weiter unten nicht behandelt – sie sollen aber erwähnt werden, weil sie auf den Chemismus der anderen, silikatischen Grundgebirgsgesteine Einfluss nehmen können im Sinne gesteigerter Ionen- und Nährstoffgehalte. Dies trifft auch für tertiäre Basalte zu, die in geringer Ausdehnung im südlichen Fichtelgebirge über dem alten Sockel des Grundgebirges liegen.

Im Nordwesten hat Bayern noch Grundgebirgsanteile im nordwestlichen Spessart bei Alzenau/Mömbri, einer kleinen saxothuringischen Scholle, die ein Gemisch überwiegend hochmetamorpher Gesteine in Form von Gneisen, aber auch wenige kristalline und schiefrige Komplexe beinhaltet.

Fließgewässerlandschaft der Hochflächen des Bayerischen Waldes

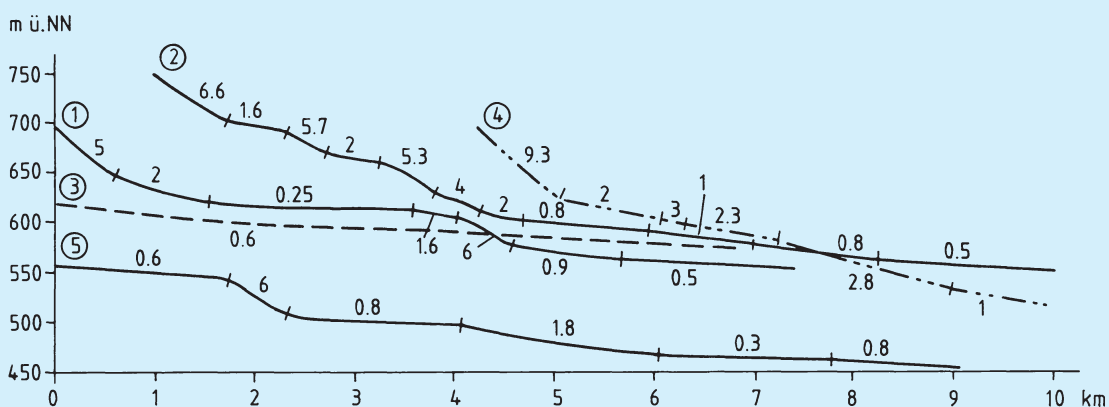


Abb. 28
Längsprofile der Täler des Bayerischen Waldes (auf den Hochflächen)

- 1 Nagelbach/Rinchnacher Ohe
- 2 Hackenbach
- 3 Roßbach
(Fließstrecke – Mittellauf auf der Hochfläche gleichbleibend 0,6 %)
- 4 Wandelbach

- 5 Teisnach Mittellauf
Kerbtäler (3-> 6 %)
Muldentäler (2 - 4 %)
Kerbsohlentäler (1 - 2,5 %)
Sohlentäler (0,3 - 1,5 %)

Fließgewässerlandschaft des Bayerischen- und Böhmer Waldes (Längsprofile I)

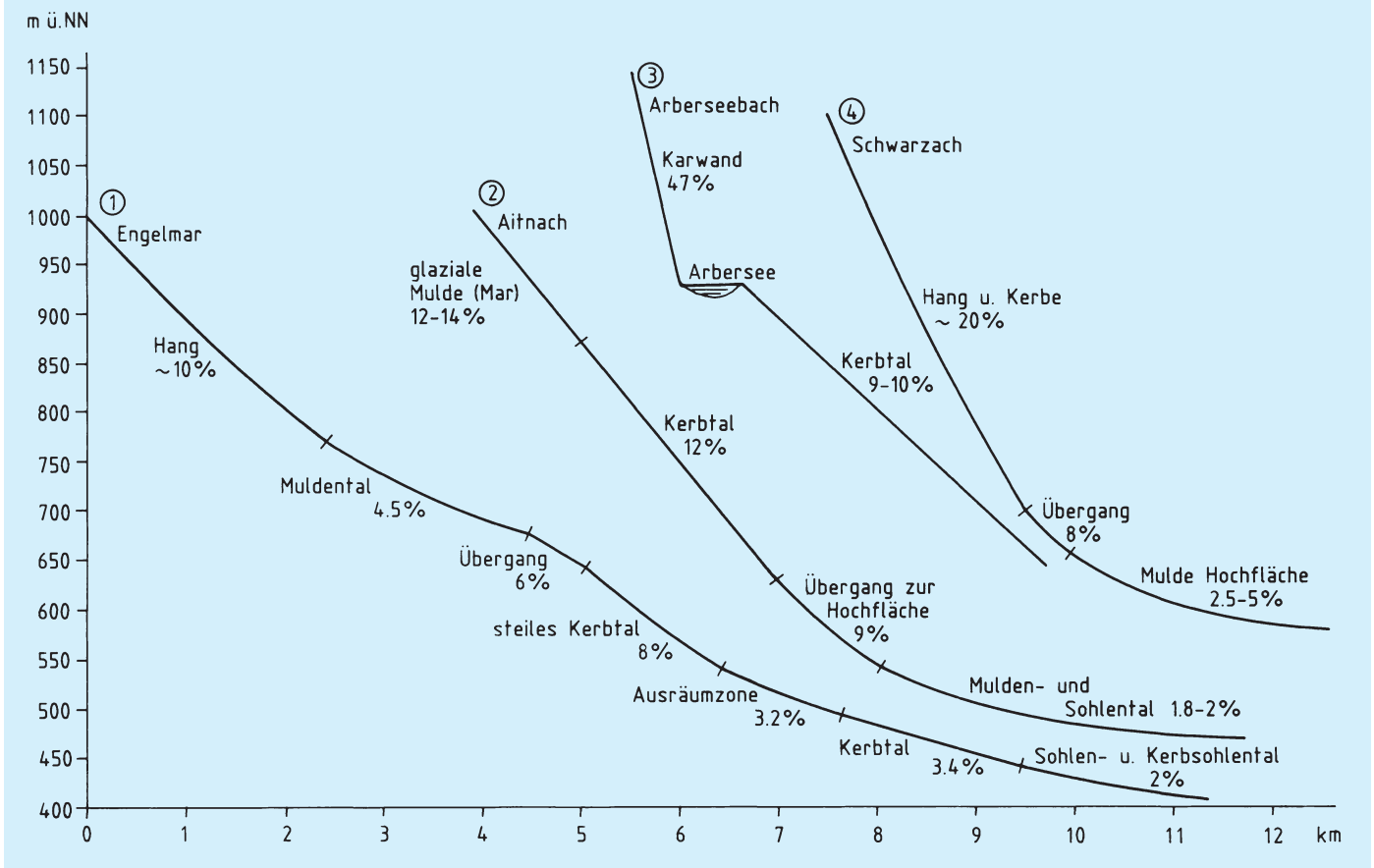


Abb. 29 Längsprofile der Täler des Bayerischen/Böhmer Waldes I (Gneis/Granit) mit glazial überformtem Höhenstockwerk (> 900m)

Die Gewässer in den bayerischen Randgebirgen weisen wegen ihrer tektonischen Geschichte die gleichen Grundzüge des Reliefaufbaus auf, nämlich weite Hochflächen mit Mulden- und Sohlentälern, Bruchstufen mit Kerb- und Kerbsohlentälern sowie ein glazial überformtes Höhenstockwerk (> 900 m) mit sehr steilen Mulden- und Kerbtälern. Markante Unterschiede liegen aber im Aufbau der Bachbetten und ihrer Längsprofile, die durch die Lithofazies bedingt sind. Für die Fließgewässermorphologie können aus der Vielfalt der Gesteine vier Provinzen zusammengefasst und ausgegliedert werden, die sich grundsätzlich voneinander unterscheiden:

1. die Bereiche der Granite,
2. die Bereiche der Gneise,
3. die Bereiche der Schieferregionen und
4. die Bereiche des Rotliegenden (untergeordnet)

Die Granitregionen zeichnen sich durch wenig, sehr grobes und gerundetes Geschiebe und Grussand aus. Die Gneise liefern sehr viel, sehr hartes, stengeliges Geschiebe der Steinkorngröße und nur sehr wenig Sand. Die Schiefer produzieren

viel weiches, plattiges Geschiebe und auch nur wenig Sande. Beide Metamorphite, Gneise und Schiefer, enthalten Quarzitadern und Gänge, die, fast nicht verwitterbar, das härteste Geschiebe zur Verfügung stellen. Dabei sind Gneise weitaus stärker, oft durch und durch quarzitisiert, Schiefer dagegen werden vereinzelt, mit oft aber dicken Quarzitadern, die mehr als 10 cm Durchmesser erreichen, durchzogen. Dieser sehr unterschiedliche Grad der Quarzitisierung macht den Härteunterschied aus und ist deshalb auch Hauptursache für die auffälligen Strukturunterschiede.

Die Schiefer unterscheiden sich, kleinräumig regional nach ihrem Ausgangsgestein: Überwiegend waren es Ton- und Schluffsteine, z. T. aber auch Sandsteine und Grauwacken, die geschiefert wurden. Die beiden letzteren bilden im Komplex der Schiefer härtere Zonen aus, die zu größerem, z. T. sogar blockigem Substrat verwittern und auch größere und härtere Geschiebe liefern. Die Schieferregion ist daher in sich sehr inhomogen aufgebaut, eine Tatsache, die in der kleinräumigen Betrachtungsweise beachtet werden muss. Auf der hier zu beschreibenden Übersichtsebene aber stellt die Schieferregion eine Einheit dar.

Die Fließgewässer in den bayerischen Randgebirgen haben zwei unterschiedliche Ausprägungen, die von der Tektonik bestimmt sind. Der weitaus größere Anteil der Gewässer fließt auf den alten Hochflächen in Mulden- und Sohlentalsystemen ab (Abb. 28), wobei vor allem die nach Osten zu entwässernden Bäche zu erwähnen sind („Eger“, Abb. 31), die nicht durch Anzapfung verändert wurden und deshalb noch unzerstört in ihren alten Formen erhalten sind. Zum westlichen, deutlich markierten Rand der Gebirge, wie auch zur Donau hin, sind tief eingeschnittene Gewässer mit Kerb- und Kerbsohlentälern typisch (Abb. 29), die oft noch einen Mulden- oder Sohlental-Oberlauf auf den Hochflächen besitzen und deshalb tektonisch gestufte Längsprofile mit flacherem Ober- und steilerem Mittellauf aufweisen. Je größer das Gewässer, um so weiter greifen die eingeschnittenen Täler in das Gebirge ein. Grundsätzlich gilt: Je weiter von einem größeren Gewässer entfernt und je weiter östlich, um so mehr Mulden- und Sohlentäler in einer wellig, hügeligen Hochflächenlandschaft und um so weniger eingeschnittene Kerb- und Kerbsohlentäler sind vorhanden.

Neben den tektonisch bedingten Unterschieden, machen sich im längszonalen Verlauf auch die Härteunterschiede im Gestein bemerkbar. In den Granit- und Gneisregionen kommen auf den durch weite Mulden- und Sohlentäler charakterisierten Hochflächen immer wieder Engtalstrecken vor, die durch grobblockiges Material im Gewässerbett und, falls vorhanden, Auen gekennzeichnet sind. Die Längsprofile hängen an diesen harten Stellen und bilden Stufen aus. Sehr flache Fließstrecken werden durch kurze, steile Strecken unterbrochen (s. Abb. 28 u. 29, „Engelmar“).

Über 900 m NN ist das Gelände glazial überprägt: Das fließende Eis hat in dem harten Untergrund, da wo schon ein tieferes Vorland vorhanden war, Kare ausgeschürft (Abb. 29 u. 30). Dies ist auf der deutschen Seite der Gebirge der Fall, wo die Hochflächen des 550-700 m Niveaus bis Bodenmais und Zwiesel vorgeifen. Nur wenige Kare, wie die Arberseenkare und das Rachelseekar haben die steilen rückwärtigen Wände, wie sie aus den Alpen bekannt sind. Z. T. konnten

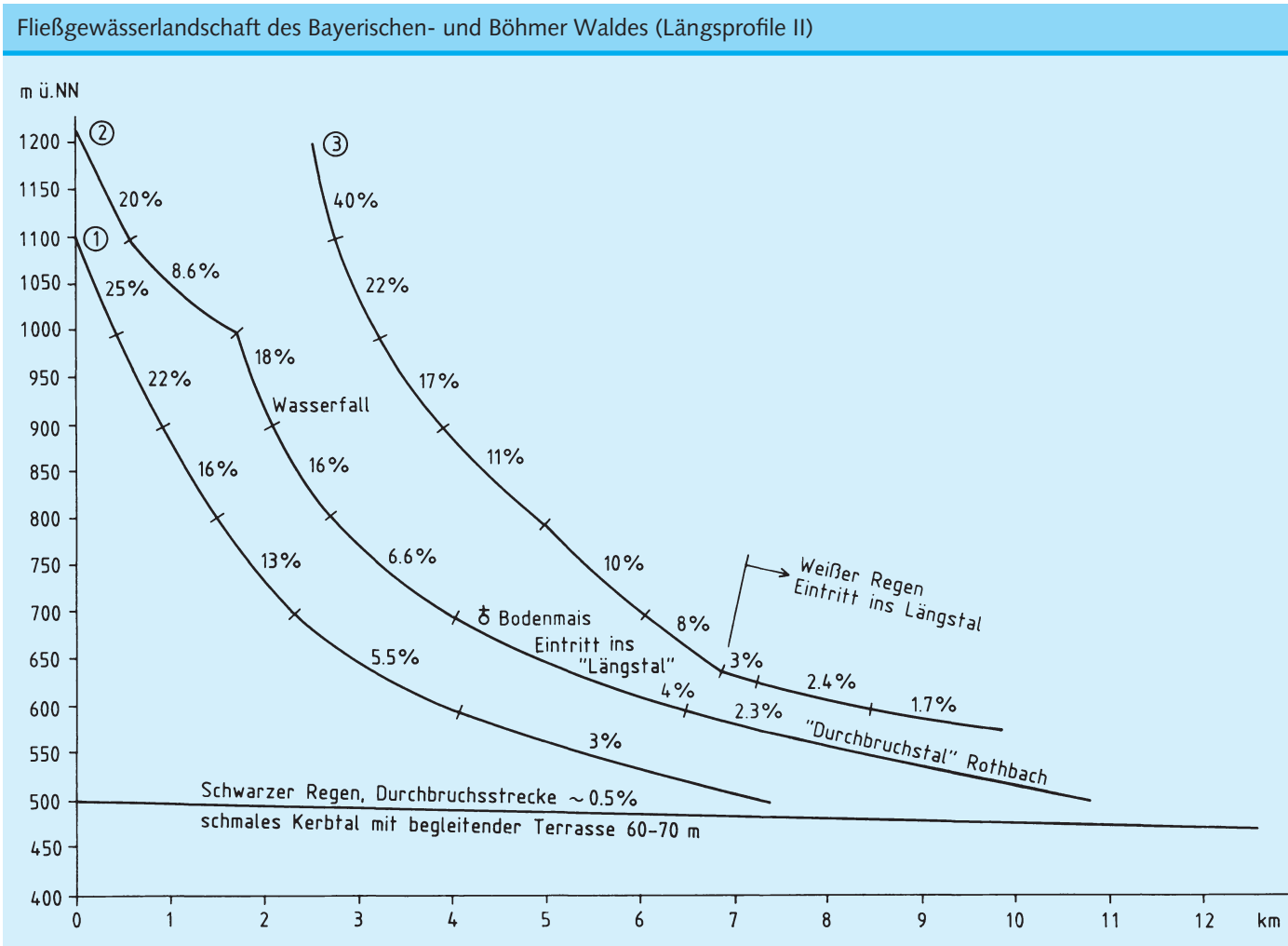
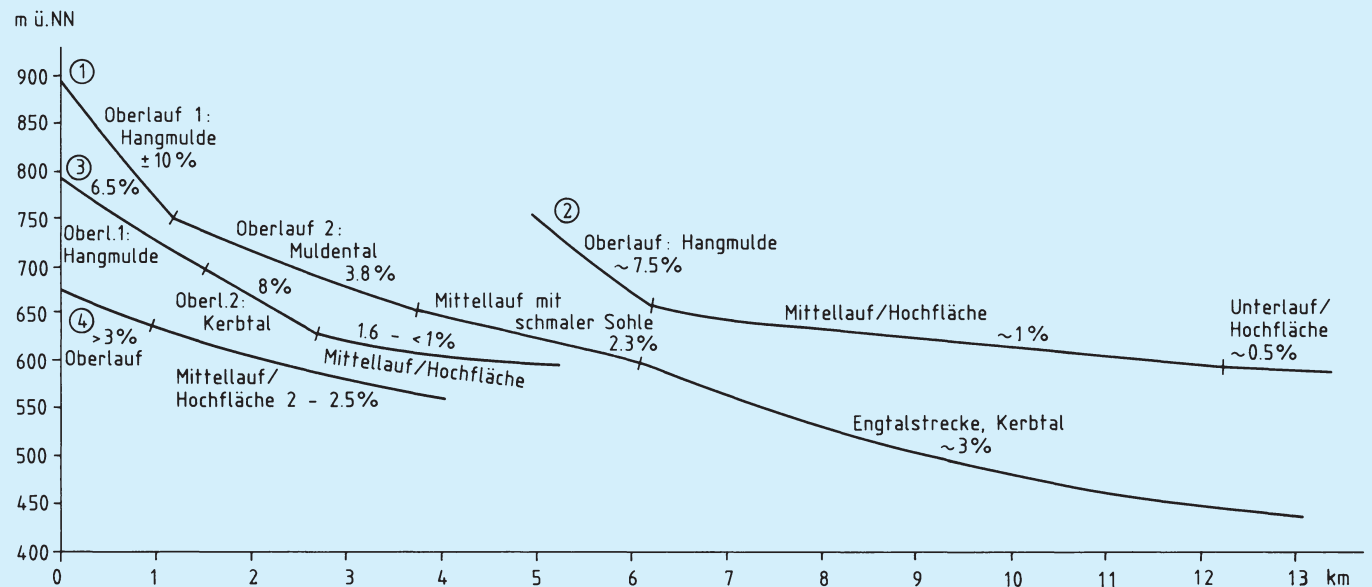


Abb. 30 Längsprofile der Täler des Bayerischen/Böhmer Waldes II (Gneis/Granit) mit glazial überformtem Höhenstockwerk (> 900m)

Fließgewässerlandschaft des Granitischen Grundgebirges

**1 Weißer Main**

(Anzapfungs- und Engtalstrecke:
Kerbtal- in Gneisen u. Schiefen)

2 Eger**3 Lehstenbach****4 Dieserbach**

Durchschnittliche Gefälle der Granitbäche:

steile Hangmulden und Kerbtäler der Rahmenhöhen 6 -> 10 %), Muldentäler der Hochflächen (2,5 - 3,5), Sohlentäler der Hochflächen kleinere Gewässer (1 - 2,5 %), größere Gewässer (0,5 %) – Durchbruchstrecken bei Härtlingen: Kerbsohlentäler (1 - > 1,5 %)

Abb. 31 Längsprofile der Täler des Fichtelgebirges (granitisches Grundgebirge)

sich kleinere Talgletscher entwickeln, die die typischen Trogformen aufweisen. Heute sind dort sehr steile Muldentäler entwickelt, die nach unten zu im ehemals unvergletscherten Gebiet in Kerbtäler übergehen. Die Bäche sind in der Höhenstufe (> 900 m) durch glazial gestufte Längsprofile gekennzeichnet. Jenseits der tschechischen Grenze, im Böhmerwald, wo ein tieferes Vorland fehlte, hatte sich offenbar eine Plateauvergletscherung entwickelt, die eine sehr grob gestaltete Hochfläche mit weit gespannten Bergen, vielen Mooren und Fließgewässer mit weitaus flacheren Längsprofilen zurückgelassen hat.

4.1.1 Fließgewässerlandschaft der Granitregionen

Der Granit stellt der Abtragung und damit den Gewässern als Geschiebe runde Grobblöcke und Sand zur Verfügung. Diese „Zweikörnigkeit“ bestimmt die Erscheinungsformen der Granitgewässer. Bei der Verwitterung entsteht im Gegensatz zu den Gneisen nur wenig Geschiebematerial, wobei sich die Blöcke im Bachbett relativ anreichern, während der Sand kontinuierlich abtransportiert wird.

Geochemisch besteht der Granit aus etwa 71 % SiO_2 , 1 % Fe und einem Rest vielfältiger Mineralien, die ein reichhaltiges Sortiment unterschiedlicher chemischer Verbindungen enthalten. Die Gewässer sind silikatisch und nährstoffarm, aber noch ausreichend mit Ionen und Nährstoffen ausgestattet. Sie nehmen daher als schwach säuregepufferte Gewässer eine mittlere Position zwischen den fast ungepufferten Buntsandsteinbächen und den noch relativ gut gepufferten Gneis- und Schiefergewässern ein.

Das dichte Gestein kann mit Ausnahme des Grusmantels, der mitunter als örtlicher Grundwasserleiter dient, nur wenig Wasser aufnehmen und wirkt daher fast undurchlässig. Die granitischen Regionen erreichen hohe Oberflächenabflußwerte und damit auch hohe Gewässerdichten, die meist über 2 km/km² liegen.

Die Gefälleverhältnisse sind in Abhängigkeit von den oben geschilderten tektonischen und geomorphologischen Gründen sehr unterschiedlich ausgeprägt: Im überwiegend granitischen Fichtelgebirge (Abb. 31), das seinen Hochflächencharakter mit Entwässerung nach Osten noch fast vollständig erhalten hat, entspringen die Gewässer in Hangmulden der Rahmenhöhen

und fließen zunächst in sehr steilen Muldentälern, selten Kerbtälern ab, die 6 - >10 % Gefälle erreichen. Auf den Hochflächen verringert sich das Gefälle auf 1-3 %, wobei die steileren Strecken als breite Muldentäler ausgebildet sind und die flacheren Partien Sohlen aus umgelagertem Grus aufweisen. Bei den größeren Gewässern verringert sich das Gefälle auf durchschnittlich 0,5 %, begleitet mit der Ausbildung von breiten Grusauen, die meistens vermoort sind. Härtlingszonen im Granit werden mit engen Kerbsohlentalstrecken und Gefällewerten zwischen 1- >3 % durchquert. Die Anzapfstrecke des Weißen Mains greift randlich in das Gebirge ein, hat aber noch nicht die Hochflächen erreicht. Der Weiße Main verläuft ganz charakteristisch zunächst in einer sehr steilen Hangmulde (10 %), die dann in ein Muldental mit durchschnittlich 3,8 % überleitet und in der Höhe der Hochfläche mit einem Sohlental weiterführt, das nur eine schmale Aue aufweist und etwa 2,3 % Gefälle hat. Die Anzapfstrecke setzt plötzlich mit einem Kerbtal ein, das bis zum Ausgang des Gebirges durchschnittliche Gefällewerte zwischen 3 und 4 % erreicht.

Bei den Gewässern, die bis ins Höhenstockwerk (> 900 m ü. NN) eingreifen (Abb. 29 u. 30), herrschen auf langen Strecken bis zum Erreichen der Hochflächen viel steilere Gefälleverhältnisse vor. Insbesondere machen sich die glazial überformten Gebirgstteile bemerkbar. Gewässer, die in Karmulden entspringen, haben je nach Verfüllung der (halbschüsselförmigen) Hohlformen zwischen 15 bis über 40 % Gefälle, Werte, die schon fast alpine Zustände erreichen.

Fließgewässer, die die Bruchstufen entwässern, entspringen oft in Mulden auf den Hochflächen, zerschneiden aber die Stufen mit steilen Kerb- und Kerbsohlentälern (Abb. 34). Große und kleine Muldentäler mit Gefällewerten zwischen 1 und 3 % sind für die Gewässer der 1' Formation auf den weit gespannten Hochflächen des Bayerischen Waldes sowohl in den Gneis als auch in den Granitregionen charakteristisch. Größere Gewässer haben Auen ausgebildet, die, oft vermoort, meist zwischen 0,5 und 1 % Gefälle, teilweise sogar Strecken mit nur 0,25 % aufweisen. Diese Gewässer werden durch Härtlingszüge im Gebirge, an denen die Längsprofile aufgehängt sind, stufenförmig gegliedert (Abb. 28). Solche Härtlinge kommen sowohl im Granit, als auch im Gneis vor. Besonders ausgeprägt sind Härtlinge im Granit bei den Fließstrecken der Eger, vor und hinter Marktleuthen. Das Gewässer tritt jeweils von einem weiten Sohlental in eine Engtalstrecke mit Kerb-, bzw. engem Kerbsohlentalcharakter ein, in denen die Gefälle bis zu 1,5 % zunehmen und der große Bach zwischen runden Riesenblöcken abfließt.

Die steileren Bäche (>3,5 %), überwiegend in Kerb- und Kerbsohlen-, aber auch Muldentälern, werden durch Grobblöcke charakterisiert, die sich als Relikte der Abtragung in den Bachbetten angereichert haben. Es haben sich breite und flache Querprofile entwickelt, in denen das Wasser als dünner Film zwischen den größeren, herausragenden Blöcken stark be-

wegt abfließt. Die chaotische Anordnung und die Größenunterschiede der Grobgeschiebe und Blöcke sorgen dafür, dass diese Fließstrecken große Struktur- und Formenvielfalt aufweisen. Die Uferlinien sind aufgelöst und stark mit dem Land verzahnt. Dabei verursachen die einzelnen Blöcke Verengungen mit starker Strömung, Rückstaubuchten im auflaufenden Wasser und Stillwasserbuchten hinter den Steinen. Die Blöcke können mehrere Meter Kantenlänge erreichen und haben sich an Ort und Stelle manchmal so stark angereichert, dass das fließende Wasser nicht an der Oberfläche erscheint und in den großen Hohlräumen zwischen den Blöcken im Untergrund abfließt.



Abb. 32 Grobblock-geprägtes Gewässer im Granit (Bayerischer Wald)

Sande und andere Reste aus dem Grusmantel sind in den grobblockig/steinigen Fließstrecken nur in sehr geringem Umfang vorhanden und haben für die Formung der Gewässer keine Bedeutung. Sie werden durchtransportiert und/oder verlieren sich in den großen Hohlräumen zwischen den Steinen. Die durch Grobblöcke gekennzeichneten Fließstrecken stellen ein „Endstadium“ dar, das sich auch in größeren Zeiträumen nicht verändern dürfte.



Abb. 33 Granitgrus-geprägtes Gewässer

In den wenigen steilen Kerbsohlentälern am Gebirgsrand bestehen die Talfüllungen aus gut gerundeten Grobschottern, die talwärts nur wenig an Korngröße abnehmen und daher ihre charakteristischen Formen und Strukturen z. T. bis ins Gebirgsvorland erhalten können. Auch diese „Grobmaterialbetten und -auen“ sind als residuale Bildungen anzusprechen, Relikte, die durch die Abflussverhältnisse nur noch sehr selten und wenig weiter bewegt werden. Es sind Fließstrecken, die durch gut gerundete Geschiebe der Steingröße (63-200 mm) gekennzeichnet sind, bei denen aber kaum noch Bewegung stattfindet. Ganz im Gegensatz zu den Gewässerbetten der Gneisregionen, die durch Geschiebeüberfluss charakterisiert sind und sich weitaus mobiler verhalten. Die Bäche sind in sehr breiten und flachen Betten angelegt und weisen noch eine große Struktur- und Formenvielfalt mit stark verzahnten Ufern auf, obwohl durch die Sortierung der Geschiebe ein weitaus ruhigeres Bild als in den durch Blöcke gestalteten Oberläufen erscheint. Das Wasser fließt in einem dünnen Film über die gesamte Bachbreite ab. Die Bäche der Kerb- und Kerbsohlentäler verlaufen geradlinig bis leicht gekrümmt.

In den flacheren Bereichen der Muldentäler auf den Hochflächen sind die Bäche im standfesten Grus mit steilen, teilweise sogar überhängenden Ufern und eher schmalen, kastenförmigen und tiefen Querprofilen angelegt. Glatte, wenig gebuchtete Ufer sind vorherrschend. Kleinere, sehr flache Sandbänke, stellenweise vermischt mit wenigen Kiesen aus Grusbruchstücken, bedecken lückenhaft die Bachbettböden. Der sehr leicht zu transportierende Sand wandert stetig schleifend über die Sohle und hält dieselbe gleichmäßig flach. Diese Fließstrecken zeichnen sich durch Geschiebe- und Strukturarmut aus. Das Erscheinungsbild wird je nach Vorkommen in unterschiedlichen Abständen dadurch unterbrochen, dass Groblöcke, oft mit über 1 m und mehr Durchmesser randlich im Bachbett liegen. Diese gestalten ein treppenartiges Längsprofil mit ruhig strömenden Fließstrecken im Grusmantel, im Rückstau und kaskadenartigen, kurzen Rauschen im Umfeld der Blöcke. Diese werden um- oder überspült und verursachen durch Querschnittsverengung Seitenerosion. An den Hindernissen der Blöcke verankert sich häufig Treibgut, welches den Rückstau effekt noch verstärkt. Hinter den Engstellen befinden sich meist tiefe Stillen. Die überwiegend nur leicht gekrümmten Fließstrecken weisen im Bereich der Blöcke oft kurze, scharfe Kurven auf. Die Blöcke verleihen dem Erscheinungsbild der granitischen Fließgewässer der Hochflächen trotz der strukturarmen Grusstrecken stellenweise eine relativ große Rauheit.

Dort, wo in dem eher flach hügeligen Gelände, Auen entwickelt sind, bestehen diese aus Sanden und wenig größeren Grusstücken (feinkiesgroße Feldspäte), die mit überwiegend organischem Feinmaterial durchsetzt sind. Die Auensedimente sind sehr wasserdurchlässig und stehen deshalb mit dem Wasserstand in enger Beziehung. Sie sind oft stark vernässt und deshalb an der Oberfläche vermoort. Die Gewässer sind daher meist durch Humin- und Fulvosäuren braun gefärbt. Vor den Engtal/Kerbtalstrecken der Hochflächen, verursacht durch härtere Gesteinspartien, haben sich im Rückstau kurze Kerbsohlentäler entwickeln können, die die gleichen Strukturen, wie die soeben beschriebenen Auebäche aufweisen. Der Krümmungsgrad der Gewässer kann bis zur Mäanderbildung zunehmen.

4.1.2 Fließgewässerlandschaft der Gneisregionen

Der überwiegende Anteil des bayerischen Grundgebirges besteht aus Gneisen, sehr harten Gesteinen, die schon prävariskisch und während der variskischen Gebirgsbildung im jüngeren Erdaltertum metamorphisiert, also durch Druck und Hitze in der Wurzelzone der Gebirge umgewandelt und dabei unterschiedlich stark aufgeschmolzen wurden. Ausgehend von ganz unterschiedlichen Ausgangsgesteinen, im wesentlichen aber Tonsteinen, haben die Gneise einen SiO_2 -Gehalt von 60-65 %, während sich der übrige Anteil aus vielen, ganz unterschied-

lichen Mineralien zusammensetzt. Geochemisch sind Gneisgewässer silikatische, nährstoff- und ionenarme, sowie mäßig säuregepufferte Bäche. (Sie nehmen aber unter den silikatischen Gewässern wegen ihrer relativ „guten“ Ausstattung einen besseren Platz ein).

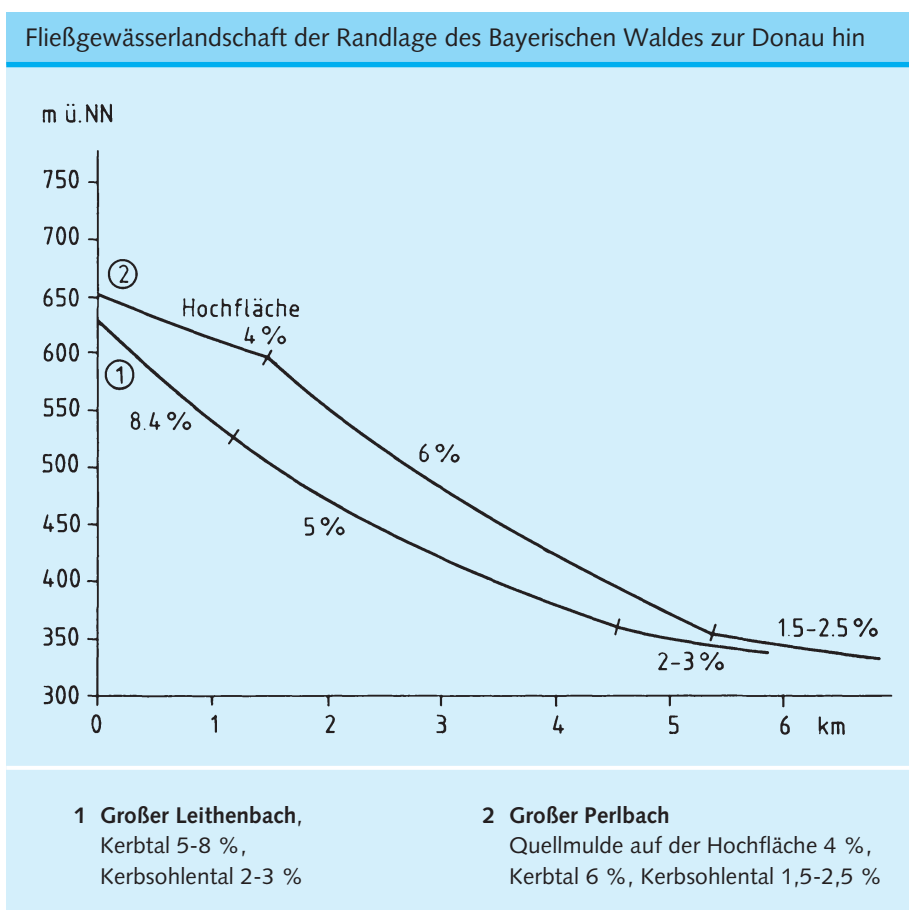
Es handelt sich um sehr variantenreiche Gesteine, denen als gemeinsame Kennzeichen hohe Gesteins- und morphologische Härte, sowie eine Verwitterung zu schweren Böden mit hohem, meist quarzitisiertem Skelettanteil eigen sind. Gneise haben eine hohe Dichte und wirken wasserstauend. Nur bei hoher bruchtektonischer Beanspruchung entstehen Kluftsysteme, die eine geringe Versickerungsrate ermöglichen. Der Oberflächenabfluss ist deshalb stark erhöht (Gewässerdichte > 2).

Bei der Verwitterung werden die weicheren Bestandteile in feinkörnige Substrate umgewandelt, während die quarzitisierten Gesteinspartien als fast unverwitterbares Residuum zurückbleiben. Die Substrate bestehen deshalb im wesentlichen aus viel kantigem und kantengerundetem Schutt und Feinmaterial, Sande sind dagegen kaum vorhanden. Diese Tatsache macht den gravierenden Unterschied zum Granit aus, der zu körnigem Grus mit wenigen groben, runden Blöcken verwittert, von dem nur wenig Geschiebe in Form von Sand und einzelnen

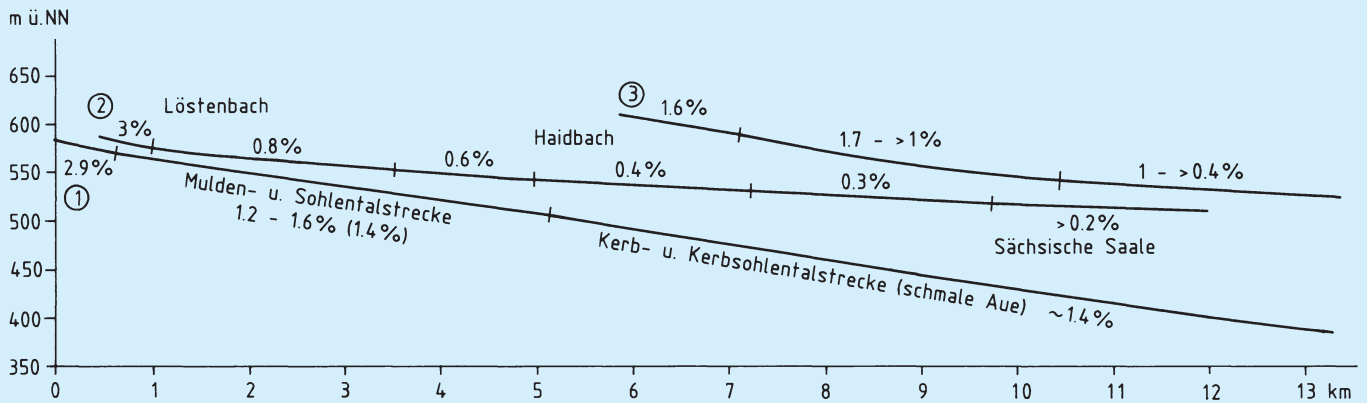
Blöcken übrig bleiben. Im Gegensatz dazu liefern Gneise sehr viel Geschiebe, überwiegend in Steingröße, aber auch gröberes Material bis hin zu großen Blöcken. Die Gesteinsrelikte bestehen, abgesehen von einem untergeordneten Anteil reiner Quarzite, aus einem hohen Anteil an Gesteinsbruchstücken, die fein mit Quarzitadern durchzogen oder diffus durch und durch quarzitisiert sind. Diese partielle Quarzitisierung verursacht die Verhärtung und schützt beim Transportvorgang vor dem Abrieb. Auch bei langen Transportwegen erhalten sich die eher stengelig/plattigen Grobschotter, die durch die Dichte des Materials im Laufe des Transportweges zugerundet werden. Die Gneisregionen haben daher die geschiebereichsten Bachbetten, die im Gegensatz zu geschiebearmen und „weichen“ Gesteinsprovinzen auch bei größeren Gewässern noch von Grobmaterial geprägt sind. Auch die Auen bestehen bis weit ins Gebirgsvorland aus Grobschottern.

Wie in den anderen Grundgebirgsbereichen haben sich auch im Gneis einerseits durch junge Tektonik (Heraushebung) und andererseits durch die kaltzeitlichen Vereisungen oberhalb 900 m ü. NN Höhe verschiedene Formen und Strukturen der Fließgewässer entwickelt: In den bayerischen Grundgebirgsbereichen haben sich die Hochflächen am besten erhalten, weil die Anzapfung durch das rhenanische System und den Main erst

Abb. 34
Zwei typische, direkt donautributäre Täler des Bayerischen Waldes



Fließgewässerlandschaft der Münchberger Gneismasse des Frankenwaldes

**1 Schlenkenbach/Ölschnitz**

Entwässerung maintributär, „alte“ Muldentalstrecke auf der Hochfläche, Anzapfstrecke mit Kerb- u. Kerbsohlental

2 Löstenbach

Entwässerung zur Sächsischen Saale

3 Pulschnitz

Entwässerung zur Sächsischen Saale

Abb. 35 Längsprofile der Täler der Münchberger Gneismasse (Frankenwald)

randlich in die Schollen eingreift. Diese alten Flächenreste liegen in unterschiedlicher Höhenlage und werden ganz überwiegend durch ein flach welliges, weitgespanntes Hügelland geringer Reliefenergie mit Mulden- und Sohlentälern repräsentiert.

Zu den Rändern und tief eingeschnittenen, größeren Gewässern hin, haben sich, wie beim Granit (Kap. 4.1.1) mit der pliozänen Heraushebung beginnend, vor allem im Quartär, Kerb- und Kerbsohlentäler entwickelt, die die neu entstandenen Reliefsprünge mit steilen Längsprofilen und stark erosiv überwinden (Abb. 34). Diese junge Talbildung greift massiv in die Hochflächen ein und zertalt sie. Viele Gewässer haben ein tektonisch gestuftes Längsprofil mit Mulden- und Sohlentälern auf den Hochflächen, die dann zum Gebirgsrand oder tief eingeschnittenem Vorfluter hin, auf kürzester Strecke in Kerbtäler übergehen.

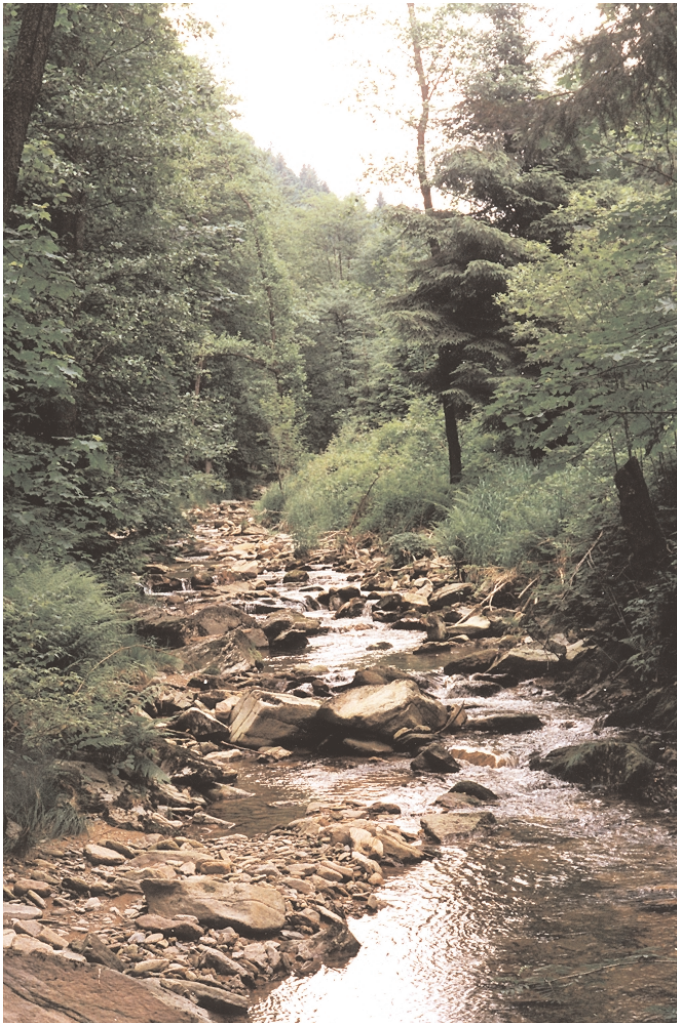
Die Höhen über 900m waren in den Kaltzeiten mehrfach vergletschert. Gneis und Granit ähneln sich in den Gefällewerten der Längsprofile: Die Muldentäler der Hochflächen haben zwischen 3 und 6 %, die Sohlentäler dieser Regionen meist zwischen 0,5 und 1%, streckenweise sogar abnehmend auf <0,2 %, so vor allem bei den größeren Gewässern, wie der Sächsischen Saale, bevor sie sich einschneidet (Abb. 28 u. 35).

Abbildung 34 zeigt zwei typische Bäche am Rande des Bayerischen Waldes, die direkt zur Donau entwässern. Während bei dem Großen Perlbach noch ein deutlich gestuftes Längsprofil mit Muldental auf der Hochfläche (Oberlauf) und Kerbtal im Mittellauf entwickelt ist, zeigt der Große Leithenbach das typische konkav durchhängende Längsprofil eines steilen Kerbtals,

das bis >8 % erreicht. Etwa bei 3 % setzt eine schmale Grobmaterialaue mit steingroßen Schottern und damit auch ein Kerbsohlental ein, das rasch an Gefälle verlierend sich nach unten zu verbreitert.

Abbildung 35 zeigt Beispiele aus dem Frankenwald im Bereich der Münchberger Gneismasse, einer Region, die überwiegend aus Gneisen besteht, die mit Diabasen und basischen Tiefengesteinen durchsetzt sind. Auf der Hochfläche haben die Gewässer der 1' Formation, in Mulden fließend, nur zwischen 1,5 und 3 % Gefälle, Sohlen-, also Auebildung, setzt bei etwa 1,2 % ein und entwickelt sich mit abnehmenden Gefälle fort. Schlenken- und Löstenbach haben gemeinsam sehr kurze Muldentaloberläufe mit etwa 3 % Gefälle. Während sich beim Löstenbach, der nach Osten zur Sächsischen Saale entwässert, rasch ein sehr flaches Sohlental entwickelt, behält der Schlenkenbach eine größere Strecke seinen Muldentalcharakter bei, der nur auf kurzen Strecken durch nicht sehr breite Sohlen/Auen unterbrochen wird. Unmittelbar setzt dann die (Anzapfungs-) Fließstrecke mit Kerb- und Kerbsohlental ein, ohne dass sich das Gesamtgefälle erhöht. Die Kerbtalstrecken erreichen aber bei den meisten Gewässern weitaus höhere Werte, die zwischen 3 und >5 % liegen, die Kerbsohlentäler haben Neigungen zwischen 1,4 und 3 % (Abb. 34).

Dagegen werden bei den Gneisbächen mit glazial überformten Höhenstockwerk (Abb. 29 u. 30), wie beim Granit sehr hohe Gefällewerte (>10->40 %) erreicht. Es handelt sich ganz überwiegend um Kerbtäler und Hangkerben, aber auch um sehr steile Muldentäler, die glazialen Ursprungs sind.



Während die steilen Kerbtal- und Muldentalgewässer mit hohen Gefälleprozenten im Gneis die gleichen Strukturen aufweisen, wie im Granit, nämlich Grobblöcke, hohen Verzahnungsgrad, Geradlinigkeit etc., machen sich gravierende Unterschiede bei den Mulden-, den Sohlental-, sowie den flacheren Kerb- und Kerbsohlentalgewässern bemerkbar. Die Gneisbäche sind insgesamt grobkörniger angelegt und es fehlt ihnen weitgehend die Sandfraktion.

Die flacheren Kerbtäler (3-6 %) im Gneis zeichnen sich im Gegensatz zu den Granitbächen durch sehr hohen Geschiebereichtum aus. Vor allem Steine (63-200 mm) bilden Bänke, Inseln, Rauschen, die teilweise bei Niedrigwasser trockenfallen. Breite, flache, in sich stark gegliederte Betten herrschen vor und verursachen einen hohen Strukturreichtum, der durch unregelmäßig verstreute Blöcke noch verstärkt wird. Auch in den Kerbsohlentälern herrscht großer Strukturreichtum. Sehr breite, sehr flache Schotterbetten mit gut gerundeten, stengeligen Steinen und mit hohem Verzahnungsgrad sind charakteristisch. Das Wasser fließt zum größten Teil im Schotterkörper ab und bildet bei Niedrigwasser nur einen dünnen Wasserfilm aus. Streckenweise ist Verzweigung zu beobachten, wenn Seitengerinne viel Steinmaterial einschütten. Auch bei größeren Gewässern, wie dem Schwarzen Regen haben sich, obwohl heute stark gestört, solche Betten, sowohl in den Kerb- als auch in den schmalen Kerbsohlentalabschnitten der Durchbruchsstrecke bei Gefällewerten von durchschnittlich 0,5 % entwickelt.

◀ **Abb. 36**
Grobblock-geprägtes
Gewässer der Gneis-
regionen (Weißmain)



◀ **Abb. 37**
Grobmaterialaue und
durch Steine/Blöcke
geprägtes größeres
Gewässer der Gneis-
regionen (Regen)

Die breiten Mulden- und Sohlentäler des bayerischen Waldes haben dagegen kastenförmige, eher tiefere Betten mit steilen, teilweise sogar überhängenden Ufern im feinkörnigen Verwitterungsmaterial ausgebildet, das mit Steinen und Kiesen durchsetzt ist. Häufig ist Vernässung im Umfeld der stark gekrümmten Gewässer zu beobachten. Steine und Kiese, überwiegend eckige, quarzitisches Geschiebe bedecken auch als Residuum die Bachbettssole, über die das Wasser stark bewegt abfließt. Dabei bilden die Steine oft eine Sohlpanzerung aus. Streckenweise kommt es zur Einlagerung von genügend kiesgroßen Materials, dass es zur Bank- und auch bis hin zur Pool/Riffle-Bildung kommt.

Im Bereich der Sohlentäler bestehen die Auen aus sehr schweren, tonigen Substraten, fluvial umgelagerten Böden, die nur selten gröbere Materialien beinhalten. Diese Feinmaterialauen weisen darauf hin, dass bei Überflutung des Talbodens bis auf wenig gröberes Material im unmittelbaren Uferbereich nur Feinstmaterial zur Ablagerung kommt. Die tonigen Substrate neigen zur Vernässung und sind deshalb weitgehend vermoort. Die Bachbetten sind kastenförmig angelegt, die Bettböden häufig durch ein Steinpflaster vor der Erosion geschützt. Bänke aus kiesgroßem, stengeligen und gerundeten Geschiebe werden als Stromlinienkörper durchbewegt.

4.1.3 Fließgewässerlandschaft der Schieferregionen

Schiefer ummanteln das Fichtelgebirge und treten in den bayerischen Grundgebirgen flächendeckend nur im nördlichen Frankenwald auf. Es handelt sich im wesentlichen um Tonsteine, weniger Sandsteine und Grauwacken, die in schieferiger Fazies, d. h. als ein in dünnen, ebenen Platten brechendes Gestein vorliegen. Im Frankenwald sind überwiegend Tonschiefer des unteren Karbons verbreitet, in die Diabase, basische Ergussgesteine (Basalte) des jüngeren Erdaltertums eingeschaltet sind. Vereinzelt kommen auch Kalk- und Dolomitgesteine vor. Oft durchziehen Quarzitadern das Gestein, die quasi unverwitterbar, als Relikte bei der Verwitterung und auch bei den Geschieben übrig bleiben.

Die rund um das Fichtelgebirge anstehenden Gesteine sind stärker metamorphosierte, kristalline Schiefer (Phyllite) des älteren Erdaltertums, die etwas härter als die Schiefer des Frankenwaldes einzuordnen sind. Örtlich treten in den Phyllitserien auch quarzitierte Schiefer auf, die morphologisch größere Härte aufweisen.

Geochemisch sind überwiegend silikatische Gewässer vertreten. Sie gehören aber zu den mit Ionen und Nährstoffen besser versorgten Bächen, die nicht zur Versauerung neigen. Dort, wo kalkige Gesteine mit eingeschaltet sind, kommt es streckenweise sogar zu leicht karbonatischen Gewässern.

Im gesamten Bereich der Schiefergebirge setzen sich als harte, abtragungsresistente Geschiebe die Quarzite, Grauwacken und Diabase durch. Die Schiefer selbst wirken mit ihrem dünnen Plattenschutt morphologisch eher weich, werden durch die härteren Geschiebe beim Transport leicht zerstört und sind deshalb in den gröberen Fraktionen der fluvialen Sedimente nicht zu finden. Auch nimmt deshalb der Anteil an Schiefergeschieben im Längsprofil sehr rasch ab. Die Schiefer verwittern zu schweren, skelettreichen und nicht sehr tiefen Böden, meist Braunerden, die eine gewisse Fruchtbarkeit besitzen. Die Verwitterung stellt neben viel Feinmaterial auch große Mengen an Grobmaterial zur Verfügung. Sand fehlt dagegen fast ganz und kommt nur dort in geringen Mengen vor, wo Sandsteine im Gesteinsverband eine größere Rolle spielen. Auf den relativ gut ausgestatteten Böden wird in den klimatisch begünstigten, tieferen Lagen auch Ackerbau betrieben. Auf den noch nicht erosiv zertalten Hochflächen sind stellenweise auch Relikte tiefgründiger (tropisch- chemischer) Verwitterung erhalten, über denen sich tonige Böden mit wenig quarzitischem Skelettanteil entwickelt haben. Dort, wo mehr Sandsteine und Grauwacken verbreitet sind, werden die Substrate lehmig und enthalten noch mehr Gesteinsbruchstücke, während die Diabase wieder zu viel Feinmaterial und blockigem Schutt verwittern.

Die tonigen Verwitterungssubstrate der Schiefer und das Gestein selbst wirken wasserstauend. Die Gewässerdichte liegt deshalb auch im oberen Bereich bei etwa 2 km/km². Auch sind deswegen dort, wo das Wasser nicht sofort ablaufen kann, auf den unzerschnittenen Hochflächen, viel Staunässeerscheinungen, wie Gleyböden und stellenweise Vermoorung zu beobachten.

Der Frankenwald steigt unmittelbar an der Fränkischen Linie, der Hauptverwerfung mit einer steilen Bruchstufe von etwa 350 m zu einer leicht gewellten Hochfläche im 600 m Niveau auf. Diese steigt zum Hinterland mit weit geschwungenen Höhenzügen auf über 700 m an, die die Hauptwasserscheide zwischen dem nach Norden entwässernden Selbitz/Sächsische Saale-Elbe-System und dem nach Westen gerichteten Main-Einzugsgebiet bilden. Die maintributär entwässernden Bäche verlassen das Gebirge bei einer Höhenlage um 330 m, Saale und Selbitz entwässern, zunächst nur wenig in die Hochflächen eingetieft, im Niveau um 520 m. Die rückschreitende Erosion von der Elbe her, greift nur randlich von Norden in Bayern ein. Erst an der bayerischen Grenze taucht die Selbitz mit steilem Kerbtal (Höllental) und die Sächsische Saale mit einem sehr schmalen Kerbsohlental in das Gebirge ein.

Dieser Höhenunterschied (fast 200 m) hat zu einer Zweiteilung der Gewässerlandschaft geführt: Im westlichen Teil des Frankenwaldes greifen dendritisch angelegte Gewässersysteme über schmale Kerbsohlen- und sehr enge Kerbtäler in die Hochflächen ein, die sie je nach Größe des Einzugsgebiets und der Nähe zur Bruchstufe in einzelne Flächenreste aufgeteilt haben. Die Rodach, wie auch Kronach und Haßlach als größte Gewässer

ser sind schon über 20 km weit mit fast schluchtartigen Kerbtälern in den Frankenwald vorgestoßen. Nach Osten zu nimmt der Zerschneidungsgrad ab und die Bäche verlaufen in flachen Mulden- und Sohlentälern und sind nur wenig in die Hochfläche eingetieft. Dieser Habitus ist auch für die Mulden- und Sohlentäler der nach Osten entwässernden Gerinne üblich, die oft nur sehr geringe Gefällewerte (Abb. 35 u. 38) erreichen.

Die Gewässer auf den Hochflächen setzen mit Quellmulden ein, haben meist sehr kurze Oberläufe mit 1-3 % und fließen dann oft eine weite Strecke in Muldentälern, die durchschnittliche Gefälle um 1-1,5 % aufweisen, oder münden auch schon nach 1-2 km in Sohlentäler, die durchschnittliche Neigungen um 0,5 % besitzen. Die größeren Gewässer, wie Sächsische Saale, Selbitz, nördliche und südliche Regnitz haben noch flachere Längsprofile (bis <0,2 %) und bis zu 300 m breite Auen, die im Gegensatz zu denen der kleineren Gewässer auf den topographischen Karten des Maßstabs 1: 50 000 randlich gut abgrenzbar sind.

Die maintributären Gewässer sind, solange sie noch auf den Hochflächen angelegt sind, mit denselben Gefällewerten und Talformen ausgestattet. Sie münden punktuell in scharf eingeschnittene Kerbtäler, die mit starker Tiefenerosion und Gefällewerten zwischen 3 und >8 % ausgestattet sind. Der „Anzapfungspunkt“ ist die Stelle, bis zu der die rückschreitende Ero-

sion vorgedrungen ist und an der heute ein markant ausgeprägter Gefälleknick im Längsprofil (tektonische Stufung) entwickelt ist. Ab etwa 2,5 % setzt Auebildung in Form einer schmalen Grobmaterialaufschüttung ein, die sich auch bei geringerem Gefälle nicht wesentlich verbreitert. Es sind Fließgewässer der 2' Formation, die in diesen so charakteristisch schmalen Kerbsohlentälern mit einer oberen Öffnung von 750-1000 m bei einer Tiefe von über 150 m und Grobmaterialauen von nicht mehr als 50 m Breite auf Laufstrecken von über 6 km fließen. Erst beim Zusammenfluss zweier solcher Gewässer, also ab der 3' Formation, verbreitern sich die Auen schlagartig auf etwa 150 m und das Gefälle nimmt auf +/- 0,5% ab. Die Talflanken behalten die gleiche Steilheit bei, die obere Talöffnung nimmt auf 1,5-2 km und die Einschnidungstiefe auf etwa 200 m zu. Auf Abbildung 38 ist dieser typische, längszonale Aufbau am Beispiel der Thiemitz und der Wilden Rodach aufgeführt: Die Kerbtalstrecke hat durchschnittlich 5,5 % Gefälle, das stellenweise aber auf über 8 % ansteigen oder unter 5 % absinken kann. Dann folgt eine lange Kerbsohlentalstrecke mit nur etwa 50 m breiter Sohle, die nach unten nur auf maximal 100 m Breite zunimmt und Gefälle zwischen 1,5 und 2,5 % aufweist. Mit Einmündung in die Wilde Rodach nimmt das Gefälle auf 0,6 % ab und die Auenbreite auf 150-200 m zu. Diese Form wird bis zum Gebirgsausgang beibehalten, wobei das Gefälle auf 0,4 % abnimmt.

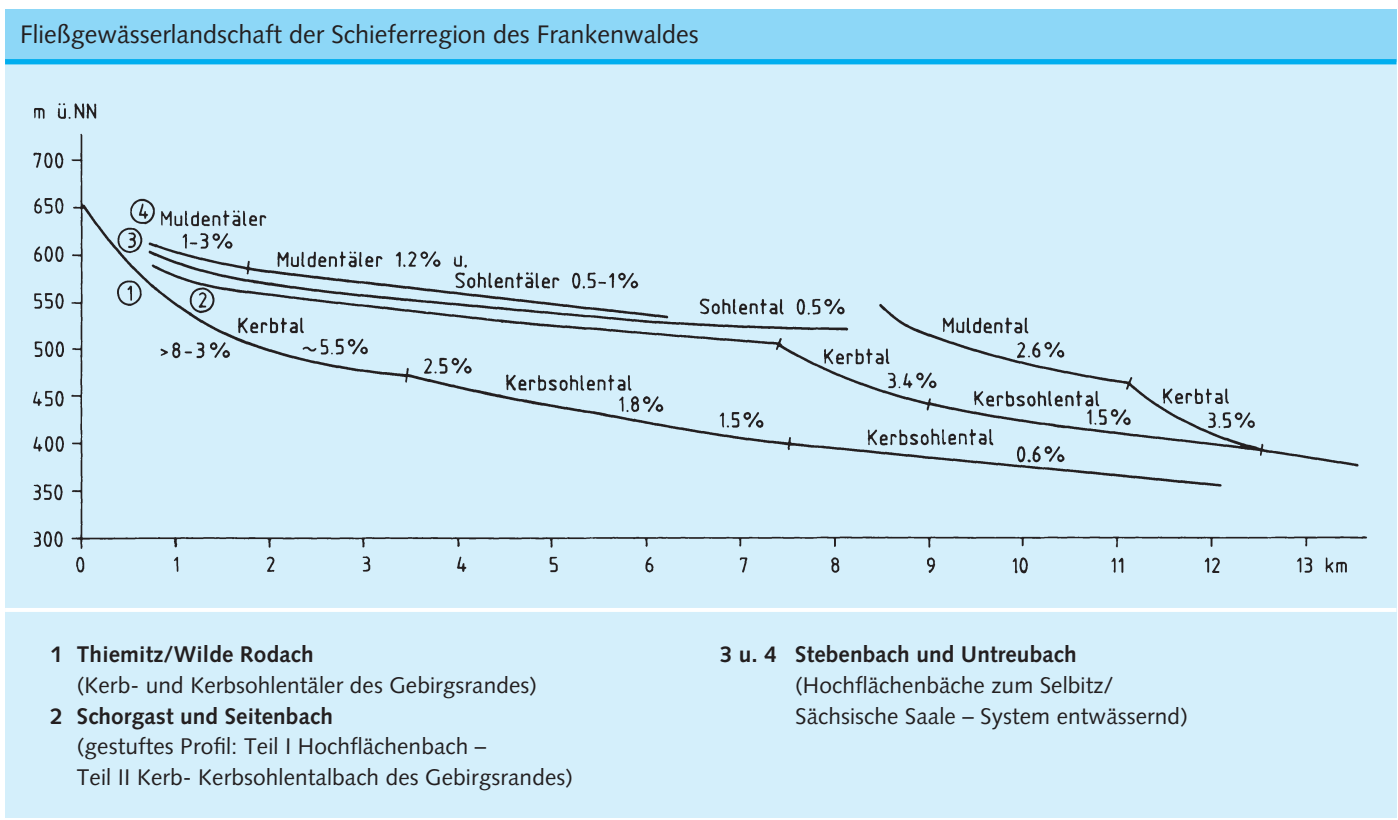


Abb. 38 Längsprofile der Täler des Frankenwaldes (Schieferregion)

Der Schorgastbach (Nr. 2) fließt eine sehr lange Strecke auf der Hochfläche in einem Muldental mit durchschnittlich 1,2 % Gefälle und taucht dann über ein kurzes Kerbtalstück in ein sehr schmales Kerbsohlental, das bis zum Gebirgsausgang Gefällewerte um 1,5 % aufweist.

Die anderen Längsprofile zeigen die Situation auf der Hochfläche: Die Muldentäler haben um 1,2, die kleineren Sohlentäler 0,5- 0,8, die größeren Gewässer ab 3' Formation unter 0,5 % Gefälle.

Die steileren Muldentäler haben einen geradlinig bis gekrümmten Verlauf und schneiden mit eher breiten Betten in die lehmigen Böden ein, die plattigen Schutt in Stein- und Kiesgröße, vereinzelt auch Blöcke beinhalten. Es handelt sich um die typischen, sehr dünnen Schieferplatten und -plättchen, denen stellenweise ein paar wenige weiße, eckige Quarzite beige-mischt sind. Sande fehlen fast ganz und sind nur dort in geringen Mengen vorhanden, wo Sandsteine und Arkosen in den Schiefen eingeschaltet sind. Dieses Grobmaterial reichert sich in den Bettböden an – größere Steine bilden oft eine Sohlpanzerung aus, werden nur selten bewegt und wenige Blöcke sorgen für eine höhere Strukturvielfalt. In diesen Strecken sind sehr breite und flache Betten mit Verzweigungen und Inselbildung üblich. Die flachen Ufer sind stark aufgelöst, aber etwas steilwandig.

In den flacheren Muldentälern nimmt der Krümmungsgrad leicht zu und das Grobmaterial ab. Es sind daher überwiegend steilwandige Betten im lehmigen Substrat verbreitet, die gebuchtete Ufer mit häufigen Abbrüchen aufweisen. Wenig grobes Plattenmaterial hat sich auf den Sohlen angereichert und schützt vor Tiefenerosion. Kiesgroßer Plättchenschutt bildet einzelne Transportkörper aus, die Seitenerosion mit Uferunterschneidung verursachen können. Im Gegensatz zu den steileren Muldentälern ist eher Geschiebearmut zu beobachten.

Die Sohlentalbäche fließen in tiefen, kastenförmigen Betten, die in Feinmaterialauen eingeschnitten sind. Der Krümmungsgrad nimmt bis zur extremen Mäandrierung zu. Die lehmig/tonigen Substrate haben nur noch bei den kleineren, beginnenden Auen schichtweise gröbere Korngrößen eingelagert, auch nimmt ganz generell die Geschiebeführung stark ab. Es handelt sich um geschiebearme Gewässer. Nur die Gerinne, die nach oben zu Anschluss an die geschiebereichen Muldentäler haben, führen noch längere Strecken Grobgeschiebe.

Ganz anders sieht das Formeninventar bei den Kerbtalbachchen aus: Die Betten sind geradlinig im Hangschutt angelegt, der sehr viel steinige Gesteinsbruchstücke mit plattig/eckigen Formen und Blöcke in Feinmaterialmatrix enthält. Die Bachbetten sind flach in steinigem Sohlen angelegt, die stellenweise durch Blöcke überragt werden. Das Wasser fließt stark turbulent mit Kaskaden und gestuften Strecken über die rauen Substrate ab. Die Ufer sind meist steilwandig ausgebildet, aber durch das



Abb. 39 Kleines Gewässer einer Schieferregion mit plattig/kantigem Schutt

sehr grobe Material, vor allem den Blöcken stark aufgelöst und mit dem Land verzahnt.

In den Kerbsohlentälern sind Grobmaterialauen ausgebildet, die heute oft mit einer Auelehmschicht geringer Mächtigkeit (bis max. 50 cm) überdeckt sind. Die Bäche fließen mit weiten Schwingungen, meist nur leicht gekrümmt, in flachen, grobsteinigen Betten ab und unterschneiden streckenweise am Rande der Aue fließend, den Hangschutt. Dadurch gelangen neben plattig/kantigem Grobschutt, auch immer wieder Blöcke in die Betten, die die große Strukturvielfalt noch erhöhen. Kleine Seitengerinne schütten ebenfalls viel Grobmaterial in Form steiler Schwemmkegel ein. Es herrschen strukturreiche, durch Blöcke zusätzlich gegliederte, grobsteinige Betten vor, die streckenweise auch viel kiesgrobes Material in Bänken aufweisen. Kleinere Steine und das Kiesmaterial werden, in flachen Bänken zusammengefasst, weiter bewegt. Sand fehlt fast ganz. Streckenweise sammelt sich soviel Schutt an, dass die Bachbetten randvoll gefüllt sind und zur Verbreiterung durch Verlagerung neigen. Die dünnen Plättchen werden durch Auftrieb und Versatz bewegt und werden dadurch kaum zugerundet, nutzen sich aber trotzdem sehr schnell ab. Auffällig ist die

Dachziegellagerung der Gerölle. Auf dem Transportweg vermindert sich die Geschiebemenge bei gleichzeitiger relativer Anreicherung der härteren Gesteinspartikel, insbesondere den Quarziten. Die trotzdem hohe Geschiebemenge wird nur durch die ständige Zufuhr von den steilen Talhängen und den Seitengerinnen aufrecht erhalten. Außerhalb des Gebirges nimmt die Geschiebeführung dann auch auf kurzer Fließstrecke ab. Schiefergeschiebe sind schon nach 2-3 km außerhalb des Gebirges kaum noch im Spektrum anzutreffen. Die Ufer sind im Auebereich eher steilwandig und klein gebuchtet in den Lehmen angelegt, in den Strecken mit Hangunterschneidung aber sehr flach und mit starker Verzahnung ausgebildet.

Die Schiefer (Phyllite), die das Fichtelgebirge ummanteln, sind durchweg härter als die des Frankenwaldes ausgeprägt und oft schon fast zu Gneisen umgewandelt worden. Gewässermorphologisch nehmen sie eine Zwischenstellung ein; sie sind vielfach eher den Gneisen zuzurechnen.

4.1.4 Fließgewässerlandschaft des Rotliegenden

Zum Grundgebirge gehören auch die Ablagerungen des Rotliegenden. Das Rotliegende kommt nur in sehr geringen Flächenanteilen im Bereich Weiden i. Opf., am Rand des Fichtelgebirges und im Frankenwald vor. Es handelt sich um ein buntes Gemisch von Sedimentgesteinen, vor allem Ton-, Silt- und Sandsteinen, aber auch Arkosen und Konglomeraten, stellenweise auch vulkanischen Materialien, Tuffen und Brekzien. Es herrschen lehmige Verwitterungsprodukte vor, die örtlich sehr unterschiedlich stark mit groben Gesteinsschutt durchsetzt sind. Bei der Verwitterung der Konglomerate werden alte Gerölle wieder freigesetzt und mit in die Substrate eingelagert. Der sehr kleinräumige Wechsel in den Substraten ist ein Charakteristikum. Diese Variabilität ist auch bei den Formen und Strukturen der Gewässer ausgeprägt.

Im vorliegenden Text, in den Steckbriefen und in der erweiterten Kartenlegende wird aufgrund dieser Variabilität und der geringen Ausdehnung in der Landschaft auf eine Detailbeschreibung verzichtet.

4.2 Fließgewässerlandschaften des Deckgebirges

Wie schon beschrieben (s. Kap 2.2 u. Abb. 5) hat Bayern den größten Anteil am Süddeutschen Schichtstufenland, das aus den Gesteinen der Trias und des Juras aufgebaut wird. Diese Schichtgesteine zeichnen sich durch sehr unterschiedliche Mächtigkeiten und Härten, sowie einer sehr variablen geochemischen Ausstattung aus. Gewässermorphologisch handelt es sich um Landschaften mit großer Formenvielfalt, sehr unterschiedlichen Gewässerdichten, Tal- und Gewässerformen.

Allein die Gewässerdichte wechselt in Abhängigkeit von den Gesteinen im Untergrund von geringen Werten bei 0,7 im Buntsandstein auf unter 0,3 beim Muschelkalk, schnell im Keuper bis über 2 hoch (obwohl sich die Niederschlagswerte kaum verändern) und nimmt über dem Lias/Dogger zum Malm, der ausgeprägten Karstlandschaft, wieder auf Werte bis weit unter 0,3 ab. Auch die Anlage des Gewässernetzes in der Aufsicht ist weitgehend geogen im Fallen und Streichen der Schichten, also tektonisch angelegt. Die Gewässeranlage wird zusätzlich noch durch die Anzapfungsgeschichte zwischen danubischer und rhenanischer Entwässerung verkompliziert (s. Kap. 2.2). Abgesehen von der Altmühl, die noch nicht rhenanisch angezapft ist, wird schon fast der gesamte Bereich Frankens über das Main/Regnitz/Pegnitzsystem zum Rhein entwässert. Je näher zum Main hin, umso typischer werden Anzapfungsknies und gestufte Längsprofile.

Im Folgenden werden die für Bayern gewässermorphologisch wichtigsten Fließgewässerlandschaften des Deckgebirges in ihrer Verbreitung, mit ihren Formen und Strukturen und in ihren längszonalen Veränderungen dargestellt.

4.2.1 Fließgewässerlandschaft des Buntsandsteins

Der Buntsandstein hat seine größte zusammenhängende Verbreitung im Nordwesten Bayerns, wo er sich vom Odenwald über den Spessart und die Rhön bis zur Thüringischen Grenze bei Fladungen hinzieht. Kleinere Vorkommen sind entlang der Fränkischen Linie von Neustadt bei Coburg über Kronach, Kulmbach bis nordöstlich von Amberg zu finden.

Der dreigeteilte Buntsandstein besteht ganz überwiegend aus mittel- und feinkörnigen Sandsteinen, denen nur wenige feinere und gröbere Schichten zwischengeschaltet sind. Feinere, also Ton- und Siltsteine kommen vor allem im Unteren und Oberen Buntsandstein vor, gröbere, z. B. die sogenannten Geröllsandsteine sind häufig im Mittleren Buntsandstein anzutreffen. Dabei handelt es sich bei den Gerölln im wesentlichen um Kiese, meist in Form quarzitischer Kieselsteine und nur wenigen, größeren Korngrößen. Die Kieselsteine werden von der Verwitterung wieder freigesetzt und gelangen quasi unbeschadet in den Abtragungskreislauf, zunächst in die Kiesfraktion des Geschiebespektrums, werden eine Zeit lang transportiert und dann wieder abgelagert.

Die Geröllsandsteine des Mittleren Buntsandsteins sind häufig durch Quarzitisierung stark verhärtet. Diese Schichten bilden Hangkanten und Steilhänge aus und akzentuieren dadurch das Relief. Die „Sargdeckelformen“ mit den markanten oberen Hangknicken, die Enge und Tiefe der Täler mit ihren gleichmäßig geneigten, steilen Hängen und die gute Erhaltung der Hochflächen (geringe Gewässerdichte!) sind auf diese harten Schichten zurückzuführen, die eine rasche Zertalung durch Seitentäler verhindern. In Abbildung 40 und 41 wird die mor-

phologische Wirkung dieser harten Schichten deutlich: Die Anlage der Talformen und des Längsprofils „hängen“ an der harten sm2c2 Schicht, die die Enge der Täler und die Erhaltung der Hochflächen verursacht. Außerdem liefern diese Schichten das nur sehr schwer verwitterbare und beim Transport abriebresistentere, grobe Geschiebmaterial (kantig/blockiger und plattiger Schutt). Die meisten Sandsteine aber sind durch geringe Mengen toniger Bestandteile verkittet und verwittern viel schneller unter Ausspülung der Tonanteile und Freisetzung der Sandkörner. Beide Sandsteine bestehen fast ausschließlich aus Silikaten (> 98 %) – davon bilden mit über 90 % Quarzkörner den größten Anteil. Der Rest verteilt sich auf einen wechselnden Anteil heller Glimmer (Aluminiumsilikate), Tone (Al - Mg - K - Na - Hydrosilikate) und etwa 1 % Oxide, wobei fast ausschließlich Eisen vorkommt. Der Buntsandstein stellt somit das silikatischste Ausgangsmaterial der süddeutschen Scholle dar. Die Gewässer sind daher stark silikatisch, äußerst nährstoffarm und sind durch den Eintrag von Säuren (saurem Regen) besonders gefährdet, weil sie nur sehr schwach säuregepuffert sind.

Die Sandsteine verfügen außerdem über ein hohes Porenvolumen, besitzen also die Fähigkeit, viel Wasser aufzunehmen, zu speichern und kontinuierlich wieder abzugeben. Vor allem auch die hohe Versickerungs- und Wasseraufnahmefähigkeit

des sandig steinigen Verwitterungsmantels trägt zu der geringen, fast karstartigen Gewässerdichte (0,7) und dem auffällig ausgeglichenen Abflussverhalten bei.

Die Verwitterungsprodukte stammen im wesentlichen aus der letzten Kaltzeit: Plattiger Frostschutt in locker sandiger Matrix bedeckt das Anstehende, wobei die tonverkitteten Schichten zu eckigen Platten und Plättchen und die quarzitischen zu mehr blockigem, oft sehr grobem Schutt mit Einzelblöcken von über 1 m Kantenlänge verwittert sind. Es haben sich auf den flacheren Geländeteilen überwiegend leichte, stark durchlässige Sandböden (Ranker) entwickelt; auf den Hängen herrschen skelettreiche Rohböden vor. Nur auf den Hochflächen, die vom oberen, mehr feinkörnigem Buntsandstein überdeckt sind, haben sich bindigere, lehmige Substrate entwickelt. Diese stellen die wenigen, schlechten Standorte mit Ackerbau dar.

Insgesamt zeichnet sich der Buntsandstein durch extrem wenig Feinmaterial aus, das sehr rasch durch Ausspülung abtransportiert wird. Deshalb finden sich in den Auesedimenten und auch in den ruhig fließenden Gewässern kaum, meist sogar kein mineralisches Feinmaterial. Der Buntsandstein hat wenige, aber sehr große Kerb- und Kerbsohlentäler mit konkaven Oberläufen, eher gestreckten Mittel- und Unterläufen und den so charakteristischen gleichmäßig steilen Talhängen (Abb. 40).

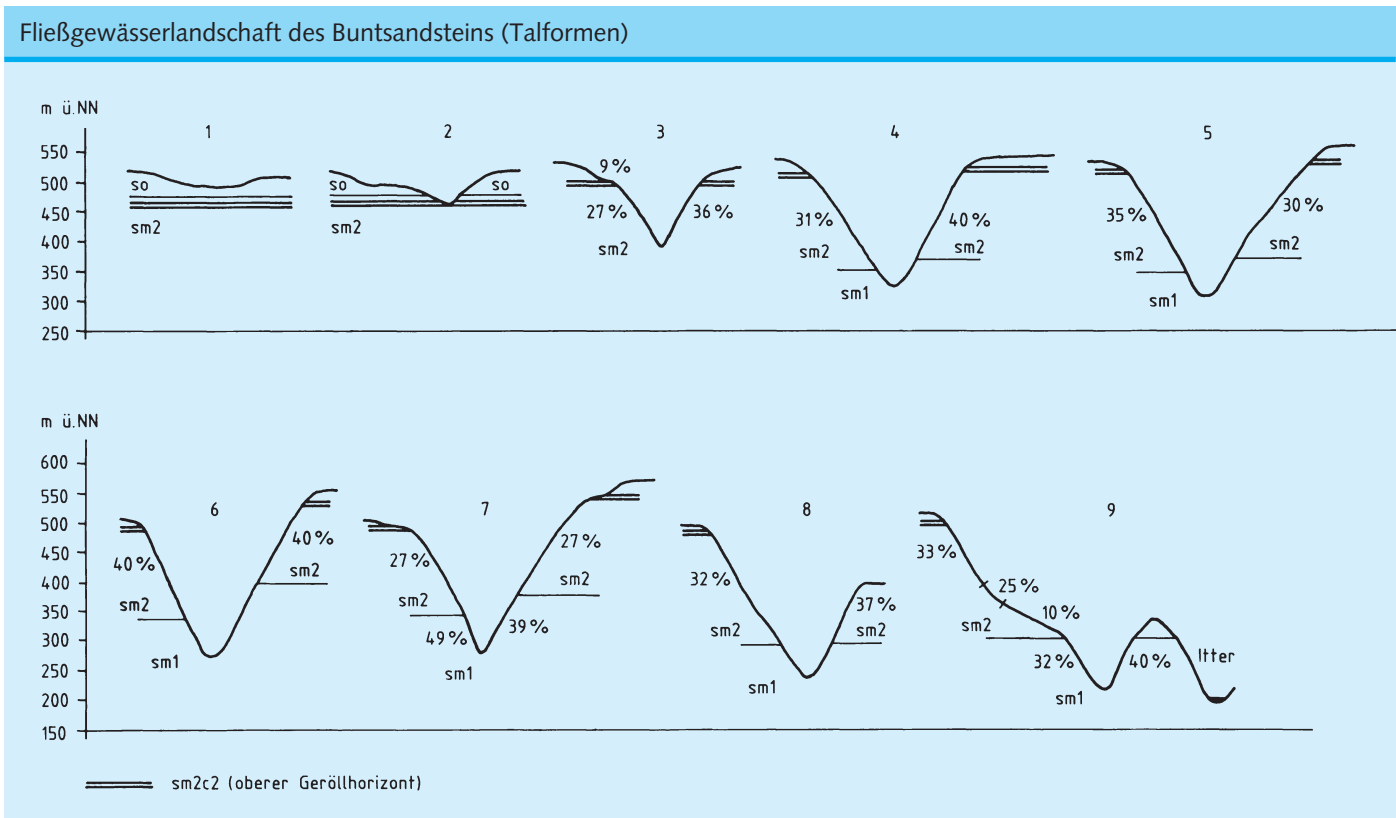


Abb. 40 Talformen entlang eines Buntsandsteingewässers: Typische Querprofile der Täler und geologische Anlage (Beispiel Reisenbach, Odenwald)

Fließgewässerlandschaft des Buntsandsteins (Längsprofile)

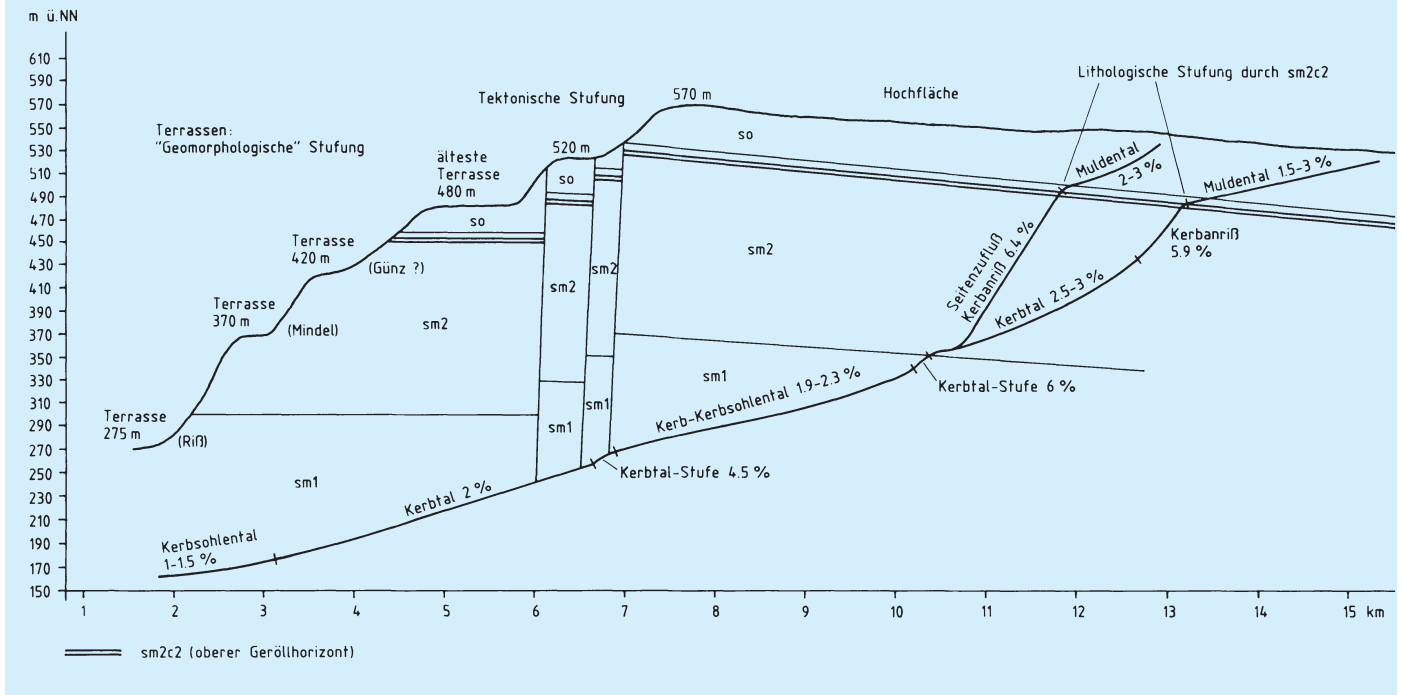


Abb. 41 Geologisch-tektonische Anlage und Längsprofil eines Buntsandsteingewässers (Beispiel: Reisenbach, Odenwald)

Auf den Hochflächen sind auch noch stellenweise Muldentäler erhalten, die 1-3 % Gefälle aufweisen. Gestufte Längsprofile kommen dort vor, wo die Gewässer auf den Hochflächen entspringen und noch eine Strecke auf diesen, nur wenig eingetieft in Muldentälern, zurücklegen, bevor sie in Kerbtäler einmünden.

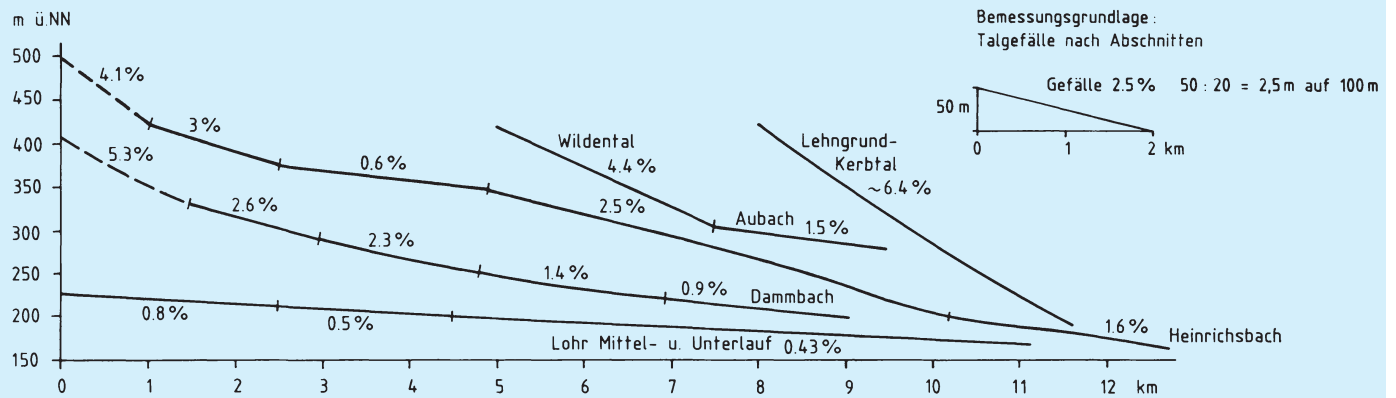
Auch Tektonik und die wechselnde Härte der Schichten führt stellenweise zur Stufung der Längsprofile (Abb. 40, 41 u. 42 – Heinrichsbach). Das macht Abbildung 41 besonders deutlich: Der Reisenbach entspringt auf der Hochfläche, durchfließt ein Muldental bis zur oberen Hangkante, die durch die harte sm2c2 Schicht gebildet wird und stürzt über diese mit einer sehr steilen Hangkerbe in ein enges und tiefes Kerbtal, das in seinem Längsprofil Stufung durch Härteunterschied, so am Wechsel zwischen Mittlerem und unterem Mittleren Buntsandstein und tektonische Stufung an den Verwerfungen aufweist.

Bis auf die Ausnahme der sehr wenigen, kleinen Gewässer, die im Kerbtalbereich über 6 % Gefälle erreichen, haben die Kerbtäler im oberen Bereich durchschnittlich 4-5 % und nehmen im weiteren Verlauf auf etwas über 2 % Gefälle ab. Es folgt ein Übergangsbereich mit teilweise Auebildung durch Grobmaterialaufschüttung. Die eigentliche Auebildung in Form einer kontinuierlich aufgeschütteten Sohle setzt bei etwa 1,8/1,6 % ein und damit beginnen auch die Kerbsohlentäler.

Die Auen/Sohlen bleiben über längere Fließstrecken mit 50-150 m relativ schmal; erst bei den Unterläufen der größeren Gewässer werden Breiten über 150 bis etwa 400 m Breite erreicht. Bis etwa 1 % Gefälle herrschen Grobmaterialauen vor, die aus plattig/steinigen und kiesigen Geschieben, vermischt mit viel Sand bestehen. Unter 1 % setzen dann Sandauen ein, größere Geschiebe in Form von plattigen Steinen bedecken noch eine Übergangsstrecke lang als Sohlpflasterung die Bettböden und sind nur vereinzelt im Auesediment eingelagert. Dieses besteht, bis auf wenige beigemischte Kiese, aus stark durchlässigen Sanden. Größere Geschiebe geraten nur noch an den Talrändern in die Sedimente, wo die Gewässer bei Hangunterschneidung wieder Grobmaterial aufnehmen können.

Diese Längszonierung und die Art der Auebildung sind im wesentlichen ein Produkt der sehr leicht zu bewegenden Sandfracht und ihrer großen Menge im Verhältnis zu den größeren Fraktionen. Während Blöcke und der größte Teil der Steine im Kerbtalbereich als Residuum zurückbleiben oder spätestens in den Grobmaterialauen aufgeschüttet werden, wird der Sand sehr leicht aus dem Gewässerbett ausgespült und bei jedem überbordvollen Ereignis weitflächig auf den Auen verteilt. Im Gegensatz zur Bildung der Grobmaterialauen mit Umlagerung, tritt hier Auebildung durch Überschwemmung ein.

Fließgewässerlandschaft des Buntsandsteins im Spessart



kleine Bäche (1' Formation): Lehgründ – steiles, kleines Kerbtal 6,4 % Wildental – kleines Kerbtal 4,4 % Oberläufe – Kerbtäler von Dammbach u. Heinrichsbach 5,3 u. 4,1 %

mittlere Bäche (1', 2' Formation): Dammbach (Kerbtal u. Kerbsohlenental ab 1,4 %) Heinrichsbach (Kerbtal u. Kerbsohlenental ab 1,6 %)

große Bäche (3' Formation): Lohr- Mittel- u. Unterlauf (Kerbsohlenental 150-400 m Breite, Mittellauf 0,8 %, Unterlauf 0,4-0,5 %)

Abb. 42 Typische Längsprofile der Täler im Spessart

Die Quellmulden und Muldentäler auf den Hochflächen sind meistens im Oberen, mehr feinkörnigen Buntsandstein angelegt. Es herrschen kastenförmige, eher tiefe Bettprofile im lehmig/steinigen und sehr standfesten Verwitterungsmaterial vor. Wenig sandig/kiesiges Geschiebmaterial und vereinzelte plattige Grobgeschiebe bedecken oft nur lückenhaft die Bettböden. Bei leicht gekrümmter Linienführung sind die Uferlinien meist durch schollenartige Abbrüche gebuchtet, streckenweise aber auch glatt. Oft sind auch Überhänge durch Seitenerosion zu finden.

In den Muldentalgewässern der höher gelegenen Hochflächen und solchen, die im Mittleren Buntsandstein angelegt sind, nimmt die Geschiebemenge beträchtlich zu. Dort haben die Muldentäler flachere Bettprofile, die mit größerem, plattigem Geschiebe bedeckt sind (Sohlpanzerung), über die sich Sand- und Kiesbänke hinweg bewegen.

In den Kerbtälern sind die geradlinig bis leicht gekrümmten Bachbetten im Schuttmantel angelegt. Je nachdem, wie viel und welche Art Grob- und Mittelschutt im Verwitterungsmantel zur Verfügung steht, haben sich durch relative Anreicherung des Grobschutts unterschiedlich blockreiche sehr flache Bachbetten ausgebildet. Dort, wo die kantigen, sehr groben Blöcke der quarzitierten Geröllsandsteine vorherrschen, haben sich treppenartige, steile Längsprofile entwickelt, wobei die Blöcke die Treppenkanten bilden; dahinter schließen sich oft Gumpen an (Pool/Stepbildung). Das Wasser fließt kaskadenartig ab, oft auch un-

terirdisch zwischen den Blöcken. Die leicht zu transportierenden Sande werden zwischen den Blöcken und Steinen ständig ausgespült, ansonsten handelt es sich um stabile Betten, die durch die residuale Anreicherung der Grobblöcke und der darin verkeilten Steine quasi immobil geworden sind.

In den steileren Bereichen, die mehr durch die tonig verkiteten, weicheren Sandsteine gekennzeichnet sind, haben sich sehr breite und flache, stark verzahnte Betten mit unregelmäßig verstreuten Grobblöcken, die die Formenvielfalt noch erhöhen, entwickelt. Das andere, plattige Grobgeschiebe liegt dachziegelartig angeordnet und gleichmäßig über das Profil verteilt. Auch diese Betten sind relativ stabil, wie der Moos- und Algenbewuchs zeigt. Mobile Sedimente werden aber immer wieder bei Ufer- und Hangunterschneidung freigesetzt, rasch sortiert und je nach Menge eine Strecke weit in Form von kleineren Kies-, Sand- und Steinbänken weiter bewegt und im schon liegenden Sediment eingearbeitet. Oft kommt es dabei auf kurzen Strecken zur Zwischenaufschüttung, Spaltung des Bettes, manchmal sogar zur Inselbildung. Dieser natürliche Vorgang wird bei weitem und fast überall von der Freisetzung an Material durch den menschlichen Eingriff, vor allem durch die Störung der Geschiebeführung, übertroffen. Die Bachbetten haben dann ihre Stabilität verloren und erscheinen oft fälschlicherweise als sehr geschiebereich und mobil. Es ist deshalb, wie bei anderen auch, nicht leicht zu erkennen, was in Buntsandsteingewässern an natürlicher Geschiebeführung zu erwarten ist. Es ist aber davon auszugehen, dass

sich in den steilen Kerbtälern mit viel Grobschutt sehr schnell „stabile“ Verhältnisse durch residuale Anreicherung von Grobmaterial in den Bachbetten einstellen würde. Diese Bachbetten werden nur noch bei sehr starken Hochwässern mobilisiert und umgestaltet. Auch der heute schon in den Kerbtälern zu beobachtende hohe Sandtrieb ist vermutlich Folge der menschlichen Eingriffe.

Die Auen bestehen zunächst aus überwiegend steinigen, plattigen, meist nur kantengerundeten Sedimenten, die mit Sanden versetzt sind. Es handelt sich um ineinander greifende Schwemmfächer, Zwischenaufschüttungen, die durch ständige Verlagerung der Bachbetten entstanden sind. Auch hier sind die Betten sehr breit, flach und verzahnt angelegt. Diese Umlagerungs-, bzw. Grobmaterialauen haben oft nur 50-100 m Breite, die Gewässer können am Talrand durch Unterschneidung der Hänge noch relativ häufig Grobschutt neu aufnehmen und verteilen; sie bilden besonders in den Folgestrecken Bettspaltungen, manchmal sogar Inseln aus.

Mit abnehmenden Gefälle nimmt aber der Grobmaterialanteil rasch ab und der Sand/Kiesanteil relativ zu. Gleichzeitig steigt der Krümmungsgrad rasch an. Zunächst noch durch Sohlpflasterung mit plattigen Geschieben geschützt, über die Sand- und Kiesbänke bewegt werden, nimmt der Sandanteil rasch zu. Dadurch erhöht sich die Mobilität der Bachbetten erheblich. Es setzen sich kastenförmige Querprofile mit steilen oder getrepten Ufern durch. In den etwas steileren Fließstrecken verändert sich die Struktur der Bettböden mit den Wasserstän-

den sehr häufig: Bei höheren Wasserständen wird ein eher flacher Boden geformt, bei absinkendem Niveau bilden sich Dünen und Rippelmarken aus, während die Kiesbänke ihre Form nur wenig verändern.

Wenn sich die Kiesbänke auch aufgelöst haben, sind die Bachbettböden gleichmäßig mit Sand bedeckt, der ständig schleifend in Bewegung ist. Es bilden sich die typischen Sandbachformen aus. Seitenerosion mit Uferunterschneidung ist allenthalben, vor allem an Prallhängen, zu beobachten. Die Unterschneidung führt sehr schnell zu schollenartigen Rutschungen, die die Ufer ausbuchten, den Bettverlauf verändern und damit auch das Gewässer ständig mit neuem Sand füttern, der sofort verteilt und abtransportiert wird. So bleiben die kastenförmigen Querprofile erhalten. Der Krümmungsgrad steigert sich bis zur Mäandrierung; streckenweise sind voll ausgebildete Mäanderformen zu beobachten. Unter den Überschwemmungsaunen haben die Sandauen die höchste Mobilität bei der Veränderung der Bachbetten und auch der Gewässerverläufe.

Als eine besondere Form der Fließgewässer des Buntsandsteins und mit Modifikationen, auch des Muschelkalks (Abb. 47), sind die „Klingen“ zu erwähnen. Kleine Gewässer mit kurzen, sehr steilen Einschnitten, die mit Kerben in den Talhängen der tief eingeschnittenen Flüsse angelegt sind. Sie haben meist nur ein sehr kleines Einzugsgebiet auf den Hochflächen oder stammen aus Quellen, die auf den Hochflächen in der Nähe des oberen Talrandes der Flüsse entspringen. Die Gewässer haben über 15-25 %, oft auch über 30 % Gefälle, fließen im groben,



Abb. 43
Bänke, Inseln und Grobmaterialaue aus plattig/kantengerundeten Geschieben im Buntsandstein des Odenwaldes

Abb. 44
Sandbach und
Sandaue im Bunt-
sandstein



meist sehr blockigen Hangschutt und über den anstehenden Fels, den sie der Härte nach herausmodellieren. Dabei bilden besonders harte Schichten Stufen und damit Stromschnellen und Wasserfälle aus. Die Klingen fallen, vor allem im Sommer, zeitweilig trocken, können aber bei Starkniederschlägen sehr rasch zu erosionsstarken Sturzbächen anschwellen, die am unteren Hangfuß steile Grottschuttkegel aufschütten und kantig/plattigen Grottschutt in die Flüsse einlagern.

4.2.2 Fließgewässerlandschaft des Muschelkalks

Der Muschelkalk erreicht seine größte Verbreitung im Raum Würzburg, zwischen Spessart und Steigerwald, wo er entlang des tief eingeschnittenen Mains zu Tage tritt und weite, nur leicht zertalte Flächen, die Gäuflächen, ausbildet, die in großen Bereichen von Löß und tonigen Schichten des Unteren Keuper überdeckt werden. Die Gäuflächen gehören zu der „großen Landterrasse Süddeutschlands“ (Abb. 46). Sie erstrecken sich mit ihrer breitesten Ausdehnung im Südwesten, im Taubereinzugsgebiet ansetzend und nach Nordosten immer schmaler werdend, bis etwa in die Region von Bad Neustadt an der Saale. In den nördlichen Bereichen streicht meist der Obere Muschelkalk an der Oberfläche aus, der nach Süden zunehmend von Schichten des Unteren Keupers überdeckt wird, die ihrerseits weitflächig mit einer Lößauflage versehen sind. Der Muschelkalk kommt außerdem in Form von kleineren, oft zersstückelten und teilweise sehr schmalen Schollen im Bereich der Rhön und nördlich Coburg vor und erstreckt sich, nordwest/südost streichend, entlang der fränkischen Linie zwischen

Kronach und Kemnath. Ein größeres Einzelvorkommen liegt noch nordwestlich von Grafenwöhr.

Der Muschelkalk ist sehr heterogen, oft nur aus dünnen Schichten aufgebaut: Kalk- und Mergelsteine wechseln häufig, es sind aber auch dolomitische Lagen (vor allem im Mittleren Muschelkalk), Gipse, Anhydrite, Salze, Tonsteine und, so bei Grafenwöhr, Sandsteine zwischengeschaltet. Morphologisch, insbesondere auch gewässermorphologisch setzen sich die härteren Kalkschichten durch: Im Unteren Muschelkalk sind es die Wellenkalke, die Kanten und kleinere Stufen ausbilden und auch etwas härtere Geschiebe liefern. Am wichtigsten jedoch sind die Plattenkalke des Oberen Muschelkalks, die kleinere Stufen und bei den steilen Hängen der großen, tief eingeschnittenen Kastentäler die typischen, oft vegetationsfreien Schutthänge ausbilden und die wichtigsten, härteren Geschiebe liefern. Sie haben für die Anlage und vor allem dem guten Erhaltungsgrad der Gäuflächen wesentliche Bedeutung: Sie schützen durch ihre Härte und Durchlässigkeit (Verkarstung) die darüber liegenden Flächen vor der Zertalung und Abtragung. Es sind meistens die Plattenkalke der Folge 3-5, die die oberen Hangkanten der Kastentäler ausbilden und selbst durch die unterlagernden, leicht abzutragenden Schichten als scharfe Kanten und Steilhänge, oft sogar mit senkrechten Wänden, herausmodelliert werden. Typisch für den Bereich des Muschelkalks sind deshalb die steilwandigen Kastentäler, Kerbsohlentäler mit besonders steilen Talflanken.

Die Verkarstung des Muschelkalks bedingt da, wo er nicht bedeckt ist, eine sehr geringe Gewässerdichte (0,3), die aber je

nach Mächtigkeit der überlagernden (Keuper)- Tonsteine und/ oder der Lößbedeckung auf Dichten um 1,1 zunimmt. Dagegen erreicht die Taldichte (Mulden- u. asymmetrische Kerbtäler) aus Gründen der kaltzeitlichen Abdichtung der Oberflächen durch Permafrost weitaus höhere Durchschnittswerte (1,3). Diese Verplombung durch Permafrost hat die meisten alten und großen Karstformen zerstört. Der Muschelkalk weist daher alle Formen einer „jungen“ Karstlandschaft auf: Geringe Gewässerdichten, Dolinen und im Bereich mit der Keuperbedeckung auch viele Erdfälle, steilwandige, tiefe Löcher, die durch Auslaugung im Untergrund und Nachsacken der überlagernden Schichten entstanden sind. Auch Bachschwinden sind typisch, in denen die Bäche im Untergrund versickern, wo sie im karsthydrologischen Stockwerk ihren Weg suchen und in Quelltöpfen wieder an der Oberfläche austreten.

Fast alle heutigen Gewässer der Gäuflächen sind nicht als echte Muschelkalkgewässer, sondern als löß- bzw. lößbeeinflusste, oder Gewässer des Unteren Keupers anzusehen. Nur wenige, meist Muldentäler, die im Muschelkalk angelegt sind und die Gewässer in den steilen Tälern, die von den Gäuflächen zu den tief eingeschnittenen Vorflutern überleiten, können als die „eigentlichen“ Muschelkalkgewässer bezeichnet werden (Abb. 46). Die Muschelkalkgewässer beziehen ihr Wasser, bis auf ganz wenige Ausnahmen, aus ortsfremden Regionen, überwiegend aus den Keuperbergländern. Diese liefern keine oder nur sehr wenige und dann auch nur feinsandige Geschiebe. Sie beeinflussen die Gewässer aber durch eine starke Erhöhung der Schwebstoffführung und in ihrem

Chemismus. Es handelt sich auch aus diesem Grund um karbonatische, nährstoff- und ionenreiche Gewässer.

Der Muschelkalk verwittert (bis auf die Sandsteine bei Grafenwöhr) zu viel Feinmaterial und plattig/eckigem Schutt. Tiefgründige, schwere Böden (meist Parabraunerden) sind noch dort über dem Muschelkalk erhalten, wo die jüngere Erosion die Flächen nicht zerstören konnte. Oft sind, vor allem auch durch den intensiven Ackerbau, nur noch degradierte Bodenprofile vorzufinden oder Rendzinen, sehr dünne, skelettreiche, durch viel Humus und Gesteinsbruchstücke gekennzeichnete Böden. Auch sind große Unterschiede durch die austreichenden Schichten vorzufinden: Bei den härteren Kalksteinen überwiegen steinig- plattige, selten blockige Schuttstücke, andere Kalksteine zerfallen ganz überwiegend in stengelige Kies Korngrößen. Dagegen verwittern die Mergel und Tonsteine zu Feinmaterial, das z. T. mit kiesgroßem Plättchenschutt durchsetzt ist. Bei den steilen Hängen der Kerb-, Kerbsohlen- und Kastentäler ist häufig das Feinmaterial ausgeschwemmt und es haben sich sehr durchlässige Grobschutthänge, extreme Trockenstandorte entwickelt, die oft keine Waldvegetation, oder nur wenige kleine Bäume oder Wacholdersträucher aufweisen.

Die Sandfraktion fehlt im Muschelkalk fast ganz (bis auf die Sandsteine bei Grafenwöhr) und, wenn sie vorkommt, stammt dieselbe aus den Stufenstirnbächen der Keuper-Sandsteinstufe und/oder aus dem verwitterten Schilfsandstein, der kleinere Stufen, meist aber nur ein stark aufgelöstes Hügelland im Vor-



Abb. 45
Bachbett eines kleinen, trocken gefallenen Gewässers im Muschelkalk (kantiger Schutt)

Fließgewässerlandschaft des Muschelkalks (Querschnitt)

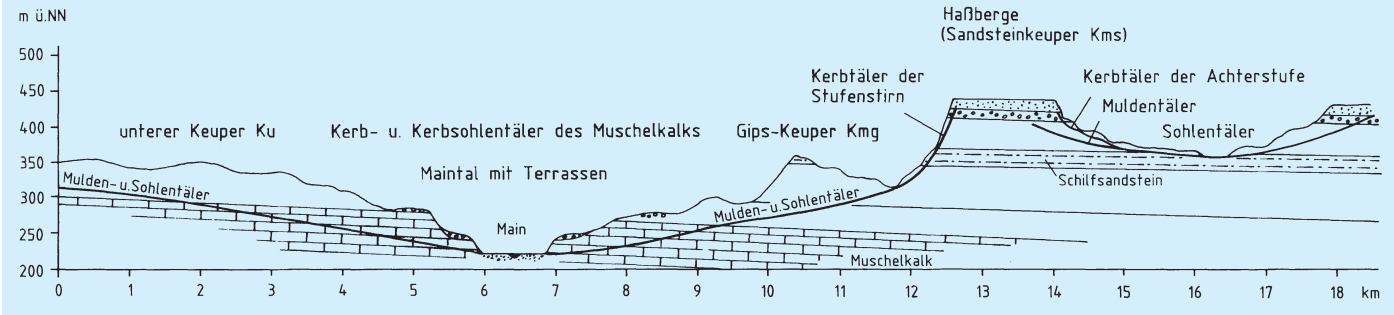


Abb. 46 Relief, Gewässeranlage und Schichtlagerung im Bereich der Gäuflächen bei Schweinfurt und den Haßbergen

land der Hauptstufe ausbildet (Abb. 46). Muschelkalkgewässer haben alle, verstärkt durch den Löß und die Tonböden des Unteren Keupers, einen sehr hohen Anteil an Feinmaterial und nehmen nur in den Kerbtaleinschnitten und den sehr engen Kerbsohlen- und Kastentälern Grobmaterial auf.

Die Gewässer entspringen zumeist in Quellmulden auf den keuper- und lößbedeckten Gäuflächen und fließen in flachen, konkaven Muldentälern mit geringen Gefällen (1-3 %) ab. Meist sind diese sehr kurz und gehen bald in Sohlentäler mit

breiten Feinmaterialauen und sehr geringen Gefällewerten (um 0,25 %, Abb. 46 u. 50) über. Dort haben die Gewässer die typischen, kastenförmigen, tiefen und fast geschiebefreien Bachbetten der Lößregionen, bzw. der des Unteren Keupers (Kap. 4.2.3.1), die stark gekrümmt, oft auch mäandrierend verlaufen.

Beim Eintritt in die harten Plattenkalke ändern sich die Erscheinungsformen schlagartig und grundlegend. Die Gewässer wandeln sich zu „echten“ Muschelkalkgewässern: Sie fließen

Abb. 47 Fließgewässer im Muschelkalk I (kleine Gewässer, Klingen und tief eingeschnittener Vorfluter – Kastental der Tauber)

Kleiner Fließgewässer im Muschelkalk

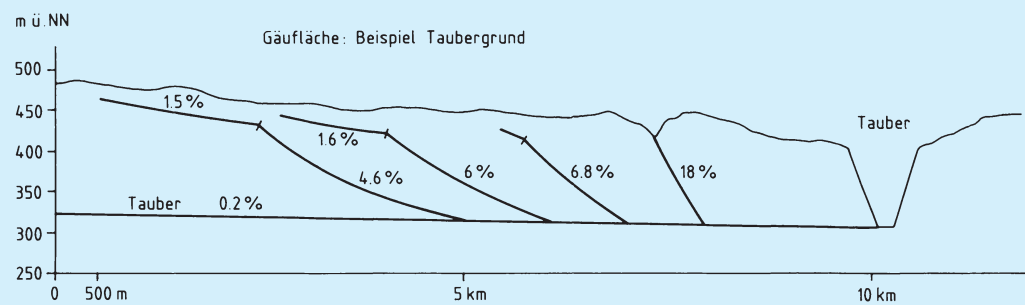


Abb. 48 Fließgewässer im Muschelkalk II (mittlere und größere Gewässer)

Mittlere und größere Fließgewässer im Muschelkalk

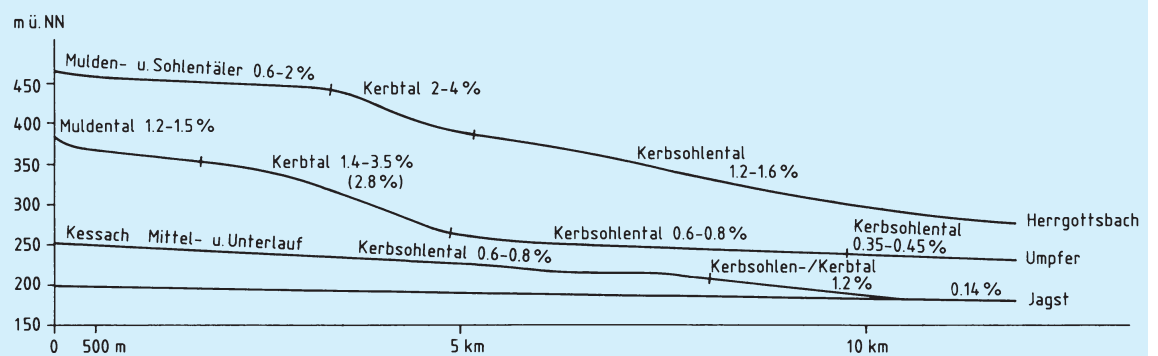




Abb. 49
Gewässer im Muschelkalk mit typischen Kiesbänken

über einen Gefälleknick in Kerbtäler mit Gefällewerten zwischen 1,8 - >3 %. Bei kleineren Gewässern kommen auch steilere Partien vor. Die Linienführung ist gestreckt bis leicht gekrümmt; die Bachbetten sind eher flach ausgeprägt und die Sohlen mit dachziegelartig angeordneten, platten, steinigen Geschieben bedeckt, über die das Wasser mit dünnem Film abfließt. Das Feinmaterial wird ständig abtransportiert und ausgespült. Die Ufer sind streckenweise sogar stark mit dem Land verzahnt.

Die Kerbtalstrecken münden mit abnehmendem Gefälle in Kerbsohlentäler, die streckenweise als Kastentäler mit sehr steilen Hängen ausgeprägt sind. Die Auenbildung setzt etwa bei 1,8 % ein und nimmt auf Werte unter 1 % ab (Abb. 47 u. 48). Die Auen sind auffällig schmal und flach und verbreitern sich abwärts nur langsam und geringfügig. Die mittleren Gewässer der 2' u 3' Formation haben Auenbreiten von nur 100-250 m bei Gefällewerten zwischen 0,9 und 0,5 %, auch die größeren, wie die Tauber, erreichen nur 250, maximal 500 m Breite und haben geringe Talbodengefälle, die zwischen 0,1 und 0,2 % schwanken. Der Krümmungsgrad nimmt stark zu, dabei sind aber nur wenige mäandrierende Strecken ausgebildet.

In den Kerbtälern und engen Kerbsohlentälern können die Gewässer durch Hangunterschneidung immer wieder Schuttmaterial aufnehmen. Die Gewässer haben daher steinige Betten und die Talböden sind als Grobmaterialauen ausgebildet. Da vor allem die an die Gäuflächen angeschlossenen Gewässer auch viel Feinmaterial mitführen, wird dieses in den plattig/steinigen, meist kantigen oder kantengerundeten Steinen teil-

weise eingelagert. Schlack verklebt die Sedimente. Die Auen der engen Kerbsohlentäler bestehen aus Grobgeschiebe, das mit Feinmaterial durchsetzt ist. Die steinig, eher flachen Querprofile werden durch Bänke gegliedert, die Ufer sind meist steilwandig und gebuchtet, streckenweise, bei viel Grobmaterial, auch mit dem Land verzahnt.

Bei den größeren Gewässern, die nur selten die Talhänge unterschneiden nimmt das grobe Geschiebmaterial stark ab und die Auensedimente bestehen daher überwiegend aus tonigem Feinmaterial, welches stellenweise mit einzelnen Steinlagen durchsetzt ist. Kastenförmige, eher tiefe Bachbetten entwickeln sich. Die Ufer sind sehr steilwandig ausgebildet und in der Längserstreckung durch schollenartige Abbrüche gebuchtet.

Auch bei den Muschelkalkgewässern haben sich, wie im Bereich des Buntsandsteins steile Klagen mit weit mehr als 15 % Gefälle zwischen den Hochflächen der Gäulandschaften und den tief eingeschnittenen Haupttälern entwickelt (Abb. 47 u. Kap. 4.2.1). Die Klagen im Muschelkalk fallen häufiger trocken und haben Betten mit mehr steinigen Korngrößen im Gegensatz zu den blockigen im Buntsandstein und weisen weniger Fließstrecken im anstehenden Fels auf.

4.2.3 Fließgewässerlandschaften des Keupers

Der Keuper erstreckt sich vor allem im zentralen Franken mit einem Streifen, der von Nord nach Süd von 25 auf etwa 75 km Breite zunimmt. Kleinere Ausdehnung haben die Keuper-

bergländer im Osten zwischen Fränkischer Alb und fränkischer Linie, der markanten nordnordwest/südsüdost streichenden Grenze, an der das Grundgebirge aufsteigt. Dieser Bereich besteht aus tektonisch stark verschachtelten Schollen der Trias, überwiegend des Keupers. Weiter südlich sind größere Einzelvorkommen noch bei Sulzbach/Rosenberg und in der Bodewöhrer Bucht zu finden. Die kleinräumig stark zerstückelten Keupervorkommen im Osten Bayerns sind gewässermorphologisch als eine Einheit („Keuper, undifferenziert“) anzusprechen, ganz im Gegensatz zur weitgehend ungestörten Schichtlagerung im Westen. Während im Schollenmosaik des Ostens Hügelländer mit vielen kleinen Schichtstufen und Schichtkämmen entwickelt sind, besteht im Westen eine klare Zweigliederung durch die Schichtstufe der Frankenhöhe, des Steigerwaldes und der Haßberge in ein weites Stufenvorland, den keuperbedeckten Gäuflächen und das Stufenrückland, beide getrennt durch die Stufe, die auch eine Hauptwasserscheide darstellt (Abb. 46 u. 50).

gelsteinen durchsetzt sind. Die Sandsteine sind die Stufenbildner, bauen mit breiter Landterrasse das Hinterland auf und bestimmen Landschafts- und Fließgewässerformen (Abb. 46 u. 50). Die Keuperstufe ist wegen der insgesamt nur dünnen, in ihrer Schichtmächtigkeit und faziell oft wechselnden Schichten in sich stark gegliedert und teilweise regelrecht aufgelöst. Viele kleine und große Buchten greifen mit großer Taldichte tief in die Stufen ein. Größere Gewässer, wie die Aisch und die Altmühl entspringen auf den Gäuflächen in ganz flachen Mulden und fließen, wie in einen Trichter mit breiten Tälern und Auen in die Sandsteinstufen ein, die sie mit ebenso breit angelegten Feinmaterialauen durchqueren. Diese großen, schon alt angelegten „konsequenten“ Täler gliedern die Landterrasse in einzelne Schollen. Die relativ kurzen Seitengerinne lösen die Sandstein-Schichtstufen quasi von der Seite auf. Durch den relativ weichen Untergrund und den hohen Oberflächenabfluss ist dort eine sehr kleinräumig gegliederte Landschaft entstanden (s. Kap 4.2.3.2).

Fließgewässerlandschaft des Keupers (Querschnitt)

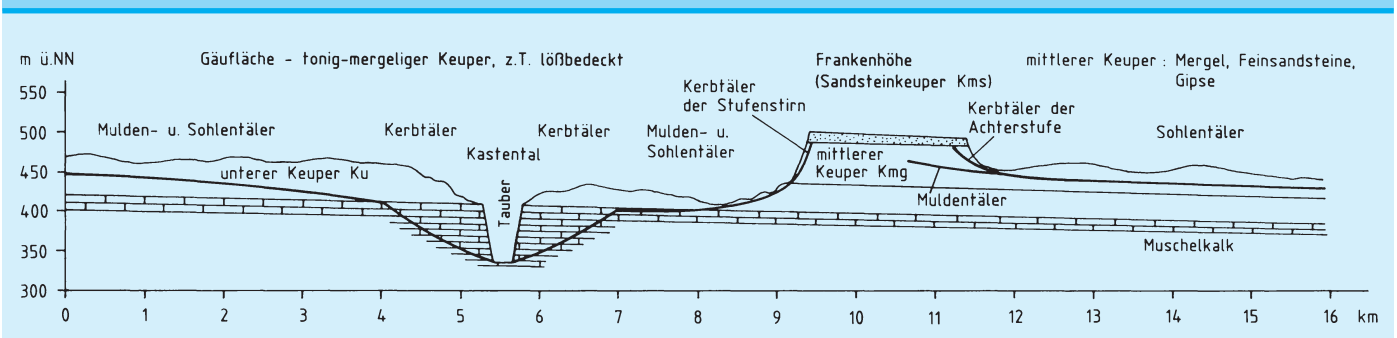


Abb. 50 Relief, Gewässeranlage und Schichtlagerung im Bereich der Gäuflächen und der Frankenhöhe

Der Keuper besteht aus maximal etwa 500 m mächtigen, feingeschichteten, häufig wechselnden Mergel-, Ton- und Sandsteinen, denen vor allem in den unteren Bereichen viel Gipse beigemischt und auch dolomitische Bänke eingeschaltet sind. Dabei ist der Untere und Mittlere Keuper, einschließlich des Gipskeupers ganz überwiegend aus Mergel- und Tonsteinen aufgebaut, während Sandsteine erst in den darüber liegenden Schichten auftreten. Der Schilfsandstein, der zum Gipskeuper gehört, besteht ganz überwiegend aus Feinsandsteinen mit viel tonigem Bindemittel, der sehr leicht verwittert und schwere Lehme hinterlässt. Er liefert für das Geschiebespektrum sehr wenig quarzische Feinsande der Korngröße 0,063-0,112 mm. Diese Feinsande beeinflussen nur geringfügig und nur dort, wo sie auftreten, den Feinmaterialcharakter dieser tieferen Keuperregion (Hügel- und Flachlandgewässer des tonig-mergeligen Keupers (Kap. 4.2.3.1).

Ganz anders sieht es in den oberen Bereichen aus, wo Sandsteine vorherrschen, die mit vielen „Letten“, Ton- und Mer-

Die für das süddeutsche Schichtstufenland so charakteristische Anzapfungsgeschichte (Kap. 2.2) hat wegen ihrer weiten Entfernung zum Rhein im östlichen Bayern nicht so dramatische Züge, wie im Schwäbischen, weil sich die Gewässer noch nicht so weit eingeschnitten haben. Lediglich die direkt dem Main, der Tauber, der Jagst und dem Kocher zufließenden Seitengerinne sind von der Anzapfung stark betroffen und haben dadurch gestufte Längsprofile entwickelt (Abb. 47 u. 48). Nach Osten zu endet dieser Einfluss noch vor der Keuperstufe spätestens jedoch im Einzugsbereich der oberen Rednitz, bzw. der Schwäbischen Rezat bei Weißenburg, wo kein anzapfungsbedingter Einschnitt der Gewässer mehr zu beobachten ist. Während die junge Einschneidung des Mains bei der Taubermündung etwa 150 m beträgt, nimmt dieselbe bis Bamberg auf 20 - 30 und bis Weißenburg i. B. auf 0 m ab. Das Rednitz-Regnitz-System, welches die Sammelader der Gewässer der breiten Sandsteinkeuper-Landterrasse darstellt, hat die Längsprofile und Talformen der vielen Seitengewässer deshalb nur im Unterlauf beeinflussen können: Täler und Auen werden

im Übergangsbereich zur Regnitz schmaler und die Längsprofile steiler.

Die Sandsteine des Keupers verwittern weit leichter und schneller als die des Buntsandsteins zum Endprodukt Sand. Die Körnigkeit unterscheidet sich daher generell: Die Keupersandsteine produzieren nur im Bereich des steileren Geländes der Stufen und Hänge etwas plattiges, steinig/kiesiges Schuttmaterial, das als Grobgeschiebe in die Gewässer gelangt. Die Fließgewässer des Sandsteinkeupers haben daher viel früher als die des Buntsandsteins sandige Betten und Auen. Größeres Geschiebmaterial ist weitaus weniger vorhanden und dem entsprechend sind auch die Gefällewerte geringer. Hinzu kommen die vielen zwischengeschalteten Tonsteinlagen, die ganz im Gegensatz zum Buntsandstein viel Feinmaterial zur Verfügung stellen. Das Feinmaterial wird zwar zum großen Teil ausgeschwemmt, es ist aber auch in der Sandsteinregion überall in Form lehmiger Böden vorhanden. Die Sandgewässer des Keupers unterscheiden sich deshalb grundsätzlich durch ihren Gewässerchemismus und dem Gehalt an Schwebstoffen von allen anderen Sandgebieten.

Gewässermorphologisch müssen die Regionen des tonigen, tieferen Keupers von denen des Sandsteinkeupers getrennt und extra beschrieben werden. Die untere Region wird kurz gefasst durch Feinmaterial, die obere Region durch Sand charakterisiert.

Das Keuper-Bruchschollenland im Osten Bayerns ist überwiegend vom Sandstein geprägt. Deshalb werden in der Karte

diese mehr oder weniger isoliert liegenden Keuper-Vorkommen mit der Signatur des Sandsteinkeupers dargestellt.

Die vereinzelt im Nordwesten liegenden Keuperschollen sind dagegen mehr tonig-mergelig ausgebildet und deshalb mit der entsprechenden Signatur gekennzeichnet.

4.2.3.1 Fließgewässerlandschaft des tonig-mergeligen Keupers

Während der Untere Keuper (ku) mit dünnen Schichten weitflächig die sanften Flach- und Hügelländer der Gäuflächen bedeckt und seinerseits meist noch mit einem Lössschleier überzogen ist, der bis zu 3 und mehr Meter Mächtigkeit erreicht, bildet der Gipskeuper (kmg) eine enger gekammerte Hügellandschaft aus, die sich mit unterschiedlich breitem Streifen vor der Stufe ausdehnt und in diese mit breiten dreiecksförmigen Buchten eingreift. Der Gipskeuper steigt bis unmittelbar unter die Sandsteinschichten des Stufenbildners auf und bildet dessen schön konkav geschwungenen mittleren und unteren Hangpartien aus. Zahlreiche, obsequente, von der Sandsteinstufe herunter kommende Gerinne zerschneiden die Stufenhänge und haben Kerbtäler ausgebildet, die die Stufe zerlappen und erosiv auflösen. Halbinselartige, weit auf die Gäuflächen vorgreifende Stufenausläufer und auch vom Hinterland schon abgeschnittene Inselberge haben sich entwickelt, wie auch tiefe Einschnitte in die Stufen durch die Seitentäler. Ein hoher Auflösungsgrad ist deshalb für die Keuperstufen charakteristisch.



Abb. 51
Steilwandiges, tiefes und geschiebearmes Gewässer im tonig/mergeligen Keuper (Baunach)

Mergel- und Tonsteine verwittern schnell und leicht zu tonigem Feinmaterial und bilden sehr schwere, (fast wasserundurchlässige) Böden (Pelosole) aus. Nur in steilerem Relief, in Stufennähe, sind auch größere Bestandteile in Form von kleineren Platten und Plättchenschutt vorhanden. Die Lösungsverwitterung hat bei der Zersetzung der Mergel und vor allem auch bei den Gipsen und gipshaltigen Schichten großen Anteil. Die Dolomite sind etwas härter, verwittern langsamer und liefern daher auch, aber wenige Geschiebe. Sie bilden Kanten und kleine Stufen aus, die das Landschaftsbild ganz entscheidend prägen. Ein besonderes Beispiel ist die im Schwäbischen weit verbreitete „Engelhofer Platte“, eine nur 1-2 m mächtige, dolomitisierte Schicht die als relativ harte Bank zwischen den Tonen und Mergeln eine weithin sichtbare Stufe und Landterrasse ausbildet.

ten sind daher sehr erosionsanfällig, sobald Geschiebematerial in die Gewässer gerät. Schon der wenige Feinsand schleift streckenweise 10-20 cm breite und 10 cm tiefe Rinnen in dem sehr standfesten, tonigem Auematerial aus.

Die Gewässer führen selbst bei Niedrigwasserabfluss so viel Schwebstoffe mit sich, dass starke Trübung üblich ist. Da der Untergrund sehr wasserstauend wirkt, sind Häufigkeit und Amplitude der Wasserstandsschwankungen hoch, die überbordvollen Hochwässer häufig und direkt vom Niederschlagsverhalten abhängig. Die Häufigkeit der Überflutungen der Auenflächen mit schwebstoffbelasteten Gewässern wird durch die intensive landwirtschaftliche Nutzung noch erheblich verstärkt. Flächenhafte Abtragung auf den Äckern und verstärkte Auebildung in den Tälern sind die sichtbaren Folgen. Nach-

Fließgewässerlandschaft des tonig-mergeligen Keupers

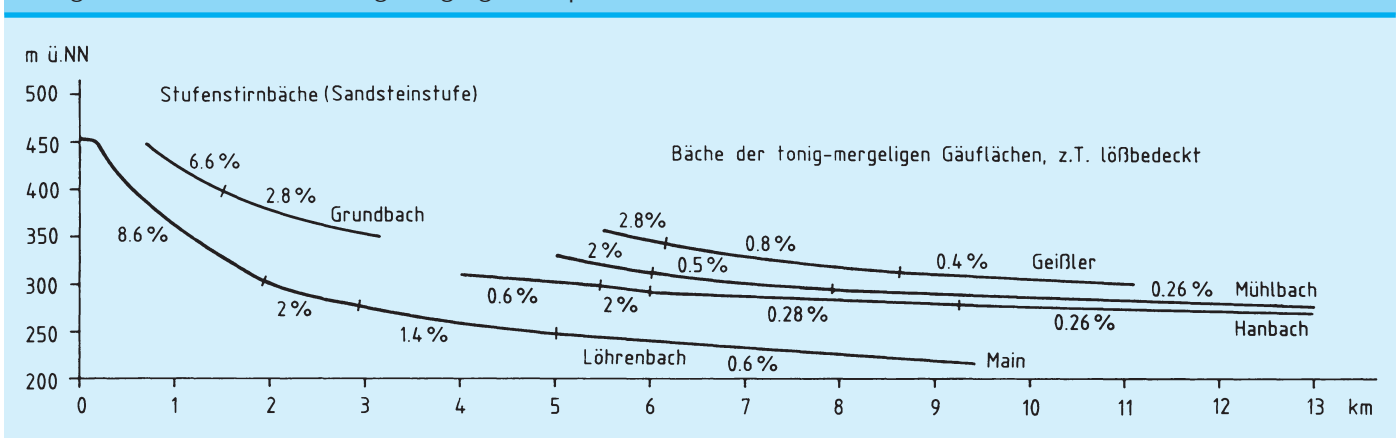


Abb. 52 Längsprofile der Täler im tonig-mergeligen Keuper

Die Fließgewässer, die auf den Gäuflächen entspringen, verlaufen eine kurze Strecke in flachen, konkaven Muldentälern, die selten mehr als 2 % Gefälle erreichen und münden rasch in Sohlentälern mit breiten Auen und mit sehr flachen Hanganschlüssen. Die Auen haben meist nur ein Gefälle um 0,25 - 0,3 % und sind als sehr ebene Feinmaterialauen ausgebildet (Abb. 52). Schon in den Muldentälern sind eher tiefe, sehr glatte, kasten- oder u-förmige Betten mit z. T. überhängenden Ufern entwickelt. Die Linienführung schwankt zwischen gekrümmt bis stark gekrümmt und nimmt in den Auen auf mäandrierend zu, die Uferlinien sind glatt und nur wenig durch einzelne Abbrüche gebuchtet. Schlick und Schlamm bedecken fast schwebend die Bachbetten, Geschiebe fehlen, durch die Lößbedeckung noch verstärkt, fast ganz. Nur, wo etwas feinsandige Schichten angeschnitten werden, sind ein meist sehr lückenhafter Feinsandschleier oder ganz flache Feinsandbänke entwickelt. Es herrscht dieselbe Geschiebearmut wie in den lößbestimmten Regionen. Die Gewässerbet-

weisbar an den meist scharfen Kanten zwischen Auen und Hängen; die Überflutungsaunen greifen gegen die Hänge vor, während sich bei inaktiven Auen die Hänge mit konkaver Schleppe auf die Auen ausdehnen. Die Gewässerdichten sind vor allem im Verhältnis zu den geringen Niederschlagswerten auf den keuperbedeckten Gäuflächen mittel bis hoch (1,2-1,5) und nehmen zu den Stufen bis sogar auf sehr hoch (>1,5) zu.

Die Gewässer im Stufenvorland entspringen fast alle im oberen Bereich der Stufenhänge, an der Grenze zwischen Sandsteinen und wasserstauenden Ton- oder Mergelsteinen, die Quellhorizonte ausbilden, an denen die Stufen durch „Quellerosion“ steil gehalten und zurückverlegt werden. Die kleinen Gewässer fließen dort in Kerbarissen ab, oft in scharfen Einschnitten, die die Stufenhänge zerschneiden. Der Hangschutt beinhaltet überwiegend Feinmaterial, aber auch eine Menge, oft nur kiesgroßen Plättchenschutts, vor allem Sande und auch plattige, stein- bis blockgroße kantengerundete Sandsteinplat-

ten, die aus den auflagernden Sandsteinen stammen. Diese sehr schuttreichen Quellgewässer der Oberhänge haben zwischen 5 und 9 % Gefälle und bilden nach Zusammenfluss kurze Kerbtäler aus, in denen das Gefälle rasch auf unter 3 % absinkt. Quell- und Kerbtalgewässer lösen die Stufen erosiv auf.

Die Bachbetten sind anfänglich sogar streckenweise schuttüberlastet und bilden flache Betten, oft randvoll gefüllt mit plattigem Geschiebe, aus. Meist sind jedoch flachere Betten mit Bänken und pool-riffle Sequenzen entwickelt. Die Linienführung ist geradlinig bis leicht gekrümmt, die Ufer mit dem Land streckenweise sogar stark verzahnt.

Während das Feinmaterial kontinuierlich ausgewaschen wird, zerreibt sich das feine, weiche Schuttmaterial aus den Mergel- und Tonsteinen schon nach sehr kurzem Transport und wird ebenfalls als Trüb ausgeschwemmt. Zurück bleiben die härteren Sandsteingerölle und der Sand selbst. Schon in den Kerb- und Kerbsohlentälern mit 2-3 % Gefälle sind meist nur noch Sande und Sandsteingeschiebe zu finden. Das plattige, überwiegend steingroße Geschiebe und vereinzelte Blöcke bilden eine Sohlpflasterung aus, die auch noch eine kurze Strecke in den beginnenden Kerbsohlentälern charakteristisch ist. Es haben sich eher flache Bachbetten mit steilen und verzahnten Ufern ausgebildet, in denen sich Sand- und weniger Kiesbänke bewegen. Die Auen setzen bei etwa 2,5-2 % Talgefälle mit Grobmaterialschüttungen ein, die auch viel Sande und Feinmaterial beinhalten.

Die kurzen Kerbsohlentalstrecken gehen rasch in Sohlentäler mit gleichzeitig stark abnehmenden Gefälle (0,6-0,2 %) über. Der Anteil an Grobgeschieben verringert sich auf die Kiesfraktion, gröberes Material ist nur noch vereinzelt zu finden. Es setzt sich der Feinmaterialcharakter der Gewässer durch. Wie oben beschrieben, nehmen die Gewässer dann tiefe, kastenförmige Betten mit stark gekrümmten bis mäandrierenden Lauf an. Die Auen sind zunächst lehmig/sandig und bei etwa 0,5 % Talgefälle setzen sich dann Feinmaterialauen durch. Der Unterschied zu den auf den Gäuflächen entspringenden Gewässern besteht nur noch in einer etwas größeren Geschiebeführung in Form von Sandbänken, die streckenweise auch als geschlossene, flache Sohlbedeckung ausgebildet sein können. Die Erosionsanfälligkeit dieser Auen ist besonders groß, weil große Geschiebearmut bei trotzdem noch genügend Sand, manchmal auch noch kleinen Kiesbänken, vorhanden ist. Diese Bäche des Stufenvorlandes sind als besonders erosionsgefährdete Gewässer heute fast alle viel zu tief eingeschnitten, so dass die Auebildung stark eingeschränkt ist.

Geochemisch handelt es sich um nährstoffreiche, unterschiedlich stark karbonatische Gewässer, die im Gipskeuper karbonatisch/sulfatisch, streckenweise sogar stark sulfatisch werden können (Forschungsgruppe Fließgewässer 1998).

4.2.3.2 Fließgewässerlandschaft des sandigen Keupers

Stufen- und Stufenhinterland werden, wie oben beschrieben, durch die Sandsteine des mittleren Keupers morphologisch geprägt. Die größeren Gewässer der Frankenhöhe und des Steigerwaldes verlaufen konsequent der Neigung der Schichten nach Osten, bzw. Südosten folgend, in breiten Kerbsohlentälern, streckenweise auch in Sohlentälern, da die Talflanken weit zurückweichen und zu einem Hügelland abgetragen wurden. Die Seitentäler sind wie Fischgräten angelegt und verlaufen in nordwest/südöstlicher, bzw. südwest/nordöstlicher Richtung. Von diesen zweigen meist rechtwinklig kleine, meist nur 1-2 km lange Gewässer ab, die die Hänge mit Kerbtälern zerschneiden. Durch dieses sehr hierarchisch aufgebaute und sehr dichte Tal- und Gewässernetz (1,5-2,6) ist eine sehr kleinräumig gegliederte, aber „geordnete“ Landschaft entstanden.

Nördlich des Mains, in den Haßbergen, wird diese natürliche Anlage durch die Nord/Süd verlaufenden Hauptgewässer überprägt. Dadurch ist ein noch unruhigeres Relief mit sich kreuzenden Richtungen entstanden. Die großen Gewässer konvergieren strahlenförmig auf den Bamberger Raum zu, wo sie zusammenfließen und dann gemeinsam über den Mairdurchbruch nach außen entwässern. Es hat den Anschein, dass dieser Durchbruch die Anzapfungsstrecke darstellt, die ein älteres donautributäres Nord/Süd gerichtetes Abtragungs- und Tälersystem (Regnitz/Rednitz) umgelenkt hat.

Wie schon beschrieben, verwittern die Sandsteine des Keupers sehr rasch zu Sanden und Feinmaterial. Der relativ hohe Anteil an Feinmaterial wird noch durch die häufig zwischengeschalteten Ton- und Mergelsteine verstärkt. Deshalb finden sich größere Ablagerungen nur im steileren Relief, an den Hängen im Bereich der Achterstufen und den Kerb-, bzw. Kerbsohlentälern der kleineren bis mittleren Gewässer. Dort können die Gewässer plattigen Schutt als Grobgeschiebe aufnehmen und weiter transportieren. Größere Gewässer, wie die Reiche Ebrach, die Bibart oder Baunach weisen schon in ihren Mittelläufen kein oder nur sehr wenig gröberes Geschiebematerial auf und sind als „Sandbäche“ ausgeprägt.

Die Gewässer entspringen meist an Quellhorizonten, die an der Grenze zwischen Ton-, Mergelsteinen und Sandsteinen liegen und fließen in kurzen Kerbtälern mit steil konkaven Längsprofilen ab (Abb. 50, 53 u. 54). Die meist nicht mehr als 2 km langen Kerbtalstrecken haben sehr unterschiedliche Gefällewerte, die durchschnittlich im Bereich 3,5-6 % liegen. Vereinzelt, vor allem im Bereich der Achterstufen, kommen jedoch auch Werte bis 10 % vor.

Die Bachbetten sind im schuttreichen Verwitterungsmaterial angelegt, wo sie sehr viel plattiges Geschiebematerial unterschiedlicher Größe aufnehmen können. Der Hangschutt besteht aus Gesteinsbruchstücken und viel Feinmaterial, das so-

Fließgewässerlandschaft des sandigen Keupers (Längsprofile II)

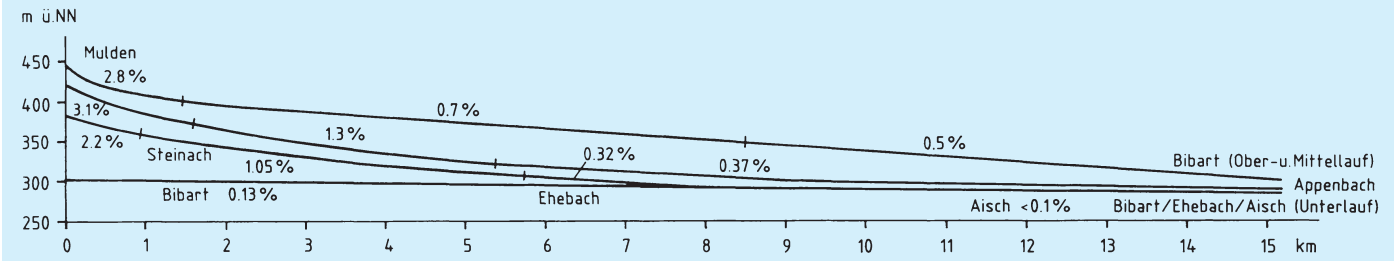


Abb. 53 Längsprofile der Täler im Sandsteinkeuper I

fort ausgeschwemmt wird, während sich das Grobmaterial anreichert. Dieses besteht aus stengeligem, sehr brüchigem Feinschutt aus den Ton- und Mergelsteinen und plattigen Sandsteinbruchstücken, die überwiegend Stein-, aber vereinzelt auch Blockgröße erreichen. Stellenweise vorkommende Kalk- und Dolomitsteine zerfallen auch in plattige Produkte. Es sind je nach Lage sehr unterschiedliche, aber flache, mit dem Land verzahnte Betten ausgebildet: Während bei den kontinuierlich fließenden Quellgewässern durch plattige Blöcke kaskadenartig gestufte, relativ stabile, steinige Betten vorkommen, weisen etwas größere Kerbtalgewässer oft sehr mobile, geschiebereiche Bachbetten auf, die sich ständig durch Zwischenaufschüttung und Seitenerosion verlagern. Bei den dabei häufig auftretenden Hangunterschneidungen kommen sogar mit Geschieberandvoll verfüllte Bachbetten vor, in denen das Wasser in Trockenperioden im Sediment abläuft, ohne dass es an die Oberfläche tritt. Fließstrecken mit Bankbildung und „pool-riffle“-Sequenzen sind in Abhängigkeit von der Menge der Anlieferung von Grobschutt genauso häufig zu beobachten, wie Bachbetten mit Sohlpanzerung, über die nur wenig sandiges oder kiesiges Material in dünnen Bänken bewegt wird. Es gibt auch kurze Strecken, in denen das Verwitterungsmaterial abgetragen ist und die Gewässer auf dem Anstehenden verlaufen. Dabei werden die härteren Sandsteinschichten treppenförmig herauspräpariert, die mit kleinen Wasserfällen überflossen werden.

Diese auch im natürlichen Zustand häufig wechselnden morphologischen Zustände sind ein Produkt der Zeit in Bezug zum Material: Die Mergel- und Tonsteingeschiebe werden schon nach kürzestem Transport völlig aufgerieben, während die Sandsteine residual zurückbleiben. Jeder Anschnitt im Hangschutt bedeutet für eine kurze Strecke und ebenso kurze Zeit eine „momentane“ Überlastung, die schnell abgebaut wird. In den Strecken, in denen keine frische Seiten- oder Tiefenerosion stattfindet, stellen sich mangels Geschiebe und rascher Sortierung auch nach kurzer Zeit relativ stabile Verhältnisse durch Sohlpflasterung ein, solange noch genügend Grobmaterial vorhanden ist. Dieses Verhalten ist auch Ursache für die schnelle Abnahme des Gefälles, bzw. für die steil konkave Längsprofilentwicklung und die so auffällig kurzen Oberläufe.

Muldentäler mit 2-4 % Talgefälle sind im Stufenbereich weniger verbreitet, dafür aber im Hinterland um so mehr. Die Bachbetten haben überwiegend steilwandige, gebuchtete Ufer und sind etwas tiefer als die der Kerbtäler ausgebildet und auch stärker gekrümmt. Sohlpflasterung durch plattige Sandsteingeschiebe, flache Sand- und wenige Kiesbänke sind charakteristisch.

Auenbildung in Kerbsohlentälern setzt mit etwa 2,5 % Talgefälle ein, spätestens jedoch bei 2 %. Die Gewässer pendeln in ihren schmalen Auen mit weiten Kurven zwischen den Talhängen, wo sie durch Prallhangunterschneidung noch gelegentlich Grobmaterial aufnehmen können. Das Auesediment besteht daher eine Strecke lang noch aus einem Gemisch von Sanden, Feinmaterial und Lagen von plattig/steinigen Geschieben. Die Bachbetten behalten ihre Sohlpflasterung noch bei, die Bachbettform aber ändert sich in eher tiefe, kastenförmige Querprofile. Die steilen Ufer werden glattlinig, sind wenig nur durch schollenartige Abbrüche gebuchtet, der Krümmungsgrad nimmt stark zu und die Grobgeschiebeführung ab. Plattige Steine werden immer seltener, Kiese verlieren sich und Sande fangen an, die Bachbetten zu bedecken. Meist setzt sich schon nach wenigen Laufkilometern, mit schneller Abnahme der Gefällewerte auf etwa 0,5 %, der sandig-lehmige Gewässercharakter durch. Es entwickeln sich Sandauen, die für die mittleren Gewässer dieser Region so typisch sind. Entsprechend sind die Auesedimente ausgeprägt; sie setzen sich aus Sanden und Feinmaterial und nur noch vereinzelt größeren Geschieben zusammen. Die Ufer der stark gekrümmten Gewässer sind glattlinig und steilwandig ausgebildet, die Sohlen flach mit Sand, vereinzelt noch beigemischten Kiesen bedeckt, die bei höheren Wasserständen schnell bewegt und bei überbordvollen Ereignissen auf die Auenflächen ausgespült werden.

Größere Gewässer verlieren weiter rasch an Gefälle, das sich bei 0,2 % einpendelt. Dabei nimmt der Krümmungsgrad nochmals auf mäandrierend ($SI > 1,5$) zu. Der Sandgehalt im Auesediment nimmt stark ab und wird durch mehr Feinmaterial ersetzt; es entstehen Feinmaterialauen, die mit schweren Lehmen sehr breite, ebene, z. T. vernässte Flächen ausbilden.

Fließgewässerlandschaft des sandigen Keupers (Längsprofile III)

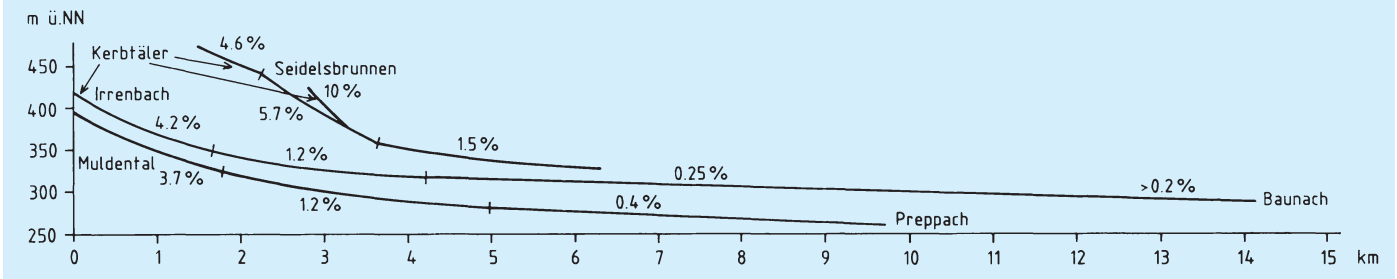


Abb. 54 Längsprofile der Täler im Sandsteinkeuper

Kastenförmige, tiefe Profile mit dünner sandiger und schlackiger Sohlbedeckung sind üblich.

Anlage und Formen der Gewässer im Sandsteinkeuper, zeigen, dass auch in den oberen Partien des Keupers insgesamt von Natur aus geringe Geschiebeführung typisch ist, die nicht mit den fast geschiebefreien unteren Keuperbereichen zu vergleichen ist, aber einen auffälligen Gegensatz zu den Buntsandsteinbereichen darstellt. Die geringe Geschiebeführung wird besonders deutlich durch die rasche Abnahme des Gefälles und der Korngrößen.

Die Gewässer sind weniger ionen- und nährstoffreich als die des unteren Keupers. In den Oberläufen sind sie durch die zwischen geschalteten Mergelsteine nur leicht karbonatisch und wenig nährstoff- und ionenreich. Viele Gewässer, vor al-

lem im Steigerwald und der Frankenhöhe, fließen im Mittel- und Unterlauf eine Strecke im Gipskeuper oder entspringen sogar in demselben und nehmen dort mehr gelöste Stoffe auf. Deshalb kommen auch ionen- und nährstoffreichere, karbonatische und auch sulfatische Gewässer vor. Die Fließgewässer der kleineren Keuperschollen im östlichen Bayern sind durchweg vom Sandstein geprägt.

4.2.4 Fließgewässerlandschaft des Lias und des Doggers

Lias und Dogger erscheinen im Schichtstufenland Bayerns als schmaler, 5-10 km breiter Streifen im Stufenvorland zur Fränkischen Alb. Dabei bauen die Doggerschichten, meist nur 2-3 km breit, den Sockel des Stufenanstiegs zur Albhochfläche



Abb. 55 Sandgeprägtes Gewässer in sandig/lehmiger Aue (Rezat)

auf, während die Liasschichten das weitere Vorland überdecken. Die größte Ausdehnung wird westlich von Bayreuth mit einer Fläche von etwa 15 x 20 km erreicht. Einzelne Schollen mit überwiegend Liasbedeckung finden sich nördlich des Maintals zwischen Bamberg und Lichtenfels, südlich von Coburg und Kronach und nördlich von Bayreuth. Kleinere Vorkommen bedecken fleckenartig den Sandsteinkeuper der Haßberge, sowie die Randstufe des Steigerwaldes und sind als schmale Kannten in der „Bodenwöhrer Bucht“ zu finden.

Lias und Dogger erreichen etwa 150-200 m Mächtigkeit und sind in Bayern in der Höhenlage zwischen 300 und 500 m ü. NN am weitesten verbreitet. Nur im Südwesten, im Riesvorland steigen die Schichten auf eine Obergrenze bei 600 m an. Sie werden von vielfältigen, auch örtlich sehr unterschiedlichen, wechsellagernden Schichten aufgebaut, die aus Kalken, Kalksandsteinen, Dolomiten, Ton- und Mergelsteinen aufgebaut sind. Dieses kleinräumige Gemisch unterschiedlicher Gesteine bildet eine ineinander geschachtelte Landschaft mit Stufen-, Platten-, Hügel- und Bergländern aus, wobei die härteren Kalke, Dolomite und (Kalk-) Sandsteine kleinere Stufen bilden, während die weicheren Ton- und Mergelsteine die Landterrassen bedecken, oft auch nur im Unterhang der Stufen anzutreffen sind. Der Gehalt an Kalk schwankt sehr stark, meist zwischen 30 und 75 %. Die Gesteine sind daher weit weniger verkarstungsfähig als die des Malms. Deshalb sind auch keine typischen Geländeformen des Karstes zu finden. Die Gewässerdichten liegen im unteren Bereich bei 0,7, stellenweise werden auch mittlere Werte um 1,1 erreicht. Trotzdem herrscht Lösungsverwitterung vor, die die kalkigen Bindemittel abführt und überwiegend lehmige, in Regionen ohne Sandsteine auch tonige Böden zurücklässt. Die härteren, stufenbildenden Schichten haben oft sehr skelettreiche Substrate, vor allem in Hanglagen, während über den Mergel- und Tonsteinen eher tiefgründige schwere Böden entwickelt sind.

Die meisten Gewässer der Lias/Dogger-Region entspringen an Quellhorizonten am Stufenhang zur Fränkischen Alb, die in tonigen Schichten des Oberen Doggers angelegt sind (obsequente Gewässer, Stufenstirngewässer). Die steile Oberstufe, die oft mit fast senkrechten Wänden ausgebildet ist, liegt in den Malmkalken der Fränkischen Alb, während die konkaven, häufig gestuften Mittel- und Unterhänge im Dogger angelegt sind. Die Stufenhänge sind mit Schutt aus den Malmkalken bedeckt, der oft im oberen Bereich Halden aus weißen Blöcken und Steinen ausbildet, die wegen ihrer Durchlässigkeit extreme Trockenstandorte darstellen. Weiter unten kommt aus der Verwitterung der Dogger- und Liasschichten viel Feinmaterial und weicherer Plattenschutt dazu, die durch die Dogger-Sandsteine auch unterschiedlich stark mit Sand durchsetzt sind.

Die Bäche durchteufen auf kurzer, meist nicht mehr als 1 km langer Laufstrecke den Dogger und greifen gleich in den Lias ein. Diese Bäche werden von den harten Malmkalken beeinflusst, die im Hangschutt der großen Stufe reichlich vertreten

sind und als typische Geschiebe im Oberlauf in die Gewässer aufgenommen werden. Die Bäche setzen mit sehr steilen, konkaven Längsprofilen und Kerbtälern, bzw. Kerbanrissen ein, die im oberen Bereich über 10 % Gefälle erreichen können, meist aber um 7 % haben und sehr rasch auf etwa 4 % abnehmen. Mit diesen stark erosiven Quellgewässern wird die Stufenfront der Fränkischen Alb durch eingreifende Buchten zurück verlegt, zerlappt und stellenweise aufgelöst; Teile der Malm-Hochfläche werden abgetrennt und liegen dann als Zeugenberge vor der heutigen Stufe.

Die fast geradlinigen Bachbetten in den sehr kurzen Kerbanrissen und Kerbtälern werden durch plattige Grobgeschiebe bestimmt; sie sind flach und breit angelegt und stark mit dem Land verzahnt. Blöcke und Steine bleiben residual in den Bachbetten zurück, während kiesgroßes Splittschuttmaterial ausgespült und weiter transportiert wird. Feinmaterial und Sande fehlen fast ganz. Die Gefälle nehmen weiter rasch auf etwa 2 % ab, bei gleichzeitiger Zunahme des Krümmungsgrades auf etwa 1,3 und Verbreiterung der Kerbtäler oder auch mit Übergang in kurze Strecken mit Muldentalcharakter.

Die Auenbildung setzt bei etwa 2 % Gefälle ein. Es sind zunächst Grobmaterialauen, die überwiegend aus steinig/plattigem Schutt bestehen, der mit Feinmaterial durchsetzt ist. Wenige Sande sind beigemischt. Mit zunehmender Entfernung von der Stufe setzt sich schnell der Lias/Dogger-Habitus durch und die Gefälle nehmen auf etwa 0,6 % ab: Feinmaterial und Sande nehmen zu, die Bachbetten werden kastenförmig und tiefer; die Auensedimente werden mehr und mehr durch Feinmaterial geprägt. Lehmige Auen, die nur noch vereinzelt plattiges Geschiebe oder Gerölllagen beinhalten, werden charakteristisch. Auch an den Stufen des Lias und Doggers, vor allem im Bereich westlich von Bayreuth sind diese typischen Verhältnisse mit steilen, konkaven Oberläufen in Kerbtälern und schnell einsetzenden Kerbsohlentälern ausgeprägt. Auf den Landterrassen fließen die Bäche oft in Mulden- und Sohlentälern. Gestufte Längsprofile mit wechselnden Talformen sind dort charakteristisch, wo die Gewässer härtere Schichten queren.

Ganz anders sehen die Lias- und Doggergewässer aus, die stufenparallel, also subsequent und die auf den Platten, bzw. Landterrassen konsequent fließen. Diese entspringen in Quellmulden, manchmal auf ganz flachen Talwasserscheiden, wie Feld- und Ehebach östlich von Weißenburg i.B.. Sie fließen weite Strecken mit gekrümmten Verlauf (SI 1,2) in sehr flachen Muldentälern mit nur 1-2 % Gefälle und anschließend mit stark gekrümmter Linienführung in Sohlentälern mit Gefällewerten zwischen 0,3 und 0,8 %. Einzelne Gewässer auf der Doggerstufe haben auch schon im Quellmuldenbereich solch geringe Gefällewerte.

Die Bachbetten sind eher tief und steilwandig in tonig-lehmigen Substraten angelegt, die wenige plattige Gesteinsrelikte beinhalten. In den „steileren“ Muldentälern sind die Bachbet-

ten mit groben Platten gepflastert, über die Kiesbänke aus Plättchenschutt hinweg bewegt werden. Die Geschiebekörner sind weich und zerreiben sich beim Transport sehr schnell. Bei den flacheren Muldentälern wird die naturgemäße geringe Geschiebeführung noch offensichtlicher: Wenig plattiges Grobgeschiebe verursacht eine lückenhafte Sohlbedeckung, kiesgroßer Plättchenschutt, ebenfalls stark mit Schlick vermischt, bildet vereinzelte dünne Bänke. Die Gewässer transportieren viele Schwebstoffe und sind daher auch bei niedrigen Abflüssen trüb. In den flachen Feinmaterialauen der größeren Gewässer sind nur noch wenige Kiese und Sande in den tonig/lehmigen Sedimenten zu finden.

Die Gewässer sind erosionsanfällig und fließen heute fast alle in viel zu tiefen Bachbetten. Dadurch wird die natürliche Auenbildung bzw. die Weiterentwicklung gestört, der Grundwasserspiegel erniedrigt und anderen Orts verstärkt überschwemmt und aufgeschüttet.

Geochemisch stellen die Lias- und Doggerbäche ganz überwiegend karbonatische, ionen- und nährstoffreiche Trübwas-sergerinne dar. Nur, wo Sandsteine großflächig ausstreichen, so z. B. der Eisensandstein des Doggers, verändern sich die Verhältnisse zu mehr silikatischem Einfluss. Sandige, klare Gewässer mit nur leicht karbonatischen, eher nährstoff- und ionenärmeren Inhalten stellen sich ein.

Die Fließgewässerlandschaft des Lias und Doggers besitzt trotz ihrer geringen Ausdehnung eine sehr große Formenvielfalt, die im Vergleich zu anderen Bereichen ein typisches und wesentliches Merkmal darstellt, das in keiner anderen Region ähnlich ausgeprägt ist. Außerdem unterscheiden sich diese Gewässer in allen ihren Formen sehr stark von denen der benachbarten Gebiete. Deshalb und wegen seiner lithologischen Eigenschaften wurde dieser, die große Stufe der Alb begleitende schmale Streifen als eine eigene Einheit auskartiert.

4.2.5 Fließgewässerlandschaft des Malms und der Kreide

Das süddeutsche Schichtstufenland wird durch die Schwäbisch/Fränkische Alb, der obersten, der größten und letzten Stufe, gekrönt (Abb. 5). Auf bayerischem Staatsgebiet setzt sie als Fränkische Alb mit Höhen über 650 m ü.NN nördlich des Rieses ein, verläuft bis etwa Berching West/Ost, biegt dann nach Norden ab und endet am Durchbruch des Mains bei Lichtenfels, wo die Stufenstirn nur noch Höhen um 550 m erreicht. Während es sich im Norden um eine flach lagernde, stark abgetragene Kalktafel mit maximal 150-200 m Mächtigkeit handelt, die an den Rändern ausdünnert, tauchen im Süden die Schichten des Malms zur Donau hin ab und erreichen dort Mächtigkeiten von über 500 m. Die Hochfläche hat im Norden eine zwischen 15 und 20 km schwankende Breite und dehnt sich nach Süden auf über 40 km aus.

Im Gegensatz zu den fein geschichteten Lias- und Dogger-Ab-lagerungen mit ihren häufig wechselnden Sand-, Ton-, Mer-gel- und Kalksteinen, besteht der Malm im wesentlichen nur aus zwei, faziell sehr unterschiedlichen Kalken, den gebankten, geschichteten und den organisch gewachsenen, ungeschichte-ten Riff- oder Massenkalken, die mit wachsender Meerestiefe als Schwammriffe aufwuchsen (Abb. 5 u. 56). Diese Riffbau-ten durchsetzen die gebankten Kalke wie mit riesigen Knollen und sind, oft dolomitiert (Frankendolomit), härter als die um-gebenden gebankten Kalke. Sie bilden daher, wenn sie an die Oberfläche kommen, Härtlinge aus, die wegen ihrer Wuchs-form als Kuppen herauspräpariert werden. So hat sich auf den Hochflächen der Alb über den flachlagernden, geschichteten und gebankten Kalken die „Flächenalb“ und über den Riffen die „Kuppenalb“ entwickelt. Extreme Formen haben sich im Bereich des Anschnitts der Riffe entwickelt, in Tälern und an den Stufen, wo die Riffe senkrechte, in sich stark gegliederte Wände ausbilden oder, wie in der Fränkischen Schweiz, wo viele einzeln stehende Felstürme eine bizarre Landschaft for-men. Mergelsteine, meist in kalkreicher Fazies, spielen eine untergeordnete Rolle und sind oft nur an der Basis des Malm-komplexes zu finden.

Die Ablagerungen des Malms bestehen überwiegend aus „rei-nen“ Kalken mit mehr als 85 % CaCO_3 . Solche Kalke verwittern in warmen und temperierten Klimaten durch Lösungsvor-gänge, wobei der Ton- und Oxid-Anteil als Boden zurück-bleibt. Zudem erfolgte eine intensive Verkarstung. Nur in kal-ten Klimaten, in Mitteleuropa während der Kaltzeiten, bewirkt die Frostverwitterung ein Aufspalten und Zerkleinern des Kal-kes in überwiegend scharfkantigen Splittschutt von Kies- bis Steingröße. Dabei sind bei den Massenkalken kleinere, viel-kantige, stengelige und bei den gebankten Kalken größere und plattige Bruchstücke entstanden. In den Kaltzeiten wur-den auf den stärker geneigten Geländeteilen die älteren Böden durch Solifluktion abgetragen und durch Frostschutt ersetzt. Dort haben sich seit der letzten Kaltzeit erst dünne, meist nicht mehr als 15 cm mächtige, sehr skelettreiche Böden mit A-C Horizont (Rendzinen) entwickelt, die einen durch Humusanrei-cherung schwarzen Oberboden besitzen, der mit scharfer Grenze in das Anstehende grenzt. An Tal- und Stufenhängen wurde das wenige Feinmaterial ausgeschwemmt und sehr durchlässige Schutthänge, oft als extreme Trockenstandorte auffallend, sind zurückgeblieben. Auf den flacheren Teilen der Albhochfläche haben sich ältere Böden und Relikte bis heute erhalten können. Dort sind z. T. tiefgründigere, braune und braunrote, tonige Böden entwickelt, die ebenfalls unverwite-terte Gesteinsbruchstücke enthalten. Im Substrat sind daher nur zwei Korngrößengruppen zu finden: Feinmaterial und scharfkantiger, stengeliger, bzw. plattiger Schutt in Kies- bis Steingröße.

Die Jurakalke werden stellenweise von Kalkmergeln, Kalksand-steinen und vereinzelt auch von Sandsteinen der Oberen Kreide überdeckt. Im Zentralbereich der Fränkischen Alb (z. B. bei

Fließgewässerlandschaft des Malm (Längsprofile I)

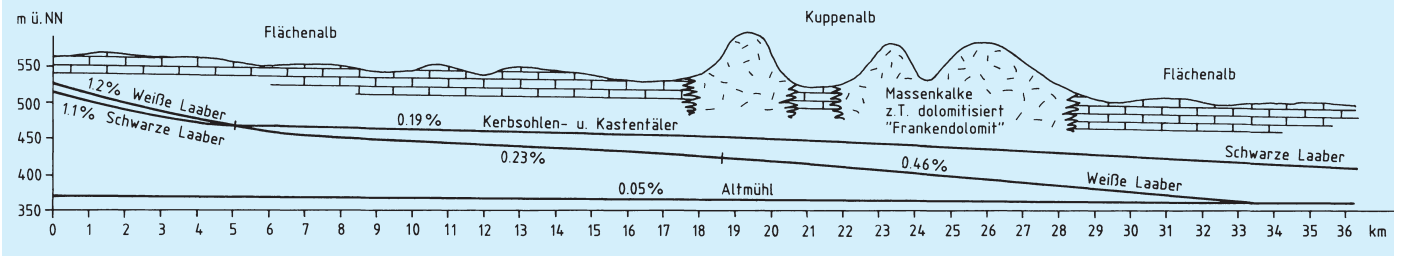


Abb. 56 Längsprofile der Täler im Malm I

Hollfeld, bei Betzenstein und bei Velden) liegen nur wenige Vorkommen. Auf der Ostabdachung der Kalktafel bis nach Regensburg ist die Kreide mehr flächenhaft verbreitet.

Dies schafft teilweise etwas weichere Oberflächenformen. Durch die kalkige Fazies der Gesteine verändert sich das Bild jedoch nur so unwesentlich, dass hier keine weitere Differenzierung in der Karte getroffen wurde.

Die Hochflächen der Fränkischen Alb sind hochgradig verkarstet und deshalb von außergewöhnlicher Gewässerarmut gekennzeichnet. Die Alb stellt neben den Sandgebieten des Alt-moränenlandes der norddeutschen Tiefebene und den hoch liegenden Schotterfluren des Alpenvorlandes die Region mit den wenigsten Oberflächengewässern dar. Gemessen in einem Raster von 25 km² sind oft gar keine Gewässer anzufinden; zählt man die vereinzelt Bäche dazu, wird eine Dichte von 0,2 bis höchstens 0,3 gemessen. Höhere Gewässerdichten werden nur dort erreicht, wo die Malmkalke durch wasserstauende Substrate überdeckt werden, so auf der Südabdachung der Alb, wo tertiäre Schichten, alte Lehme und Löss in ausreichender Mächtigkeit vorhanden sind. Wird der Karstwasserspiegel an der Oberfläche angeschnitten, kommt es oft zu sehr ergiebigen Quellen, aus denen u. U. große Mengen Wasser auströmt, das gleich einen mittleren Bach speisen kann.

Abgesehen von der großen Gewässerarmut fehlt in den Karstgebieten ein hierarchisch aufgebautes Gewässernetz mit einem verzweigten System von Seiten- und Hauptbächen gänzlich. Diese fehlenden Seitengerinne sind ein typisches Merkmal der Albgewässer, die auf sehr weiten Strecken keine oder nur vereinzelte Konfluenzen aufweisen. Stellenweise haben sich im Hinterland, vor allem an der Abdachung zur Donau hin, während der Kaltzeiten durch die Verplombung des Untergrundes mit Eis Täler entwickeln können, die heute als Trockentäler auffällige Formen darstellen. An solchen Stellen nimmt die Tal-dichte auf Werte über 1 zu. Der größte Teil der Hochfläche, vor allem im Bereich der Flächen- und Kuppenalb hat keine oder nur sehr wenig Trockentäler. Das abfließende Wasser hatte offenbar nicht die morphologische Kraft, das Landschaftsbild entscheidend umzugestalten.

Die heutigen, größeren Gewässer der Alb entspringen bis auf wenige Ausnahmen außerhalb der Malmkalke und queren diese als Fremdlingsflüsse in alt angelegten Talungen, die durch die Gewässer weiter entwickelt wurden. Diese Täler sind als steilwandige Kerbsohlen- oder Kastentäler ausgeprägt, die streckenweise den Charakter einer „Schlucht mit Sohle“ aufweisen. Ein besonderes Beispiel ist die Altmühl, die aus den breiten Auen des Keuperberglandes trichterförmig in die Stufe einläuft und von einem Gewässer ohne begleitende Talform in ein enges Kastental einmündet.

Dieses in die Stufe Hineinfließen ist ein auffälliges Phänomen, welches mit der tektonisch/morphologischen Entwicklung zu tun hat. Mit der Heraushebung der Süddeutschen Scholle, der Zurücklegung der Stufen und der Anzapfungsgeschichte haben nur wenige donautributäre Gewässer genügend erosive Kraft behalten können, um die harten Malmkalke zu zerschneiden. Die meisten der schon im Jungtertiär angelegten Täler sind Relikte eines ausgedehnten danubischen Entwässerungssystems, das sich weit in den Nordwesten erstreckte. Reste davon sind mit den Nord-Süd verlaufenden Ober- und Mittelläufen von Wiesent, Aufseß und Leinleiter noch auf der nördlichen Frankenalb erhalten. Auch die Pegnitz und das Vils/Naab-System sind dazuzurechnen. Während die Wiesent und Pegnitz durch die Regnitz angezapft und nach Westen umgelenkt wurden, haben Vils und Naab ihren Lauf beibehalten. Die meisten alten Täler der Schwäbischen- und der südlichen Frankenalb wurden durch die Zurückverlegung der großen Stufe von ihrem Einzugsgebiet abgeschnitten. In der Aufsicht erscheinen diese Talhohlformen als Einbuchtungen in der Stufenstirn. Diese geköpften Täler sind deshalb für die Schwäbische und die südliche Frankenalb charakteristisch, weil dort die Stufe senkrecht zu der Entwässerungsrichtung verläuft. Im nördlichen Teil der Frankenalb verlaufen die Gewässer stufenparallel und deshalb sind keine oder nur sehr wenige geköpften Täler ausgebildet.

Die wenigen Gewässer, die heute auf der Alb entspringen, beziehen ihr Wasser z. T. aus Quelltöpfen, aus denen sich häufig unter Druck viel Wasser ergießt. Andere, wie z. B. Weiße und Schwarze Laaber, entspringen an einem Quellhorizont, der

Fließgewässerlandschaft des Malm (Längsprofile II)

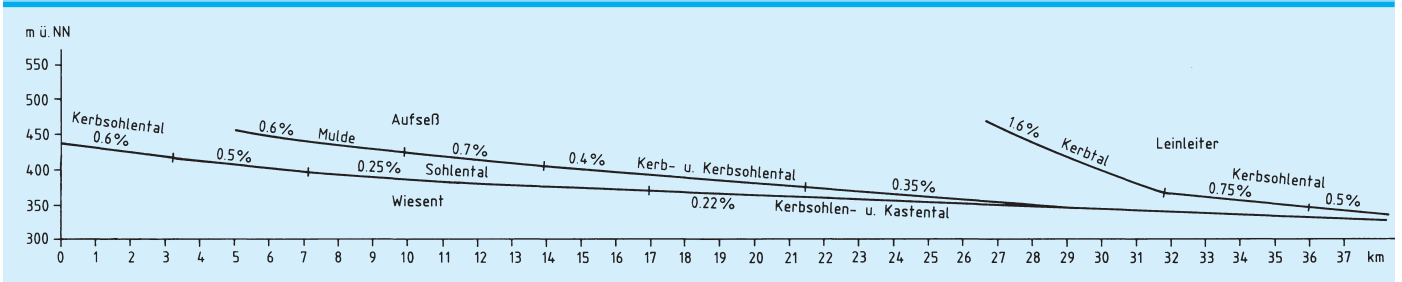


Abb. 57 Längsprofile der Täler im Malm II

meist am Talrand aufgeschlossen ist, einer Reihe von Quellen, die an einer Schichtgrenze vom durchlässigen Kalk zu undurchlässigen Ton- oder Mergelsteinen austreten (hier: Malmkalke zu Dogger Ornatenton). „Normale“ Oberläufe mit Mulden- oder Kerbtälern im Anschluss an die Quellen sind selten. Oft setzen die Oberflächengewässer im Verlauf eines Trockentales ein und fließen gleich in einer Aue, bzw. Sohle.

Die Gewässer der Alb haben erstaunlich geringe und gleichmäßige Gefällewerte, obwohl sie streckenweise in Schluchten verlaufen (Abb. 56 u. 57). Die Quellgewässer haben durchschnittlich nur 0,6 bis 1,2 % Gefälle, ganz unabhängig davon, ob sie in Mulden- Kerb- oder gleich in Kerbsohlentälern verlaufen. Letztere haben bei den mittleren Gewässern durchschnittliche Gefälle zwischen 0,25 bis 0,5 % und bei den

größeren verringert sich die Neigung der Talböden auf unter 0,1 %. Eine Ausnahme bildet die Leinleiter in der nördlichen Frankenalb, die als nur etwa 5 km östlich der Stufe verlaufender Bach am stärksten von der Anzapfung beeinflusst wurde und deshalb heute auf kürzester Strecke einen großen Höhenunterschied überwindet. Aber auch dieses Gewässer hat im Oberlauf nur 1,6 % Gefälle und nimmt dann rasch bis zur Einmündung in die Wiesent auf 0,5 % ab. Je nach Größe des Gewässers und seiner Lage zum Vorfluter haben sich Talböden mit unterschiedlichen, insgesamt jedoch sehr geringen Neigungen und auffällig gestreckten Längsprofilen entwickelt. Vils und Pegnitz haben durchschnittliche Gefälle zwischen 0,1 bis 0,2 %, die etwas kleineren, Wiesent und Lauterach in vergleichbarer Position, im Unterlauf 0,2-0,3 %. Die Altmühl weist im Bereich ihres Durchbruchs auf der gesamten Strecke nur 0,05 % Talgefälle auf. Die Beispiele von Weißer und Schwarzer Laber in Abbildung 56 zeigen den Einfluss auf das Gefälle durch die Lage zum Vorfluter. Bei der Weißen Laber haben sich auf der kürzeren Fließstrecke etwas steilere Verhältnisse eingestellt.

Die Gewässer fließen bis auf die oben schon genannten Ausnahmen ganz überwiegend in engen und steilen Kerbsohlentälern, die flache Talböden (Sohlen/Auen) von meist nicht mehr als 100-200 m Breite aufweisen, nur bei der Altmühl werden durchschnittlich etwa 500 m erreicht. Besonders auffällig ist, dass sie sich abwärts nicht verbreitern. Streckenweise, offenbar im Bereich härterer Kalke, kommen Verengungen zu Kerbtälern, auch mit extremen, klammartigen Schluchten vor. Die Hänge sind von großer Steilheit und in den Regionen mit Massenkalken oft als senkrechte Wände, Felsvorsprünge oder nadelartige Einzelfelsen ausgebildet. Diese bizarren Talformen sind ursächlich für die Bezeichnung „Fränkische Schweiz“. Umso mehr verwundern die flachen Längsprofile auch in diesen Tälern.

Die auf sehr langen Strecken gleichbleibenden Formen und Größen sind auf die sich talwärts kaum verändernden Geschiebe- und Abflussverhältnisse zurückzuführen. Es fehlt der Eintrag an Wasser und Geschieben von den Seitenzuflüssen.



Abb. 58 Kastental im Malm

Die Talböden der Kerbsohlen- und Kastentäler sind mit einem Gemisch aus meist kiesgroßem, nur kantengerundetem Kalkschutt und tonigem, durch Humus dunkel bis schwarz gefärbtem Feinmaterial bedeckt. Grabungen belegen den fluvialen, geschichteten Aufbau der Sedimente: Die zwischen den steilen Talflanken pendelnden, stark gekrümmten bis mäandrierenden Gewässer haben die Boden- bzw. Schuttsedimente durch ständige Verlagerung der Betten und Überflutungen aufgebaut. Viele Vernässungs- und Verlandungsbereiche mit Moorbildung belegen diesen Vorgang der Auebildung.

Durch die gleichmäßige und relativ hohe Schüttung der Quellen im Oberlauf setzen die Bäche mit verhältnismäßig großen Betten ein, die sie wegen der fehlenden Seitengerinne weite Strecken lang in gleicher Größe, fast randvoll mit Wasser gefüllt, beibehalten. Es handelt sich um kastenförmige, eher breite Betten mit oft überhängenden, glatten Ufern, die im Boden/Schuttgemisch der Auen angelegt sind. Die kontinuierlich stark strömenden Gewässer haben den Bodenanteil ausgewaschen und den Schuttanteil relativ angereichert. Die Bachbetten sind daher gänzlich und gleichmäßig mit viel weißem, meist kiesgroßem Schutt bedeckt. Beim Anschnitt von Schutt aus den Plattenkalken sind auch gröbere plattige Geschiebeteile mit eingelagert, die dachziegelartig angeordnet und meist gleichmäßig auf den flachen Böden verteilt sind. Pool-Riffle-Strukturen, Bänke oder Inseln sind nicht zu finden. Auch in Gleithangposition ist selten Anlandung zu beobachten. Es handelt sich um geschiebearme Gewässer mit residualer Anreicherung und gleichmäßiger Verteilung der Geschiebe durch ausgeglichene Wasserführung. Die Auebildung hängt mit gele-

gentlichen Starkniederschlägen zusammen, die zu Abschwemmungen auf den Hochflächen und schnell zu überbordvollen Abflüssen bei den Bächen führen. Dann werden die Gewässer auch viel Feinmaterial und Schwebstoffe mitführen, die auf den Sohlen absedimentiert werden. Im „normalen“ Zustand sind es aber sehr klare karbonatische Gewässer ohne Schwebstoff- und fast fehlender Geschiebeführung, also relativ stabilen Betten, deren Strukturen sich im gesamten Verlauf nicht verändern. Nur die Altmühl bildet wegen ihres sehr geringen Gefälles und der damit verbundenen viel langsameren Strömung eine gewisse Ausnahme.

4.2.6 Fließgewässerlandschaft der Vulkanite (Basalt, Diabas)

Bayern hat im äußersten Norden noch einen Anteil an der Hohen Rhön mit Vorkommen von tertiären Basalten, die als Decken die miozäne Landoberfläche überflossen und dadurch konserviert haben. Die Basaltdecken wurden sehr stark abgetragen und bilden heute nur noch einen etwa 5 km breiten Streifen, der mit einer Schichtstufe weit über das umgebende Gelände auf etwa 900 m ü.NN ansteigt (Abb. 60). Im südlichen Rhönvorland durchstoßen nur noch einzelne Basaltkuppen den Untergrund, die entsprechend wenig Einfluss auf die Gewässer nehmen. Ein etwas größeres Basaltvorkommen liegt noch auf dem Fichtelgebirge südöstlich von Marktredwitz.

Diabase und Metabasite sind in größerem Umfang in Teilen des bayerischen Grundgebirges mit eingeschlossen, so im

Abb. 59
Gewässerbett im
Malm



Frankenwald, im Bayerischen Wald südlich von Furth und in geringem Maße auch im Oberpfälzer Wald. Diese Vorkommen werden hier deshalb erwähnt, weil sie lokal die Gewässer mit sehr harten Geschieben versorgen und weil sie geochemisch in den silikatischen Gebirgen als Gesteine mit relativ hohem karbonatischen Anteil wirksam werden.

fälle (6-> 10 %) zerschneiden. Die Gewässerdichte ist trotz hoher Abflusswerte (400 mm) auffällig gering (0,5-0,7). Das liegt offenbar daran, dass durch die große Verbreitung von Mooren viel Wasser zurückgehalten und kontinuierlich abgegeben wird und an der Talanlage, in der wenige Gewässer mit hohen Gefällewerten (s.u.) viel Wasser schnell abführen.

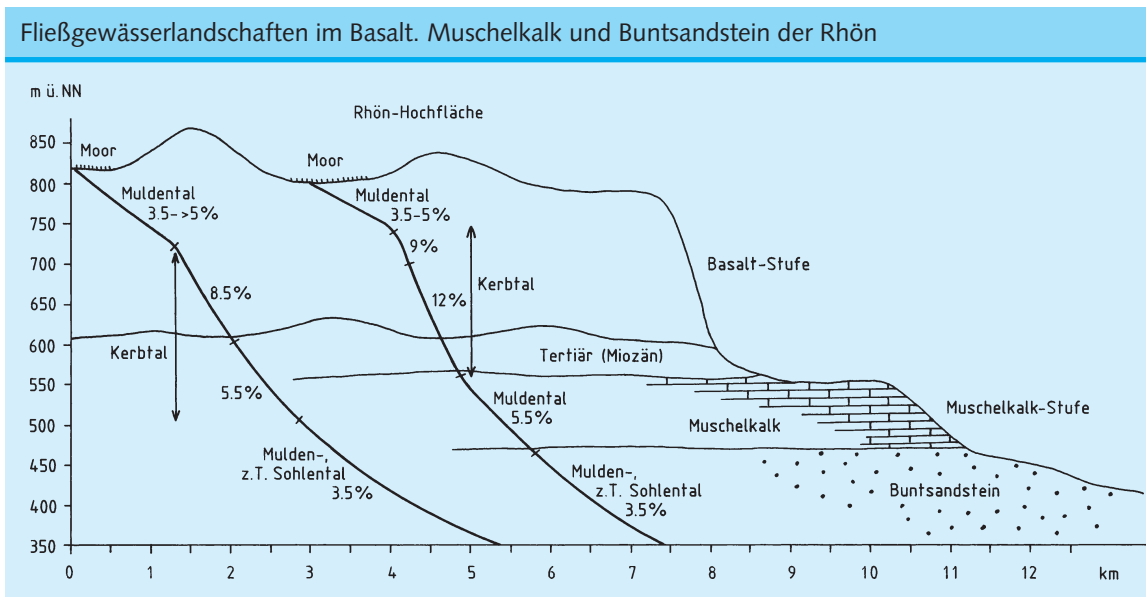


Abb. 60
Relief, Gewässeranlage und Gesteinsaufbau der Rhön

Im Bereich der Hohen Rhön, die hier als Beispiel beschrieben wird, ist ein grobes Relief mit wenigen, sehr großen und breiten Muldentälern entwickelt, die die Hochflächen gliedern. Diese flach gewellten und weithin, vor allem in den Senken vermoorten Hochflächen haben nur 3-5 km Breite, ziehen sich aber in ihrer Nord/Süd-Erstreckung über 40 km bis weit nach Thüringen hinein. Sie werden rundum von einer mächtigen und steilen Stufe begrenzt, die von blockigem Hangschutt bedeckt ist, der bis tief in die Täler unterhalb der Basaltdecke auf ein Niveau von 400-450 m herunterzieht. Der Hangschutt vermischt sich dabei mit den Substraten aus dem unterlagernden Muschelkalk und Buntsandstein, die von den 2-3 km langen Hängen gekappt werden. Der Muschelkalk bildet häufig eine kleine Stufe und Landterrasse bei 550 m aus, während die nur dünnen und sehr weichen miozänen Tertiärschichten morphologisch nicht in Erscheinung treten. Der so typisch blockige Basaltschutt gelangt mit den anderen Gesteinsbruchstücken über die Anschnitte im Hangschutt in die Fließgewässer und bildet ein buntes Spektrum mit schwarzen Basalt-, weißen Muschelkalk und roten Buntsandsteinsteingeröllen aus, die sehr charakteristisch für die die Rhön zentrifugal verlassenden Gewässer sind.

Die Bäche setzen an den Mooren ein, fließen etwa 2-3 km in steilen Muldentälern (3,5->5 %) und münden dann in scharf eingeschnittene Kerbtäler, die die Basaltstufe mit hohem Ge-

Die Gewässer treten mit Kerbtälern in den Muschelkalk ein, zerschneiden diesen auf kurzen Strecken und fließen dann, in Kerbsohlentäler übergehend, im Buntsandstein.

Die kompakten, dichten Basalte verwittern gut zu viel Feinmaterial und blockig/steinigem Schutt. In der Kiesfraktion sind noch eckige Gesteinspartikel vorhanden, Sand fehlt dagegen fast ganz. Das Gestein enthält neben etwa 50 % Silikaten viel Eisen, Kalk und andere basische Gemeineteilteile, die viele Nährstoffe und damit große Fruchtbarkeit zur Verfügung stellen. Die Hochflächen sind deshalb dort, wo sie nicht vermoort sind, von nährstoffreichen Böden bedeckt, die zur Basis hin viel Skelettmaterial aufweisen. An den steileren Hängen, den Stufenhängen und den Hängen der Basaltkuppen sind häufig Schutthänge aus groben und größten Blöcken zu finden, die stellenweise wegen ihrer hohen Durchlässigkeit und fehlender Böden Halden ohne Waldbewuchs ausbilden. Diese kaltzeitlichen Relikte der Frostverwitterung sind für die steileren Geländeteile typisch und zeigen eine Seite der Basalte, die für die Gewässer große Bedeutung haben, nämlich die große Härte, die sich bei den Geschieben bis weit ins Vorland bemerkbar macht. So findet man basaltische Relikte als Leitgerölle in den Sedimenten der Werra und noch weithin in der Weser bis in die norddeutsche Tiefebene. Der Basalt hat daher für die Gewässer und ihre Gestaltung bis weit über sein Verbreitungsgebiet hinaus große Bedeutung. Die dunkelgrauen, meist gut ge-

rundeten Geschiebe (im Anschlag schwarz) sind in den hellen Muschelkalk- und roten Buntsandstein-Sedimenten von Sinn und Fränkischer Saale auffällige Komponenten.

Die Gewässer in den relativ langen Muldentalstrecken fließen in nassem Wiesengelände mit flachen Bachbetten über Grobblöcke und steinige Substrate turbulent ab. Blockreiche Gewässerbetten, zwischen denen Steine und Kiese bewegt werden, sind für den Basalt typisch. Sande fehlen auch im fluvialen Sediment fast ganz. Überhängende Graswülste und einzelne Grobblöcke bilden stark verzahnte Ufer mit nicht sehr hohen, aber steilen Kanten aus. Die Gewässer haben mit durchschnittlich mehr als 3,5 %, streckenweise über 7 % hohe Gefällewerte. Bei etwas geringerem Gefälle setzen nicht sehr breite, aber an den Verflachungen gut erkennbare Auen ein, die aus Grobblöcken und Steinen, die mit Feinmaterial verklebt sind, bestehen. Die Bachbetten verlagern sich seitlich durch Zwischenaufschüttung und Ausbrüche. Aufgliederung der Gewässer und Inselbildung sind häufig zu beobachten. Die Gewässerbetten sind in sich sehr unruhig und stark reliefiert. Sie führen stoßweise viel Geschiebe in flachen Schwemmfächern, die immer wieder abgelagert und wieder aufgenommen werden. Die Ufer sind stark mit dem Land verzahnt.

In den steilen Kerbtälern der Stufe sind die Bachbetten noch grobblockiger ausgeprägt. Steinig-kiesiges Geschiebematerial wird durchbewegt und sehr große Blöcke bleiben residual übrig. Es haben sich strukturreiche Betten mit kaskadenarti-

gem Abfluss, kleinen Wasserfällen etc. entwickelt, die stark mit dem Land verzahnt sind.

4.2.7 Fließgewässerlandschaft der Lößregionen

Die größten Lößregionen des außeralpinen Bayerns liegen in den Gäuen des Fränkischen Beckens, im Ries und auf der Abdachung der südlichen Frankenalb zur Donau hin. Kleinere, streifenartige Vorkommen sind auf den älteren Flussterrassen in Begleitung der Täler zu finden (Charakteristika der Lößregionen s. Kap. 3.4).

4.2.8 Fließgewässerlandschaft der Niederterrassen (s. a. Kap. 3.3.1)

Die Niederterrassen stellen die Auen der Gewässer während der letzten Kaltzeit dar. Sie bilden das untere Stockwerk einer Terrassenserie aus, in die sich die heutigen Gewässer mit ihren Auen meist mehrere Meter tief eingeschnitten haben. Die Sedimente dieser alten Talböden sind gröber als die heutigen ausgebildet. In den niedrigeren Bereichen Süddeutschlands sind es ganz überwiegend kiesig/sandige, in den höheren Mittelgebirgen kiesig/steinige Grobmaterialauen, die als Niederterrassen die heutigen Gewässer begleiten. Die Sedimente haben je nach Größe der Gewässer und der Talanlage unterschiedliche Mächtigkeiten; sie reichen aber meist bis weit unter das heutige Aueniveau herunter, das als „Zwischenaufschüttung“ in den quar-

Abb. 61
Blockig/steiniges
Gewässerbett und
tonig/blockige Aue
(basaltische Vulkane)



tären Ablagerungen eingelagert ist. Am Rhein sind es durchschnittlich über 50 m und stellenweise werden sogar mehr als 300 m Mächtigkeit bei tektonischen Senkungsfeldern (z. B. dem „Heidelberger Loch“) erreicht.

Die Sedimente stellen wegen ihres großen Porenvolumens ein großes Grundwasserreservoir dar und sind die wichtigsten Kies- und Sandabbaugebiete für die Bauindustrie. Die sehr durchlässigen Sedimente sind gute Grundwasserleiter, haben aber selbst, bis auf wenige Ausnahmen, keine eigenständigen Gewässer mit Quellen, Oberläufen etc., sie werden durch die heutigen Gerinne, die aus anderen Landschaften kommen, quasi als „Fremdlingsbäche“ durchflossen. Die Niederterrassen selber stellen Trockenstandorte dar, oft noch verstärkt durch kaltzeitliche Dünen, die den Niederterrassen stellenweise aufsitzen, so z. B. in der Aschaffener Bucht.

Die grobkörnigen Sedimente haben aber großen Einfluss auf die heutigen Gewässer, weil sie auf weite Fließstrecken hin als unterlagerndes und/oder begleitendes, höheres Niveau die

Hauptgeschiebelieferanten der Mittel- und Unterläufe bilden. Aus diesem schier unerschöpflichen Reservoir gelangt unter natürlichen Bedingungen immer wieder zusätzliches Grobmaterial in die Gewässer und Auen. Die heutigen Auen bestehen dort, wo sie nicht durch die anthropogen verursachten Auelehme überdeckt sind, weitgehend aus umgelagerten Niederterrassensedimenten. Der Einfluss der Niederterrassen auf die heutigen Gewässer ist stellenweise so groß, dass sich der Charakter dieser „alten“ Grobmaterialauen durchsetzt.

Die wenigen wirklich „eigenständigen“ Niederterrassengewässer entstehen am Schnittpunkt des Grundwassers mit der Oberfläche. Dies ist mit höher aufragendem Hinterland verbunden oder mit Rückstau im Untergrund, an Verwerfungen oder Härtlingsschwellen. Ein besonderes Beispiel bilden die „Gießen“, stark schüttende Grundwasserquellen auf der Niederterrasse des Rheins, wo sie sich mit den Schotterflächen der Freiburger Bucht schneidet. Aber auch die Quellhorizonte („fontanilli“-Zone) bei Augsburg und München sind dazu zu zählen (Kap. 3.3.1).

5 Auen, Formen und Entstehung

Sowie ein Gewässer in einem Kerbtal fließt und mit der Aufschüttung beginnt, entsteht ein Kerbsohlental. Damit erhält das Gewässer ein seitliches Vorland – die Aue. Das Gleiche gilt nicht nur für jede Art von Tal, sondern auch für die Regionen ohne Täler, die durch Fließgewässer aufgeschüttet werden und wo immer sich ein Gewässer in die Breite entwickeln kann.

Auen sind demnach die Oberflächen jeglicher Art von fluvialer Aufschüttung (Sedimentation). Auesedimente können nicht nur große Flächen überdecken, sondern auch beträchtliche Mächtigkeiten vor allem dort erreichen, wo Fließgewässer ein tektonisches Senkungsfeld zuschütten, wie z. B. im Rheingraben oder in der Poebene. Auch in den randalpinen Tälern, die durch den Gletscherschurf stark übertieft wurden, sind mehrere Hundert Meter Sedimentfüllung keine Seltenheit. Im Loisachtal sind über 600 m fluviale Sedimente als Talfüllung nachgewiesen. Da es sich bei diesen Tälern überwiegend um Grobgeschiebe handelt, stellen die Sedimente bedeutende Grundwasserleiter und auch Reservoirs dar.

Der Begriff „Aue“ bezieht sich aber nicht auf das Sediment und seine Mächtigkeiten, sondern auf die fluvial gestaltete Oberfläche. Eine Abgrenzung nach unten ist insofern schwierig. Vielleicht sollte man pragmatisch nur die obersten Meter der Aufschüttung als Aue bezeichnen, oder in unseren Breiten den Grundwasserspiegel als untere Begrenzung heranziehen, weil dessen Lage einen unmittelbaren Einfluss auf die Auenvegetation hat.

Die Abgrenzung der Auen an der Oberfläche erscheint dagegen einfacher: Wenn nicht eine markante Abgrenzung durch ein nicht mehr überflutbares, höheres Gelände vorhanden ist, so ist der Bereich der fluvialen Bearbeitung der Oberfläche durch Kanten von kleineren Terrassen zu erkennen. Auen sind deshalb durch ihr Alter an der Oberfläche in aktive, rezente und ältere Stadien abgrenzbar und zu definieren. Analog zu dem heutigen, potentiell natürlichen Gewässerzustand (hpnG), wie er von der LAWA (1995) definiert wurde, sollte der heutige potentielle Auenbereich erfasst werden, also der Raum, der unter der Bedingung des Wegfalls aller Bauwerke fluvial überflutet, bzw. überarbeitet werden würde. Dabei entspricht die Breite der Auenfläche der potentiellen Beeinflussung, bzw. Bearbeitung durch das Gewässer und ist nicht mit der Talbodenbreite zu verwechseln. Mitunter werden die Auen durch ältere, höhere Niveaus, z. B. der Niederterrasse scharf begrenzt, die im heutigen natürlichen Zustand auch bei extremen Hochwässern nicht mehr überflutet werden würden.

Die Breite hat eine große Bedeutung für die Dynamik der Auen: Solange noch eine seitliche Begrenzung durch Talhänge gegeben ist, wo das Gewässer frisches Geschiebematerial aufnehmen kann, werden die Formen und Strukturen vom Um-

land in größerem Maße mit bestimmt, die Landschaft nimmt Einfluss auf das Gewässer. Sobald das Gewässer nur noch im eigenen Sediment abfließt, setzt eine eigene Dynamik ein, die die Aue wird zu einer selbständigen Landschaft. Bei kleineren und mittleren Gewässern wird diese Eigenständigkeit bei Auebreiten ab etwa 300 m erreicht. Deshalb und wegen der maßstabsbedingten Darstellbarkeit wurden die schmalen Auen bis 300 m Breite von den großen breiteren Auen kartographisch getrennt dargestellt und letztere als eigenständige Fließgewässerlandschaften beschrieben.

Dazu kommt aber noch ein weiterer, heute sehr wesentlicher Faktor: Auen und ihre Beeinflussung durch menschliche Tätigkeit. Die Besiedlung, vor allem aber die Rodungen, die spätestens seit dem Mittelalter bedeutende Ausmaße annahmen, haben für starke Abschwemmungen gesorgt. In den Alpen hat die Rodung (Schaffung von Weideflächen, Holzbedarf für Bergbau und Salinen, Bau- und Brennholz) immer wieder für Murgänge mit umfangreichen Geschiebeeinstößen in die Flüsse geführt, die diese noch bis in das Alpenvorland mitunter an den Rand ihrer Transportkapazität brachten. Die letzten ganz großen Ereignisse dieser Art fanden noch im 18. Jahrhundert statt. In den Mittelgebirgen bildeten sich überwiegend die bekannten Auehlmdecken in den Flusstälern aus, die somit anthropogen und sehr jung sind. Die sich auch bei den Alpenflüssen bildenden Auehlmflächen sind immer wieder ganz oder teilweise zerstört worden, weil die Flussdynamik zu stark war; die heutigen Auelehme entstanden im wesentlichen nach den Korrekturen im 19. Jahrhundert. Praktisch alle Auen in Mitteleuropa sind somit nicht nur in Bezug auf ihre Vegetation bzw. ihre Nutzung als Waldweide, als Holzlieferant etc. vom Menschen verändert, sondern auch seit Jahrhunderten in ihrer Morphologie, dem Substrat und damit in ihrer gesamten Dynamik umgestaltet worden.

Eine sinnvolle Typisierung der Auen kann nur durch die Art und Zusammensetzung der Sedimente und durch deren Entstehung erfolgen. Eine solche Typisierung wird auch Standortskriterien gerecht und somit können der geogene Sedimentkörper und der Pflanzenstandort kombiniert werden.

5.1 Fließgewässerlandschaften der großen Auen über 300 m Breite

Wie bereits erwähnt, bilden die großen Auen mit über 300 m Breite eigenständige Landschaften aus, die im Gegensatz zu den übrigen Fließgewässerlandschaften bandartig ausgebildet sind. Während die einen durch das unterlagernde Gestein definiert werden, werden die anderen durch die Aufschüttungen eines Gewässers bestimmt, was aus der Natur des Vorgangs

eine bandartige Struktur bedingt. Es sind breite Bänder fluvial aufgeschütteten Materials, die die umgebenden Landschaften als „fremde“ Elemente durchziehen und trennen. Sie müssen deswegen auch als eigenständige Landschaften auskartiert werden. Auf der Karte erscheinen die von der Geologie und Geomorphologie bestimmten Gewässerlandschaften als Fleckenmosaik, die großen Auen dagegen als bandartige Strukturen, weil sie fluviale Elemente sind. Die geologisch definierten Landschaften stellen regional begrenzte Einheiten, die großen Auelandschaften dagegen durchgängige Vorkommen dar. Die Abgrenzung in den Übergangsbereichen ist nicht einfach. In der Regel muss bei der Karteninterpretation die Linie gesucht werden, ab der das Gewässer keine Beeinflussung mehr von den begrenzenden Hängen erfährt. Dies ist meistens dann der Fall, wenn die aktiven Auen breiter als 300 m sind.

Während bei der bisherigen Darstellung der Fließgewässerlandschaften schon die „kleineren“ Gewässer mit ihren Auen geschildert wurden, sollen im Folgenden die größeren Auen, die mindestens 300 m Breite aufweisen, beschrieben werden. Es handelt sich naturgemäß überwiegend um größere Gewässer, die solche großen Areale überschütten und aufbauen können. Da sich der Standort Feinmaterial ganz erheblich von dem des Sandes, oder eines steinigen Substrates unterscheidet, wurde der folgenden Beschreibung der Auen die Gliederung nach den Substraten zu Grunde gelegt. Dadurch ist auch eine einheitliche Grundlage der Fließgewässerbeschreibung in allen Landschaften gegeben.

Bei den umfangreichen Geländearbeiten stellte sich heraus, dass auf der Basis der Körnigkeit der Auesedimente grundsätzlich vier Hauptautentypen mit sehr unterschiedlichen Erscheinungsformen und genetischen Prozessen zu unterscheiden sind:

- **Feinmaterialauen** mit tonig/lehmigen Sedimenten,
- **Sandauen**,
- **Grobmaterialauen** mit kiesig/steinigen Ablagerungen und
- als besondere, aber weit verbreitete Aueform **Moorauen**.

Genetisch lassen sich nur drei Haupttypen unterscheiden, die sehr gut mit der Gliederung nach den Substrattypen übereinstimmen: Während sich Sand- und Feinmaterialauen fast ausschließlich bei überbordvollem Abfluss, d. h. bei Überflutung der Auenflächen entwickeln, entstehen kiesig/steinige Auen durch Aufschüttung und Verlagerung. Umlagerung des Materials ist ein wesentliches Merkmal bei der Ausbildung von Grobmaterialauen. Selbstverständlich kann es auch bei extremen Abflüssen zur Überflutung und damit zur Bewegung des Grobmaterials auf der gesamten Auenbreite kommen. Aber bei Nachlassen der Hochflut setzt der oben geschilderte Mechanismus ein, der auch das sehr unruhige Kleinrelief der Grobmaterialauen ausbildet.

Die Moorauen entstehen durch das Aufwachsen organischen Materials durch oberflächennahe Staunässe. Letztere sind ge-

netisch auch als „Sekundärauen“ anzusprechen, weil sie sich ganz überwiegend erst auf schon existierenden, anderen und älteren Aueflächen entwickeln.

Genetisch sind also drei Haupttypen zu unterscheiden: die reinen **Überflutungsauen**, die **Verlagerungsauen** und die **Moorauen**. Die Unterscheidung in Feinmaterial- oder Sandauen ergibt sich aus der Sandführung der Gewässer.

Die hier vorgeschlagene Einteilung nach fein, mittel und grob lässt auch noch Spielraum für Varianten sowohl bezüglich der Substratzusammensetzung und des Gesteinschemismus, als auch für regionale Besonderheiten. Diese „Varianten“ sind in der Karte als undifferenzierte Auen bzw. als Mischformen ausgewiesen.

5.1.1 Fließgewässerlandschaft der Feinmaterialauen

Die Sedimente bestehen überwiegend aus der Schwebfracht, Tonen und Schluffen, sowie wenigen beigemischten Sanden, meist Feinsanden, der geschiebearmen Gewässer. Es handelt sich um die ab- und ausgeschwemmten Feinpartikel der Böden im Einzugsgebiet, die bei Überflutung auf den Aueflächen ab-sedimentiert werden. Die Feinsedimente werden von der Vegetation bei nachlassender Flut aus den fast stehenden Gewässern der Aueflächen ausgekämmt. Das zurückbleibende Feinmaterial wirkt wasserstauend. Diese geringe, fast fehlende Infiltrationsmöglichkeit führt zu einem Selbstverstärkungseffekt der Auebildung durch Erhöhung des Oberflächenabflusses und der Überschwemmungshäufigkeit. Jeder stärkere Niederschlag geht sofort in den Abfluss über, führt zu sehr schnellem Wasserspiegelanstieg und zu weitaus häufigeren Überschwemmungen als z. B. in den Sandauen. Diese sehr hohen und schnell wechselnden Amplituden des Abflussgangs sind typisch für die Feinmaterialauen.

Dieser Auentyp hat sich mit dem Ackerbau treibenden Menschen besonders stark entwickelt und verbreitet. Rodung, Ackerbau und dadurch provozierte Abschwemmung der Böden hat einerseits zu außergewöhnlichen Abtragungsvorgängen auf den Flächen und andererseits zu starker Aufsedimentation von Feinmaterial auf den Aueflächen geführt. Wie groß die Veränderung des Reliefs und wie schnell dieser Vorgang in diesen sehr „weichen“ tonig-schluffigen Regionen vonstatten gegangen ist, kann nur erahnt werden, weil das Meiste abtransportiert wurde. Auch das Phänomen der Auelehmdecken ist auf diesen fluvialen Umlagerungsprozess zurückzuführen. So findet man heute auch in den Regionen mit grobkörnigeren Auesedimenten eine Überlagerung mit lehmigen Substraten, meist sehr leicht am messerscharfen Wechsel zwischen grobem und feinem, überlagernden Sediment zu erkennen. Die Auelehmdecken sind als „Kulturauen“ anzusprechen. Sie belegen nicht nur den Wandel bei der Auebildung, sondern den Einfluss des Menschen als Gestalter der Landschaft.



Abb. 62 Feinmaterialaue und Gewässer im tonig/mergeligen Keuper

Im natürlichen Zustand sind Feinmaterialauen aber nur in den Regionen zu finden, wo weitflächig feinkörnige Sedimente an der Oberfläche anstehen. Dies sind insbesondere die Lößregionen und die Regionen mit Ton- und Mergelgesteinen im Untergrund. In Bayern sind solche Feinmaterialauen vor allem im Bereich des Gipskeupers und des unteren, lößbedeckten Keupers von Franken zu finden, aber auch in Teilen des tertiären Hügellandes, dort, wo die weichen Gesteine der Molasse nicht viel größere Partikel enthalten. Die dort häufig und weit verbreitete Lößüberdeckung unterstützt die Ausbildung von Feinmaterialauen. Als Beispiele ausgeprägter, großer Feinmaterialauen sollen hier die der Altmühl und der Aisch genannt werden.

Die Oberflächen der Feinmaterialauen sind topfeben und haben nur sehr geringe Gefällewerte, die durchschnittlich zwischen 0,1 und 0,2 % erreichen. In Senkungszonen und Rückstaubereichen können noch viel geringere Neigungen entwickelt sein (< 0,01 %), die mit anastomosierenden Gerinnen und mit Vermoorung verbunden sind. Es handelt sich dann um fast stehende, verzweigte Gewässer, die durch Totholz und organisches Material strukturiert werden; sie sind deshalb zu den Moorauen zu rechnen.

Dagegen ist der Krümmungsgrad der Gewässer in der Regel bei Feinmaterialauen sehr hoch, meistens mäandrierend ($SI > 1,5$). Wegen der geringen Strömung und vor allem des fehlenden Geschiebes, verlagern sich die Mäanderbögen nur langsam. Gleit- und Prallhänge sind nicht oder nur in Ansätzen entwickelt. Trotzdem findet Migration mit Abschnürung von Schlingen und Altwasserbildung statt.

Bei den Feinmaterialauen sind aus Gründen des kohäsiven Materials sehr steilwandige, glatte Ufer und tiefe, kastenförmige Betten typisch. Die Gewässer zeichnen sich durch hohe Schwebstoff- und sehr geringe Geschiebeführung aus. Es sind geschiebe- und strukturarme Gewässer, die nur durch Totholz und Treibsel eine gewisse Strukturvielfalt erreichen können. Die häufig wechselnden Wasserstände mit hohen Amplituden bedingen auch sehr unterschiedliche und sich schnell verändernde Fließgeschwindigkeiten. Bei bordvollem Abfluss sind stärkere Strömungen ohne Wellenbildung zu beobachten, während bei Niedrigwasser fast stehende Gewässer mit schwebendem Schlack zurückbleiben. Die Gewässer neigen wegen der Geschiebearmut zur Tiefenerosion, die verheerende Ausmaße annehmen kann, weil sich die erosiven Kräfte bei der Vertiefung und damit der Vergrößerung der Betten vervielfältigen.

Feinmaterialauen sind in Bayern kleinräumig und mit den ausgedehnten Auen der Flussniederungen großer europäischer und besonders außereuropäischer Ströme nicht zu vergleichen. Diese haben erhebliche naturräumliche Bedeutung und stellen auch fruchtbare Siedlungsgebiete dar. Überflutung, Sedimentbewegung und -ablagerung sowie Aufsattelung sind dort um Größenordnungen stärker und problematischer. Die Dimensionen dieser Feinmaterialauen übertreffen alle anderen und haben einschließlich der Deltas geopolitische Bedeutung.

Es ist eine Frage der Definition, ob die z. T. anthropogen entstandenen Auelehmdrecken auf dem Kies der Grobmaterialauen oder den feinkiesig-sandigen Auenflächen der Mittelgebirge und Hügelländer auch zu den Feinmaterialauen gerechnet werden, da sie doch relativ weit verbreitet sind. Hierbei dürfte eher der Pflanzenstandort, das reine Substrat, gegenüber der Morphologie den Ausschlag geben.

5.1.2 Fließgewässerlandschaft der Sandauen

Mit abnehmendem Gefälle ändert sich der gewässermorphologische Habitus und damit auch der Auencharakter. Sandauen sind weit verbreitet und keineswegs auf Gebiete mit Sandsteinformationen beschränkt. In Bayern liegen Sandauen im Schichtstufenland, vor allem im Bereich des Buntsandsteins und des Sandsteinkeupers, aber auch in den flacheren Strecken der Mittelgebirge. Der Main besitzt ebenfalls Sandauen, ist aber doch überwiegend (Sammelader!) ein „Grobmaterialauen-Gewässer“. Dagegen ist das Alpenvorland ein sandarmes

Gebiet. Sandauen treten dann aber im tertiären Hügelland und bei den Gewässern der Iller-Lech-Platte auf. Sie sind außerhalb Bayerns viel charakteristischer, z. B. in der norddeutschen Tiefebene, wo sie aus den Schwemmfächern der Schmelzwässer der Inlandsvereisungen bzw. aus den zugehörigen Urstromtälern entstanden sind.

Aber auch in den flacheren Teilen der Mittelgebirge sammeln sich viele Sande in den Gewässern an, die im Einzugsgebiet von Graniten und Sandsteinen liegen.

Die weite Verbreitung der Sandauen ist auf die hohe Mobilität und die Härte der (Quarz-)Sande zurück zu führen: Die Sandfraktion lässt sich nicht nur schon bei geringen Fließgeschwindigkeiten transportieren, sondern wird auch leicht, z. B. durch Uferwalzen, aufgewirbelt, bei Überflutungen auf die Auenflächen ausgespült und in Form flacher Schwemmfächer wieder aufgeschüttet. Häufig sind deshalb nach einem überbordvollen Ereignis Sandbänke als Uferwälle zu beobachten. Die Oberflächen von Sandauen werden aber im Gegensatz zu den ebenen Feinmaterialauen durch ein intensives, welliges Kleinrelief strukturiert.

Die Sandkörner bestehen fast vollständig aus Quarzen. Sande bleiben auch auf langen Transportwegen erhalten und sind allein schon deswegen bei fluvialen Sedimenten am weitesten verbreitet. Durch Ausschwemmung des Feinmaterials reichern sie sich bei sandführenden Gewässern auch im Flachland relativ an und bleiben bis zur Einschüttung ins Meer formbestimmend. Die lockeren Sande haben ein großes Porenvolumen, das eine hohe Infiltrationsrate durch rasche Versickerung ermöglicht. Sandauen sind daher gute Grundwasserleiter, stellen aber, wenn das Grundwasser mehr als 1 m tief liegt, oft Trockenstandorte dar. Staunässe und Vermoorung sind nur bei oberflächennahem Grundwasser und in Verlandungsbereichen zu finden.

Die hohe Infiltrationsrate, vor allem auch die Speicherkapazität in den Sandsteinlandschaften bedingen einen besonders gleichmäßigen Abfluss mit geringen Amplituden der Wasserstände. Bei steigenden Wasserspiegeln ist auch die Uferinfiltration hoch, das Wasser kann sich leicht im Auesediment ausbreiten, umgekehrt läuft es auch leicht aus dem Grundwasser in die Bachbetten zurück. Dadurch wird ein relativ hoher Niedrigwasserabfluss gewährleistet. In Sandregionen, wie den fast gewässerfreien Altmoränen Norddeutschlands, sind auch rein grundwassergespeiste Fließgewässer zu finden, die ebenso ausgeglichene Abfluss- und Temperaturverhältnisse, wie die Karstgewässer, aufweisen.

Sandauen weisen mit 0,5 - 1,5 % ein doppelt bis dreifach höheres Gefälle als die Feinmaterialauen auf. Die Bachbetten sind im Verhältnis etwas breiter als die der Feinmaterialauen, aber auch sehr steilwandig und kastenförmig angelegt. Die Ufer sind glatt bis gebuchtet. Es handelt sich vom Material her um

strukturarme Betten. Deshalb ist der strukturbildende Einfluss der Vegetation durch Wurzelwerk und Totholz sehr groß. Die kastenförmigen Betten werden mit gleichmäßigem Wasserstand von Ufer zu Ufer durchströmt, wobei die Sande auf fast ebenen Bettböden auch bei Niedrigwasser ständig bewegt werden. Bankbildung ist dabei nur in Gleithangposition zu beobachten. Der ständig bewegte Sand übt Seitenerosion aus, was zur Steilhaltung und teilweise zur Unterschneidung der Ufer führt. Schollenartige Abbrüche und damit Ausbuchtung der Ufer sind eine häufige Folge. In den Buntsandsteingebieten kommen in unterschiedlicher, meist aber geringer Beimengung Kiese dazu, die sich meist im Sediment verlieren, oder kiesige Bettböden in Form zeitweiliger Sohlpflasterung ausbilden. Sind ausreichend Kiese vorhanden, kommt es zu stromlinienförmigen Bänken, die bei höheren Wasserständen weiter bewegt werden. Kiesbänke und Bettböden verändern nicht nur die Strukturen, sondern auch den Lebensraum von einem ständig mobilen zu einem nur temporär mobilen Substrat.

Die Mobilität der Sande führt zu einer raschen Verlagerung der Bachbetten durch Migration; Mäanderdurchbrüche, Abschnürungen von Schlingen sind häufig zu beobachtende Phänomene. Der Krümmungsgrad nimmt im Vergleich zu den Feinmaterialauen leicht ab. Stark gekrümmte bis mäandrierende Gewässer sind trotzdem typisch (SI 1,25->1,5), die aber einfachere, im Verhältnis größere Radien als die der Feinmaterialauen aufweisen.

Wenn der gleichmäßige Abfluss durch natürliche Einträge oder auch menschliche Eingriffe verändert wird, sich häufigere und größere Abflussschwankungen einstellen, verändert sich auch die Morphologie der Bachbetten, sie werden strukturreicher. Es stellen sich Rippelmarken, Dünen, Bank- und Pool/Riffle-Bildung ein. Die im Längsprofil glatten Bettböden werden wellenförmig überarbeitet, die sonst von Ufer zu Ufer gleichmäßig gefüllten Betten fallen bei niedrigen Wasserständen an den Sandbänken trocken und fächern sich auf. Sandauen können in Abhängigkeit von der Umgebung und den Eingriffen der Menschen sehr unterschiedliche Formen aufweisen.

Sande, zumal fluvial umgelagerte und ausgewaschene, bilden ein saures Milieu aus und sind sehr unfruchtbar. Auch dies unterscheidet sie von den anderen Auen, insbesondere von den Feinmaterialauen. Die Sandauen stellen geochemisch sehr ionen- und nährstoffarme Bereiche dar. Es handelt sich um die silikatischsten und basenärmsten Auen, die sehr zur Versauerung neigen. Lockere Sandrohböden und in „reifere“ Zustand, Podsole, herrschen vor. Bei den größeren Gewässern, wie besonders beim Main, werden immer wieder nährstoffreiche und stellenweise auch stark karbonatische Gewässer aus den mergelig/kalkigen Bereichen zugeführt und damit das saure Milieu wieder ausgeglichen, streckenweise auch überkompensiert.

Auelehme sind bei den Sandauen nur selten anzutreffen, weil meist zu wenig feinkörniges Material im Einzugsbereich vorhanden ist und das wenige ständig ausgewaschen wird. Auelehmedecken sind in Niederbayern dort anzutreffen, wo im tertiären Hügelland quartäre Löß- bzw. Lößlehm-Auflagen auf den tertiären Sanden und Kiesen existieren. Der Übergang zu reinen Feinmaterialauen ist hier jedoch oft fließend.

5.1.3 Fließgewässerlandschaft der Grobmaterialauen

Unter diesem Begriff werden alle Auen zusammengefasst, deren Sedimente im Durchschnitt kiesig und gröber sind. Sande sind je nach Einzugsgebiet in unterschiedlichen Mengen, aber untergeordnet beigelegt. Grobmaterialauen finden sich vor allem in den Alpen und in den Grundgebirgsbereichen der Mittelgebirge. Außerdem ziehen sie als Bänder noch weit aus den Gebirgen in die Vorländer hinein. Noch gröbere, steinig/blockige Auen sind fast ausschließlich im Bereich von Gebirgstälern und den schmalen Auen (Kerbsohlentäler) der kleineren Gewässer zu finden.

Die großen Grobmaterialauen der Flüsse bestehen überwiegend aus Kiesen, aber auch steinige Auen können sich unter bestimmten Bedingungen, wie sie in den Alpen auftreten, entwickeln. Grundvoraussetzung ist ein Gesteinsuntergrund, der genügend große und harte Bruchstücke durch die Verwitterung bereitstellt. Klima und Gestein müssen im Zusammenspiel ausreichend groben Gesteinsschutt produzieren, der durch den Transport und die Umlagerung zu Grobmaterialauen aufgeschüttet werden kann. Solche Mengen an Grobmaterial werden vor allem unter periglazialen Bedingungen durch die Frostverwitterung produziert, also unter kalten Klimaten, die durch häufigen Wechselfrost gekennzeichnet sind; heute z. B. im „Frostschuttstockwerk“ der Alpen, in der letzten Kaltzeit auch in den Mittelgebirgen Bayerns. Dieser heute mehr oder minder stark verwitterte Frostschutt bedeckt die Hänge der Mittelgebirge (Hangschutt), aus denen die Gewässer einen Teil des Grobgeschiebes durch Erosion herausarbeiten.

Der weitaus größere Anteil stammt aus den Niederterrassen, den Talböden der letzten Kaltzeit, die mit einem etwas höheren Niveau die heutigen Auen begleiten, die sich ihrerseits in den Niederterrassensedimenten entwickelt haben. Diese sind meist gröber als die postglazialen und werden durch „Wiederaufarbeitung“ in die heutigen Sedimente mit eingebaut.

Die zur Verfügung stehende Menge des Grobgeschiebes ist von der Höhenlage im Relief und vom Ausgangsmaterial abhängig. Das Grundgebirge liefert wegen seiner größeren Härte mehr Grobgeschiebe als das Deckgebirge. Abgesehen von Quarziten, die die härtesten Geschiebe überhaupt stellen, aber keine große Verbreitung haben, sind besonders die Gneisregionen zu nennen, in denen die meisten und härtesten Geschie-

be zur Verfügung gestellt werden (s. Tab.3). Aber auch Basalte, Diabase und bestimmte Porphyre, z. B. im Thüringerwald, erhalten sich beim Transport außergewöhnlich gut und sind daher noch weit bis in die Norddeutsche Tiefebene im Geschiebespektrum zu finden. Bei den alpinen Gewässern Bayerns sind es besonders harte Dolomite und Kalke, die die Grobmaterialauen aufbauen.

Abgesehen von den Kiesauen der großen und mittleren Flüsse (**a**) können vom Lauftyp in Abhängigkeit vom Abflussgang regional zwei ganz unterschiedliche Grobmaterialauen entstehen, die überwiegend einstromigen bei relativ ausgeglichenen Abflussverhältnissen in den Mittelgebirgen (**b**) und die mehr-, oder vielstromigen der Alpen (**c**), die unter extrem wechselnden Abflüssen entstehen.

zu a:

Die Kiesauen der großen und mittleren Flüsse sind meist im Gebirgsvorland zu finden. So z. B. beim Rhein in der „Kieszone“ zwischen Straßburg und nördlich Mannheim und in der Niederrheinischen Bucht. Aber auch am Rande der norddeutschen Tiefebene finden sich Kiesauen in Begleitung der Flüsse aus den Mittelgebirgen, so z. B. der Leine bis hinter Hannover.

Die kiesigen Auen haben ein sehr unruhiges Kleinrelief, welches durch Rinnenbildung bei nachlassender Flut entsteht. Diese langgezogenen Flutrinnen und Wälle sind ganz charakteristische Zeugnisse von den überbordvollen Fließvorgängen.

Die Ufer sind steil und durch Schollenrutschungen gebuchtet. Die Linienführung ist stark gekrümmt (SI 1,3-1,5), oft sogar mäandrierend (SI >1,5). Starke Strömung mit Wellenbildung bei flacheren, geschiebereichen, aber auch ruhigeres Fließen ist bei den tieferen Gewässern zu beobachten.

zu b:

Die Grobmaterialauen der Mittelgebirge haben durchschnittliche Gefälle zwischen 2 und 4 %. Bei größeren Gewässern, wenn sie ein hoch aufragendes Einzugsgebiet und genügend hartes Geschiebematerial zur Verfügung haben, können sich die Grobmaterialauen auch noch im Vorland bei Gefällewerten unter 1 % bis etwa 0,5 % weiter entwickeln. Die Gewässer fließen überwiegend in breiten und flachen Betten ab. Bei höheren Wasserständen wird Material in Form flacher Bänke aufgenommen und bewegt, bei nachlassendem Abfluss meistens abrupt wieder abgelagert. Die Umlagerung ist Ursache für die gleichmäßige Verteilung der Grobschotter auf der Aue. Bei hoher Geschiebeführung oder starken Abflussschwankungen können durch die Zwischenablagerungen auch Ausbrüche verursacht werden. Häufig ist Totholz für Sedimentstau und Verlagerung der Betten verantwortlich. Ein großer Strukturreichtum in Verbund mit der Veränderung der Morphologie der Betten sind Charakteristika dieser Grobmaterialauen.

Abb. 63
Grobmaterialaue
im Mittelgebirge
(Gneisregion,
Kerbsohlerental)



Abb. 64
Grobmaterialaue in
den Kalkalpen (Lech) –
verzweigtes Fließen
in steinig/blockigen
Sedimenten

Das meiste Wasser fließt im Auesediment ab, hohe Uferinfiltration bei höheren Wasserständen und Grundwasserspeisung bei sinkendem Spiegel gleichen die Abflüsse aus. Deshalb sind die Gewässer meist nur sehr wenig oder gar nicht eingetieft und fließen quasi auf ihren Sedimenten. Die Linienführung ist meist nur leicht gekrümmt (SI 1,1-1,2) und die Ufer stark mit dem Land verzahnt. Häufig ist Bank- und Inselbildung zu beobachten. Trotz der geringen Wasserstandsschwankungen fallen bei Niedrigwasser oft weite Partien der sehr flachen Schwemmfächer (Bänke) trocken und es bilden sich, oft an den Ufern temporäre flache Wannen mit fast stehendem Wasser.

zu c:

In den Alpen haben die größeren Gewässer zum ganz überwiegenden Teil auch heute noch Anschluss an die Frostschuttzone, aus der über das sehr einfach hierarchisch aufgebaute Gewässernetz (Abb. 8) viel Schutt in die großen Talfurchen eingelagert wird. Diese wurden in den Kaltzeiten durch den Gletscherschurf oft mehrere hundert Meter übertieft und postglazial von den groben und auch feineren, fluvialen und limnischen Sedimenten verfüllt. Es handelt sich um viel- und/oder mehrstromige Schotterbetten („braided river“) mit einem ausgeprägtem Kleinrelief, das durch sehr starke Schwankungen bei der Wasserführung geprägt ist. Besonders im Winter durch die Schneeretention, aber auch im Sommer fallen weite Bereiche der Schotterbetten trocken und der Abfluss reduziert sich auf kleine, durch Grundwasser gespeiste Rinnsale.

Die durch den Schnee gespeicherten Niederschläge führen zu extrem niedrigen Abflüssen im Winter und potenzierten Abflüssen während der Schneeschmelze. Auch im Sommer kann es durch heftige Gewitter zu schnell und stark potenzierten Abflüssen kommen. In Kombination mit den großen Schuttmassen, die bewegt werden müssen, kommt es zu schubweisem Transport bei extremer Wasserführung und wieder schneller Ablagerung bei nachlassendem Abfluss. In den glazial stark übertieften alpinen Tälern, auch noch im alpennahen Vorland stellen diese Talbodensedimente sehr große Grundwasserleiter und -reservoirare dar. Im weiteren Verlauf bis zur Donau hin, bleibt der Charakter der Sedimente und die Fließform erhalten – wegen der fehlenden Übertiefungen im Untergrund setzen aber „normal“ geschichtete Talbodensedimente mit weit weniger Grundwassermengen ein.

Durch das mehr- und/oder vielstromige Fließen wird das von den Seitentälern herbeigeschaffte Schuttmaterial in ineinander greifenden Schwemmfächern gleichmäßig auf den Talböden verteilt. Besonders breite Verzweigungszonen entstehen daher im Anschluss eines Seitentals. Die Talbodengefälle sind insgesamt gering und liegen bei 0,8 %. Die Talböden sind aber im Längsprofil wellenförmig gegliedert, wobei z. B. im Rückstau durch Materialeintrag aus den Seitenbächen besonders flache Partien und steilere Verhältnisse im Übergang zu den nicht so stark überlasteten Fließstrecken entstehen. Diese wechselnden Gefälleverhältnisse sind Folge von lokalen, temporären Zwischenaufschüttungen der Flüsse. Sie zeigen, dass sich das System der ineinander greifenden Schwemmfächer auch in den größeren Formen fortsetzt.

Die breiten Gewässerbetten werden oft von nur wenig höheren älteren, genauso groben Aufschüttungen begleitet, die wegen ihrer enormen Durchlässigkeit extreme Trockenstandorte dar-

stellen und von Kiefern bestanden sind. Die Sedimente werden in den trockeneren Perioden durch einen Hauptarm turbulent durchflossen, der mit dem Wasserspiegel tiefer als das übrige Bett liegt. Das sehr bewegte Kleinrelief ist auf diesen Höhenunterschied eingestellt. Stromlinienförmige kleine Hügel und dazwischen liegende Wannen gliedern die Auen und bilden einen außergewöhnlichen Strukturreichtum und damit einen sehr vielfältigen Lebensraum für Pflanzen und Tiere aus, wenn diese für längere Zeiten trocken fallen. Die austrocknenden Wannen beinhalten feinere und feine Korngrößen, die schnell von Pflanzen besiedelt werden. Durch die häufige Verlagerung der Schwemmfächer kommt es stellenweise zu starker Seitenerosion, die die höheren, schon mit Buschwerk bewachsenen oder mit Wald bestandenen, älteren Auen schnell auflösen und in das jetzige Fließsystem wieder integrieren können. Auch kommt es oft zur Übersättigung und damit zur Zerstörung der älteren Auenflächen. Große Mobilität und schnelle zeitliche Veränderungen der Auen sind wichtige Charakteristika dieses Lebensraumes.

Bei den großen Moor-Flussauen des Alpenvorlandes handelt es sich meist um vom Grundwasser gespeiste Niedermoore. Diese haben sich in den großen Tälern mit oberflächennahem Grundwasser deshalb entwickelt, weil die sedimentären Auen nicht mehr überschüttet und weiter gebildet wurden. In dem Sinne sind die Moorauen „Sekundärauen“, die nach Abschluss der Sedimentation von Geschiebe als organogene Auen aufgewachsen sind. Besonders häufig sind diese Moorauen im westlichen Alpenvorland in den breiten glazialen Abflussbahnen (Niederterrassen) zu finden, die heute keinen Anschluss mehr an die Alpen haben. Es waren steinig/kiesige Grobmaterialauen, glaziale Schotterfluren, die postglazial vermoort sind. Die Vermoorung setzt dort ein, wo entweder durch Rückstau flächenhaft Grundwasser bis an die Oberfläche tritt oder wo sich die etwas steilere Talbodenneigung mit dem flacheren Grundwasserspiegel schneidet. Dort treten in der Ebene an einer Höhenlinie zahlreiche, z. T. sehr stark schüttende Quellen auf, die unterhalb für Moorbildung sorgen.

Tab. 4
Auentypen nach dem Substrat in Bayern

Typ	Grobmaterial-Auen		Sandauen	Feinmaterial-Auen
	alpin/voralpin	Mittelgebirge		
überwiegend	- Alpine Fluss- und Bachtäler - Voralpine Flusstäler - Donau (als Sammelader)	- Bayerischer-, Oberpfälzer Wald - Fichtelgebirge - Frankenwald	- Molassebecken - Fränkisches Schichtstufenland	- Lößregionen in Niederbayern und Maingebiet - Fränkisches Schichtstufenland
teilweise	- Moränenhügelland (Alpenvorland)	- Spessart - Rhön - Main (als Sammelader)	- Moränenhügelland (Alpenvorland) - Iller-Lech-Platte - Main	- Moränenhügelland (Alpenvorland) - Iller-Lech-Platte - Main
Auelehmdecke	verbreitet	teilweise	teilweise	teilweise

5.1.4 Fließgewässerlandschaft der Moorauen

Große Moorauen sind in Bayern vor allem im Alpenvorland weit verbreitet (Moose, Filze). In den Mittelgebirgsbereichen sind es meist nur kleinere Vorkommen, die sich überwiegend durch Vernässung der Feinmaterialauen aufbauen konnten. Vor allem im Bereich des tonigen, unteren und mittleren Keupers neigen die Auensedimente zur Vermoorung; als Beispiel seien hier die weiten Auen der Altmühl genannt, die wegen sehr geringem Gefälle und Staunässe von Natur her stellenweise vermoort wären. Aber auch im tertiären Hügelland und den lößbedeckten Gäuflächen sind solche vermoorten Auen zu finden.

Es gibt auch Zwischenstadien der Moorauenbildung, wo zeitweilige fluviale Überschwemmungen z. T. mineralische Stoffe in die Auen einlagern können. Dadurch können sogar kalkige Moorauen mit geschichtetem Aufbau entstehen, wobei mineralische Bänder mit kalkigen Ablagerungen die aufwachsende Moorvegetation unterbrechen. Solche Moore sind am Alpenrand verbreitet, wo größere Gewässer im Staubereich der Faltenmolasse die Moore überfluten können. Als Beispiel seien hier das Murnauer Moos und das Loisachtal genannt.

Moorauengewässer haben tiefe, kastenförmige Querprofile mit senkrechten Ufern, die fast immer bordvoll gefüllt sind. Bei minimalem Anstieg des Wasserspiegels setzt Überflutung

ein, so dass die Ufer nicht mehr sichtbar sind und sich das Moor und das Wasser verzahnen. Die Schwankungen des Wasserspiegels und deren Häufigkeit sind sehr gering. Die Gewässer fließen nur sehr langsam und geschiebefrei; die Bettböden sind lediglich mit schwebendem organischem Schlick bedeckt. Die Linienführung ist stark gekrümmt bis mäandrierend; die Gefälle nehmen von außen, vom Eintritt ins Moor von etwa 0,2 auf unter 0,01 % ab.

Größere und geschiebereichere Gewässer, die Moore queren oder von solchen begleitet werden, transportieren ihre Geschiebefracht durch die Moore, lagern einen Teil davon ab und in die Moore ein und bilden so oft ganz moorfremde Betten aus. Die meisten der großen, alpinen Gewässer durchqueren weite Moore in Begleitung von Grobmaterialauen. Moorauen sind zum größten Teil durch Drainung zerstört und überwiegend zu Grünland umgewandelt worden.

Abb. 65
Steilwandiges Gewässer in einer Grünland genutzten Moorau (Wielenbach)



Weiterführende Literatur

- ARGE Leitbildfindung (1996): Leitbilder für hessische Fließgewässer im Buntsandstein, im Schiefergebirge, im Basalt, im kristallinen Odenwald und im quartären Flachland. – Hessisches Ministerium für Umwelt, Energie, Jugend, Familie und Gesundheit
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (1984): 100 Jahre Wasserbau am Lech zwischen Landsberg und Augsburg. Auswirkungen auf Fluss und Landschaft. – Schriftenreihe des Bayerischen Landesamts für Wasserwirtschaft, Heft 19
- Braukmann, U. (1987): Zooökologische und saprobiologische Beiträge zu einer allgemeinen regionalen Bachtypologie. – Archiv für Hydrobiologie, Beiheft 26, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Braukmann, U., Kübler, P. (1998): Vergleichende geochemische Charakterisierung der Hauptfließgewässerlandschaften Keuper und metamorphes Grundgebirge. – In: Forschungsgruppe Fließgewässer, Handbuch Wasser 2, Heft 41, LfU, Karlsruhe
- Briem, E.; Kursawe, K u. Zylka, H. – J. (1993): Tal- und Gewässer-morphologische Übersichtskarte von Baden Württemberg 1: 500 000. – In: Fließgewässertypologie, Forschungsgruppe Fließgewässer, ecomed - Verlag
- Briem, E.; Fleischhacker, Th.; Humborg, G.; Nadolny, I. (1996): Typologische Untersuchung naturnaher Fließgewässer und ihrer Auen in Baden - Württemberg. – Endbericht des Projekts : Wasser - Abfall - Boden (PWAB), Forschungszentrum Karlsruhe
- Briem, E. (1999): Die Gewässerlandschaften Baden-Württembergs. – Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie, Heft 53, LfU, Karlsruhe
- Briem, E. (2000): Die Gewässerlandschaften Thüringen. – Thüringer Ministerium für Landwirtschaft, Naturschutz und Umwelt, Erfurt, in Vorbereitung
- DVWK (1984): Ökologische Aspekte bei Ausbau und Unterhaltung von Fließgewässern. – Merkblätter zur Wasserwirtschaft, H. 204. Verlag Paul Parey, Hamburg / Berlin
- DVWK (1996): Fluss und Landschaft – Ökologische Entwicklungskonzepte. – Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 240
- Forschungsgruppe Fließgewässer (1993): Fließgewässertypologie – Ergebnisse interdisziplinärer Studien an naturnahen Fließgewässern und Auen in Baden- Württemberg mit Schwerpunkt Buntsandstein – Odenwald und Oberrheinebene. ecomed-Verlag
- Forschungsgruppe Fließgewässer (1998): Regionale Bachtypen in Baden - Württemberg. – Handbuch Wasser 2, Heft 41, LfU, Karlsruhe
- Humborg, G. (1995): Typologische und morphologische Untersuchungen an Bergbächen im Buntsandstein – Odenwald. – Mitteilungen des Instituts für Wasserbau der Universität, Heft 192, Karlsruhe
- Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland (1979): herausgegeben von Haar, Ude, Keller, Liebscher, Richter, Schirmer. – Deutsche Forschungsgemeinschaft. Harald Boldt Verlag, Boppard
- Illies, J. (1961): Versuch einer allgemeinen biozönotischen Gliederung der Fließgewässer. – Int. Revue ges. Hydrobiol. 46, 2
- Karl, J., Mangelsdorf, J., Scheurmann, K. (1977): Die Isar – ein Gebirgsfluss im Spannungsfeld zwischen Natur und Zivilisation. – Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt, 42. Jg., München
- Kern, K. (1994): Grundlagen naturnaher Gewässergestaltung – geomorphologische Entwicklung von Fließgewässern. – Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York
- Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen (1996): Naturraumspezifische Leitbilder für kleine und mittelgroße Fließgewässer in der freien Landschaft. – Materialien Nr. 23, Essen
- Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen (1999): Referenzgewässer der Fließgewässertypen Nordrhein-Westfalens. – Merkblätter Nr. 16
- Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen (1999): Leitbilder für kleine bis mittelgroße Fließgewässer in Nordrhein-Westfalen. – Gewässerlandschaften und Fließgewässertypen. Merkblätter Nr. 17
- LAWA (1995): Die Gewässerstrukturgütekarte der Bundesrepublik Deutschland. Arbeitskreis für Gewässerbewertung Fließgewässer, Verfahrensentwurf für kleine und mittelgroße Fließgewässer in der freien Landschaft; Stand: Mai 1995
- LAWA (1998): Gewässerstrukturgütekartierung in der Bundesrepublik Deutschland (Übersichtsverfahren). – Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München
- Marcinek, J., Rosenkranz, E. (1989): Das Wasser der Erde. Lehrbuch der geographischen Meeres- und Gewässerkunde. – Verlag Harry Deutsch, Thun und Frankfurt
- Ministerium für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen (1995) : Leitbilder für Tieflandbäche in Nordrhein-Westfalen. – Düsseldorf
- Nadolny, I. (1994): Morphologie und Hydrologie naturnaher Flachlandbäche unter gewässertypologischen Gesichtspunkten. – Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität, Heft 189, Karlsruhe
- Otto, A. (1991): Grundlagen einer morphologischen Typologie der Bäche. – Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität, Heft 180, Karlsruhe
- Otto, A., Braukmann, U. (1983): Gewässertypologie im ländlichen Raum. – Schriftenreihe des Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Reihe A : Angewandte Wissenschaft, Heft 288, Münster – Hilstrup
- Pardé, M. (1947): Fleuves et Rivières. – Paris
- Rosgen, D. (1996): Applied River Morphology. – Wildland Hydrology, Pagosa Springs, Colorado
- Strahler, A. N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. – American Geophysical Union, Transactions, No. 38
- Verein zum Schutz der Bergwelt (1998): Die Isar – ein Gebirgsfluss im Wandel der Zeiten. – Sonderdruck aus dem Jahrbuch 63, München

Glossar

Abfluss- (Q)	Wasservolumen aus einem Einzugsgebiet, das einen definierten Abflussquerschnitt in einer Zeiteinheit durchfließt; Angabe in m ³ /s oder l/sec.	Breiten/Tiefenverhältnis	Breite eines Gewässerbettes geteilt durch seine Tiefe (in m). Dimensionsloser Quotient für die Querschnittsform eines Gewässers, unabhängig von seiner Größe. Je größer die Zahl, um so flacher, je kleiner die Zahl, um so tiefer ist das Gewässer.
Abpflasterung	s. a. Deckschichtbildung; Sortierungsvorgang, bei dem die feineren Geschiebe wegerodiert werden, die groben Geschiebe zurückbleiben und das Bachbett vor weiterer Erosion schützen.	Choriotop	kleinräumiges Gefüge der Lebensräume, Teilbiotop, s. a. Rauheit, Korngrößen- z. B. in Abhängigkeit von den wechselnden Korngrößen des Substrats im Gewässerbett (abiotische Choriotope): Megalithal >40 cm (große Blöcke), Makrolithal 20-40 cm (grobes Blockwerk vorherrschend, variable Anteile von Steinen, Kiesen, Sanden), Mesolithal 6,3-20cm (Steine vorherrschend, variable Anteile von Kiesen, Sanden), Mikrolithal 2-6,3cm (Grobkiese vorherrschend, variable Anteile von Mittel- u. Feinkiesen, sowie Sanden), Akal 0,2-2cm (Fein- u. Mittelkiese vorherrschend, variable Anteile von Sanden), Psammal 0,063-2mm (Sande), Pelal <0,063mm (Schluffe, Tone) – biotische Choriotope: a. Fallaub: Ablagerungen von grobem, kaum verwitterten, organischen Material, b. Detritus: Ablagerungen von feinem organischem Material c. Xylal: Totholz, Geäst, Wurzeln d. Genist: Ansammlung von anorganischen u. organischen Materialien, e. Sapropel- Faulschlamm, f. Phytal: submerse Wasserpflanzen (auch Moose, Algen, Pilze, Bakterien)
Akkumulation	hier: Aufschüttung von fluvialen Sedimenten, s. Sedimentation	Deckschichtbildung	s. a. Sortierung – Vorgang bei der Sortierung, bei dem größere, nicht mehr bewegbare Geschiebe eine erosionshemmende Schutzschicht im Bachbett aufbauen
Anastomose	s. Verzweigung	Delta	Ablagerungen eines Fließgewässers in ein stehendes Gewässer mit spezieller schuttkegelartiger Schichtung
Alluvium/alluviale Gewässer	fluvial aufgeschüttet, Gewässer, die in ihren eigenen Aufschüttungen fließen, s. Aue.	dendritisch	baumartig verästeltes Gewässernetz
Aue/Auenbildung	Oberfläche von fluvialen Aufschüttungen, Vorgang der Aufschüttung durch Fließgewässer bis zu einer standortrelevanten Tiefe, i.d.R. dem Grundwasserspiegel (bei mehreren GwHorizonten, dem obersten). Die Auen können nach dem Substrat – der Korngrößenverteilung ihrer Sedimente – eingeteilt werden in <ol style="list-style-type: none"> 1. Grobmaterialauen: typisch u. verbreitet in den Hoch- u. Mittelgebirgen 2. Sandauen: Bei Bächen und Flüssen der Sandsteingebiete bzw. Mittelläufen von Flüssen; charakteristisch z. B. die Sanderflächen und Urstromtäler am Rand der ehemaligen Nordischen Inlandsvereisungen in Nord- und Mitteldeutschland. 3. Feinmaterialauen: in Bereichen mit Ton- u. Mergelsteinen im Untergrund, in Lößregionen, sowie Unterläufen und sonstigen Flachstrecken 	endogen	innenbürtig, Kräfte aus dem Erdinnern, die z. B. tektonische Bewegungen verursachen
Aufsattelung (Dammuferfluss)	Erscheinungsform bei Tieflandsflüssen, wenn sich Schwebstoffe (aber z. T. auch Sand und Geschiebe) infolge nachlassender Strömung und/oder Bremswirkung durch Uferbewuchs im Flussbett ablagern. Dabei wachsen Sohle und Ufer langsam in die Höhe. Der Wasserspiegel steigt u. U. mehrere Meter über das umgebende Gelände (Talboden) hinaus an. Der Vorgang kann durch Einengung (Korrektion) des Flussbettes verstärkt werden. Bei Hochwasser besteht Gefahr des Bruchs der natürlichen Uferdämme oder der Deiche mit Überflutungen des Talbodens.	Erosion/ Erosionsenergie	allgemeiner Ausdruck für Abtragung – hier bei Gewässern speziell: Linienhafte, oder Tiefenerosion sowie Seitenerosion. Die linienhafte oder Tiefenerosion bezieht sich auf die Fähigkeit des fließenden Wassers mittels Geschiebe die Bachbettsohle tiefer zu legen. Die Seitenerosion bezeichnet analog dazu die erosive Verbreiterung oder Verlagerung der Gerinne durch Seitenschurf.
bettbildender Abfluss (auch gerinnebildender Abfluss)	Abfluss, der Geschiebe zu transportieren vermag und damit Veränderungen im Bett verursacht, i.d.R. selten mehr als 50-100 Tage pro Jahr.	Eustasie, eustatisch	klimatisch hervorgerufene Meeresspiegelschwankung während der Eiszeiten (durch Bindung von Wasser in Gletschereis)
braided, braided river	s. „Verzweigung“	exogen	außenbürtig, Ausdruck für alle Kräfte, die von außen auf die Erde wirken, z. B. Klima

Fazies	hier: Begriff der Geologie für die Gesamtheit aller Merkmale eines Gesteins, geprägt von seiner Herkunft und seiner Entwicklungsgeschichte	Isostasie, isostatisch	Ausgleichsbewegung der Erdkruste, z. B. Hebung bei Entlastung von Inlandeis beim Abschmelzen – wichtiger Gestaltungsfaktor für die Ostsee und Norddeutschland
Fließgeschwindigkeit	Größe, die in erster Linie vom Gefälle, aber auch von der Bettform, dem benetzten Querschnitt und der Rauheit abhängig ist. Fließgeschwindigkeit und Abfluss nehmen mit steigendem Wasserspiegel exponentiell zu.	Kerbtal	Tal mit V-förmigem Querschnitt bei dem die Bachbetten im Verwitterungsmaterial des anstehenden Gesteins angelegt sind, häufigste erosive Talform der Oberläufe bei den Gewässern der Mittelgebirge und Alpen.
fluvial	durch das fließende Wasser entstanden.	konsequent	Hauptgewässer, im Fallen der Schichten angelegt
fluvioglazial	durch fließende Schmelzwässer entstanden.	Korngröße	die übliche Einteilung ist logarithmisch aufgebaut: Ton < 0,002 mm, Schluff < 0,063 mm, Feinsand < 0,2 mm, Mittelsand < 0,63 mm, Grobsand < 2 mm, Feinkies < 6,3 mm, Mittelkies < 20 mm, Grobkies < 63 mm, Steine < 200 mm, Blöcke > 200 mm.
Formation	siehe Gewässerformation	Krümmungsgrad	auch Windungsgrad oder Sinuosität (SI) genannt, gibt das Verhältnis zwischen tatsächlicher Lauflänge eines Gewässerabschnitts und der direkten Verbindung von Anfang und Ende des Gewässers (Luftlinie) wieder. Es wird zwischen geradlinig (SI 1-1,05), leicht- (SI 1,05-1,25), stark gekrümmt (SI 1,25-1,5) und mäandrierend (SI > 1,5) unterschieden. SI 1 ist gerade und kommt nur bei Kanälen vor. Der Krümmungsgrad ist im wesentlichen von der Fließgeschwindigkeit, der Menge – und der Korngröße des Materials, aber auch vom Abflussgang und der Talform abhängig. Grundsätzlich gilt: Je geringer das Gefälle bzw. die Fließgeschwindigkeit und je kleiner die Korngrößen sind, um so größer wird der Krümmungsgrad. Deshalb nimmt im Längsprofil der Krümmungsgrad flussabwärts in aller Regel zu.
Furkation	s. „Verzweigung“	Längsprofil/-entwicklung	meist konkave Linie beispielsweise des Talwegs entlang der Gewässer, die sich durch rückschreitende Erosion entwickelt. Durch Vertikaltektonik, Petrovarianz und Glazialerosion entstehen häufig gestufte Längsprofile, während das Substrat Neigungsgrad und Form der Längsprofile modifiziert.
Geomorphologie	Lehre von Entstehung und Entwicklung der Oberflächenformen der Erde, hier: Entstehung und Entwicklung der Gewässer und Auen.	Laufotyp	es wird unterschieden in: einstromig (auch: monostromig) und mehrstromig (auch verzweigt), je nachdem wie viel Gerinne das Gewässer aufweist
Geschiebe/ Geschiebefracht/ Geschiebeführung	(s. a. Korngröße) durch den Fluss bei entsprechenden Abflüssen transportierte Feststoffe, die nach der Korngröße klassifiziert werden können. Geschiebetransport: Die in einem Zeitraum durch einen Querschnitt transportierte Geschiebemenge i.d.R. in m^3/a und die Geschiebefracht: Die Summe des in einem Zeitabschnitt transportierten Geschiebes i.d.R. in m^3/a .	Leitbild	hier: wichtigste abiotische und biotische Kenngrößen eines Gewässers
Geschiebedefizit	entsteht, wenn im Einzugsgebiet kein Geschiebe mehr nachgeliefert wird, so zum Beispiel hinter Geschiebefallen, wie Stauwehren etc. Gewässer mit Geschiebedefizit sind besonders erosionsanfällig.	Linienführung	s. Krümmungsgrad
Gewässerdichte	Maß für die Lauflängen der Gewässer in km pro Flächeneinheit, meistens in km^2 . Formel: $D = l (km) / F (km^2)$. Die Gewässer- oder Flusssdichte ist abhängig vom Niederschlag/ Abflussverhalten und vom geologischen Untergrund. In verkarsteten Regionen nimmt z. B. die Gewässerdichte stark ab, in Regionen mit wasserundurchlässigen Substraten (z. B. Tonsteinen) stark zu.	Mäander/ Mäanderbildung	extreme Schlingenbildung eines Gewässers mit Gleithang/Prallhangbildung, Seitenerosion und Migration, s.a. Krümmungsgrad: höchster Krümmungsgrad > 1,5.
Gewässerformation, Formation	Hierarchische Fließgewässerordnung (Größenordnung) nach Strahler (1957) unter Berücksichtigung der Lage der Gewässer im Relief. Die Größenordnungen reichen von der Nuller-Formation (0'; Quellgewässer) bis zur Sechser-Formation (6'; Ströme).		
glazial	durch Eis entstanden.		
Gley	durch Staunässe beeinflusster und horizontaler Boden		

Migration	hier: Unter Migration versteht man talwärts wandernde Mäanderschlingen.	Sedimentation	wenn Korngröße und Menge des zum Transport bereitgestellten Materials die Schleppkraft übersteigen, lagert das Gewässer seine Fracht ab, ist also in der Lage sein Fließbett höher zu legen (Aufschotterung, Aufschüttung, Akkumulation, Auebildung).
Muldental	flach konkave, breite Talform, bei der die Bachbetten im Verwitterungsmaterial des anstehenden Gesteins angelegt sind, häufig vorkommende erosive Talform in den Hügel- und Bergländern und auf den noch erhaltenen Hochflächen der Mittelgebirge.	Seitenerosion/ Seitenschurf	Fähigkeit des Gewässers, sich seitlich zu verlagern. (s. a. Migration, Mäander)
obsequent	gegen die Neigung der Schichten fließend	Sinuosität (Si)	s. Krümmungsgrad
Pardé- Koeffizient K	gibt in Form eines Faktors die Abweichung des monatlichen Abflusses von dem des aus dem mittleren Jahresabfluss berechneten monatlichen Durchschnittswertes (monatlicher Durchschnitt = Jahresabfluss : 12) an. Beispiel: 1,77 od. 0,8 bedeutet: In diesem Monat fließen das 1,77, bzw. 0,8-fache des monatlichen Durchschnitts ab. Der Pardé-Koeffizient K veranschaulicht den Jahresgang des Abflusses; ist Kennzahl für Abflussregime	Sohlental	flache, durch die Aufschüttung des Gewässers entstandene Talfüllung (Aue), die seitwärts von Hängen begrenzt wird, zum Beispiel Kerbsohlental
periglazial	Raum vor dem vergletscherten Gebiet, vor allem durch Frostverwitterung (Frostschutt), Dauergefrorenis des tieferen Bodens, Solifluktion (Bodenfließen), Vegetationsarmut etc. gekennzeichnet. Die heutigen Geländeformen Mitteleuropas sind im wesentlichen bis auf Retouchen in der letzten Kaltzeit im periglazialen Raum entstanden.	Solifluktion	Bodenfließen, durch Auftauen und Wiederzufrieren in Regionen mit Wechselfrost hervorgerufen (s. a. periglazial)
Querprofil	gibt die Formen und Strukturen im Querschnitt wieder	Sortierung/ Sortierungsgrad	Maß für Differenzierung der Korngrößen sowohl allgemein als auch im Verlauf eines Längsprofils, abhängig von der Fließgeschwindigkeit und der jährlichen Abflussganglinie, also der Häufigkeit der wechselnden Fließgeschwindigkeiten eines Gewässers. Gleichmäßiger Abfluss bewirkt den höchsten Sortierungsgrad. Häufige und hohe Wasserwechselstände verursachen geringen Sortierungsgrad.
Rambla	humusarmer Auenrohboden	Struktur	Anlage des Gewässers, Laufform, Lauftyp und Aufbau des Bettes, abhängig im wesentlichen von der Körnigkeit des Materials, von der Vegetation und vom Totholzeintrag. Es gilt: je gröber die Korngrößenmischung, um so struktureicher die Bachbetten. Bei feinkörnigerem Substrat nehmen die Strukturen stark ab, während die Bedeutung des Totholzeintrages für die Strukturvielfalt zunimmt.
Rauheit	(s. a. Fließgeschwindigkeit) Maß für den Reibungswiderstand des Gewässerbettes, ist abhängig von der Korngröße, der Form der Gerölle, der Gewässerstruktur, dem Krümmungsgrad sowie von Fließhindernissen, wie sie von der Vegetation und dem Totholz verursacht werden.	subsequent	parallel zum Streichen der Schichten fließend
Referenzgewässer	Gewässer mit möglichst gutem naturnahen Zustand, welches für die Beschreibung von typischen Gewässererscheinungen und zur Entwicklung von Leitbildern dient	Taldichte	größer als Gewässerdichte, zum Beispiel in Karstregionen, in denen die in den Kaltzeiten entstandenen heutigen Trockentäler (durch Verplombung des Untergrunds bei Dauerfrost) die jetzigen durchflossenen Täler an Zahl weit übertreffen, wird wie die Gewässerdichte in km Lauflänge pro km ² Fläche gemessen.
resequent	Nebengewässer, im Fallen der Schichten angelegt	Tektonik	Lehre von den Bewegungen der Erdkruste und der sie verursachenden Kräfte
Schleppspannung/ Schubspannung	(s. Erosion) Kraft pro Flächeneinheit, üblicherweise in N/m ² angegeben, die das fließende Wasser in Abhängigkeit von der Wassertiefe und dem Gefälle auf das Gewässerbett ausübt, die es ermöglicht, Feststoffe aufzunehmen und „mitschleppen“.	Tiefenerosion	Fähigkeit zur Tieferlegung der Gewässerbetten, heute häufig auf Geschiebedefizit zurückzuführen

Transport

man unterscheidet grundsätzlich Feststofftransport (Geschiebe und Schwebstoffe) und den Transport gelöster Stoffe. Das fließende Wasser nimmt in Abhängigkeit von der Fließgeschwindigkeit Partikel in Suspension (Schweb, Trüb) auf oder transportiert vor allem Sand durch Springen und Anstoßen (Saltation, Reptation) sowie größere Geschiebe durch Rollen in der Längsachse (Zurundung). Bei plattigem Ausgangsmaterial (bei schichtlagernden Gesteinen, zum Beispiel Buntsandstein) wird das Geschiebe mehr durch gleitenden Versatz bewegt. Noch größere Geschiebe wie Blöcke werden eher indirekt durch Unterströmung wälzend bewegt.

Vega

brauner, durch Verwitterung schon gut entwickelter Aueboden, meist auf höheren, lehmigen Standorten

Verklausung

durch Totholz und Treibsel verursachte Einengung oder Verstopfung des Flussquerschnittes, verbunden mit Rückstau und Anhebung des Wasserstands; führt häufig zur Umleitung und damit zur Verlagerung.

Verzweigung

Sammelbegriff für die Aufteilung eines geschiebeführenden Gerinnes in mehrere Arme. Die Original-Verzweigung findet statt, wenn ein Fluss vermehrt Geschiebe (die Kornverteilungsspanne reicht hierbei vom Grobgeschiebe bis zum Sand) zu transportieren hat und/oder das Material generell über eine steilere Gefällestrecke transportiert werden muss; dann teilt er sich auf. Das englische – sehr verbreitete – Sammelwort hierfür ist braided (wörtl. verflochten). Weitere angelsächsische Begriffe werden z. T. synonym, z. T. auch abweichend verwendet:

- **anastomosing:** Die eigentliche Anastomose (urspr. medizin. Begriff für ein Adergeflecht) findet nur bei schwebstoffführenden Gerinnen statt und hat ähnliche Voraussetzungen wie braiding, sollte aber nicht hierfür verwendet werden; anastomosing wird auch in der engl. Literatur nurmehr selten für braided verwendet.

- **anabranching:** Bildung von Seitenarmen in schwebstoffführenden Flachlandflüssen oder Flussdeltas, die noch nicht vollständig geklärt ist; nicht für verzweigt verwenden.
- **avulsion:** Selten und mehr im britischen Englisch gebrauchter Begriff für Verzweigung, der aber genau die V. im Sinne von braiding meint.

Ferner findet sich der Begriff **Furkation** für Verzweigung, der aber nicht eindeutig ist und deshalb nicht verwendet werden soll. Er wird allerdings in der Schweiz und Österreich synonym für Verzweigung verwendet. Im übrigen als Bifurkation = Flussgabelung gebraucht.

Die **Verwilderung** ist als Begriff für die Verzweigung weit verbreitet, auch in anderen Sprachen (z. B. franz. riviere sauvage, span. rio salvaje, niederl. verwilderung, verwilderde rivier, aber dort auch verflechting); selbst in ELSEVIERS DICTIONARY OF WATER AND HYDRAULIC ENGINEERING wird als deutscher Begriff missverständlich Verwilderung angegeben. Der an sich bildhafte Ausdruck verneint aber den vollkommen natürlichen gerinnehydraulischen Vorgang der Geschiebeführung. Diese ist **nicht** verwildert, sondern gehorcht völlig normal den Naturgesetzen. Unter dem gleichen Blickwinkel müssten dann auch Flussmäander und andere Formen „verwildert“ sein, woran kein Mensch denkt. Der Begriff soll unbedingt vermieden werden.

Vorfluter

Gewässer der nächst höheren Ordnung, in das ein Gerinne mündet.

Windungsgrad

s. Krümmungsgrad

Methodik

Vorrangige Aufgabe war die Kartierung gewässermorphologisch gleich ausgestatteter Teilräume, um so die Gewässerlandschaften zusammenfassend beschreiben zu können.

Das Ziel wurde in drei Arbeitsschritten erreicht:

1 Karteninterpretation

2 Geländeuntersuchungen an Referenzgewässern

3 kartographische und textliche Bearbeitung

Zu 1: Die Karteninterpretation analysiert und beschreibt die Geländeformen anhand der Konfiguration der Höhenlinien (Formenanalyse). Auf die Analyse des Formeninventars erfolgt die Deutung und genetische Einordnung der Befunde. Hierfür wurden die topographischen Karten des Maßstabes 1: 50 000 flächendeckend ausgewertet. Dieser Maßstab eignet sich besonders gut für die Erfassung der großräumigen Reliefverhältnisse. Die Anordnung der Höhenlinien im 10 m Abstand erlaubt zusätzlich auch das relativ genaue Herausschneiden von Längs- und Querprofilen, um die Formen der Täler und die Gefälleverhältnisse darstellen zu können.

Die Abgrenzung von Gewässerlandschaften erfordert eine speziell auf die Fragen der Gewässermorphologie abgestimmte Interpretation. Es geht um das Erkennen der gewässerspezifischen Strukturen und der gewässerbegleitenden Geländeformen. Hiermit geht das Erstellen der Längs- und Querprofile einher, die die Grundstrukturen veranschaulichen. Diese Profile wurden überhöht, um die Besonderheiten im Längsprofil der Gewässer besser sichtbar zu machen. Es wurde ein unveränderter Längenmaßstab gewählt und der Höhenmaßstab 10-fach überhöht. Die Ergebnisse dieser Interpretation wurden von der topographischen Karte 1: 50 000 in einen kleineren Übersichtsmaßstab übertragen; geeignet hierzu ist der Maßstab 1: 200 000. Für die Übersicht wurden die orohydrographischen Ausgaben des Kartenwerks als Grundlage gewählt.

Die Formenanalyse erfasst neben den Besonderheiten von Durchbrüchen, Wasserfällen, Klamm und Schluchten, vor allem folgende gewässermorphologische Erscheinungen:

die Talformen (s. a. Tal- und Gewässermorphologie in den Steckbriefen), unterscheidbar in

- Kerbtäler
- Muldentäler
- Kerbsohlentäler
- Gewässer ohne spezifisch begleitende Talform
- Große Auen

sowie

- die Tal- und Gewässerdichte
- die Gewässernetzanlage (Aufsicht)

Die Verbreitung der Talformen wird entlang der Längsprofile festgestellt. Dieser erste methodische Schritt führt meist schon zum Erkennen von Teilräumen, die im wesentlichen mit der Verbreitung von petrographisch und geomorphologisch gleich ausgestatteten Regionen übereinstimmen. Die Karteninterpretation schließt mit der Fertigstellung der Rohkartierung, in der die Grenzen der Fließgewässerlandschaften, die Talformen und die Besonderheiten dargestellt sind. Zuletzt werden aus jedem Teilraum die Gewässer ausgewählt, die dem Kartenbild nach noch als naturnah erscheinen. Sie dienen als logistische Grundlage für das Auffinden von Referenzgewässern bei den folgenden Geländeuntersuchungen.

Zu 2: Vor Ort wird die Rohkartierung überprüft, ob zunächst die im Kartenbild in den Makrostrukturen (Talformen, Profile) ähnlichen Gewässer in der Natur und den kleinräumigeren Differenzierungsebenen gleiche Merkmale besitzen oder sich die Einflussfaktoren, z. B. im längszonalen Aufbau derart überlagern, dass eindeutig bestimmende Charakterzüge nicht festgestellt werden können. Durch die Geländeuntersuchungen sollen ferner die teilraumspezifischen, beschreibenden Daten zu Substrat, Bettform, Linienführung, sowie zu Erosion, Feststofftransport und Sedimentation gesammelt werden.

Die flussbegleitenden Auen wurden zusätzlich noch teilweise mit dem Bohrstock beprobt. Die für die Strukturen wichtigsten Korngrößen wurden in drei Klassen aufgenommen und dargestellt: Feinmaterial bis zur Korngröße 0,063, Sand bis 2,0 mm und Grobmaterial über 2 mm Korndurchmesser. Wo möglich bzw. notwendig, wurden noch Angaben über die größten Korngrößen gemacht und in Kies bis 63 mm, Steine bis 200 mm und Blöcke über 200 mm unterteilt.

Die Geländeuntersuchungen haben ergeben, dass die Gewässer, die in einem vom Substrat gleich ausgestatteten Teilraum angelegt sind, nur in Abhängigkeit vom Gefälle und in der längszonalen Anordnung variierende Erscheinungen aufweisen; ansonsten haben sie gleiche Charakterzüge. Es handelt sich um kleinere Gewässer der 1' und 2' Formation (Größenordnung der Gewässer nach Strahler 1957), teilweise auch noch der 3' Formation, wenn die vom Substrat gleich ausgestatteten Teilräume groß genug sind. Viele Gewässer der 1' und 2' Formation haben schon Auen ausgebildet. Wenn die Auensedimente aus der umgebenden Fließgewässerlandschaft stammen, so wurden diese Bäche auch dieser Landschaft zugeordnet. Erst, wenn die Auen eine größere Breite als 300 m erreichen und die Auen Mischsedimente aus verschiedenen Regionen aufweisen, wurde ein eigener Aue-Typus aus gegliedert. Dies ist einerseits bei den großen Gewässern, den Flüssen, aber auch bei den Gewässern der Tiefländer und Aufschüttungsebenen der Fall.

Mit der Geländeaufnahme ist eine Fotodokumentation verbunden, die zur didaktischen Erläuterung und graphischen Gestaltung des Textes und der Steckbriefe beitragen soll.

Zu 3: Die kartographische Verarbeitung erfolgt z. T. parallel zu den ersten Arbeitsschritten. Besondere Aufmerksamkeit erfordert neben der Kartierarbeit die Erstellung der Legende, vor allem im Hinblick auf die Verkleinerung auf den Maßstab 1: 500 000.

Aus dieser Bearbeitungs- bzw. Darstellungsnotwendigkeit ergab sich die Entwicklung von zwei Legenden:

1. die Kartenlegende, die aus Platzgründen nur die notwendigen Informationen enthält
2. eine erweiterte Kartenlegende der Fließgewässerlandschaften, in der die regional-spezifischen Formen und Strukturen der Fließgewässer im längszonalen Aufbau dargestellt werden.

Karte und Legenden

Alle Arbeitskarten sind auf der Basis der orohydrographischen Ausgaben der amtlichen topographischen Übersichtskarten des Maßstabes 1: 200 000 erstellt worden. Die bayernweite Darstellung erfolgt im Maßstab 1 : 500 000.

Die gewässerspezifischen Sachverhalte werden mit folgenden graphischen Mitteln dargestellt:

1. Das Kartenbild: im Kartenbild sind drei kartographische Grundelemente zu erkennen: die Flächenfarbe, die Liniensignaturen sowie Zusatzsymbole. Mit der Flächenfarbe werden die Einheiten der Fließgewässerlandschaften räumlich abgegrenzt. Zusammengehörige Haupteinheiten wurden in einer Farbfamilie mit unterschiedlichen Farbtönen dargestellt, so z. B. bei der (Haupt)-Fließgewässerlandschaft „Grundgebirge“, der granitische Typ rot, der Gneistyp rotbraun und der des Schiefers grau. Die Liniensignaturen wurden für die Kennzeichnung der Talformen, die das Gewässer begleiten, verwendet. Die Farbgebung rot und braun für Kerb- bzw. Muldentäler und blau für Kerbsohlentäler macht auf den ersten Blick deutlich, wo erosive und wo akkumulative Verhältnisse herrschen. Auen, die mehr als 300 m Breite aufweisen und die tallosen, ebenen Aufschüttungsbereiche wurden als eine eigene Landschaftseinheit zusammengefasst. Sonderformen, wie Schichtstufen, Taldurchbrüche, Canons etc. wurden möglichst lagerichtig mit Zusatzsymbolen eingezeichnet. Aus Gründen der Lesbarkeit wird zur Ergänzung der Karte eine erweiterte Kartenlegende vorgelegt.

2. Erweiterte Kartenlegende: Für die einzelnen Gewässerlandschaften werden detaillierte Beschreibungen bestimmter Ausprägungen (s. u.) mit Symbolen dargestellt. Die Unterteilung orientiert sich an den Gewässerformationen. Bei den Längsprofilen wurde zwischen mehr gestrecktem und mehr konkaven Aufbau und zwischen flach und steil unterschieden. Wo auffällige Stufungen vorhanden sind, wurden diese als Charaktermerkmal verzeichnet. Gestreckte und steile Profile kommen insbesondere dort vor, wo sehr geschieberriche Gewässer, wie z. B. im Gneis, in der 1-3' Formation entwickelt sind. Flache Profile sind z. B. in den alt angelegten glazialen Talungen des Alpenvorlandes charakteristisch, weil die heutigen Gewässer in den breiten Schmelzwasseraufschüttungen der letzten Kaltzeit angelegt sind und deshalb auch keinen steileren Oberlauf entwickelt haben. Konkave Längsprofile sind überall dort üblich, wo relativer Geschiebemangel vorherrscht. In tonigen und mergeligen Substraten oder auch z. B. im Löß sind konkave Profile typisch. Gestufte Profile, wie sie in den Mittelgebirgen sehr häufig sind, sind entweder auf Anzapfung, auf unterschiedliche Härte der Schichten, auf vertikale, tektonische Krustenbewegungen oder glaziale Übertiefung zurück zu führen. So bilden das Maintal und der Tauberggrund anschauliche Beispiele für die Stufung durch Anzapfung und die mit steilen Schluchten und Kerben am Anstieg zum Grundgebirge eingeschnittenen Gewässer von Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischen Wald sehr gute Beispiele für die Stufung durch junge, tektonische Heraushebung. Stufung der Längsprofile durch glaziale Übertiefung ist im gesamten jungglazial überformten Bereich charakteristisch: In den Alpen bei den Hängeltälern, die heute über Klamm- und Schluchtstrecken zum Haupttal entwässern. Aber auch im glazialen Aufschüttungsbereich des Jungmoränenlandes gibt es vielfältige Stufungen zwischen Zungenbecken, Grundmoränenplatten und Endmoränenkränzen. Stufung durch unterschiedliche Härte der Schichten ist im Süddeutschen Schichtstufenland bis in die kleinräumigsten Landschaftseinheiten zu beobachten. So bildet die „Engelhofer Platte“, eine nur bis 1,5 m dicke dolomitische, harte Schicht im weichen tonigen, unteren Keupermaterial eine im Gelände und Gewässerlängsverlauf sehr auffällige Stufung aus.

Des weiteren werden die Talformen durch einfache Symbole im Querschnitt dargestellt. In den Sparten „Substrat und Gewässerbett“ sowie „Uferlinien und Substrat“ wird die beispielhafte Darstellung mit den wichtigsten Strukturformen verknüpft. Linienführung und Lauftyp werden als wichtige Strukturelemente dargestellt. Bei den großen Auen wird nach den Substraten unterschieden (s. Kap. 5).