

PHYSIOGEOGRAPHICA
BASLER BEITRÄGE ZUR PHYSIOGEOGRAPHIE

Band 42

Die Bedeutung von Gerinnesedimenten im
Phosphorhaushalt kleiner Fließgewässer der Region Basel

mit 58 Abbildungen und 27 Tabellen

von

Christian Katterfeld

Bibliographische Information der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte Daten sind im Internet unter <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

PHYSIOGEOGRAPHICA

© 2011 Prof. Dr. H. Leser und Dr. C. Katterfeld

Geographisches Institut der Universität Basel
Klingelbergstrasse 27
CH-4056 Basel

Alle Rechte vorbehalten.

Der vorliegende Band erscheint gleichzeitig als Dissertation der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel.

Gerinnesedimente und Phosphorhaushalt kleiner Fließgewässer: Ein methodisch-landschaftsökologisches Problem

Hartmut Leser¹

Forschungsgruppe Landschaftsanalyse und Landschaftsökologie Basel
(FLB)

Abteilung Physiogeographie und Umweltwandel
Geographisches Institut der Universität Basel

Einleitung: Worum geht es?

Die Dissertation von C. KATTERFELD (2011) ist Bestandteil angewandt-physiogeographischer Forschungen (SCHNEIDER-SLIWA, SCHAUB & GEROLD [Hrsg.] 1999) und ordnet sich in eine Reihe von Feldarbeiten ein, die den Stoffumsätzen in der Landschaft nachgehen. Gearbeitet wird in in der Geographischen Realität, also im Felde. Datengewinnungen dort haben ihre Tücken, weil sie sehr vielen, zum Teil chaotischen Randbedingungen unterliegen.

Zugleich handelt es sich bei der vorgelegten Dissertation um Geoökosystemforschung, weil die reale Landschaft und deren Systemzusammenhänge die methodische und methodologische Leitlinie bilden. Das impliziert Feldarbeit in der topischen Dimension (HERZ 1973, 1994; NEEF 1963). Zudem hat die Feldarbeit sich auf der Zeitachse anzuordnen. Massgabe ist, möglichst lange zu messen – dies auch im Rahmen einer zeitlich limitierten Doktorarbeit. Die Arbeitsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie in ländlichen Räumen* beschäftigte sich mit der Bodenerosion und Nährstoffemissionen, der hydrologischen Vernetzung und deren Bedeutung für diffuse Stoffeinträge, der Bedeutung von Bachsedimenten für den Phosphorhaushalt und der Retentionsfunktion von Uferzonen. Diese vier Bereiche gehen alle von einem holistischen Ansatz aus, wie ihn Landschaftsökologie und Geoökosystemfor-

¹Professor (em.) Dr. rer. nat. habil. Dr. rer. nat. h.c. (TU Stuttgart) Hartmut Leser, Geographisches Institut Universität Basel, Klingelbergstr. 27, CH-4056 Basel, E-Mail: hartmut.leser@unibas.ch / www.unibas.physiogeo.ch und www.unibas.ch/geo/physiogeo/homepages/leser.htm

schung definieren. Die Gruppe arbeitete in der Regio Basiliensis, wovon zwei Dissertationen (u. a. die hier vorgelegte) im Hotzenwald (südlichster Teil des Südlichen Schwarzwaldes) liefen. Auf Vorläufer- oder andere Begleitarbeiten wird an dieser Stelle nicht eingegangen. Siehe dazu u. a. KOCH (2007) und SCHNEIDER (2007).

Methodisch-methodologische Einordnung der Dissertation

Ansätze von Geographie und Landschaftsökologie

Die Ansätze von Geographie und Landschaftsökologie sind quasi identisch: Nicht nur die Geographie (BORS DORF 2007; HEINRITZ [Hrsg.] 2003; HERZ 1994; LESER & SCHNEIDER-SLIWA 1999), sondern auch die Landschaftsökologie (LESER 1997; LESER 2002, 2003; STEINHARDT, BLUMENSTEIN & BARSCH et al. 2005) gehen davon aus, dass in diesen beiden Fachbereichen inter- und transdisziplinär anzusetzen ist. Beide gründen sich auf den *holistischen Ansatz*, der auf den Zusammenhang von Natur, Technik und Gesellschaft (LESER 2003, 2007a-c; NEEF 1967) abzielt. Beide Fachbereiche versuchen, der komplexen *Geographischen Realität* – wie sie von NEEF (1967, 1969, 1979) definiert wurde – gerecht zu werden. Das bedeutet, dass auch der Mensch als Planer und Entscheider in die Betrachtung mit einbezogen wird (NEEF 1969, 1979; WEICHHART 2003). Dies wurde bereits von BARROWS (1923) mit seiner *Geography as Human Ecology* oder – aus geographisch-wissenschaftstheoretischer Sicht – von BARTELS (1968) gefordert.

Methodische Probleme des Projekts

Vorliegende Dissertation fokussiert auf den Phosphorhaushalt, d. h. den Phosphat-Phosphor. Hauptfrage war die Eutrophierung von Bächen durch Nährstoffüberangebot in einem landwirtschaftlich genutzten „Normalraum“ Mitteleuropas. Dabei steht das Einzugsgebiet im Mittelpunkt, weil nicht nur die punktuellen, sondern auch die diffusen Einträge aus landwirtschaftlichen Stoffquellen zu ermitteln waren. Den Hintergrund bildete die EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL), nach der die Nutz- und Schutzfunktionen der Gewässersysteme gesichert werden sollen.

Diffusen Nährstoffquellen wird mit drei Ansätzen nachgegangen:

1. Nährstoffeintrag und -verlust auf der Ackerfläche und ihre Beziehung als *externe Belastung* des Stoffhaushaltes im Vorfluter (= Emissionsansatz);
2. Nährstoffeintrag *in* das Fließgewässer und Veränderungen der Stoffkonzentrationen im Fließgewässer (= Immissionsansatz);

-
3. Beitrag des Fliessgewässers *selbst* zu seinem Nährstoffhaushalt, der ganzheitlich betrachtet wird, wobei Emissions- und Immissionsansatz mit einbezogen werden.

Im Fliessgewässer spielen sich komplexe biogeochemische Kreisläufe ab, die eine stark fluktuierende Nährstoffkonzentration bedingen, die durch Strömung, Akkumulation, Zwischenlagerung und flußaufwärts wandernde Organismen geregelt wird. Die Nährstoffzirkulation vollzieht sich in einer longitudinalen Spiralbewegung. Eine große Rolle spielen als zeitweilige Liefer- und Depoträume die Uferbänke und die Fliessgewässersohle, wo auch Remobilisierungen der Stoffe (hier des Phosphat-Phosphors) stattfinden.

Diskussion von Inhalt und Ergebnissen

Ansatz und Ziele

Die Arbeit gliedert sich in sieben stark differenziert Kapitel. In Kapitel 1, der Einleitung (S. 3ff.), geht es um die Einordnung des Ansatzes sowohl in die Hydrodynamik der Gewässersysteme allgemein als auch die Forschungen der Basler Arbeitsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie im ländlichen Raum*, deren Schwerpunkt lange Zeit auf einer geökologisch ansetzenden Bodenerosionsforschung lag, bei der jedoch im Laufe der Jahre der Stoffhaushalt der Landschaft zunehmend in den Mittelpunkt rückte.

Kapitel 2 *Forschungsstand und Arbeitsziele* (S. 9ff.) stellt den Phosphor in Fliessgewässern, die Eintragspfade und die phosphorwirksamen Prozesse in Ufer- und Gerinnesedimenten dar, ebenso Ziele und Fragestellungen sowie Vorgehensweise. Die Dynamik des Phosphors und die Komplexität der sich ergänzenden und überlappenden Eintragspfade bewirken bei der Feldforschung zahlreiche methodische Probleme (z.B. durch die schwer zu definierenden unterirdischen Fliesspfade). Das gilt auch für die durch natürliche und anthropogene Prozesse gesteuerten Depots in den Ufer- bzw. Gerinnesedimenten. Unter Einbezug einer breiten Palette von Vergleichen aus der internationalen Literatur (bes. S. 19-25) wird der eigene Standpunkt für *Ziele und Fragestellung* (Kap. 2.4, S. 28ff.) erarbeitet, dokumentiert durch den *Standortregelkreis des P-Transports* (Abb. 2.6). Größenordnungsfragen für raum-zeitlich differenzierte gewässerinterne P- und Feststofffreisetzung, Speicherpotenzial von Ufer- und Gerinnesedimenten, gerinneinterne P-Quellen, P-Ereignisaustrag sowie des hyporhealen Austauschs bilden die Schwerpunkte. Auch die Beziehung zwischen Ufer- und Gerinneerosion soll als Grundlage für ein integrales Gerinnemanagement herausgearbeitet werden.

Zwischenfazit: Diese Fragen sind plausibel und bilden den Ausgangspunkt für die Verwendung eines komplexen geökologischen Ansatzes der

Ufersediment- und Gerinneforschung, der auch in den Dissertationen von KOCH (2007), SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) eingesetzt wurde. In diesem Kontext steht die vorgelegte Dissertation.

Untersuchungsraum

Kapitel 3 stellt *Die Untersuchungsgebiete* (S. 33ff.) im Großraum vor, vor allem die beiden Einzugsgebiete von Länenbach (Baselbieter Tafeljura) und Schneckenbach (Hotzenwald), mit Angaben zu geomorphologischen, pedologischen und hydrologischen Verhältnissen. Bei der Betrachtung der hydrologischen Verhältnisse wird auf eine methodische Basisschwierigkeit von Feldarbeiten hingewiesen – die Witterungsanhängigkeit. Dem sog. „Jahrhundertsommer“ 2003 mit seiner extremen Trockenheit folgten die beiden hydroökologischen Normaljahre 2004 und 2005. – Die detaillierte Betrachtung der Bäche erfolgt im Kap. 3.5 im Kontext *Gewässer, Vegetation, Landnutzung* (S. 46ff.). Der Wasserhaushalt und das Fließverhalten der beiden untersuchten Bäche werden wesentlich vom Untergrund und der jeweils vorherrschenden Landnutzung bestimmt, wobei die Vegetation im Hotzenwald trotz der Landnutzungsseingriffe noch eine gewisse Naturnähe aufweist.

Methodik

Das Kapitel 4 *Material und Methodik* (S. 51ff.) weist drei Schwerpunkte auf: (i) Geomorphologische Feldmethoden; (ii) hydrologische Messungen; (iii) Laboranalysen. Vorweg werden die verwendeten Karten, Luftbilder, Orthophotodaten und digitalen Geländemodelle (Tab. 4.1) aufgeführt, bezogen auf das Blatt Wehr der TK 25 BRD und auf das Blatt Sissach der LK 25 CH, in denen die beiden Arbeitsgebiete lokalisiert sind.

Bei der Bewertung der geomorphologischen Feldmethoden (Kap. 4.2) werden Möglichkeiten und Grenzen der quantitativen Bestandsaufnahme im Felde diskutiert und auf die notwendige *qualitative Einschätzung und Dokumentation* (z. B. als Kartierungen) für die Ausführung der eigenen Arbeiten hingewiesen (S. 52). – Bei den hydrologischen Messungen (Kap. 4.3) wird sich bewußt an jene von SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) angelehnt, ohne jedoch die Methoden komplett anzugleichen: Der Bearbeiter wertet die lokale Vergleichbarkeit zwischen den drei Arbeiten höher als die regionale (S. 54 und Tab. 4.3). – Die Laboranalytik (Kap. 4.4) orientiert sich an den schon mehrfach publizierten Standards des Labors des Geographischen Instituts Basel. Die Wasseranalytik setzt auf zwei für die Fragestellung wesentliche Schwerpunkte: auf die Hochwasserbeprobung (bis zu sechs verschiedene Standorte) und auf die Schöpfproben aus Interstitial und Oberflächenwasser. Daneben erfolgten Sediment- und Bodenuntersuchungen sowie Rücklösungsversuche und EPC₀-Experimente.

Zwischenfazit: Alle eingesetzten Methoden sind im Prinzip mehr oder weniger Standard. Durch die Gelände-, Witterungs- und Wasserhaushaltsrealität waren deren kritische Betrachtung und eine daraus resultierende Anpassung der Methoden an die raum-zeitlichen Differenzierungen der vor Ort untersuchten Geoökosysteme erforderlich. Dies gründet sich auf die Heterogenität von räumlichen Differenzierungen der Geoökofaktoren und der haushaltlichen Prozesse in der Landschaft, die auch methodisch relevant ist (NEUMEISTER 1999).

Darstellung und Bewertung der Resultate

Die Resultate in methodisch-methodologischer Sicht

Das Kapitel 5 *Ergebnisse* (S. 73ff.) bildet den Mittelpunkt der Dissertation. Vorgelegt werden die *gerinnemorphologischen Aufnahmen* (Kap. 5.1), Daten zur *Austragsdynamik und Gerinneretention* (Kap. 5.2), zur *Ufer- und Gerinnerosion* (Kap. 5.3), zum *Phosphor in Ufermaterial und Böden* (Kap. 5.4) und zu den *Prozessen im hyporheischen Interstitial* (Kap. 5.5).

- In Kap. 5.1 wird vergleichende Gerinnemorphologie betrieben und deren Einfluß auf Fliessverhalten und Abfluß herausgearbeitet, ebenso werden Grobmaterialbereiche und Feinsedimentspeicher ausgewiesen und Beziehungen zu Retentionsvermögen und hydraulischer Belastung hergestellt. Zwischen Gerinnegestalt und Feinmaterialspeicherung besteht ein enger Zusammenhang. Er konnte nur durch eine *subtopische* Betrachtung herausgearbeitet werden.
- In Kap. 5.2 werden gerinnenaher und gerinneinterne P-Quellen identifiziert und Beziehungen zwischen Frachten, Abflussereignissen und Liefergebieten dargestellt. Mit Hilfe der Hysteresekurven werden Zustandsveränderungen und ihre Abhängigkeiten von Randbedingungen und Vorauszuständen herausgearbeitet, z. B. zwischen Stoffquellenlimitierungen, Konzentrationsveränderungen und Abflusseinzelergebnissen, etwa Hochwasserspitzen (auch zeitlich differenziert, z. B. Sommer- und Herbstereignisse). In Anlehnung an WEISSHAIDINGER (2007) werden die Hysteresen klassifiziert und für Rüttebach und Schneckenbach zusammenfassend in Tab. 5.4 dargestellt.
- In Kap. 5.3 steht der Zusammenhang Uferbeschaffenheit/Erosionsausmaß mit Erosionsablauf im Mittelpunkt, aus dem sich ganz verschiedene Prozessabläufe ergeben. Ausgegangen wird von den beobachtbaren geomorphologischen Prozessen, z. B. Rückverlegung der Uferwand durch diverse, bisher unterschätzte mikromorphologische Prozesse. Die Ufererosion bzw. -denudation wird quantifiziert, wobei Ober- und Unterhang verschieden beteiligt sein können. Sie werden in

Abtragsbilanzen (Tab. 5.5) für Länen- und Schneckenbach dargestellt. Auch wenn der Bearbeiter der Meinung ist, daß differenziertere Aussagen nur dann möglich sind, wenn man mit anderen Methoden und kürzeren Meßintervallen arbeitet, ergibt sich gleichwohl ein recht genaues Bild über Feststofflieferung und deren Speicherung im Gerinne. Die Unterschiede zwischen dem Jura- und dem Schwarzwaldbach können klar benannt werden (S. 112).

- Kap. 5.4 geht vom Vergleich der Eigenschaften von Gerinne-, Ufer- und Bodenmaterial der einzelnen Bäche aus, um Aufschluß über die P-Relationen zwischen den verschiedenen Speichern zu erlangen, um sodann zu den P-Gehalten der Sohlsedimente und deren Wirkung auf das Bachwasser überzugehen. Die in Tab. 5.6 und 5.7 zusammengestellten Materialeigenschaften von Gerinnesediment, Ufersubstrat und Oberboden der Bäche belegen die heterogenen Randbedingungen, unter denen sich die raum-zeitlich differenzierte Phosphordynamik (Kap. 5.4.2) abspielt. Siehe dazu auch die theoretischen Aussagen von NEUMEISTER (1999). Ein wesentliches Ergebnis ist, daß diese nicht nur erkannt, sondern auch quantifiziert wird. Ebenso bedeutsam ist die Aussage, daß die räumliche Verteilung einen engen Zusammenhang mit den P-Quellen, aber *auch* mit den sonst kaum beachteten *geomorphologischen Bachmerkmalen* aufweist. Einmal mehr gibt es einen Unterschied zwischen Pool- und Rifflebereichen. Die P-Bindung an die Sedimente und deren P-Aufnahmefähigkeit werden durch die Rücklösungs- und EOC₀-Experimente weiter differenziert: Die ausgelasteten Sedimente der Hotzenwaldbäche lassen auf eine stärkere und die unausgelasteten Länensedimente auf eine schwächere P-Fixierung schließen.
- Kap. 5.5 geht davon aus, daß auch tiefer liegende Sedimente an der Ausgestaltung des P-Haushaltes beteiligt sein können. Dazu wurden die Sohlsedimente und die Sediment-Wasser-Kontaktzeiten und -mengen untersucht, weil die hydraulischen Eigenschaften der Sedimente die Austauschbedingungen im Interstitial definieren. Dabei wurden Interstitialsonden eingesetzt (Abb. 5.25). Durch Temperaturmessungen lassen sich die Austauschbeziehungen zwischen Oberflächenwasser und Tiefsedimenten darstellen und durch Porenwasseranalysen die physikochemischen Bedingungen dieser Zone bestimmen. Die Mittelwerte der Nährstoffkonzentrationen im Interstitial von Schnecken- und Länenbach stellt Tab. 5.12 dar. Für beide Bäche werden jene Unterschiede herausgearbeitet, die auf die verschiedenen geökologischen Randbedingungen, aber auch auf das Wasser bzw. sein physikochemisches Verhalten und seine Hydraulik zurückgehen.

Zwischenfazit: Kapitel 5 stellte die Zusammenhänge jener geomorphologischen, hydrologischen und geobiochemischen Prozesse heraus, die den P-

Haushalt eines Fließgewässers regeln. Grundlage waren sehr detaillierte Betrachtungen, Messungen und Experimente, die in der topischen Dimension durchgeführt wurden. Je nach Detaillierungsnotwendigkeit der Aussage, aber auch wegen der Kleinstdimensioniertheit der Prozesse und Umsätze, mußte auch subtopisch gearbeitet werden. Der Bearbeiter vermied dabei jedoch die oft unbeachtete methodische Fallgrube, nämlich die Notwendigkeit einer sachgerechten Einordnung subtopisch ermittelter Fakten in den Gesamtzusammenhang des Geoökosystems zu übersehen, der bekanntlich in der *topischen Dimension* dargestellt wird.

Diskussion der Resultate

Kapitel 6 *Diskussion* (S. 151ff.) zielt auf die *integrative Betrachtung der Ergebnisse* (Kap. 5) ab. Damit wird dem Geoökosystemgedanken Rechnung getragen. Das geschieht durch die Bedienung von vier Theorien der Geographie (LESER 2009, 368):

- Dem *Prinzip der räumlichen Größenordnungen*,
- dem *Prinzip des landschaftsökologischen Funktionskomplexes*,
- dem *Prinzip der Dreidimensionalität* und
- dem *Prinzip der Entwicklungsdauer*.

Der Bearbeiter beschreibt zusammenfassend folgende Funktionsbereiche: *Ufererosion* (Kap. 6.1), *Stofftransfer durch Ufererosion vs. Gebietsaustrag* (Kap. 6.2), *Stoffverluste im Gerinne vs. Gebietsaustrag* (Kap. 6.3), *Schwebstoff- und Phosphorspeicherung an der Gerinnesohle* (Kap. 6.4) und *Sediment-Wasser-Interaktion* (Kap. 6.5) bei Hoch- und Niedrigwasser. Kapitel 6.6 stellt die Ergebnisse sodann in einen landschaftsökologischen Kontext.

- In 6.1 wird für die *Ufererosion* ein Modell (Abb. 6.1) geliefert, das die Funktion und Wirkungsweise der verschiedenen Abtragungsformen (Erosion, Abbruch, Denudation) plausibel darstellt.
- In 6.2 ist die Kernaussage, dass *Ufersedimente* nur eine geringe Wirkung auf die Austräge der rasch verfügbaren P-Fractionen haben. Sie stützt sich auf die Bilanzen der Ufererosion und der ereignisbezogenen Schwebstoff- und Phosphorausträge (Tab. 6.2).
- In 6.3 wird die generell schwierige Problematik der *Sohlprozesse* diskutiert. Die vorgelegten überschlägigen Berechnungen sind plausibel und führen vor allem zur Kritik an ähnlichen, in der Literatur aufgeführten Untersuchungen, die beträchtliche methodische Schwächen aufweisen.

-
- In 6.4 wird die Bedeutung der *punktuellen P-Quellen* diskutiert, ebenso das *Schwanken der Konzentrationen* mit dem Witterungsverlauf und damit mit den Hoch- und Niedrigwasserereignissen im Jahresverlauf. Für diese Erkenntnis ergeben sich viele Übereinstimmungen mit den Belegen in der Literatur.
 - In 6.5 wird die Wechselwirkung zwischen *Sedimentmobilisierung* einerseits und *Transportvermögen des Wassers* andererseits diskutiert, die durch die Hoch- und Niedrigwasserführung, zusätzlich auch durch anthropogenen Einfluss, gesteuert werden. Diese Prozesse – weil kleinräumig differenziert und zudem zeitlich und räumlich wechselnd – werden ein methodisches Dauerproblem hydroökologischer Feldarbeiten bleiben. Es gründet sich auf die Heterogenität landschaftlicher Phänomene (NEEF 1967; NEUMEISTER 1999).
 - In 6.6 bringt der Bearbeiter seine Erkenntnisse und jene von Fremdstudien in Beziehung zum *integrativen Landschaftsökosystem- bzw. Geoökosystemkonzept*. Er stellt Vor- und Nachteile der verschiedenen Ansätze und der dabei verwendeten Methodenspektren heraus und gelangt zu der Aussage: „Die komplizierte Verteilung der relevanten Stoffquellen in den vorgestellten Modellen macht einerseits deutlich, wie schwierig die Bewertung der Wirksamkeit von Maßnahmen zur Senkung der P-Einträge anhand von punktuellen Austragsmessungen ist. Andererseits eröffnen die auf Felderfahrungen basierenden Modellvorstellungen für beide Untersuchungsgebiete [d. h. Jura und Hotzenwald] neue Perspektiven für angewandte Fragestellungen.“ (S. 174-175). Das von KATTERFELD (2011) vorgelegte *Modell der ökologischen Relevanz von P-Quellen unter verschiedenen Abflussverhältnissen* (Abb. 6.5) kann dafür eine richtungsweisende methodische Grundlage sein.

Bedeutung der Resultate

In Kapitel 7 *Schlussfolgerungen* (S. 177ff.) werden die in Kap. 2.4 (S. 28-29) formulierten *Ziele und Fragestellungen* aufgegriffen und beantwortet. KATTERFELD stellt zu Recht heraus, dass seine Erkenntnisse in der landschaftsökologischen Betrachtung von Einzugsgebieten eine Lücke schließen, auch im Vergleich zu den Arbeiten von SCHNEIDER (2007), KOCH (2007) und WEISSHÄIDINGER (2007):

- Der gewässerinterne Anteil des ausgetragenen Schwebstoffs kann mit einem überzeugenden dreistufigen Modell (Abb. 7.1) dargestellt werden.
- Das P-Speicherpotenzial von Ufer- und Gerinnesedimenten wird vom geogenen Ausgangsmaterial, Korngrößenspektrum, P-Gehalt im Oberflächenwasser und Kohlenstoffanteil geregelt. Daher bestehen zwischen

den Haushalten der Bäche von Jura und Hotzenwald signifikante Unterschiede.

- Die räumliche P-Verteilung in den Gerinnesedimenten wird vor allem durch Punktquellen bestimmt, weniger durch diffuse Quellen und noch weniger durch die Beschaffenheit der Gerinnegestalt.
- Der Anteil der gerinneinternen P-Quellen (Feinmaterial aus der Ufererosion) dominiert den P-Ereignisaustrag, der dem Schwebstoffaustrag folgt. Das Bild differenziert sich bei ereignisbezogener Betrachtung mit kurz- bis mittelfristig verfügbaren P-Verbindungen.
- Die P-Freisetzung aus gerinneinternen Quellen hängt von Rücklösungsprozessen, Konzentrationsänderungen durch Einleitungen sowie Hoch- und Niedrigwasserständen ab.
- Vom hyporhealen Austausch geht eine dominante Retentionsfunktion aus, die jedoch durch sedimentologische, hydrologische, stoffliche und geomorphologische Randbedingungen stark beeinflusst sein kann.
- Erkenntnisse aus der Ufer- und Gerinneerosion können in einem integralen Einzugsgebietsmanagement von ähnlich strukturierten Landschaftsräumen wie den untersuchten berücksichtigt werden, wenn man die vorgelegten Modelle zur Abschätzung der Relevanz der einzelnen Stoffquellen einsetzt.

Fazit

Die von KATTERFELD (2011) vorgelegte Arbeit ist aus verschiedenen Gründen methodisch bemerkenswert: Zunächst – sie geht zu Recht von der geowissenschaftlich üblichen Beobachtung am Objekt im Felde aus. Sie muß aus methodischen Gründen – wegen der angestrebten möglichst exakten Aussage – kleinräumig bis punktuell ansetzen. Jedoch ordnet der Bearbeiter seine Beobachtungs- und Messergebnisse, selbst wenn sie subtopisch erarbeitet wurden, wieder in die Zusammenhänge der Geoökohydrossysteme ein, die in der topischen Dimension betrachtet werden. Diese Zusammenhänge stellt der Bearbeiter für Speicher, Regler und Prozesse dar – raum-zeitlich differenziert und durch Messung und Beobachtung sowie Experimente (mit entsprechenden Daten) belegt. Die zahlreichen Methoden, die einzusetzen waren, erforderten eine Anpassung an die lokalen Hydroöko- und Geoökosysteme. Literaturempfehlungen für die Lösung von Methodenproblemen im Feld wurde *sehr kritisch* begegnet. Darauf gründeten sich sachgerechte methodische Entscheidungen aus der Gebietserfahrung des Bearbeiters.

Die Gebietsaussagen wurden vor dem Hintergrund der Literatur geprüft, so daß man z. B. den vorgelegten Modellen nicht nur lokale, sondern vor allem methodische – und damit überregionale – Gültigkeit zusprechen kann.

Was schon für die Parallelarbeit von SCHNEIDER (2007) festzustellen war, sei hier wiederholt: Hydrologische Studien, die im Feld durchgeführt wurden, sind zwar per se nicht übertragbar, jedoch lassen sich die methodischen Erfahrungen modifiziert in anderen, ähnlich strukturierten Landschaftstypen einsetzen. Die beiden Landschaftstypen „Kristallines Hohes Mittelgebirge mit welligen Hochflächen“, dies vom Hotzenwald repräsentiert, und „Karstisches Mittelgebirgs-Tafelland“, vom Baselbieter Tafeljura repräsentiert, sind in vielen Landschaften Mitteleuropas anzutreffen (Harz, Thüringer Wald, Erzgebirge, Bayerisch-Böhmischer Wald, Sudeten etc. bzw. Schwäbische und Fränkische Alb, Westrich, Muschelkalk-Stufen- und Tafelländer Niedersachsens, Thüringens etc.). Die von KATTERFELD (2011) vorgelegte Dissertation erweist sich demzufolge als eine methodisch richtungweisende Studie für grünlandgenutzte Hochflächenstandorte verschiedener Mittelgebirge Mitteleuropas – auch im Hinblick auf ein integrales Einzugsgebietsmanagement, worin ihre landschafts-ökologischen Bedeutung liegt.

Literatur

BARROWS, H. H. (1923): *Geography as Human Ecology*. – In: *Annals of the Association of American Geographers* 13, S. 1-14.

BARTELS, D. (1968): *Zur wissenschaftstheoretischen Grundlegung einer Geographie des Menschen*. – *Erdkundliches Wissen* H. 19 (Geographische Zeitschrift, Beihefte), Wiesbaden.

BORSDORF, A. (2007): *Geographisch denken und wissenschaftlich arbeiten. Eine Einführung in die Geographie und in Studientechniken*. – 2. Auflage, Berlin-Heidelberg.

HEINRITZ, G. (Hrsg.) (2003): *Integrative Ansätze in der Geographie - Vorbild oder Trugbild? Münchner Symposium zur Zukunft der Geographie, 28. April 2003. Eine Dokumentation*. Münchener Geographische Hefte 85, Passau.

HERZ, K. (1973): *Beitrag zur Theorie der landschaftsanalytischen Maßstabbereiche*. – In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 117, S. 91-96.

HERZ, K. (1994): *Ein geographischer Landschaftsbegriff*. – In: *Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden* 43, S. 82-89.

KATTERFELD, C. (2011): *Die Bedeutung von Gerinnesedimenten im Phosphorhaushalt kleiner Fließgewässer der Region Basel*. – *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie*, Bd. 42, Basel.

KOCH, R. (2007): *Uferzonen von Fließgewässern in Kleinzugsgebieten der Region Basel: geoökologische Prozesse, Nährstoff- und Wasserhaushalt, Bodendynamik, Kartierung, Funktionen und Zielbreitenermittlung.* – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 39, Basel.

LESER, H. (1997): *Landschaftsökologie. Ansatz, Modelle, Methodik, Anwendung. Mit einem Beitrag zum Prozeß-Korrelations-Systemmodell von THOMAS MOSIMANN.* – UTB 521, 4. Auflage, Stuttgart.

LESER, H. (2002): *Geographie und Transdisziplinarität – Fachwissenschaftliche Ansätze und ihr Standort heute.* – In: Regio Basilensis, Basler Zeitschrift für Geographie 43, S. 3-16

LESER, H. (2003): *Geographie als integrative Umweltwissenschaft: Zum transdisziplinären Charakter einer Fachwissenschaft.* – In: HEINRITZ, G. (Hrsg.): *Integrative Ansätze in der Geographie - Vorbild oder Trugbild? Münchner Symposium zur Zukunft der Geographie, 28. April 2003. Eine Dokumentation.* Münchener Geographische Hefte 85, Passau. S. 35-52.

LESER, H. (2007 a): *Landscape Ecology: A discipline or a field of transdisciplinary research and application?* – In: LÖFFLER, J. & STEINHARDT, U. (Hrsg.) *Landscape Ecology*, Colloquium Geographicum 28, Sankt Augustin. S. 48-62.

LESER, H. (2007 b): *Umweltproblemforschung: Wissenschaft und Anwendung aus Sicht von Geographie und Landschaftsökologie.* – In: GAIA 16/3, S. 200-207.

LESER, H. (2007 c): *Landscape Ecology, Transdisciplinarity and Sustainable Development.* – In: *The Role of Landscape Studies for Sustainable Development. To Professor Andrzej Richling on His 70th Birthday and the 45th Anniversary of His Scholarly Work*, Warsaw. S. 45-56.

LESER, H. (2009): *Geomorphologie.* – Das Geographische Seminar, 9. Auflage, Braunschweig.

LESER, H. & SCHNEIDER-SLIWA, R. (1999): *Geographie - eine Einführung.* – Das Geographische Seminar, Braunschweig.

NEEF, E. (1963): *Dimensionen geographischer Betrachtungen.* – In: *Forschungen und Fortschritte* 37, S. 361-363.

NEEF, E. (1967): *Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre.* – Gotha.

NEEF, E. (1969): *Der Stoffwechsel zwischen Gesellschaft und Natur als geographisches Problem.* – In: Geographische Rundschau 21, S. 453-459

NEEF, E. (1979): *Analyse und Prognose von Nebenwirkungen gesellschaftlicher Aktivitäten im Naturraum.* – In: Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Math.-nat. Klasse 50 (1), Berlin. S. 1-70.

NEUMEISTER, H. (1999): *Heterogenität - Grundeigenschaft der räumlichen Differenzierung in der Landschaft.* – In: Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 294, Gotha-Stuttgart. S. 89-106.

SCHNEIDER, P. (2007): *Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald/Südschwarzwald.* – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 36, Basel.

SCHNEIDER-SLIWA, R., SCHAUB, D. & GEROLD, G. (Hrsg.) (1999): *Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden. Mit einer Einführung von Professor Dr. KLAUS TÖPFER, Exekutivdirektor (UNEP/UNCHS-HABITAT).* – Berlin-Heidelberg-New York.

STEINHARDT, U., BLUMENSTEIN, O. & BARSCH, H. (2005): *Lehrbuch der Landschaftsökologie. Mit Beiträgen von Brigitta Ketz, Wolfgang Krüger, Martin Wilmking.* – Heidelberg.

WEICHHART, P. (2003): *Physische Geographie und Humangeographie - eine schwierige Beziehung: Skeptische Anmerkungen zu einer Grundfrage der Geographie und zum Münchner Projekt einer „Integrativen Umweltwissenschaft“.* – In: HEINRITZ, G. (Hrsg.): *Integrative Ansätze in der Geographie - Vorbild oder Trugbild? Münchner Symposium zur Zukunft der Geographie, 28. April 2003. Eine Dokumentation.* Münchener Geographische Hefte 85, Passau. S. 17-34.

WEISSHAIDINGER, R. (2007): *Sediment- und Nährstoffretention in Ufer- und Filterstreifen des Länenbachs.* – Diss., Universität Basel. [als Manuskript veröffentlicht].

**Die Bedeutung von Gerinnesedimenten im
Phosphorhaushalt kleiner Fließgewässer der Region
Basel**

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades

Inauguraldissertation
zur Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie
vorgelegt der
Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Basel

Christian Katterfeld aus Halle, Saale (Deutschland)

Basel, 2011

Genehmigt durch die Philosophisch-Naturwissenschaftliche Fakultät auf Antrag von Prof. Dr. Dr. h.c. Hartmut Leser (Universität Basel) und Dr. habil. Thomas Vetter (Universität Leipzig)

Basel den 13.10.2009
Prof. Dr. Eberhardt Parlow
Dekan

Dank

Meinem Professor Hartmut Leser und meinem Koreferent Thomas Vetter möchte ich für die Betreuung der Arbeit ein herzliches Dankeschön aussprechen. Beide haben meine geographische Ausbildung stark geprägt und ich danke ihnen für ihr Vertrauen und ihre Unterstützung.

Heidi Strohm und Marianne Caroni standen mir im Labor auch in schwierigen Momenten zur Seite. Paul Müller und Hans-Rudolf Rüegg lösten in der Werkstatt nicht nur technische Probleme.

Ein herzliches Dankeschön gilt Rosmarie Gisin für die viele Hilfe in allen organisatorischen Bereichen; Heike Schmidt und Claudia Erismann für ihre Unterstützung in der Bibliothek. Lena Baumann sei für Ihre Hilfe bei der Karten- und Umschlaggestaltung gedankt.

Merci vielmals möchte ich auch dem Team der Assistenten sagen: Randy Koch, Urs Geissbühler, Oliver Stucki, Irene Lehner, Petra Ogermann, Edith Beising, Heike Freiburger, Angelika Neudecker, Bernd Hebel und Jörg Wendel sowie Anna Carlevaro, Thomas Willi und Fabian Vögtli deren Diplomarbeiten ich mitbetreuen durfte. Rainer Weissheidinger und Philipp Schneider sei für ihre freundschaftliche Zusammenarbeit und all die vielen schönen Erlebnisse im Feld gedankt.

Ein großer Dank gilt auch Josef Allgeier und Bernhard Nobber, die unsere Feldarbeiten als Landwirte jederzeit unterstützt haben.

Der Druck dieser Dissertation wurde mit einem großzügigen Druckkostenbeitrag der Geographisch-Ethnologischen Gesellschaft Basel (GEG) mitfinanziert. Dafür bedanke ich mich herzlich.

Meinen Eltern Eva und Bernd Katterfeld danke ich für die geduldige Unterstützung und Förderung aller meiner geographischen Aktivitäten; meinem Bruder André für seine stete Hard- und Softwarehilfe und Christine Simmert für die Rechtschreibkontrolle.

Schließlich möchte ich meiner Frau Peggy und meinen Kindern Paul und Clara aus ganzem Herzen für ihre Hilfe, Geduld und Liebe danken. Ohne Euch hätte ich das nicht geschafft.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	XXIV
Tabellenverzeichnis	XXVII
Abkürzungsverzeichnis	XXVIII
1 Einleitung	3
2 Forschungsstand und Arbeitsziele	9
2.1 Phosphor in Fließgewässern	9
2.2 Eintragspfade	12
2.2.1 Bodenerosion	12
2.2.2 Abschwemmung	13
2.2.3 Unterirdische Eintragspfade	14
2.2.4 Einträge durch Kläranlagen	15
2.2.5 Ufererosion	16
2.3 Phosphorwirksame Prozesse in Ufer- und Gerinnesedimenten .	19
2.3.1 Phosphor in Ufersedimenten	19
2.3.2 Phosphor in Gerinnesedimenten	22
2.3.3 Austauschprozesse im hyporheischen Interstitial	26
2.4 Ziele und Fragestellung	28
2.5 Vorgehensweise	31
3 Die Untersuchungsgebiete	33
3.1 Gebietsüberblick	33
3.2 Geologische und geomorphologische Verhältnisse	35
3.2.1 Der Länenbach	35
3.2.2 Der Schneckenbach	36
3.3 Böden	41
3.4 Hydrologische Verhältnisse	42
3.5 Gewässer, Vegetation, Landnutzung	46
3.5.1 Die Hotzenwaldbäche	46
3.5.2 Der Länenbach	47

4	Material und Methodik	51
4.1	Datengrundlage	51
4.2	Geomorphologische Feldmethoden	52
4.2.1	Auswahl und Aufnahme der Teststrecken	53
4.2.2	Seitenerosion	54
4.2.3	Tiefenerosion	55
4.2.4	Sediment- und Bodenprobenahme	56
4.3	Hydrologische Messungen	58
4.3.1	Abfluss, Hochwasserereignisse und Wasserbeprobung	59
4.3.2	Hysteresetypen	60
4.3.3	Analyse des hyporheischen Interstitials	65
4.3.4	Wassertemperaturen	67
4.3.5	Uranin-Tracerexperiment	67
4.4	Laboranalysen	68
4.4.1	Wasseranalytik	68
4.4.2	Sediment- und Bodenuntersuchungen	70
4.4.3	Rücklösungsversuche	70
4.4.4	EPC ₀ -Experimente	71
5	Ergebnisse	73
5.1	Gerinnemorphologische Aufnahmen	73
5.1.1	Gerinnemorphometrie des Schneckenbachs	73
5.1.2	Gerinnemorphometrie des Länenbachs	76
5.2	Austragsdynamik und Gerinneretention	81
5.2.1	Ergebnisse der manuellen Abflussbeprobungen	81
5.2.2	Analyse der Hochwasserereignisse	87
5.2.3	Zwischenfazit	102
5.3	Ufer- und Gerinneerosion	102
5.3.1	Prozesse der Wandrückverlegung	103
5.3.2	Quantifizierung der Ufererosion	106
5.3.3	Quantifizierung der Gerinneerosion	112
5.3.4	Zwischenfazit	118
5.4	Phosphor in Ufermaterial und Böden	119
5.4.1	Sedimenteigenschaften	119
5.4.2	Raumzeitliche Phosphordynamik	124
5.4.3	Ergebnisse der Rücklöseexperimente	124
5.4.4	Zwischenfazit	131
5.5	Prozesse im hyporheischen Interstitial	132
5.5.1	Durchlässigkeiten der Sedimente	132
5.5.2	Wassertemperatur als Tracer	133
5.5.3	Die Nährstoffkonzentration im hyporheischen Interstitial	138
5.5.4	Uranintracerexperiment	146
5.5.5	Zwischenfazit	149

6	Diskussion	151
6.1	Ufererosion	151
6.2	Stofftransfer durch Ufererosion vs. Gebietsaustrag	156
6.3	Stoffverluste im Gerinne vs. Gebietsaustrag	157
6.4	Schwebstoff- und Phosphorspeicherung an der Sohle	161
6.5	Sediment-Wasser-Interaktion	164
6.5.1	Interaktionen bei Niedrigwasser	164
6.5.2	Interaktionen bei Hochwasser	168
6.6	Bedeutung der Ergebnisse im landschaftsökologischen Kontext	173
7	Schlussfolgerungen	177
8	Zusammenfassung	185
9	Summary	189

Abbildungsverzeichnis

1.1	Forschungsthemen der Arbeitsgruppe Angewandte Landschaftsökologie in ländlichen Räumen	7
2.1	Nährstoffzirkulation in Fließgewässern	11
2.2	Rezente Uferentwicklung nach BARSCH et al. (1989)	18
2.3	Sedimenttransport durch das fluviale System	21
2.4	Equilibrium Phosphorus Concentration	25
2.5	Skalenabhängige Austauschprozesse im Interstitial	27
2.6	Standortregelkreis des P-Transports in und entlang des Fließgewässers	30
3.1	Lage der Untersuchungsgebiete in der Region Basel	34
3.2	Blick ins Länenbachtal	36
3.3	Blick ins obere Schneckenbachtal	38
3.4	Höhen- und Hangneigungsverteilung des Länenbach- und Schneckenbachtals	40
3.5	Reliefverhältnisse im Länenbachtal	44
3.6	Reliefansicht des Schneckenbacheinzugsgebiets	45
4.1	Methoden der Seiten- und Tiefenerosionsvermessung	56
4.2	Sedimentprobenahmen im Schnecken- und Länenbach während der Untersuchungsperiode	57
4.3	Hysteresetypen einfacher Hydrologie	62
4.4	Hysteresetypen komplexer Hydrologie	64
4.5	Aufbau der Interstitialsonden	65
5.1	Längsprofile der Hotzenwaldbäche	75
5.2	Längsprofil des Länenbachs	78
5.3	Feinmaterialspeicher an der Sohle des Länenbachs	79
5.4	Feinmaterialspeicher in den Hotzenwaldbächen	80
5.5	P-Gehalte im Wasser des Länenbachs	85
5.6	P-Gehalte im Wasser der Hotzenwaldbäche	86
5.7	Beprobte Hochwasser am Länenbach	88
5.8	Korrelation zwischen Q_{max} , SS und TP	90

5.9	Stoffhysteresen der Herbsthochwasser im Länenbach	93
5.10	Stoffhysteresen der Sommerhochwasser im Länenbach	94
5.11	Beprobte Hochwasser am Schneckenbach	96
5.12	Stoffhysteresen der Sommerhochwasser im Hotzenwald	100
5.13	Stoffhysteresen des Rüttebachs	101
5.14	Uferanbruch im Länenbach	104
5.15	Uferanbruch im Rüttebach	105
5.16	Prozesse innerhalb der Uferanbrüche des Länenbachs	109
5.17	Seitenerosion entlang des Länenbachs	110
5.18	Rückverlegungsraten des Länen-, Rütte- und Schneckenbachs	111
5.19	Veränderungen im Querprofil des Länenbachs	116
5.20	Gerinneerosion entlang des Länenbachs	117
5.21	Gerinneerosion entlang der Hotzenwaldbäche	117
5.22	BAP-Gehalte der Gerinnesedimente im Länenbach	128
5.23	BAP-Gehalte der Gerinnesedimente im Rütte- und Schnecken- bach	129
5.24	EPC ₀ -Werte im Vergleich	130
5.25	Längsprofile der Interstitialstrecken	135
5.26	Korngrößenverteilung im Schneckenbach	136
5.27	Eigenschaften des Interstitialwassers im Schneckenbach	140
5.28	DRP-Konzentration im Interstitial des Schneckenbachs	142
5.29	TP-Konzentration im Interstitial des Schneckenbachs	143
5.30	DRP-Konzentrationen des Interstitialwassers im Länenbach	144
5.31	TP-Konzentration im Interstitial im Länenbach	145
5.32	Uranin- und Abflussganglinie während des Tracerexperiments	146
5.33	Uraninkonzentration im Interstitial des Schneckenbachs	148
6.1	Ablauf der Ufererosion im Länenbach und im Schneckenbach	155
6.2	Entwicklung der Sedimenteigenschaften im Rütte- und Schneckenbach 2004	163
6.3	Auswahl von Stoffhysteresen im Länenbach 1999	171
6.4	DRP-Gehalte unter verschiedenen Abflussbedingungen im In- terstitialwasser des Schneckenbachs	172
6.5	Modell der ökologische Relevanz von P-Quellen	176
7.1	Modell zur Abschätzung des gewässerinternen Anteils am aus- getragenen SS	178

Tabellenverzeichnis

3.1	Geomorphologische Parameter der Einzugsgebiete und der Gewässer	37
3.2	Klimatische Kennwerte der Einzugsgebiete	42
3.3	Abflusshöhen der Teileinzugsgebiete	43
3.4	Landnutzung der Untersuchungsgebiet	47
4.1	Verwendete analoge und digitale Geodaten	52
4.2	Seiten- und Tiefenerosionsmessungen in den verschiedenen Teststrecken der Einzugsgebiete	55
4.3	Hydrologische Messmethoden an den Pegeln im Schnecken- und Länenbach	59
4.4	Positionierung der Interstitialsonden	66
4.5	Randbedingungen des Uranin-Tracerexperiments	69
4.6	Methoden der Wasseranalytik	70
4.7	Methoden der Sediment- und Bodenanalytik	71
5.1	Ufer- und Gerinneform	77
5.2	Ergebnisse der manuellen Abflussbeprobungen	83
5.3	Hochwasserfrachten und Hysteresetypen im Länenbach	91
5.4	Hochwasserfrachten und Hysteresetypen der Hotzenwaldbäche	99
5.5	Bilanzierung der Ufererosion	112
5.6	Sedimenteigenschaften im Länenbach	122
5.7	Sedimenteigenschaften im Schneckenbachtal	123
5.8	Pool- und Rifflesedimente im Vergleich	125
5.9	Ergebnisse der temperierten Rücklöseexperimente	127
5.10	EPC ₀ -Werte	132
5.11	Mittlere Temperaturunterschiede der Interstitialsonden	137
5.12	Mittlere Nährstoffe im Interstitial	139
5.13	Oberflächenwasseranteil im Interstitial des Schneckenbaches	149
6.1	Ufererosionsstudien im Vergleich	152
6.2	Ufererosion und ereignisbezogener Stoffaustrag	157
6.3	Gerinneerosion und ereignisbezogener Stoffaustrag	160

Abkürzungsverzeichnis

AAS	Atomadsorptionsspektrometer
Abb.	Abbildung
AL	Ammoniumlactat-Essigsäure
ARA	Abwasserreinigungsanlage
BAP	Bioavailable Phosphorus (engl.) bioverfügbarer Phosphor (AL-Extrakt) (P_2O_5P)
BRR	Brücke Rüttebach (Pegel)
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa (lat.) ungefähr
Canorg	anorganic Carbon (engl.) anorganischer Kohlenstoff im Sediment [$mg\ kg^{-1}$]
Corg	organic Carbon (engl.) organischer Kohlenstoff im Sediment [$mg\ kg^{-1}$]
Ctot	total Carbon (engl.) gesamter Kohlenstoff im Sediment [$mg\ kg^{-1}$]
d	d (engl.) Tag
DOC	Dissolved Carbon (engl.) gelöster Kohlenstoff im Wasser [$mg\ l^{-1}$]
DP	Dissolved Phosphorus (engl.) gelöster Gesamtphosphor im Wasser [$mg\ l^{-1}$]
DRP	Dissolved Reaktive Phosphorus (engl.) gelöster reaktiver Phosphor im Wasser [$mg\ l^{-1}$]
engl.	englisch
EPC ₀	Equilibrium Phosphorus Concentration (engl.) Phosphorgleichgewichtskonzentration [$mg\ l^{-1}$]
et al.	et alii (lat.) und andere
etc.	et cetera (lat.) und so weiter
EU	Europäische Union
EZG	Einzugsgebiet
F _G	Gerinnefläche
ff	fortführend
FM	Feinmaterial
g	Gramm
GPS	Global Positioning System (engl.) globales Navigations-

Abkürzungsverzeichnis

	satellitensystem
h	Höhe
h	Stunde
HW	Hochwasser
IS	Interstitialsonde
ISN	Integral Schneckenbach (Pegel Altbach)
Kap.	Kapitel
kg	Kilogramm
KGA	Korngrößenanalyse
km	Kilometer
l	Liter
LF	Leitfähigkeit [ms cm^{-1}]
m	Meter
max	maximal
mg	Milligramm
MHQ	Mittlerer Hochwasserabfluss [l s^{-1}]
min	Minuten
min	minimal
mm	Millimeter
MNQ	Mittlerer Niedrigwasserabfluss [l s^{-1}]
MQ	Mittlerer Abfluss [l^{-1}]
N	Stickstoff
n	Variable (Zahlenreihe)
n.n.	nicht nachweisbar
N_d	Niederschlagsmenge pro Tag [mm]
nm	Nanometer
NN	über Normalnull
O	Sauerstoff [mg l^{-1}]
P	Phosphor
P50	Pegel 50 (Länenbach)
P51	Pegel 51 (Länenbach)
P52	Pegel 52 (Länenbach)
PE	Polyethylen
ppb	Parts per Billion (engl.) Milliardstel
Q_{max}	Scheitelabfluss [l^{-1}]
Q_d	Abflussmenge pro Tag [mm]
r^2	Bestimmtheitsmaß, Quadrat des Pearsonschen Korrelationskoeffizienten
RBZ	Rüttebach Zusammenfluss (Pegel)
SNZ	Schneckenbach Zusammenfluss (Pegel)
SS	Schwebstoff
Stabw	Standardabweichung
t	Tonne
TEZG	Teileinzugsgebiet

XXX

TIN	Triangulated Irregular Network (engl.) unregelmäßiges Dreiecksnetz
TOC	Total Carbon (engl.) gesamter Kohlenstoff im Wasser [mg l ⁻¹]
TP	Total Phosphorus (engl.) Gesamtphosphor im Wasser [mg l ⁻¹]
TP _{Sed}	Total Phosphorus (engl.) Gesamtphosphor im Sediment (KNaO ₃ -Schmelze) [mg kg ⁻¹]
U	Umdrehungen
ü.M.	über dem Meeresspiegel
usw.	und so weiter
vgl.	vergleiche
vs.	versus (lat.) gegen
W	Wasserstand
WRRL	Wasserrahmenrichtlinie
y	Year (engl.) Jahr
z.B.	zum Beispiel

Tabellenverzeichnis

Kapitel 1

Einleitung

Meere, Seen und Flüsse europäischer Landschaften sind hohen stofflichen Belastungen ausgesetzt. Neben künstlichen Schadstoffen stellt der Überschuss von Pflanzennährstoffen wie Stickstoff (N) und Phosphor (P) nach wie vor ein zentrales Problem der stehenden und fließenden Gewässer dar.

Dabei ist die Problematik zumindest in ihren Auswirkungen seit langem bekannt: Eutrophierung tritt ein, wenn es in einem Gewässer aufgrund eines Nährstoffüberangebots zu einer stark beschleunigten Primärproduktion kommt. In Binnengewässern ist P als Minimumfaktor hauptverantwortlich für diesen Prozess, der sich durch die sinkende Sauerstoffkonzentration am Gewässerboden und die damit einhergehende P-Rücklösung aus Sedimenten bzw. dem aufliegenden organischen Material selbst verstärkt.

Die ersten Schritte zur Verringerung der Nährstoffeinträge konzentrierten sich insbesondere auf punktuelle Quellen aus Industrie- und Siedlungsabwässern, welche bis dahin die größten Verschmutzer darstellten. Mit dem Bau von Abwasserreinigungsanlagen (ARA) konnten die Einträge zwar massiv gesenkt werden, dennoch sind die Nährstoffgehalte in vielen Gewässern nach wie vor kritisch einzuschätzen. Einer der Gründe dafür ist der diffuse Eintrag von Nährstoffen aus Quellen, die vor allem mit der landwirtschaftlichen Nutzung in Verbindung stehen.

Diese Quellen sind unter dem Gesichtspunkt der Sicherung der Nutz- und Schutzfunktion der Gewässersysteme, die die EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL, EUROPÄISCHE UNION 2000) festlegt, als besonders problematisch einzuschätzen: Während eintragungssenkende Maßnahmen bei punktuellen Einleitungen technisch relativ einfach durchzuführen sind, verlangt die Senkung der Einträge aus diffusen Quellen komplexe Maßnahmen, die auf der Einführung einer nachhaltigen Landbewirtschaftung basieren. Die genaue Kenntnis der Stoffkreisläufe und Transportprozesse ist für die Umsetzung, Bewertung und Kontrolle dieser Maßnahmen in einem integralen EZG-Management eine entscheidende Voraussetzung. Mit der Einführung der WRRL, die neben der Vermeidung und dem Schutz vor einer weiteren Verschlechterung das Er-

reichen eines guten Zustands aller natürlichen Oberflächengewässer bis 2015 verlangt, wird dieses Wissen zu einer ökonomischen Notwendigkeit.

Wie die Bewertung und Kontrolle vollzogener Maßnahmen zur Qualitätsverbesserung der Gewässer von statten gehen soll, ist jedoch noch nicht vollständig geklärt (NEAL 2005, MOHAUPT et al. 2006). Als ein wesentliches Kontrollinstrument wird die Bilanzierung der diffusen Quellen auf Einzugsgebietsbasis angesehen. Dabei kommen generell zwei Methoden zum Einsatz:

- Die Erfassung des P-Gebietsaustrages durch ein Monitoringprogramm,
- die Modellierung der P-Emission aus der Fläche der Einzugsgebiete (EZG).

Emissionsmodelle sind wichtige Instrumente, um räumliche Eintragungsschwerpunkte festzustellen. Als flächendeckendes und damit kostengünstiges Verfahren besitzen die Modelle für eine zukünftige Maßnahmenkontrolle das größte Anwendungspotential. Zur Zeit existiert jedoch noch kein Modell, das der wasserwirtschaftlichen Praxis uneingeschränkt empfohlen werden kann (ATV-DVWK 2003). Woran liegt das?

Ein Problem besteht darin, dass Modellrechnungen (egal ob es sich um Modelle zur Nährstoff- oder Erosionsabschätzung handelt) mit Hilfe von *Austragsmessungen* verifiziert werden (JETTEN & FAVIS-MORTLOCK (2006). Detaillierte Studien zur Dynamik der P-Austräge (z.B. LAZAROTTO et al. 2005, SCHNEIDER 2007, WEISSHAIDINGER 2007) zeigen jedoch, dass gerade hier Lücken im Verständnis der für den Nährstoffaustrag relevanten stoffhaushaltlichen Prozesse bestehen. Bleiben die Beziehungen, die zwischen Nährstoffmobilisierung, Transport, Eintrag in das Gewässer, Zwischenlagerung, Remobilisierung und EZG-Austrag bestehen, unbeachtet, ist eine Interpretation der Austragsbilanzen jedoch nur bedingt möglich. Die Konsequenz ist, dass die Grundlage für die Modellbewertung beschädigt wird.

Woher, wie und wie schnell P in das Gewässer gelangt und letztlich aus einem EZG heraus transportiert wird, sind Fragen, die geklärt sein müssen, bevor Modellrechnungen bewertet werden können. Die Frage nach dem *Woher* kann dabei jedoch nicht nur die Aufspaltung in verschiedene Eintragungspfade (Auswaschung, Bodenerosion, Dränung, Hofabläufe usw.) von landwirtschaftlichen Nutzflächen beeinhalteten. Für die korrekte Interpretation der Austräge ist es wichtig, auch die Nährstoffquellen zu berücksichtigen, welche abseits der heutigen Nutzflächen aufgrund vergangener oder falscher Nutzung bzw. über natürliche Prozesse eine P-Anreicherung erfahren haben. Je näher diese Anreicherungsgebiete am Gewässer liegen, desto höher muss ihr Potential als diffuse Quelle eingeschätzt werden.

Wie P in die Gewässer gelangt und ausgetragen wird, hängt vor allem davon ab, auf welche Weise P transportiert wird. P-Moleküle werden in gelöster, vor allem jedoch in partikulär gebundener Form in ein Gewässer eingetragen

bzw. durch einen Gewässerabschnitt befördert (z.B. LEINWEBER et al. 2002). Gelöster P wird während des Transports im Wasser zudem häufig an Schwebstoffe (SS) und an auf der Gewässersohle abgelagerte Sedimente gebunden. Unter bestimmten Bedingungen kann jedoch auch gebundener P wieder in eine gelöste Form überführt werden. Biota wie Algen, Pflanzen, Bakterien etc. stellen einen weiteren gewässerinternen P-Pool dar, welcher über Verbrauch, Ausscheidung und Zerfall auf die gelösten und partikulären Formen innerhalb des P-Kreislaufs Einfluss nimmt (BALDWIN et al. 2002).

In einem EZG wirken Systeme unterschiedlicher Transportmechanismen zusammen, die insbesondere für partikulär gebundene Stoffe *selten* einen durchgängigen Charakter haben, sondern von häufigen Ablagerungs- und Remobilisierungsphasen gekennzeichnet sind. Senken, Ufer und beruhigte Sohlbereiche werden für Sedimente und an sie gebundene Nährstoffe auf diese Weise zu Zwischenspeichern, deren Vernetzung und Exposition zu Auswaschungs- und Erosionprozessen letztlich auch darüber entscheidet, *wie schnell* P ausgetragen wird. Die Uferzone und das Gewässerbett sind aufgrund ihrer direkten Lage am und im Transportmedium hierbei besonders wichtige Zwischenspeicher (SYMADER 1998, WALLING et al. 2001).

Unter Niedrigwasserbedingungen übernehmen Sedimente und die auf und in ihnen lebenden Organismen eine wichtige Filterfunktion für oberflächlich abfließendes und aus dem Untergrund exfiltrierendes Wasser (z.B. DAHM 1998). Zudem stellen diese Sedimente im Falle eines Hochwassers die primären, am leichtesten zu mobilisierenden Feststoffquellen des Gewässers dar. Obwohl sie damit sowohl als P-Senke, als auch als P-Quelle fungieren (JARVIE et al. 2005), bleibt ihre Wirkung bei der Analyse und Interpretation des P-Austrags in den meisten Fällen ungeklärt. Für die Beurteilung von Maßnahmen, die die Überwachung der WRRL-Qualitätsziele zur Aufgabe haben, sind Wissensdefizite in einem Bereich permanenter Sediment-Wasser-Interaktion als sehr problematisch einzuschätzen.

Der Zustand des Gewässers – seiner Sohle und seiner Ufer – entscheidet zudem darüber, welche Auswirkungen ein Nährstoffüberschuss auf die Wasserqualität hat und wie schnell dieser wirksam wird (HILTON et al. 2006). Für ein adäquates P-Management auf EZG-Basis ist die Beurteilung der physiko-chemischen und hydromorphologischen Wirkung der Gewässerzone auf den P-Austrag aus diesem Grund eine ökologische und ökonomische Notwendigkeit.

Hintergrund der vorliegenden Arbeit bildet die seit 1975 betriebene *Bodenerosionsprozessforschung auf Ackerflächen* (LESER et al. 2002) in der Abteilung Physiogeographie und Landschaftsökologie am Geographischen Institut der Universität Basel. Mit der Fokussierung auf die durch Bodenerosion hervorgerufenen *Off-Site-Schäden* rückten seit Beginn der 1990er Jahre Arbeiten zum *Stoffhaushalt der Geoökosysteme unter Bodenaustrag* mit in den Vordergrund.

Schwerpunkte der Arbeiten bilden vor allem Untersuchungen in der topischen Dimension in verschiedenen Klein-EZG des Schweizer Tafeljura und des Bergsee-EZG. Der holistische Forschungsansatz, der dabei verfolgt wurde, spiegelt sich auch in den Arbeiten der Arbeitsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie im ländlichen Raum* wieder (Abb. 1.1).

Die detaillierte Quantifizierung von Stoffausträgen bildet die Grundlage für Analysen zur Identifizierung von Prozessen, Speichern und Steuerfaktoren und deren Wechselwirkung innerhalb verschiedener Landschaftseinheiten. Angewandte Fragestellungen zur Auswirkung der landwirtschaftlichen Nutzung auf Boden und Gewässer sind ebenso Teil dieser Untersuchungen wie die Bewertung der Retentionsfunktion von Uferzone und Gewässerbett.

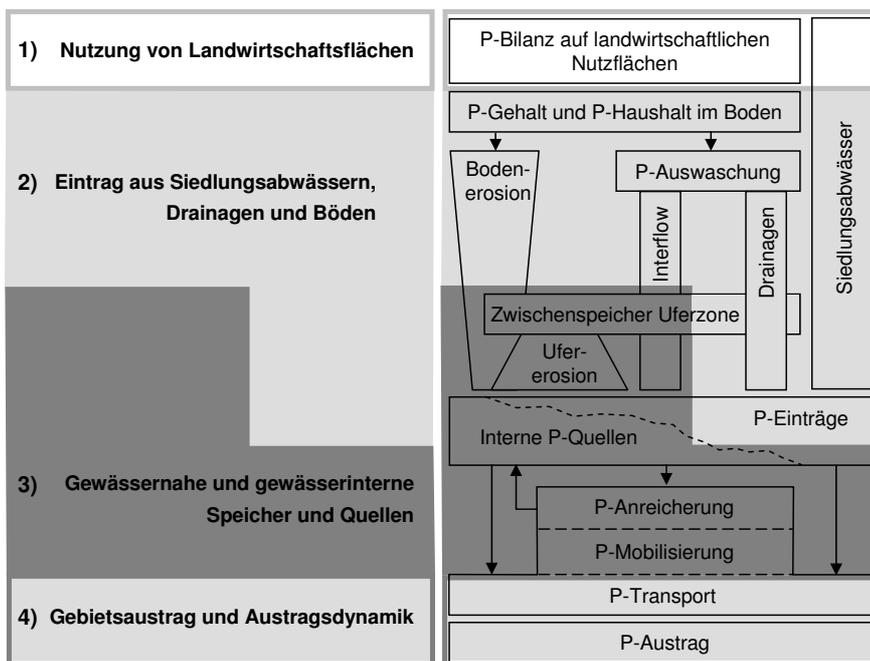


Abb. 1.1: Verzahnung der Forschungsthemen und zugehörige, wichtige Systemelemente innerhalb der Arbeitsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie im ländlichen Raum*

Die Abgrenzung der Elemente und auch deren schwerpunktmässige Bearbeitung wurde flexibel gestaltet und ist hier stark vereinfacht wiedergegeben. Bearbeiter: 1) P. Ogermann und R. Weisshaidinger; 2) B. Hebel, S. Meier, R. Weisshaidinger, R. Koch, P. Schneider und C. Katterfeld; 3) R. Koch und C. Katterfeld; 4) B. Hebel, C. Seiberth, P. Schneider, R. Weisshaidinger und C. Katterfeld. (Orig. C. Katterfeld)

Kapitel 2

Forschungsstand und Arbeitsziele

Im Kontext diffuser Nährstoffquellen werden Fragen zur Funktion von Fließgewässern und deren Ufern häufig von drei unterschiedlichen Standpunkten betrachtet. Die Betrachtung des *Eintrags* oder *Emission* von Nährstoffen aus Ackerflächen umfasst meist den Nährstoffverlust auf der Fläche, welcher an Überwachungspunkten *On-Site* und *Off-Site* – also im Vorfluter – als externe Belastung messbar wird. Häufig sind diese Ansätze stark auf die ein- und ausgetragene *Fracht* bezogen.

Ein weiterer Ansatz ergibt sich aus den *Folgen*, welche die Nährstoffzufuhr oder *Immission* im Gewässer hat. Je größer das Fließgewässer ist, desto mehr sind Nährstoffe jedoch ein internes Problem und die Nährstoffkonzentration rückt in den Vordergrund. Die Betrachtung des *Fließgewässerbeitrags* im Nährstoffhaushalt bildet die dritte Herangehensweise und bietet zugleich die Möglichkeit, Emissions- und Immissionsansätze zu verbinden. Hauptgegenstand dieses Kapitels ist es darzustellen, welche Faktoren und Prozesse diesen Beitrag im P-Haushalt beeinflussen und steuern und welche Ziele und Hypothesen sich daraus für die Arbeiten im Länen- und Schneckenbachtal ableiten.

2.1 Phosphor in Fließgewässern

Im Gegensatz zu N-Verbindungen liegt P im Gewässer immer in einer oxidierten Form – dem Phosphat – vor, wobei die Bindung dieser Moleküle an anorganische Stoffe für den P-Kreislauf von großer Bedeutung ist (ATV-DVWK 1997). P nimmt im pflanzlichen und tierischen Metabolismus insbesondere aufgrund seiner Funktion als Energieträger einen besonderen Stellenwert ein. Das geringe P-Vorkommen in den Gewässern, welches von externen Quellen (z.B. Zuflüsse) und internen Quellen (Sedimente) gespeist wird, wirkt deshalb als Limitierungsfaktor, vor allem für die Primärproduzenten, die ihn direkt aus dem Wasser aufnehmen. P ist dabei nur in Form

von anorganischem, gelösten Orthophosphat-P bioverwertbar (REKOLAINEN et al. 2006).

P tritt in verschiedenen Formen im Gewässer auf, wobei sich in der gesamten Arbeit stets auf Phosphat-P bezogen wird. In den meisten Untersuchungen stehen folgende Fraktionen im Vordergrund:

- Gesamt-P (TP)
- Gelöster Gesamt-P (DP)
- Gelöster reaktiver P (DRP), Teil des DP welcher zum größten Teil dem Orthophosphat-P entspricht
- Partikelgebundener P (PP), welcher sich aus der Differenz von TP und DP berechnet

Das geringe und zeitlich variable Vorkommen des Makronährstoffs P wird von den Primärproduzenten zumeist durch Speicherung kompensiert. Tierische Lebewesen benötigen zudem nur einen Teil des von ihnen aufgenommenen P. Aus ihren Exkrementen und über die Zersetzung toter Organismen wird P rasch wieder verfügbar und der Kreislauf geschlossen. Diese Prozesse laufen nur zum Teil im freien Wasser ab. Ein Großteil wird über Sedimentation aus dem Freiwasser entfernt und an der Sedimentoberfläche bzw. im Sediment durch tierische Organismen und Bakterien verbraucht. Auch benthische Pflanzengemeinschaften tragen bei günstigen Licht- und Strömungsbedingungen zum P-Abbau bei. Von besonderer Bedeutung sind diese sohlgebundenen Prozesse, wenn im Herbst ein erhöhter Eintrag organischer Substanzen mit dem Falllaub entsteht (ATV-DVWK 1994).

In einem Fließgewässer laufen die mit P in Verbindung stehenden biogeochemischen Kreisläufe nicht an Ort und Stelle ab. Strömung, Akkumulationsprozesse und flussaufwärts wandernde Organismen führen viel mehr zu einer Nährstoffzirkulation (engl. *nutrient spiraling* DAHM et al. 1998). Mit steigender biologischer Aktivität erhöht sich die Aufenthaltszeit der Nährstoffe in einem Gewässerabschnitt (siehe Abb. 2.1). Der bei der Zersetzung organischer Substanz frei werdende P gelangt jedoch nur zu geringen Teilen wieder zurück ins Freiwasser. Fällungs- und Sorptionsprozesse zumeist unter der Beteiligung von dreiwertigem Eisen (zum kleineren Teil auch Calcium und Aluminium) führen unter aeroben Bedingungen zu einer *Fixierung* des P im Sediment. Neben anorganischen Eisen- und Aluminiumkomplexen haben hier auch Huminstoffe – aufgrund ihres Metallionengehalts – eine große Bedeutung (HENDRICKS & WHITE 2000). Sie sind wichtige Bestandteile des im Wasser befindlichen totalen (TOC) und gelösten organischen Kohlenstoffs (DOC).

Im Sedimentkörper bzw. in seinem Porenwasser – dem hyporheischen Interstitial (SCHWOERBEL & BRENDELBERGER 2005) – können jedoch andere,

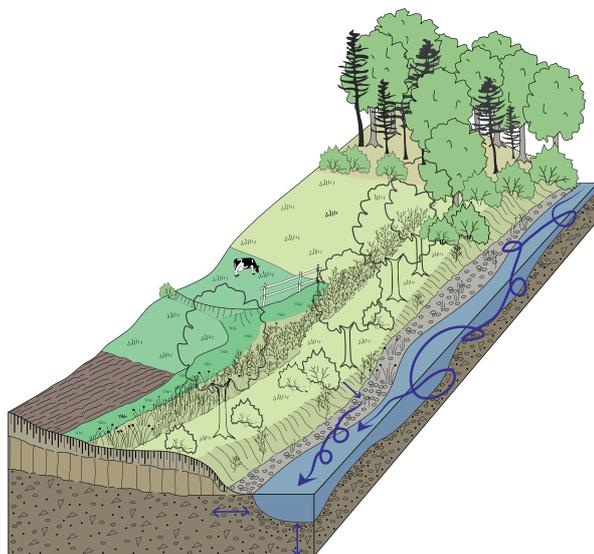


Abb. 2.1: Nährstoffzirkulation in Fließgewässern nach DAHM et al. (1998), stark verändert

Biochemische Stoffkreisläufe laufen in Fließgewässern selten an Ort und Stelle ab, sondern in einer longitudinal gerichteten Spiralbewegung (hier als Pfeil dargestellt). Sohlensedimente bilden hierbei wichtige Filter- und Abbauräume. Sie sind sowohl in Längs- als auch in vertikaler Transportrichtung (Grundwasserexfiltration und -infiltration) aktiv. (Orig. L. Baumann, C. Katterfeld)

unter sauerstoffarmen Bedingungen ablaufende Prozesse dominieren. Hier lassen sich häufig hohe Konzentrationen an gelöstem P nachweisen. Solange die oberste Sedimentschicht jedoch gut mit Sauerstoff versorgt ist, bildet sie eine Barriere, an der der nach außen dringende gelöste P sofort wieder fixiert wird (ATV-DVWK 1997).

Während einzelner Hochwasserereignisse kommt es zu einer Remobilisierung der Sohlensedimente und des hier befindlichen PP. Je nach Sohl- bzw. Talform werden zudem Nährstoffe involviert, welche sich durch anthropogene Einflüsse – z.B. durch Landwirtschaft in Gerinnenähe – angereichert haben. Die Verfügbarkeit dieses remobilisierten P ist jedoch unter den Stressbedingungen des Hochwassers für die Primärproduzenten gering. Eine biologische Umsetzung kann deshalb erst dann in größerem Umfang stattfinden, wenn der sich in Schwebelage befindliche P bei sich einstellenden normalen Abflussbedingungen allmählich sedimentiert. Gerade in langsam fließenden Gewässern bzw. Speicherbecken, die an der Sohle eine schlechte Sauerstoffversorgung aufweisen, kann dieser PP aus dem Sediment ins Freiwasser zurückgelöst werden.

2.2 Eintragspfade

Die Vorgänge im Gewässer sind mit seitlich, also *lateral* wirksamen Hangprozessen gekoppelt, deren Kenntnisstand nachfolgend beschrieben wird. Prozesse und Regelmechanismen, die eine Freisetzung, Lösung, Verlagerung und Sorption von P zur Folge haben, zeigen sich dabei als skalenabhängig, miteinander gekoppelt und selten linear (REKOLAINEN et al. 2006). Das Wasserangebot entscheidet sowohl zeitlich als auch räumlich maßgeblich über die Vernetzung und Durchgängigkeit der ober- und unterirdisch ablaufenden Transportprozesse (BEVEN 2002).

2.2.1 Bodenerosion

Mittlerweile existiert eine große Anzahl von Untersuchungen, welche sich mit den Bodenerosionsprozessen als solchen und mit deren Wirkung auf den P-Haushalt in naturräumlich verschieden ausgestatteten und zugleich genutzten Landschaften beschäftigen. In Abhängigkeit von den Substrat- und Reliefeingenschaften des EZG, dessen Nutzung und den Niederschlagsbedingungen wird Bodenerosion durch *oberflächlich* ablaufendes Wasser als eine wesentliche Größe für die diffuse Gewässerbelastung betrachtet (GRÜNIC & PRA-SUHN 2001). Bei diesem Prozess werden Bodenpartikel durch aufschlagende Regentropfen und abfließendes Wasser aus den Aggregatverbänden gelöst und selektiv hangabwärts transportiert, wobei feinere Korngrößen länger in Transport bleiben als größere (QUINTON et al. 2001). P wird dabei – an Partikel der Ton- und Schlufffraktion gebunden (REKOLAINEN et al. 2006) – überwiegend als PP transportiert. In Abhängigkeit von den geomorphologischen Steuergößen unterliegen das transportierte Bodenmaterial und die daran gebundenen Nährstoffe dabei zu großen Teilen der Deposition. Mit steigender EZG-Größe ergibt sich aus dem wachsenden Abstand zum Gewässer eine Abnahme des *Sedimentaustragsverhältnisses* (*sediment delivery ratio*, SDR), welches die Bruttoerosion mit der EZG-Größe in Beziehung setzt (RODE et al. 2002). Daraus resultiert eine Zunahme der Depositionsflächen im EZG, die positive Auswirkungen auf den P-Rückhalt hat.

In diesem Kontext erlangen kleine Kopf-EZG (engl. *headwater catchments*), für den Sediment- und P-Haushalt eine besondere Quellenbedeutung. Weil diese kleinen Fließgewässer auch nach Zahl und hinsichtlich ihrer Länge den größten Anteil der Gewässer ausmachen, gelangen über sie die größten Nährstoffmengen in die Gewässersysteme (LANGE & LERCHER 1993).

Das Länenbach-EZG gehört seit 1984 zu den Testgebieten der Bodenerosionsforschung am Geographischen Institut Basel. Während des 23-jährigen Beobachtungszeitraumes (LESER et al. 2002) konnten auf einer unter Schwarzbrache gehaltenen Erosionstestparzelle (T50) hohe Bodenverluste gemessen werden, die die potentielle Gefährdung und irreversible Schädigung brachliegender Ackerschläge verdeutlichen (HEBEL 2003). Für die Periode

zwischen 1984-1999 summiert HEBEL (2003) die Abträge auf der 3x20 m großen Parzelle auf insgesamt $384 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Für den Großteil des Bodenabtrags sind jedoch nur wenige Niederschlags- bzw. Abflussereignisse verantwortlich. Außerhalb der Testparzelle spiegelt sich in den parallel durchgeführten Schadenskartierungen nicht nur der Landnutzungswandel, sondern auch die Durchgängigkeit und Verzahnung der Erosionsprozesse mit dem Gewässersystem wieder.

Aufgrund der Verringerung von erosionsanfälliger Maisanbaufläche zwischen 1987 und 1999 um über 10 % konnten OGERMANN et al. (2003) eine Abnahme der mittleren jährlichen Anzahl der Erosionsformen feststellen. Aus den Kartierungen der vorwiegend linearen Erosionsformen lässt sich eine Gesamtabtragsmenge von 250 m^3 abschätzen. 11-25 % aller kartierten Erosionsformen enden dabei am Bach oder an einer Dole. Bei durchschnittlich 0.12 Erosionsformen pro Hektar Landwirtschaftsfläche und Jahr existiert eine direkte Verzahnung mit dem Gerinne nur selten und in relativ geringem Umfang (OGERMANN et al. 2003). WEISSHAIDINGER (2007) kartiert zwischen Januar 2002 und Juni 2004 bis auf ein mittleres (Umlagerungsmenge: 0.9 m^3) nur kleine Erosionsereignisse. PRASUHN (1991) schätzt den Anteil des von Ackerland erodierten Bodenmaterials, das bis in die Gewässer gelangt, auf 20 %. Für das grünlanddominierte Bergseegebiet konnte SCHNEIDER (2007) im Untersuchungszeitraum April 2002 - Dezember 2004 hingegen keine Erosionsschäden feststellen.

2.2.2 Abschwemmung

Die Abschwemmung von nicht an Bodenpartikel gebundenen Nährstoffen, insbesondere aus dem *Düngerreservoir auf* Boden- und Pflanzenoberflächen, kann auch dann zu hohen Nährstoffeinträgen führen, wenn der Boden vor Erosion geschützt ist (LESER et al. 1998). Hierfür ist nicht nur die höhere Nährstoffkonzentration in der Gülle, sondern auch die Nährstoffverteilung verantwortlich. Der hohe Anteil an DRP wirkt aufgrund seiner *Bioverfügbarkeit* in besonderem Maße belastend auf die Gewässer. Die Anteile des aus der Abschwemmung stammenden P werden von PRASUHN & BRAUN 1994 für Graslandgebiete des Kantons Bern höher eingeschätzt als für Ackerland.

Für die Untersuchungsgebiete des Schweizer Tafeljura stehen keine direkten Angaben zu Abschwemmungsprozessen zur Verfügung. Erosiv wirksame Niederschlagsereignisse sind hier vor allem in den zentralen Winter- und Sommermonaten detektiert worden, also vor allem in den Zeiten, in denen keine Düngung stattfindet. Direkte Nährstoffeinträge durch die Abschwemmung von Wirtschaftsdünger von Landwirtschaftsflächen sind deshalb so gut wie auszuschließen. Eine Ausnahme bildet dabei die Abschwemmung von Tierexkrementen und Gülle von befestigten Straßen und Höfen, welche aufgrund ihres direkten Anschlusses an Drainagen oder den Vorfluter potentielle Belastungsquellen darstellen. Dies gilt auch für das Untersuchungsgebiet im

Schwarzwald.

Hier liegen hinsichtlich der Düngeabschwemmung von der Nutzfläche konkrete Beobachtungen vor. SCHNEIDER 2007 konnte im Rahmen eines Düngeexperiment in direkter Bachnähe, auch bei einem etwa 50-jährlichen Niederschlagsereignis (84.8 mm in 24 h am 02.06.2004) keine Abschwemmungsprozesse beobachten. Die hochauflösende Abflussbeprobung zeigte innerhalb von 24 h nur eine geringe Beeinflussung der P-Konzentrationen durch diese Maßnahme.

2.2.3 Unterirdische Eintragspfade

Unabhängig vom Herkunftsort der Nährstoffe existieren neben den für den Sediment- und Nährstofftransport relevanten Oberflächenprozessen unterirdische Transportpfade. Diese haben sowohl für gelöste als auch für partikelgebundene Nährstoffe eine große Bedeutung. Einen allgemeinen Abriss der neueren Literatur und des Prozessverständnisses zur Mobilisation von Nährstoffen in *subsurface pathways* geben NASH et al. (2002), KOCH (2007), SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007). In Abhängigkeit von hydrologischen Bedingungen und Substrateigenschaften ist dabei der Makroporenfluss für einen schnellen Transport von gelösten und partikelgebundenen Nährstoffen aus oberflächlichen und/oder im Untergrund befindlichen Quellen verantwortlich. REKOLAINEN et al. (2006) unterstreichen die Bedeutung dieser Phänomene sowohl für den P- als auch für den PP-Transport in Grünlandgebieten. Dem langsamen Matrixfluss wird hingegen häufig der Rückhalt und die Entfernung von Nährstoffen aus der Bodenlösung zugeschrieben. Dem gegenüber stehen die Arbeiten von JOHNSTON et al. (1992), die auch dem Matrixfluss eine bedeutende Rolle als P-Transportpfad zuschreiben.

Im Länenbachgebiet untersuchten KOCH et al. (2005) die unterirdischen Fließpfade in Abhängigkeit von der Landnutzung im Uferbereich auf der Grundlage von Farbttracerexperimenten an drei Bodenprofilen. Die Autoren stellen einen dominanten vertikalen Transport fest, welcher jedoch nur unter extensiver Graslandnutzung mit größeren Makroporensystemen beobachtet wurde. CARLEVARO (2005) zeigt, dass besonders unter Grünlandnutzung ausgedehnte Systeme von Trockenrissen vorkommen. Ihre Kartierungen lassen ferner auf eine Beziehung zwischen der Konzentration von gelöstem Kohlenstoff im Basisabfluss und der Trockenrissausprägung schließen. SCHNEIDER (2007) sieht in der Kombination aus vertikal und lateral wirksamen Fließwegen die Ursache für die schnelle hydrologische Reaktion der in der Feldskala durchgeführten Farb- und Isotopentracerexperimente im Bergseeinzugsgebiet. Die Bodensäulenexperimente von MODESTI (2005) zeigen sowohl für das Länenbach- als auch für das Bergseegebiet mit im Mittel 0.3 mg l^{-1} hohe DRP Konzentrationen im durch *Matrixfluss* dominierten Sickerwasser. Die Konzentrationen zeigten zwar über eine Zeitspanne von 42 Tagen eine generelle Abnahme, sie reagierten jedoch *nicht* auf eine Düngung der Bodensäulen.

Als unterirdische Transportwege haben Drainagen eine besondere Bedeutung in landwirtschaftlich genutzten Räumen. Zwar reduzieren sie zum Einen den Oberflächenabfluss und verhindern somit Bodenerosion und Abschwemmung. Zum Anderen wird durch sie selbst ein beträchtlicher Teil der gelösten Nährstoffe rasch ausgetragen. MCDOWELL (2003) kann eine rasche Zunahme von gelöstem P im Drainagewasser feststellen und führt dies auf präferentielle Fließpfade im Boden zurück, die die Bindung an P-aufnahmefähiges Bodenmaterial verhindern. Es wird dabei von einem dynamischen P-Pool im Boden ausgegangen, der an das infiltrierende Wasser abgegeben werden kann und über die Drainage sehr schnell in den Vorfluter gelangt.

WEISSHAIDINGER et al. (2005) und OGERMANN & WEISSHAIDINGER (2007) identifizieren das Drainagesystem des Länenbachs als dominierenden Eintragspfad für DRP. Insbesondere in Trockenzeiten tragen diese zu einem Ansteigen der DRP-Konzentrationen im Vorfluter bei. Sowohl in diesem als auch im Bergseeinzugsgebiet dominiert noch ein weiterer P-Eintragspfad, der jedoch keinen diffusen, sondern punktuellen Charakter besitzt.

2.2.4 Einträge durch Kläranlagen

Obwohl die diffusen Nährstoffquellen aufgrund ihrer Komplexität und problematischen Quantifizierung im Zentrum der meisten Forschungsarbeiten stehen, bleiben die Einträge aus Abwasserreinigungsanlagen (ARA) für viele Gewässer weiterhin ein Problem. Unbehandeltes häusliches Abwasser enthält nach SCHWOERBEL & BRENDLBERGER (2005) etwa 10 mg l^{-1} P. Nach Passage der mechanischen und biologischen Reinigungsstufe liegt es zum größten Teil als Orthophosphat vor, welches durch verschiedene Fällungsmittel in einer *dritten Reinigungsstufe* aus dem Abwasser entfernt werden kann. Anders als bei Pflanzenkläranlagen, deren Phosphatelimination begrenzt und stark temperaturabhängig ist, können hier bis zu 95 % des DRP entfernt werden. Insbesondere kleine Kläranlagen verfügen über diese Reinigungsstufe jedoch *nicht*. Hier werden mit bioverfügbarem P hoch belastete Abwässer unter Beachtung verträglicher Verdünnungsverhältnisse in die Vorfluter eingeleitet.

Anders als die mit Oberflächenabfluss oder mit niederschlagsbedingtem unterirdischen Abfluss in Verbindung stehenden diffusen Quellen sind Nährstoffeinträge aus Kläranlagen besonders in Zeiten hoher ökologischer Sensibilität – z.B. in *Trockenzeiten* – wirksam. NEAL et al. (2005) und JARVIE et al. (2006) weisen nach, dass auch in den landwirtschaftlich geprägten EZG Grossbritanniens die Einträge aus Kläranlagen ein größeres Eutrophierungsrisiko für die Flüsse bergen als die P-Austräge von Agrarflächen. Dies wird vor allem auf die durch den Einfluss kleiner Reinigungsanlagen ohne P-Elimination hervorgerufenen hohen DRP-Konzentrationen zurückgeführt.

2.2.5 Ufererosion

Parallel zu den lateralen Hangprozessen stellt die Erosion von Ufermaterial einen oftmals unberücksichtigten Eintragungspfad für Sediment und P dar. Dieser Prozess ist jedoch aufgrund der gewässerbegleitenden – *longitudinalen* – Wirksamkeit gerade für jene Sedimente von Bedeutung, welche abseits von räumlich und temporär seltenen Übertrittsstellen in der Uferzone gespeichert werden. Bis zu seiner Aktivierung durch die Seitenerosion des Gewässers unterliegt das Material Prozessen, welche die Nährstoffzusammensetzung sowohl in negativer als auch positiver Hinsicht verändern können. Auswaschungsprozesse können so zu einer Reduktion des P-Gehalts in den Böden der Uferbereiche führen. Andererseits ist eine P-Anreicherung durch die Bewirtschaftung der Uferzone, die Deposition von standorteigenem bzw. -fremdem Schnittgut, Haus-, Hof- und Stallabfällen und deren Verbrennung sehr wohl denkbar.

SCHULTE (1995) zeigt anhand von multitemporalen *Kartierungen*, dass die in der *Elsenz* (Deutschland, EZG \approx 500 km²) transportierten SS-Frachten anscheinend vollständig aus der Ufer- und Sohlenerosion resultieren. Die Detektierung von Sedimentquellen anhand von bestimmten Tracern bzw. Sedimenteigenschaften (wie z.B. Tonminerale, magnetische Eigenschaften der Minerale, Sedimentkohlenstoff und -stickstoff sowie auch PP) bietet eine weitere Möglichkeit, das Erosionsgeschehen im EZG besser zu verstehen. Ihre Verwendung wurde in der Literatur in FOSTER (Hrsg. 2000) detailliert diskutiert. Im schottischen *Tweed*-EZG verwenden OWENS et al. (2000) verschiedene partikulär gebundene Stoffe als Marker, um mit diesen *composite fingerprints* und einem numerischen Mischungsmodell Abschätzung der Ufererosionsanteile am SS-Austrag vorzunehmen. Über 39 % der SS-Fracht sind nach ihren Messungen auf *channel bank/subsoil material sources* zurückzuführen.

NAGEL et al. (2007) benutzen den Gehalt bzw. die Verteilung des radioaktiven Isotops ¹³⁷Cs in Wald- und Ackerböden sowie in Ufersedimenten, um die Quellen fluvialer Sedimente zu detektieren. In Abhängigkeit von den Vorkommen glazilacustriner Ablagerungen ermitteln sie dabei einen Anteil der Ufererosion von bis zu 60 % in einer mittelfristigen Zeitskala.

Aussagen in einer kurzfristigen und kleinräumlichen Skala sind jedoch nur durch direkte Messung der Uferabträge – z.B. mit der Erosionsnägeln (engl. *erosion pins*) – möglich. ZAIMES et al. (2004) messen so zwischen 1998 und 1999 am *Bear Creek* (USA, Iowa), einem Fließgewässer zweiter Ordnung, einen Materialverlust von mehr als 4.5 t. Die Autoren schätzen, wie auch LAWLER et al. (1999), den Anteil der Ufererosion an der gesamten Sedimentfracht auf über 50 %. Unter Verwendung der gleichen Methode konnten LAUBEL et al. (2003) auch an dänischen Fließgewässern (1. und 2. Ordnung nach STRAHLER 1957) die dominante Rolle der Ufererosion messen. Die direkten Messungen in der Uferwand zeigen, dass neben fluvialer Ausräumung und Uferrutschungen auch verschiedene denudative Prozesse eine grosse Bedeutung bei der Wandrückverlegung besitzen. In der englischsprachigen Literatur werden

diese „trockenen“ Prozesse jenseits des Wasserspiegels als *subaerial erosion* zusammengefasst, deren Beitrag zur Wandrückverlegung z.B. von YUMOTO et al. (2006) explizit bilanziert wird.

Neben Witterungseinflüssen und hydrologischen Steuerfaktoren hängt die Uferstabilität und deren Erodierbarkeit zu großen Teilen von den Eigenschaften des Ufermaterials selbst ab. Prinzipiell unterscheidet ZANKE (1982) zwischen *kohäsivem* (z.B. Tone, Schluffe) und *nicht-kohäsivem* Material (z.B. Kiese). Bezüglich ihres Erosionsverhaltens lassen sich die losen, rolligen Sedimente, die annähernd als Einzelkörner erodiert werden, nicht mit bindigen Substraten vergleichen, die je nach Wassergehalt eine plastisch bis feste Konsistenz aufweisen.

Wird die kritische Schubspannung bei diesen überschritten, werden nach ZANKE (1982) größere Materialkomplexe, Aggregate und Klumpen aus der Sohle bzw. der Uferwand herausgerissen. Nach SCHULTE (1995), der sich auf die empirischen Studien von OSMAN & THORNE (1988) bezieht, entscheiden die physikalisch-chemischen Eigenschaften – insbesondere Dispersivität, elektrochemische Partikelverbindungen und die Zusammensetzung des Poren- und Flusswassers – über die Erosionswiderständigkeit des Materials.

Hinsichtlich der Hochwassercharakteristik ermitteln JULIAN & TORRES (2006), dass bei hohen Schluff- und Tongehalt des Ufermaterials die Dauer des Ereignisses für die Überschreitung der kritischen Scherkräfte eine zunehmende Rolle spielt. Bei niedrigeren Gehalten dominieren die Einflüsse der maximalen Peakhöhe (also die Amplitude), der Abflussvariabilität und letztlich der Magnitude des Ereignisses.

In Kombination mit den stabilen Uferwänden in kohäsivem Sediment führt die Erosion von größeren Materialverbänden zu einer Unterhöhlung der Uferwand, was im Extremfall zu einem Nachrutschen der gesamten Böschung führen kann. BARSCH et al. (1989) illustrieren den Ablauf dieses Prozesses anschaulich für Ufer mit und ohne Ufergehölze (siehe Abb. 2.2). Neben der stabilisierenden Wirkung des Wurzelgeflechts haben auf der Uferböschung wachsende Bäume und Sträucher dann einen erosionsfördernden Effekt, wenn sie durch ihr Gewicht Rutschbewegungen fördern und/oder durch ausreißende Wurzeln große Sedimentmengen in das Gerinne einbringen.

Für das Länenbachtal errechnet PRASUHN (1991) einen SDR von 37 %, weist aber auch auf die Probleme hin, die sich aus der Verwendung dieser Funktion ergeben. Er ermittelt in trockenen Jahren ohne größere Erosionsereignisse anhand der Bodenabträge und des SS eine massive Unterschätzung der Gerinneprozesse durch den SDR. SEIBERTH et al. (1997) vergleichen den Austrag von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) mit den Bodenerosionsereignissen im Länenbach-EZG und folgern daraus, dass der dominante Anteil an partikulärer Fracht aus dem Gerinnebereich resultiert.

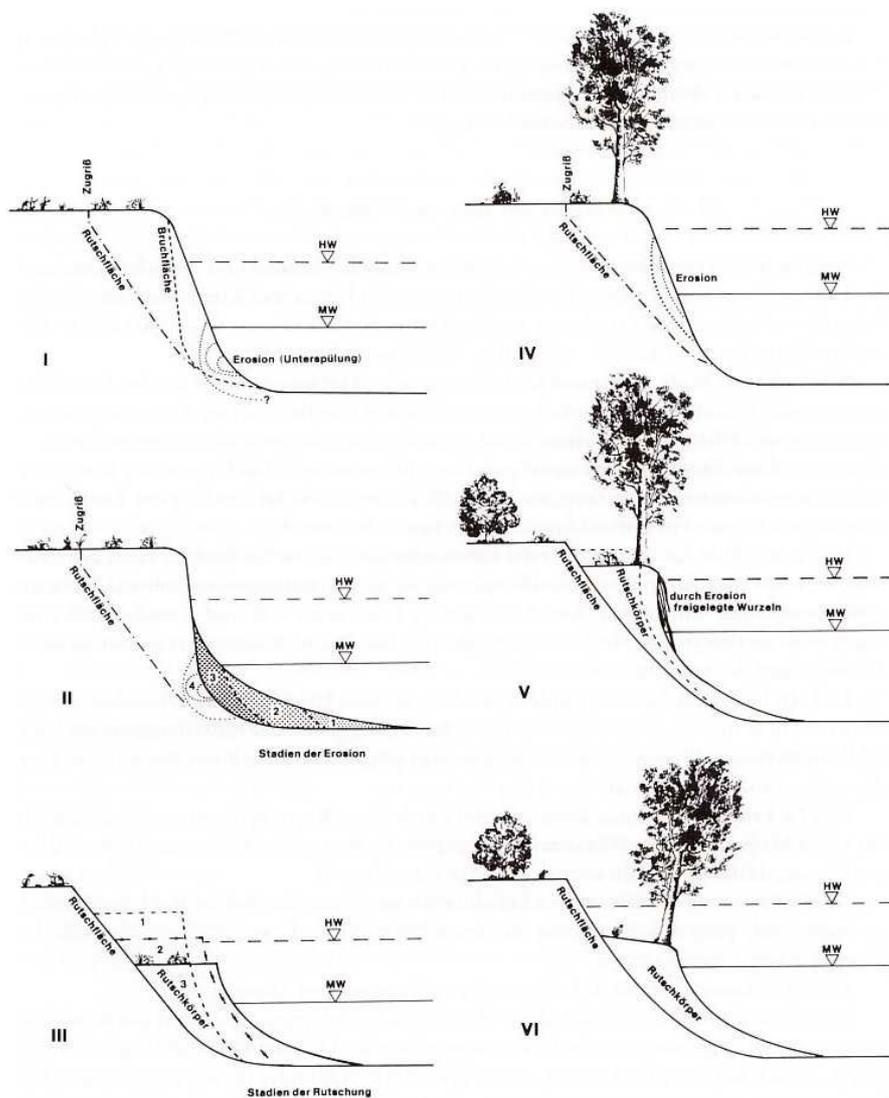


Abb. 2.2: Modellhafte Darstellung der rezenten Uferentwicklung nach BARSCH et al. (1989, S.28)

Die Abbildung basiert auf Untersuchungen an der *Elsenz*, einem mittelgroßen Fließgewässer (EZG $\approx 500 \text{ km}^2$) Südwestdeutschlands. Links (I-III) ist der Ablauf ohne, rechts (IV-VI) mit Ufervegetation dargestellt.

2.3 Phosphorwirksame Prozesse in Ufer- und Gerinnesedimenten

Ufer- und Gerinnesedimente sind in erster Linie durch longitudinal und lateral wirksame Erosions- und Depositionsvorgänge miteinander verknüpft, welche in Abb. 2.3 nach KNIGHTON (1998) dargestellt sind.

Welcher Prozess dabei überwiegt, entscheiden vor allem die Gewässerstruktur und die Uferhöhe, welche von der Uferstabilität, der Erodierbarkeit und den Eigenschaften des Gesteinsuntergrunds abhängt. So bilden sich beispielsweise in kohäsiven Substraten als Folge der innerpartikulären Kräfte häufig widerstandsfähige, steile Ufer aus. Grobmaterialreiche Fließgewässer weisen dagegen aufgrund ihrer instabilen Ufer oftmals verzweigte, häufig sich ändernde Laufmuster auf.

Obwohl die Vernetzung der Feststoffquellen in dem dreidimensionalen Kontinuum Sohle-Ufer von vielen weiteren, insbesondere biologischen (Vegetation, Wühltiere) und anthropogenen Faktoren gesteuert wird, lässt sich eine allgemeine Feststellung machen: Die Aufenthaltszeit der Sedimente nimmt ab, je mehr man sich dem Stromstrich nähert. Die (Re)-Mobilisierung bereits auf der Sohle abgelagerter Sedimente zeigt sich dabei als primär abflussinduzierter Prozess, der über die Feststoffquellen und damit über die Menge des transportierten Materials entscheidet. Für diese Sohlsedimente bedeutet dies einerseits eine stärkere Sortierung bzw. *räumliche Heterogenität* im Längs- und Querprofil, andererseits auch eine hohe *zeitliche Variabilität*, welche nicht nur für die physikalische Zusammensetzung postuliert werden kann.

Welche Effekte diese Bedingungen auf die P-Gehalte im Ufer- und Sohlmaterial besitzen und wie Sohlsedimente als Filter fungieren, wird in den nachfolgenden Unterkapiteln eingehender aufgezeigt. In der hierzu ausgewerteten Literatur zeigt sich jedoch ein Mangel an Arbeiten, welche die Erosions-, Transport- und Akkumulationsvorgänge vom Ufer zum Gerinne und zum Gebietsauslass kombiniert betrachten. Studien zu den P-Gehalten des Ufermaterials, des Sohlsediments und dessen Porenwassers existieren ebenfalls kaum und sind vornehmlich auf größere Gewässer beschränkt. Zudem sind die angegebenen Konzentrationen, welche sich im Folgenden zumeist auf die Trockensubstanz beziehen, aufgrund unterschiedlicher Analysemethoden nicht zwangsläufig vergleichbar. Die Methoden werden deshalb, wenn sie in den jeweiligen Studien angegeben sind, in Klammern angefügt.

2.3.1 Phosphor in Ufersedimenten

In kleinen, relativ steilen EZG ist das Ufersubstrat in seiner Zusammensetzung deutlich mehr vom lateralen, hangseitigen Transportgeschehen geprägt als durch die Akkumulation von Hochwassersedimenten. Die Speichereigenschaften dieser Sedimente weisen aus diesem Grund eine große Ähnlichkeit mit den in den Hangbereichen zu findenden Böden auf. In den abgelager-

ten Sedimenten laufen zudem eigenständige Bodenbildungsprozesse ab, die von dem geologischen Ausgangsgestein, den klimatischen Bedingungen, der Lage- und Prozessbeziehung zum Hang und zum Gewässer, der Fließdynamik und dem Grundwasseraustausch bestimmt werden. Als *Übergangsraum* zwischen terrestrischem und aquatischem Milieu weisen die hier anzutreffenden Böden meist teilhydromorphe, aber auch vollhydromorphe Merkmale auf. In den steileren Gewässerabschnitten kleiner Bergbäche dominiert dabei zu meist der laterale, hangseitige Einfluss. Uferböden dieses Typus werden sich auch hinsichtlich ihrer internen P-Eigenschaften kaum von denen der unteren Hanglagen unterscheiden.

In flachen Talböden niederschlagsreicher Regionen können sich hingegen dauerfeuchte Standorte ausbilden, die von mehreren kleinen Fließrinnen mit sehr flachen Ufern gekennzeichnet sind. Grundwassereinfluss und häufige Überflutungen prägen die Uferböden hier verstärkt aus einer longitudinalen Richtung. Der durch die Nässe herabgesetzte Abbau von organischer Substanz führt an manchen Standorten zur Herausbildung von flachen Niedermooren, die sich stofflich sehr stark von den lateral dominierten Kolluvialböden unterscheiden. Das gilt besonders, wenn aufgrund anthropogener Einflüsse wie Trockenlegung und Sohleintiefungen Veränderungen im Wasserhaushalt auftreten und aus den vorherigen Wasser- und Stoffspeichern Quellen werden.

Als Folge dieser natürlichen Prozesse und der anthropogenen Einflüsse können sich die Ufersedimente in ihrem Nährstoffgehalt stark von den Hangböden unterscheiden. LAUBEL et al. (2003) ermitteln in den Uferbereichen von 26 sandigen bis lehmigen Bachabschnitten generell höhere TP_{Sed} -Konzentrationen (Analysemethode: Persulphat-Aufschluss), als auf den angrenzenden Flächen. Dabei zeigte sich, dass der Gewässerrandstreifen im Mittel die höchsten Werte aufwies (0.79 g kg^{-1}), welche in Richtung Gewässer bzw. der unteren Uferböschungen abnahmen (0.57 g kg^{-1}). Einen wesentlich hydromorpheren Charakter besitzen dagegen die in einem Feuchtgebiet des *Yare Broad Catchment* (England) von SURRIDGE et al. (2005) untersuchten Sedimente. Unter drainierten Bedingungen werden hier in den oberen Torfschichten bis über 1.2 g kg^{-1} TP_{Sed} gemessen. In 50 cm Tiefe liegen die Konzentrationen dagegen zwischen 0.55 und 0.65 g kg^{-1} TP_{Sed} , was nach den Autoren in etwa dem natürlichen Niveau für diese organischen Ablagerungen entspricht. Zum Einen zeigt der hohe P-Gradient deutlich den Einfluss anthropogen belasteter Flussfracht. Zum Anderen wird an diesem Beispiel auch deutlich, welches hohe P-Speicherpotential flache, häufig überflutete Auen und Talböden bergen. Diese Ergebnisse unterstreichen damit die Studien von OWENS et al. (1999) bzw. OWENS & WALLING (2002) und WALLING et al. (2001), welche die P-Speicherung in den Auen von 20 weiteren englischen Flüssen zusammenfassend darstellen.

2.3 Phosphorwirksame Prozesse in Ufer- und Gerinnesedimenten

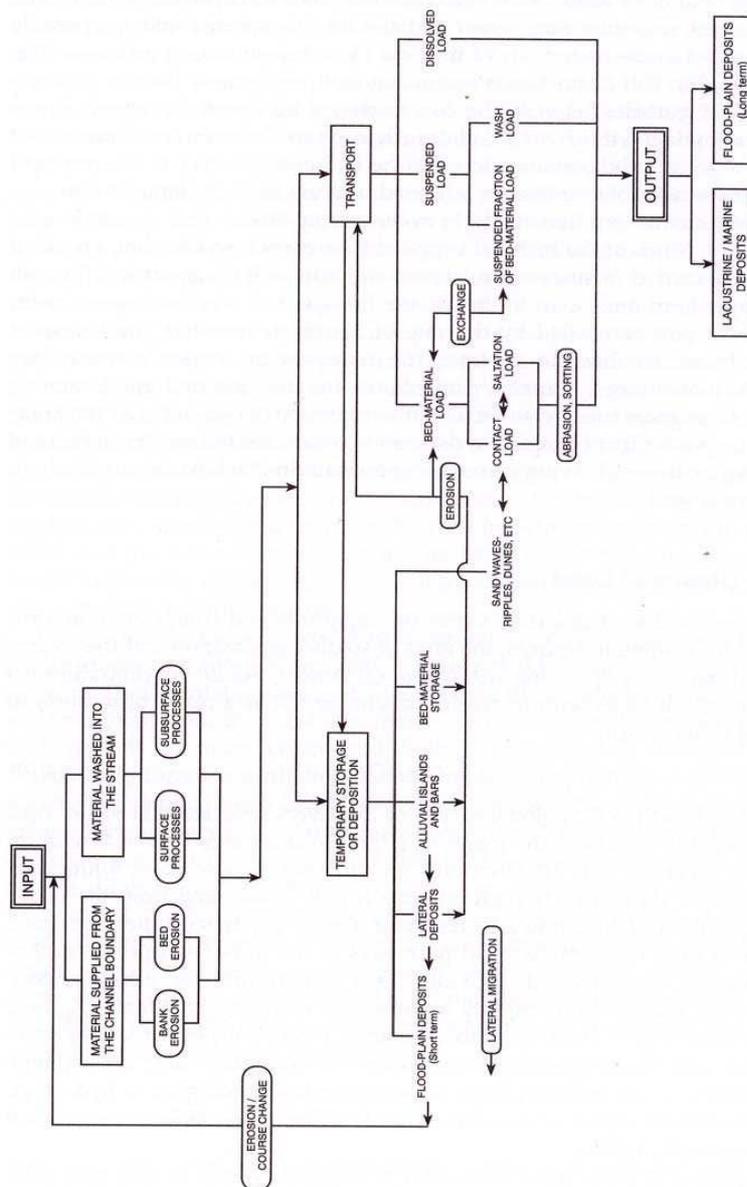


Abb. 2.3: Sedimenttransport durch das fluviale System nach KNIGHTON (1998, S. 119)

Obwohl die schematische Darstellung von Speichern und Prozessen einzelne Stoffgruppen nur aufgrund ihrer Transportart unterscheidet, vermittelt sie einen guten Eindruck von der Komplexität der gerinneinternen Mobilisierungs- und Depositionsvorgänge.

2.3.2 Phosphor in Gerinnesedimenten

An der Gewässersohle können oberflächennah verschiedene Speicherzonen primär in Abhängigkeit von den Strömungsverhältnissen, der Korngrößenzusammensetzung und dem Gehalt an organischer Substanz unterschieden werden. Hinsichtlich ihrer Masse ist dabei das Nährstoffpotential von schluff- und tonreichen Gerinnezonen höher als in gröberen Sedimenten, die in Richtung Stromstrich zunehmen. Als ständig durchströmtes Medium können sich aber auch hier Schwebeteilchen einlagern und die Sedimenteigenschaften verändern. Diese z.B. von BRUNKE & GONSERT (1997) beschriebenen *Kolmationsprozesse* führen so auch zu einem Anstieg der P-Konzentrationen in der Feinfraktion.

Die Konzentrationsbandbreite von Gerinnesedimenten kann in Abhängigkeit von den geogenen Ausgangsparametern und der Nutzung des EZG bzw. des Gewässerraumes stark schwanken. VAN DER PERK & VAN GAANS (1997) unterstreichen in ihrer Studie zur Zusammensetzung der Sedimente des kleinen Flachlandflusses *Langenbroekenwetering* (Niederlande) die hohe räumliche Variabilität verschiedener Nährstoff- und Schwermetallgehalte. Als maßgebliche Steuergrößen werden die Ton- und C-Gehalte der Sedimente angeführt.

Unterschiede in den P-Gehalten der Vorflutersedimente eines sandigen und eines in Löss angelegten EZG macht HASENPUSCH (1995) deutlich. Über einen Aufschluss mit Salpeter- und Perchlorsäure bestimmt der Autor dabei generell höhere mittlere TP_{Sed} -Werte für das sandige EZG (0.77 g kg^{-1}) als für das Löss-EZG (0.55 g kg^{-1}). Dies wird auf den höheren Anteil an geogenen Eisen- und Aluminiumverbindungen zurückgeführt, welche P besser sorbieren. Auch kann der Autor dabei Unterschiede in Abhängigkeit von den Einflussbereichen der Landnutzung feststellen. Im Lössgebiet werden die höchsten Konzentrationen mit $1.19 \text{ g kg}^{-1} TP_{Sed}$ unter Siedlungseinfluss ermittelt. Dem stehen 0.46 g kg^{-1} unter landwirtschaftlicher Nutzung und $0.38 \text{ g kg}^{-1} TP_{Sed}$ unter Wald gegenüber. Generell werden damit in den Vorflutersedimenten höhere Nährstoffkonzentrationen gemessen als in den Böden der EZG. In seinen Untersuchungen konnte HASENPUSCH auch im monatlichen Vergleich der Sedimentgehalte starke Schwankungen feststellen, welche jedoch zumeist keinen Bezug zum Jahresgang der Witterung aufwiesen.

MCDOWELL et al. (2003) fanden in den Sedimenten in einem 7.4 km^2 großen EZG bei Pennsylvania (USA) bei mittleren Gehalten von $0.32 \text{ g kg}^{-1} TP_{Sed}$ höhere Sedimentkonzentrationen in den Nebengerinnen als im Hauptvorfluter (TP_{Sed} -Analysemethode: Kjeldahl-Aufschluss). Die Sedimente des Hauptvorfluters erreichen im Mittel 0.24 g kg^{-1} , was die Autoren auf den größeren Anteil der Sandfraktion unterhalb von Einmündungen zurückführen. Ferner zeigten sich in dieser Studie Abhängigkeiten zwischen der Landnutzung und der P-Konzentration in jenen Sedimenten, welche auf einen erhöhten Anteil an Bodenerosionsprozesse auf Ackerflächen zurückgeführt wurden. Erosionsvorgänge im Uferbereich wurden jedoch nicht erfasst.

Ähnliche Ergebnisse werden von OWENS & WALLING (2002) in drei englischen Flüssen ermittelt. Die Nassedimente ($< 63 \mu\text{m}$) des ruralen *River Swale* ($0.5\text{-}1.5 \text{ g kg}^{-1} \text{ TP}_{\text{Sed}}$) unterscheiden sich dabei maßgeblich von den stärker durch Siedlungs- und Industrieinflüsse geprägten Sedimenten von *River Aire* und *River Calder* ($2\text{-}7.5 \text{ g kg}^{-1} \text{ TP}_{\text{Sed}}$). Damit überschreitet ein Großteil der Proben das in den Richtlinien zur Sedimentqualität der kanadischen Provinz Ontario angegebene Grenzwert von 2 g kg^{-1} für TP_{Sed} , ab dem im Sediment lebende Organismen stark beeinträchtigt werden. Die Autoren stellen weiterhin fest, dass sich die Verteilung der Sedimentkonzentrationen auch in der Feinfraktion der Auesedimente widerspiegelt.

TOURNOUD et al. (2005) ermitteln in dem durch punktuelle Einleitungen geprägten mediterranen Karst-EZG der *Vène* (Frankreich), dass Sohl-sedimente eine Hauptrolle bei der Reduzierung der Nährstofffrachten spielen. Dies liegt insbesondere in ihrer Rolle als Feinmaterialspeicher. Um abzuklären, wie die Sediment-P-Gehalte die Dynamik der P-Austräge beeinflussen, müssen sowohl die Prozesse, die zu einer P-Speicherung als auch jene, die zu einer P-Freisetzung führen, beachtet werden.

Eine grobe Abschätzung der Nährstoffretention im Fließgewässersystem kann nach BEHRENDT et al. (1999) über die Bestimmung der hydraulischen Belastung des zugehörigen Einzugsgebiets vorgenommen werden. Die hydraulische Belastung wird aus dem Quotient des mittleren Jahresabflussvolumens und der Fläche des Gewässernetzes berechnet.

$$HB = MQ_a \cdot F_G^{-1} \quad (2.1)$$

MQ_a : mittlerer Jahresabfluss, als Volumen [m^3]

HB: hydraulische Belastung [m]

MQ_a : mittlerer Jahresabfluss, als Volumen [m^3]

F_G : Fläche des Gewässernetzes [m^2]

Auf Basis der hydraulischen Belastung kann aufgrund einer empirisch ermittelten Potenzfunktion die frachtgewichtete Nährstoffretention berechnet werden.

$$R_{fN,P} = a \cdot HB^b \quad (2.2)$$

$R_{fN,P}$: frachtgewichtete Nährstoffretention [-]

$R_{fN,P}$: frachtgewichtete Nährstoffretention [-]

a: 3.3 N bzw. 57.6 P für Gebiete $< 1000 \text{ km}^2$

b: -0.65 N bzw. 1.26 P für Gebiete $> 1000 \text{ km}^2$

BALLENTINE et al. (2006) untersuchten die oberflächliche Speicherung von feinen Gerinnebettsedimenten ($< 0.63 \mu\text{m}$) in den ruralen Flachlandflüssen

Frome und *Piddle* (England). Bei mittleren TP_{Sed} -Gehalten zwischen 0.8 und 3.1 g kg^{-1} (Methode: Extraktion durch Salzsäure und Natriumhydroxid) können die Autoren einen deutlichen saisonalen Trend sowohl für die P- als auch für die Feinmaterialgehalte der Flusssohlen nachweisen.

Die Speicherung und Remobilisierung von P-haltigen Sedimenten kann zudem von einer P-Freisetzung überlagert werden, die auf der biogeochemischen Wechselwirkung zwischen Flusswasser und Sohlsedimenten zurückzuführen ist. Hierbei ist insbesondere der P-Anteil interessant, der als DRP aus den Sedimenten in das Freiwasser gelangt und somit direkt den Primärproduzenten zur Verfügung steht.

In situ-Experimente, wie sie z.B. RYAN et al. (2007) in verschiedenen, urbanen Flussabschnitten durchführten, gestatten Rückschlüsse auf die vorübergehende P-Speicherung (engl. *transient storage*) der Sohlsedimente. Dabei wird dem Flusswasser eine bestimmte Menge P-Lösung über eine bestimmte Zeit zugegeben und flussab die Konzentrationsdifferenz gemessen. Die Autoren zeigen, dass zumindest an einem Flussabschnitt der Anteil der Schluff- und Tonfraktion sowie die P-Konzentration im Sohlsediment entscheidende Steuergrößen für die P-Aufnahme sind. Die Autoren weisen jedoch auch darauf hin, dass die Erstellung allgemein gültiger kausaler Zusammenhänge zwischen dem *transient storage* und der P-Aufnahme aufgrund der großen Vielfalt der einflussnehmenden Parameter sehr schwierig ist.

Die *In situ*-Messung der Sediment-Wasser-Interaktion z.B. mit Hilfe von benthal installierten Pumpvorrichtungen, wie sie HAAG et al. (2006) benutzen, ist eine weitere Methode, jedoch nur bei größeren Gewässern praktikabel. Die Autoren ermitteln dabei an der Sohle des *Neckar* (Deutschland) P-Austauschraten zwischen $-0.01 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Sedimentfreisetzung) und $0.06 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Sedimentaufnahme).

Wesentlich häufiger sind Analysen zur P-Freisetzung unter Laborbedingungen, wobei die Anzahl der Varianten, mit deren Hilfe die Rücklösung von P aus den Sedimenten analysiert wird, kaum überschaubar ist. Die Ergebnisse dieser auch von KOCH (2007) und STUCKI (2007) verwendeten Schüttelversuche besitzen jedoch statischen Charakter und ermitteln quasi ein Rücklösepotential der Sedimente unter fixierten Bedingungen.

Messungen zur sedimenteigenen P-Gleichgewichtskonzentration (engl. *Equilibrium Phosphorus Concentration* EPC_0), wie sie z.B. bei HOUSE & DENISON (1998, 2000), MCDOWELL et al. (2003) und JARVIE et al. (2005) zum Einsatz kommen, können die wechselnden Bedingungen in Fließgewässersystemen besser abbilden. Innerhalb der Sediment-Wasser-Interaktion definiert der EPC_0 -Wert die DRP-Konzentration im Freiwasser, bei der weder eine P-Aufnahme noch eine P-Abgabe durch das Sediment erfolgt (siehe Abb. 2.4). Dabei werden einem Sediment-Wasser-Gemisch verschiedene Mengen an P zugesetzt, wobei die Speicher- und Freisetzungseigenschaften des Sediments über die Analyse der P-Konzentration des filtrierten Wassers ermittelt werden. So kann in Abhängigkeit vom P-Gehalt im Wasser festgestellt werden,

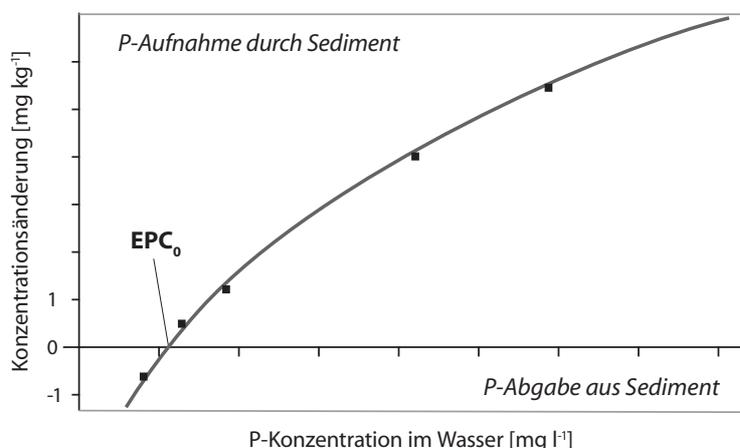


Abb. 2.4: Die Equilibrium Phosphorus Concentration (EPC_0) nach JARVIE et al. (2005) ist die DRP-Konzentration im Freiwasser, bei der weder eine P-Aufnahme noch eine P-Abgabe durch das Sediment erfolgt. Die Ermittlung des EPC_0 -Wertes erfolgt in Laborexperimenten, bei denen einem Sediment-Wasser-Gemisch verschiedene Mengen P hinzugefügt werden und anschließend die DRP-Konzentration im Wasser analysiert wird.

wann Sedimente zu P-Quellen bzw. zu P-Speichern werden.

HOUSE & DENISON (1998) konnten in dem stark anthropogen belasteten *River Wey* (ARA für > 10'000 Einwohner; England) bedingt jahreszeitliche Tendenzen im TP_{Sed} Gehalt (Methode: ANDERSON 1976) und biologisch verfügbaren P (BAP; Methode: eisenimprägniertes Filterpapier) des oberflächennahen Gerinnesediments nachweisen. Die im Vergleich zum DRP-Gehalt des Flusswassers niedrigen EPC_0 -Werte weisen auf eine dominierende Netto-DRP-Aufnahme durch das Sediment hin, die auch JARVIE et al. (2005) nachweisen.

Neben den P-Gradienten zwischen Oberflächenwasser und oberflächlichem Gerinnesediment spielen auch die Gradienten, welche im Tiefenprofil der Sohl-sedimente wirken, eine wichtige Rolle für die sedimentäre P-Speicherung und Freisetzung. Im Vergleich zu den stark schwankenden Eigenschaften der fließenden Welle bildet der wassergefüllte Porenzwischenraum der Tiefsedimente einen zeitlich stabileren Übergangsbereich, welcher jedoch räumlich unterschiedliche Eigenschaften aufweisen kann.

2.3.3 Austauschprozesse im hyporheischen Interstitial

SÄNGER (2000) stellt im Rahmen ihrer Untersuchungen an der *Lahn* (Deutschland) fest, dass der Bereich, der sich unterhalb der Sohle zwischen fließender Welle und dem Grundwasser befindet – also das hyporheische Interstitial –, vertikal in drei Zonen unterteilt werden kann. Die oberen 0.2 m des Sohlsediments sind von intensiven, vertikal gerichteten Austauschprozessen mit dem Freiwasser geprägt. Darunter folgt eine fleckhaft ausgebildete Schicht mit geringeren Durchlässigkeiten (SÄNGER 2000), welche von biologischen und mechanischen Kolmations- und horizontal gerichteten Transportprozessen gekennzeichnet ist. Existiert diese Kolmationszone nicht, werden auch die tieferen Schichten vom vertikalen Austausch erfasst.

Die Austauschmuster zwischen Poren- und Freiwasser und deren Steuerfaktoren sind nicht in jedem Fließgewässer gleich und müssen skalenabhängig betrachtet werden. Nach BORCHARDT et al. (2001) überwiegen bei kleinen Fließgewässern aufgrund des groben Sohlmaterials hydraulisch bedingte Wechselwirkungen (siehe Abb. 2.5), welche insbesondere von Veränderungen im Wasserspiegelgefälle, der lokalen Gerinneform und dem Abfluss abhängig sind (SÄNGER 2000). In diesen Gewässern spielt die Exfiltration (*upwelling*) von Grundwasser eine über einzelne Gewässerabschnitte hinausreichende prägende Rolle. Bei größeren Flüssen überwiegen hingegen die Infiltrationsvorgänge (*downwelling*), wobei die interstitialen Austauschvorgänge wesentlich stärker durch biogeochemische Prozesse gekennzeichnet sind als in Gewässern niedriger Ordnung (BORCHARDT et al. 2001).

Als eine Art biogeochemischer Reaktor und Schnittstelle für den Austausch von Grund- und Oberflächenwasser sind Gewässersohle und Interstitial von interdisziplinärem Interesse. Vor allem die Erhöhung der Aufenthaltszeit von Schweb- und Nährstoffen im Gewässer (DAHM et al. 1998) und deren biologische Verwertung (NEWBOLD et al. 1983, HENDRICKS & WHITE 2000) stellen bedeutende Funktionen dieser Gewässerzone dar.

Die Quantifizierung der für diesen hydrologischen und stofflichen Rückhalt verantwortlichen Austauschphänomene gestaltet sich in dem naturräumlich und zeitlich sehr variablen Raum problematisch. Einen Überblick der verschiedenen Bilanzierungsansätze und -methoden geben HARVEY & WAGNER (2001). Neben der Verwendung von verschiedenen Markierungsstoffen (Farbtracer, Salz) können insbesondere die *Wassertemperaturen* Auskunft über die dominanten Fließwege und -zeiten geben. Räumliche Temperaturdifferenzen und deren zeitliche Dynamik, wie sie z.B. PUSCH (1991) und CONSTANTZ & STONESTORM (2003) aufzeigen, spiegeln die Wechselwirkungen zwischen fließenden Wellen, Interstitial- und Grundwasser gut wieder. Mathematisch-hydraulische Beschreibungen der Austauschprozesse, wie sie THIBODEAUX & BOYLE (1987), ELLIOT & BROOKS (1997) und PACKMAN & BROOK (2001) aufzeigen, basieren dagegen vor allem auf Rinnenversuchen im Labormaßstab.

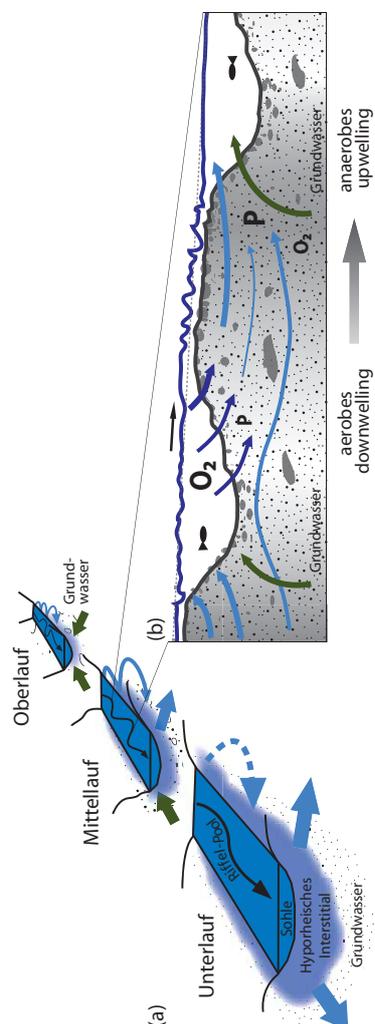


Abb. 2.5: Skalenabhängige Austauschprozesse im Interstitial nach BORCHARDT et al. (2001)

(a) Im Längsverlauf eines Fließgewässers wandeln sich die den Wasser- und Stoffaustausch steuernden Prozesse. Kleine und mittlere Gewässer sind stärker vom exfiltrierenden Grundwasser geprägt. Die Wechselwirkungen zwischen Oberflächen-, Interstitial- und Grundwasser sind von (kleinräumig) wechselnden hydraulischen Bedingungen gekennzeichnet. Die daraus resultierenden Fließpfade sind in (b) am Beispiel des Längsschnitts einer Riffle-Pool-Sequenz nach HENDRICKS & WHITE (2000) modellhaft dargestellt. Die Konzentration von P ist dabei von der Sauerstoffversorgung des Interstitials abhängig. Anaerobe Verhältnisse ermöglichen die Rücklösung von immobilen, partikelgebundenen P, welcher jedoch in der besser mit Sauerstoff versorgten Sediment-Wasser-Kontaktzone wieder fixiert wird. Die Zeichengröße gibt die Stoffkonzentration in den einzelnen Zonen wieder.

Sie bilden die Grundlage für die Modellierung des biochemischen Stoffhaushalts im Interstitial in größeren Dimensionen (die Literatur reicht hier von den frühen Modellen BENCALAS 1983 bis zu JONSSON 2003).

Obwohl das Interstitial in den letzten Jahren stärker in den Blickwinkel stoffhaushaltlicher Fragestellungen gerückt ist, beschränkt sich der Fokus dabei meist auf limnobiologische Aspekte und Fragen zur Modellierung. Arbeiten, die Feld- und Modellergebnisse aus diesem Bereich mit Daten zum Feststoffhaushalt des Gerinnes kombinieren, sind jedoch kaum vorhanden. Innerhalb der komplexen Prozesskette aus Erosion - Transport - Akkumulation - Remobilisierung bleiben Aussagen zur Wirkung und Variabilität interstitialer Austauschprozesse deshalb vage. Um das Verständnis „of this critical interface linking terrestrial and aquatic ecosystems“ zu verbessern, spricht sich DAHM (1998, S.427) für einen interdisziplinären Forschungsansatz aus, der hydrologische, geomorphologische, biologische und landschaftsökologische Fragestellungen vereint.

2.4 Ziele und Fragestellung

DAHM (1998) folgend ist es übergeordnetes Ziel der vorliegenden Arbeit, die Wirkung von Ufer und Gewässersohle auf die P-Austragsdynamik in einer möglichst großen Bandbreite am Beispiel zweier unterschiedlicher Fließgewässerlandschaften aufzuzeigen. Die qualitativen und quantitativen Analysen zu Gewässerstruktur, Erosionsprozessen, Stoffverteilung, Fließwegen und Aufenthaltzeiten sollen klären, welche mengenmäßige Bedeutung die Sedimente kleiner Fließgewässer im P-Haushalt ihrer EZG besitzen.

Abb. 2.6 skizziert die zu diesem Zweck untersuchten P-Transportpfade, deren Analyse vor dem Hintergrund der folgenden Fragen stattfand:

- In welcher Größenordnung beläuft sich die gewässerinterne Feststofffreisetzung und wie spiegeln sich diese im SS-Gebietsaustrag wider?
- Wie groß ist das Speicherpotential von Ufer- und Gerinnesedimenten bezüglich P?
- Durch welche räumlichen und zeitlichen Faktoren wird diese Speicherung beeinflusst?
- Welchen Anteil besitzen gerinneinterne P-Quellen am P-Ereignisaustrag?

- Wann ist mit einer P-Freisetzung aus gerinneinternen Quellen zu rechnen?
- Inwieweit wirkt sich der hyporheale Austausch auf die P-Speicherung/-Freisetzung in den Sedimenten aus?
- Wie können die Erkenntnisse zur Ufer- und Gerinneerosion in einem integralen EZG-Management berücksichtigt werden?

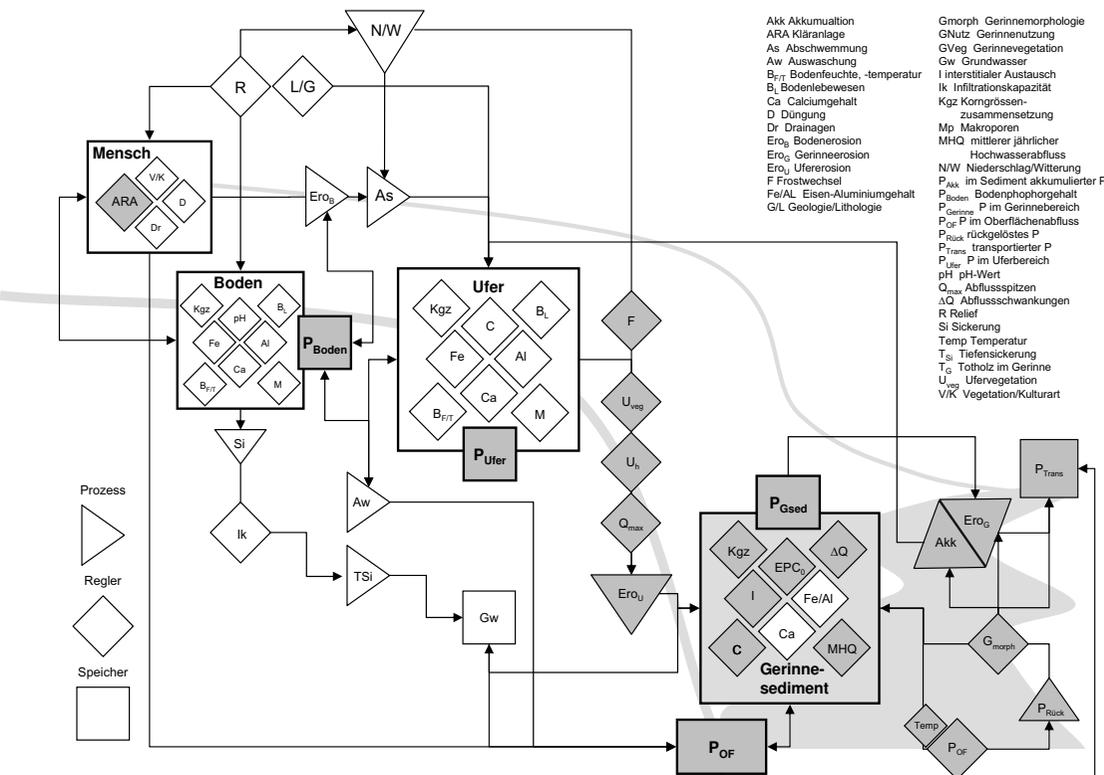


Abb. 2.6: Standortregelkreis des P-Transports in und entlang des Fließgewässers

In der schematischen Darstellung wurde versucht, alle wesentlichen Faktoren, die auf den P-Gerinnenhaushalt wirken, in einem Kontext abzubilden. Die für die Arbeit in den Hotzenwaldtächen und im Länenbach zentralen Systemelemente sind grau eingefärbt. Die Analysen standen im Kontext der Arbeiten von KOCH (2007), SCHNEIDER (2007) und WEISSHÄNDIGER (2007) und beleuchten den Feststoff- und P-Transfer aus dem Uferbereich und den P-Flux an der Gewässersohle. (Orig. C. Katterfeld)

2.5 Vorgehensweise

Während in Kapitel 3 und 4 die *Untersuchungsgebiete* sowie *Material und Methoden* vorgestellt werden, präsentiert Kapitel 5 die zentralen Ergebnisse. Die Unterkapitel *Gerinnemorphologische Aufnahmen* und *Abflusssdynamik und Stofffrachten* decken hierin zunächst die unterschiedlichen Rahmenbedingungen für die Stoffspeicherung und den Stofftransport auf, die für die folgenden Unterkapitel *Ufererosion* und *Gerinneinterne Sedimentbilanzen* von Bedeutung sind.

Es folgen die Darstellungen zu den *P-Gehalten in Schwebstoffen*, *Ufermaterial und Böden* und zu den verschiedenen *Prozessen im hyporheischen Interstitial*. Im anschließenden Kapitel *Diskussion* werden die Ergebnisse mit den Forschungsergebnissen anderer Arbeiten verglichen und eine Synthese aus den verschiedenen Prozessen und Wechselwirkungen im Sinne eines landschaftsökologischen Ansatzes gebildet. Als *Schlussfolgerung* wird die Bedeutung der Gerinnesedimente für die P-Belastung von Fließgewässern bzw. Maßnahmen zu der Verringerung herausgestellt. Eine zusammenfassende Darstellung der Erkenntnisse schließt die Arbeit ab.

Kapitel 3

Die Untersuchungsgebiete

Im Folgenden werden nach einer allgemeinen Lagebeschreibung die wesentlichen Geoökofaktoren der EZG und die räumliche Anordnung der Messinstrumente in den Bächen vorgestellt. Tektogenese, geologische Verhältnisse, Relief, Boden und Klima des Länenbach-EZG beschreiben VAVRUCH (1988), PRASUHN (1991) und HEBEL (2003) ausführlich. Gleiches gilt für die Autoren METZ (1981) und SCHNEIDER (2007), welche das Bergsee-EZG bzw. den Hotzenwald charakterisieren.

3.1 Gebietsüberblick

Abb. 3.1 zeigt die Lage der untersuchten EZG im Großraum Basel. Der Hochrhein bildet in der *Region Basel* nicht nur die administrative Grenze zwischen Deutschland und der Schweiz, sondern er trennt östlich des Wehratals auch die Naturraumtypen des Südschwarzwalds (Hohes Kuppenbergland) und des Schweizer Tafeljura (Tafel-Bergland), in denen sich die beiden Untersuchungsgebiete befinden. Das 30 km südöstlich von Basel, im Kanton Basel-Landschaft befindliche und der Gemeinde Rickenbach zugehörige EZG des Länenbachs bildet eines der zahlreichen Seitentäler der oberen Ergolz, die bei Kaiseraugst in den Rhein mündet. Das etwa 20 km nördlich gelegene und der baden-württembergischen Gemeinde Rickenbach zugehörige EZG des Schneckenbachs speist sowohl die *E* gelegene Hauensteiner Murg als auch die Bäche und Kanäle des für die weiteren Betrachtungen relevanten EZG des Bergsees.

Beide EZG befinden sich in Mittelgebirgslandschaften und sind landwirtschaftlich geprägt. Die Bäche sind generell als vom wirtschaftenden Menschen beeinflusste Landschaftselemente einzuschätzen und weisen sowohl naturnahe als auch begradigte, künstliche Abschnitte auf. Um die Funktion dieser unterschiedlichen Gerinnetyphen im Sediment- und Nährstoffhaushalt präziser abschätzen zu können, wurden innerhalb der verschiedenen Teileinzugsgebiete (TEZG) einzelne Teststrecken ausgewiesen.



Abb. 3.1: Lage der Untersuchungsgebiete in der Region Basel
 Der Länenbach ist Teil des Ergolz-EZG, welche bei Kaiseraugst in den Rhein entwässert. Der Schneckenbach und sein westlicher Seitenarm – der Rüttebach – sind Teil des Bergsee-EZG, welches durch zahlreiche Kanäle (Wuhre) gekennzeichnet ist. (Orig. L. Baumann, C. Katterfeld)

3.2 Geologische und geomorphologische Verhältnisse

Im Folgenden werden sowohl die Eigenschaften des geologischen Untergrundes als auch die des Reliefs in den EZG vorgestellt. Eine Detailbeschreibung der Reliefverhältnisse der Bäche und Ufer wird im Unterkapitel 3.5 gegeben.

3.2.1 Der Länenbach

Der Tafeljura bildet die Sedimentbedeckung des nach Süden abtauchenden Schwarzwaldmassivs, weshalb seine Schichten leicht nach *S* einfallen und nach *N* immer ältere Schichten des Mesozoikums an die Erdoberfläche treten. Charakteristisch für diese Landschaft sind die muldenförmigen Täler (320-500 m ü.M.), welche die verkarsteten Tafelhochflächen (550-750 m ü.M.) unterbrechen. Abb. 3.2 zeigt diese Gegebenheiten am Beispiel des Länenbachtals.

Die Ränder des Länenbach-EZG werden durch markante Geländekanten (*Fluh*) geprägt, welche im *Hauptrogenstein* (Dogger) angelegt sind. Wechsellagerungen aus sandigen Mergeln und Kalken unterlagern in schmalen Bändern den Stufenbildner. Neben diesen insgesamt etwa 60 m mächtigen *Blagdeni-Murchisonae-Schichten* wird das muldenförmige Innere des Tals dagegen vor allem durch die mehr als 70 m mächtigen Schichten des *Opalinustons* bestimmt. In diese plastisch verformbaren Tonmergel tiefte sich der Länenbach ein und konnte einen breiten Talboden ausbilden. Die Hänge unterhalb der steilen Schichtstufen sind durch periglaziale Prozesse überprägt und durch eine sehr kleinräumige Abfolge konvexer und konkaver Hangformen charakterisiert. Hangschuttbildung, vor allem durch solifluidale Prozesse, aber auch durch heute noch zu beobachtende Massenverlagerungsprozesse wie Hangkriechen und kleinere Rutschungen, sind die Ursache für diese Kleinkammerung. Dabei ist vor allem die westliche Talseite unterhalb des *Wischbergs* durch Hangschutt gekennzeichnet. Der Talboden hingegen ist, bis auf den untersten Teil des EZG, frei von diesen Ablagerungen.

Das anthropogen stark beeinflusste Gewässersystem des Länenbachs ist in drei TEZG unterschiedlichen Charakters gegliedert, an der sich auch die Messstationen orientieren (Abb. 3.5). Im nordöstlichen Teil, unterhalb der steilen, bewaldeten Schichtstufe des *Kai*, befindet sich das TEZG P51, wo sich die Quelle des Länenbachs befindet. Die Fließrichtung ist zunächst nach Nordwesten gewandt und richtet sich nach etwa 800 m nach Süden bis Südwesten. Das nördlich gelegene TEZG P52 ist durch ein künstliches Drainagenetz gekennzeichnet, welches zu Beginn des 20. Jahrhunderts eingerichtet wurde und dessen oberflächliche Gerinnestrukturen vollständig überprägte. Das TEZG P52 besitzt aufgrund der fehlenden Schichtstufenbereiche weniger Anteile an den besonders stark geneigten Flächen.



Abb. 3.2: Blick nach Nordosten in das winterliche Länenbachtal (Foto: Weissshaidinger 20.01.2003)

Die im Vordergrund erkennbare, von links nach rechts verlaufende Baumreihe gehört zum Uferbereich der Ergolz. Bei der Straßenkreuzung in der Bildmitte ist eine weitere Baum- und Gebüschreihe erkennbar – die Ufer des Länenbachs. Die bewaldeten Flächen links gehören zur Steilstufe des *Wischbergs*; rechts sind die oberen Zonen der Schichtstufe des *Kais* erkennbar, wo der Länenbach entspringt. Beide Schichtstufen sind im *Haupttrogenstein* (Dogger) angelegt; das Gerinne des Länenbachs hat sich in die weicheren Schichten des *Opalinustons* eingetieft.

Nach SCHMIDT (1984) besitzt die Form eines EZG einen hohen Einfluss auf die Austragsdynamik, wobei langgestreckte EZG eine verzögerten Stoffreaktion zur Folge haben. Tab. 3.1 fasst die wichtigsten hydrographisch/geomorphologischen Parameter der EZG und der Gewässer zusammen. Die Form des Länenbach-EZG, aber auch des Rüttebach-EZG spricht für rasche und ausgeprägte Abflussspitzen bzw. Erschließung von z.B. SS-Quellen. Für das lange, schmale Schneckenbach-EZG ist dagegen eine langsame, gepufferte Reaktion der Wasser- und Stoffmengen zu erwarten.

3.2.2 Der Schneckenbach

Das Schneckenbach-EZG befindet sich auf der Hochflächenlandschaft des Hotzenwaldes, welcher sich über mehrere Bruch- und Störungszonen stufenartig nach Süden absenkt. Zwei Landschaftstypen prägen dieses Gebiet. Zum Einen die steilen Ränder der Hochflächen, die durch schluchtartige Kerbtäler gekennzeichnet und häufig bis zur Talsohle bewaldet sind. Auf der Hochfläche

Tab. 3.1: Wesentliche geomorphologische Formparameter des Länenbach- und Schneckenbach-EZG im Überblick. Abkürzungen: SNZ = Schneckenbach-Zusammenfluß; RBZ = Rüttebach-Zusammenfluß; Flussordnung nach STRAHLER (1957), Streckungsindex nach SCHUMM (1956), Kreisförmigkeitsindex nach MILLER (1953), Flussentwicklung nach KELLER (1961), Sinuosität nach SCHUMM (1977).

Parameter	Länenbach	Schneckenbach	SNZ	RBZ
Flussordnung	1	3	2	2
EZG-Fläche [km ²]	2.61	3.24	2.24	0.73
Streckungsindex	0.78	0.59	0.57	0.76
Kreisförmigkeitsindex	0.68	0.36	0.44	0.68
EZG-Länge [km]	2.30	3.40	2.9	1.2
Länge Gewässernetz [km]	2.09	6.97	4.3	1.89
Länge Hauptgewässer [km]	2.09	3.42	2.77	1.04
Flussentwicklung	0.42	0.21	0.16	0.09
Sinuosität	1.07	1.07	1.03	1.00
Mittleres Bachgefälle [‰]	0.78	0.59	0.57	0.76

dominieren zum Anderen muldenförmige Täler das Landschaftsbild des Hotzenwaldes. Der Name Hotzenwald bezieht sich auf ein aus grober Wolle gefertigtes Tuch, wobei der Begriff *Hotz* sowohl den Bauern vom Wald als auch seine Kleidung – die Pluderhose – bezeichnet haben dürfte (METZ 1980).

Die weitere Gliederung des Hotzenwaldes besitzt jedoch keinen anthropogenen Hintergrund, sondern bezieht sich auf markante tektonische Brüche und Verwerfungen. Die Vorwaldverwerfung teilt den Hinteren Hotzenwald vom sich südwestlich erstreckenden Vorwald. Das Wehratal mit einer weiteren markanten tektonischen Struktur, der Bruchzone von Wehr, bildet die östliche Grenze dieses Gebiets. Im Süden bildet die Stufe der Eggbergverwerfung den Übergang zum Hochrheintal (Abb. 3.6). Das EZG des Schneckenbachs ist auf dieser sanft nach Südosten abgedachten Hochflächenlandschaft angelegt und berührt die steilen Randzonen nicht.

Entstanden ist diese Landschaft im Zusammenhang mit der tertiären und quartären Hebung des Schwarzwaldes in Folge der Bildung des Oberrheingraben. Die Hochflächen mit ihren sanften Talformen stellen dabei die Rumpfflächen dar, welche sich bereits vor der Hebung der Bruchschollen im Tertiär gebildet haben. Die steilen Randstufen, in die sich nur die größten Bäche eintiefen konnten, zeugen von der schnellen Hebung dieser Region seit dem Oligozän, die auch für den Wechsel in das rhenanische System verantwortlich ist. Obwohl das Relief im Hotzenwald vor allem die Spuren

geologisch und geomorphologisch junger Ereignisse trägt, lassen die Gesteine des anstehenden kristallinen Grundgebirges auf eine noch wesentlich ältere Geschichte schließen.



Abb. 3.3: Blick nach Süden ins obere Schneckenbachtal (Foto: Katterfeld 09.04.2003)

Im Vordergrund sind Weidebereiche und Teichbewirtschaftung erkennbar. Die Häuser am rechten Bildrand gehören zur Gemeinde Atdorf.

Das obere EZG des Schneckenbachs ist komplett im *Gneisanatexit* vom Typ Hauensteiner Murgtal angelegt, einem polymetamorphen Gestein, dessen Entstehung weit in präkambrische Zeit zurückreicht. Als Ausläufer der Vorwaldstörung bildet südöstlich von Atdorf eine 600 m breite *Syenitzone* den Übergang zum undeformierten Alptalgranit, der die restlichen EZG-Teile von Schnecken- und Rüttebach dominiert. Starke tektonische Beanspruchung und die Verwitterung führen in weiten Teilen zu einem Zersatz dieses Kristallingesteins - zur sogenannten Vergrusung. In den Verwitterungsdecken, die in der Region als *Berglesand* bezeichnet werden, finden sich häufig große, rundlich bis knollige Blöcke als Produkt der so genannten Wollsackverwitterung.

Der Untersuchungsraum im Hotzenwald gliedert sich in drei wesentliche TEZG (Abb. 3.6) und erstreckt sich höhenmäßig zwischen 797-1048 m ü.M. Hauptgewässer bildet der südlich des *Langen Eck* entspringende Schneckenbach, dessen länglich-schmales EZG zwischen *Abhau* im Osten und dem Hochplateaurand im Westen (siehe Abb. 3.3) im Folgenden mit der Abkürzung SNZ (Schneckenbach-Zusammenfluss) bezeichnet wird. Erst bei der Einmündung

des Rüttebachs erfährt das Gebiet eine Aufweitung. Das EZG des Rüttebachs (Abkürzung RBZ für Rüttebach-Zusammenfluss), das den nördlichen Teil die Gemeinde Rüttehof beherbergt, besitzt eine wesentlich kompaktere Form.

Für die Tracerversuche von SCHNEIDER (2007) wurde eine temporäre Pegelstation angelegt, anhand der sich das Gebiet nochmals unterteilen lässt (TEZG BRR). Der Pegel befindet sich oberhalb der Einmündung der Kläranlage. Das TEZG RBZ ist wesentlich steiler als das TEZG SNZ: Hangneigung und Höhenverteilung lassen sich in Abb. 3.4 gut miteinander vergleichen. Das TEZG des Schneckbachs unterhalb der Mündung des Rüttebachs bildet eine Übergangszone zu der direkt unterhalb des Pegels *Altbach* befindlichen Ableitung in das Heidewuhr. Es trägt in der weiteren Arbeit die Abkürzung ISN (Integral Schneckbach). Wenn im Folgenden vom Schneckbach bzw. Schneckbach-EZG die Rede sein wird, ist das Gesamtgebiet gemeint. Bezüge zu den einzelnen TEZG werden gekennzeichnet.

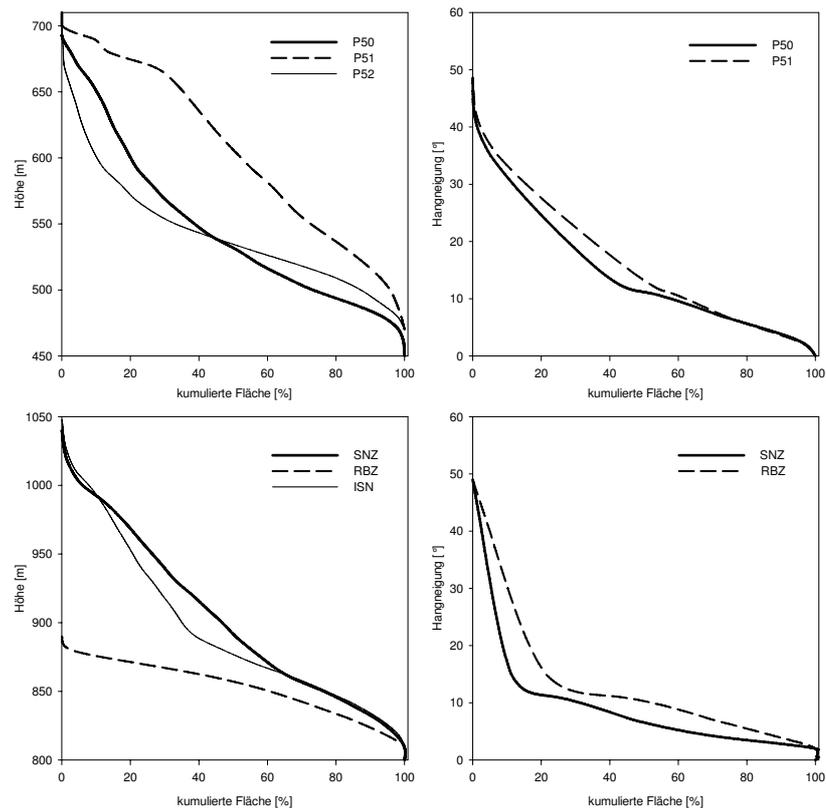


Abb. 3.4: Höhen- und Hangneigungsverteilung des Länenbach-EZG (oben) und Schneckenbach-EZG (unten)

Die Kurven P50 und ISN bilden jeweils das Gesamt-EZG ab (man beachte die unterschiedliche Einteilung der Höhenachse bei den linken Graphen). Das TEZG P52 wird durch ein komplexes Drainagesystem künstlich entwässert.

3.3 Böden

Die unterschiedlichen geologischen Verhältnisse sind hauptverantwortlich für die sehr verschiedenen Böden in den EZG. Im Folgenden werden die Bodeneigenschaften nur zusammenfassend dargestellt. Eingehender befassen sich VAVRUCH (1988), PRASUHN (1991) und HEBEL (2003) mit den Bodeneigenschaften des Tafeljura. Im zentralen EZG-Bereich herrschen Hanglehm-Pseudogley-Braunerden vor, welche aufgrund des hohen Tonanteils sehr quellfähig bzw. während Trockenzeiten durch ein Netzwerk von Trockenrissen geprägt sind. Diese von Stau- bzw. Hangwasser bestimmten Böden gehen im Uferbereich zu Hanglehm-Amphigleyen über. An den steileren Hängen unterhalb des *Wischbergs* und auch westlich des *Kais* herrschen Hanglehm-Rendzina-Braunerden vor. Aufgrund der hohen Ton- und Carbonatanteile besitzen die Böden des Länenbachs ein hohes Puffervermögen. Der Gehalt an organischer Substanz schwankt je nach Bodenform zwischen 3.3 % bei den Gleyen und 4.1 % bei den Pseudogley-Braunerden (HEBEL 2003). Für die Waldböden der steilen Oberhänge und Plateaus werden von HEBEL (2003) 9 % angegeben.

Im Schneckenbach-EZG dominieren die Silikatbraunerden, die aus verwitterten Graniten und Gneisen entstanden. Diese mineralischen Böden sind meist über einen Meter tief entwickelt. Aufgrund der weiten Verbreitung der historischen Wasserwiesennutzung treten häufig kolluviale Böden auf. An vernässten Hängen kommt es hingegen zur Bildung von Hanggleyen, die an ausgeprägten Sättigungsflächen und in den unteren Tallagen in Anmoorgleye bzw. Niedermoorgleye übergehen. In flachen Talbereichen, die durch ein besonders großes Wasserangebot, z.B. aufgrund eines einmündenden Seitenbachs, gekennzeichnet sind, kommt es zur Bildung von Niedermoorgleyen bzw. Niedermooren. Diese Böden zeichnen sich durch den direkten Übergang vom unzersetzten, organischen Material zu dem vergrusten Ausgangsgestein aus. Dies ist beim TEZG SNZ sowohl im Oberlauf (*Pfaffenmatte*) als auch im Mittellauf (*Untere Mühlenmatte*) der Fall.

Auf der *Pfaffenmatte* handelt es sich laut Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) um drei kleinere Hangmoore, beiderseits des Schneckenbachs mit Torfmächtigkeiten um 70 cm. Die *Untere Mühlenmatte* südwestlich von *Strick* besitzt geringere Torfmächtigkeiten. Nur an den Rändern dieser Feuchtfläche können sich unter Hangwassereinfluss Mächtigkeiten zwischen 80-110 cm ausbilden. Die *Weihermatten* stellen den größten Niedermoorkomplex im Untersuchungsgebiet dar. Er umfasst sowohl die untersten Talabschnitte von Schnecken- und Rüttebach, als auch ca. 300 m Fließmeter unterhalb deren Zusammenflusses. Die Mächtigkeit der Torfe ist unterschiedlich. DIERSSEN & DIERSSEN (1984) zählen die Standorte zu den oligotroph sauren Niedermooren und begründen die hohe Niedermoordichte im Hotzenwald zum Teil mit einer unsachgemäß durchgeführten Wiesenwässerung. Im Mittellauf des Rüttebachs, im Bereich der

Tab. 3.2: Ausgewählte Kennwerte der klimatischen Verhältnisse in den EZG des Tafeljura (Station Rünenberg, Meteo Schweiz) und des Hotzenwaldes (Station Jungholz, DWD).

Parameter	Station Rünenberg	Station Jungholz
Höhe [m ü.M.]	610.0	728.0
Jahresniederschlag 2003 [mm]	623.6	840.4
Jahresniederschlag 2004 [mm]	898.1	1225.8
Jahresniederschlag 2005 [mm]	840.1	1131.4
Mitteltemperatur 2003 [°C]	10.1	8.3
Mitteltemperatur 2004 [°C]	9.1	7.1
Mitteltemperatur 2005 [°C]	9.1	7.1

ARA ist dabei vor allem Torfmudde zu beobachten. Dieser feine, organische Schlamm ist wahrscheinlich auf die frühere Anlage von kleinen Teichen zurückzuführen, welche im Zuge der Meliorationsmaßnahmen trocken gefallen sind bzw. aufgegeben wurden.

3.4 Hydrologische Verhältnisse

Beide Untersuchungsgebiete werden vom subozeanischen Klima der vorherrschenden Westwinde geprägt und sind durch die mit dem Relief ansteigenden Niederschläge mit sommerlichen Maximalwerten gekennzeichnet. Tabelle 3.2 gibt einen Überblick über die Niederschläge und Temperaturen für die Jahre 2003 bis 2005 die an den zwei für diese Arbeit relevanten meteorologischen Stationen gemessen wurden.

Der „Jahrhundertsommer“ 2003 bestimmte den Beginn der Arbeiten mit außergewöhnlich trockener und heißer Witterung von Mai bis September auf beiden Seiten des Hochrheins. 2004 und 2005 können dagegen als Normaljahre gewertet werden.

Die geologischen und klimatischen Eigenschaften der EZG spiegeln sich in der unterschiedlichen Gewässernetzdichte und in den Abflusshöhen wieder. Im Länenbach-EZG führt hauptsächlich die intensive landwirtschaftliche Nutzung in den flacheren unteren Talbereichen zu einer sehr geringen Gewässernetzdichte. Neben dem Hauptstrang bestimmen ausschließlich künstliche Drainagen die Entwässerung. Bei 400 - 500 mm geringeren Niederschlägen und einem Temperaturplus von 3-4 °C sind im Länenbachtal wesentlich niedrigere Abflusshöhen als im Südschwarzwald zu verzeichnen.

Tab. 3.3: Jahresabflusshöhen in den Teileinzugsgebieten des Tafeljura und des Schwarzwalds.

Jahresabflusshöhen	P50	P51	P52	ISN	RBZ	SNZ
2003 [mm]	62	128	99	850	587	968
2004 [mm]	195	153	189	1028	870	1078
2005 [mm]	116*	-	-	1188	857	1448

* 01.01.-31.11.

Besonders deutlich werden die Unterschiede im Extremjahr 2003. Im Länenbachtal wurden während dieses Jahres nur 10 % des Jahresniederschlags als Oberflächenwasser aus dem EZG herausgeführt; im Schneckenbach-EZG waren es immerhin noch mehr als 70 %. In Tab. 3.3 sind die Jahresabflusshöhen zusammengefasst. Im Länenbachtal sind Wasserverluste in den Bereichen der verkarsteten Hochflächen nicht auszuschließen. Bereits SEILER (1983) konnte für das im Osten anschließende Dübachtal während vieler Monate einen Wasserüberschuss nachweisen und einen unterirdischen Zufluss nicht ausschließen. VAVRUCH (1988) zeigte für den Hemmikenbach, dessen EZG im Westen an das Länenbach-EZG grenzt, ein noch wesentlich stärker ausgeprägtes Wasserplus. Inwieweit Wasser aus den oberirdischen EZG des Länenbachs hierfür verantwortlich ist, bleibt jedoch unklar. VAVRUCH (1988) vermutet aufgrund des Schichteinfallens nach Südosten die Wasserzuflüsse eher aus nordwestlicher Richtung.

Resultat der trockensten erfassten Periode seit dem Beginn der Messungen ist ein zeitweiliges, auch im Unterlauf auftretendes Austrocknen des Bachbettes. So wurde 2003 an sieben Tagen ein Tagesabfluss von 2 m^3 am Gebietsauslass (Station P50) unterschritten. In den Hotzenwald-EZG führte diese extreme Witterung zwar nicht zu einem Austrocknen der Bachläufe, wohl aber zu extrem niedrigen Wasserständen und sehr hohen Gewässertemperaturen.

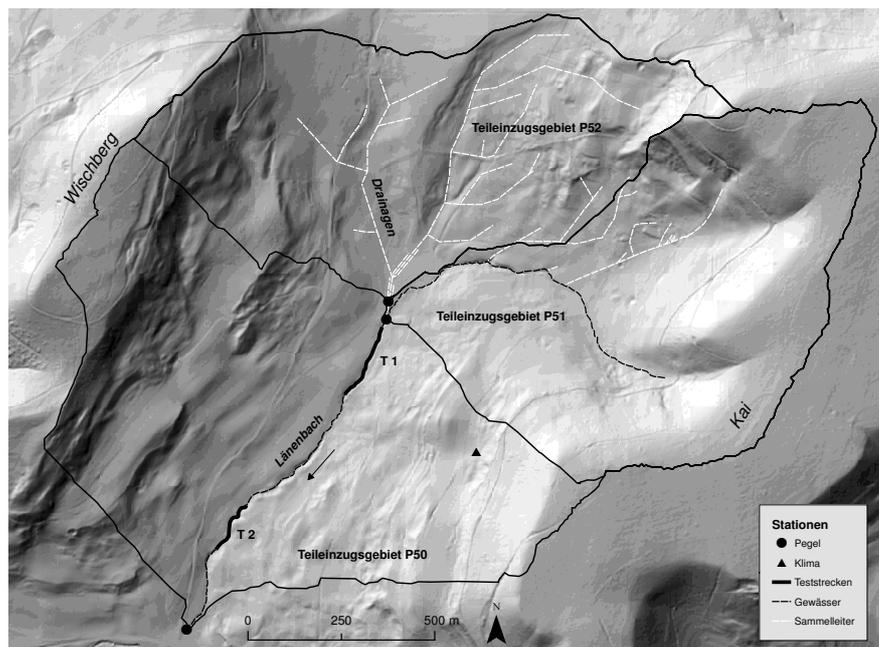


Abb. 3.5: Die Reliefverhältnisse im Länenbachtal dargestellt in einer Reliefschummerung

Die gestrichelten weißen Linien stellen die Sammelrohre des Drainagesystems dar; die perforierten Saugrohre, die an den Sammelrohren ansetzen, sind wesentlich weiter verzweigt und hier nicht dargestellt. Die Untersuchung von Seiten- und Tiefenerosion sowie die Beprobung der Gerinnesedimente erfolgte verstärkt in beiden repräsentativen Teststrecken T 1 und T 2. Die Teststrecke T 1 wurde mit drei Interstitialsonden ausgestattet. (Kartographische Grundlagen: Geländemodell­daten 2004; *swisstopo*; Orig. C. Katterfeld)

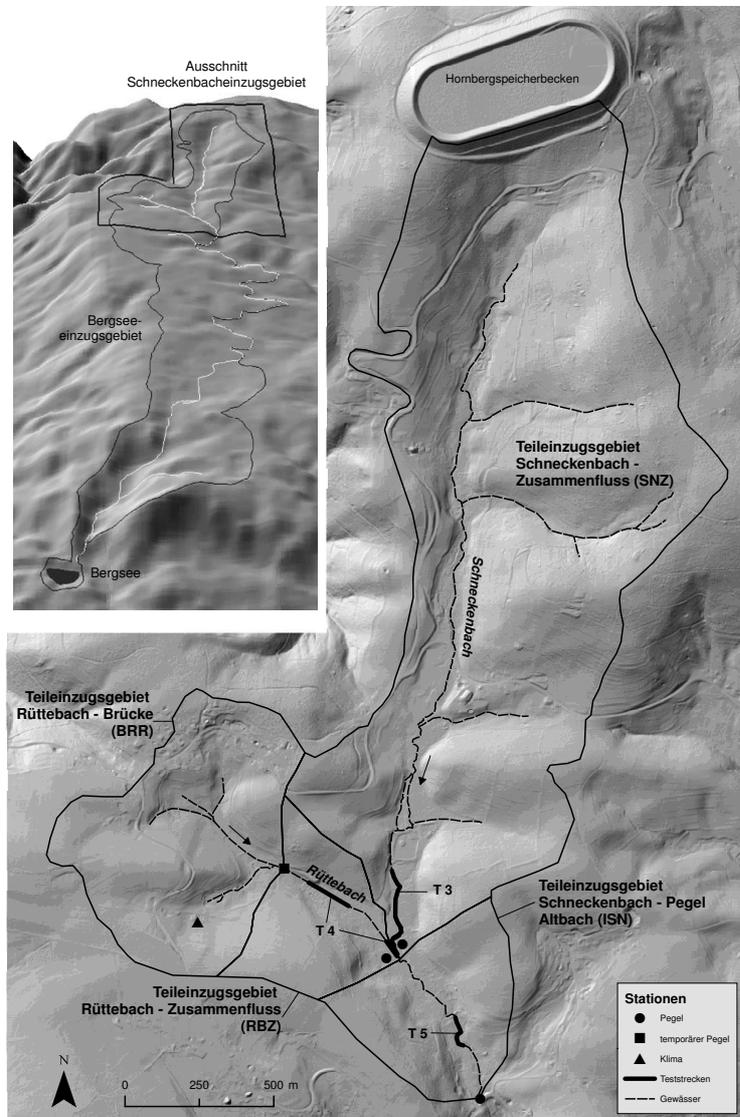


Abb. 3.6: Die Reliefverhältnisse im Schneckbach-EZG, dargestellt in einer Reliefschummerung

Die Untersuchung von Seiten- und Tiefenerosion sowie die Beprobung der Gerinnesedimente erfolgte in allen Teststrecken. Sie repräsentieren die unterschiedlichen hydroökologischen Bedingungen des Schneckbach-Rüttebach-Systems. In einem ungestörten Abschnitt der Teststrecke T3 wurden fünf Interstitialsonden eingebracht. (Kartographische Grundlagen: Gelände- und Höhenmodelldaten 2001, 1970; Landesvermessungsamt Baden Württemberg; Orig. C. Katterfeld)

3.5 Gewässer, Vegetation, Landnutzung

Nachdem bisher die EZG-Eigenschaften im Vordergrund standen, beschäftigt sich das folgende Kapitel mit der Detailbeschreibung der Bäche, der Uferbeschaffenheit und der Nutzung der Bäche sowie der an sie angrenzenden Areale.

3.5.1 Die Hotzenwaldbäche

Im Hotzenwald können zwei Bachtypen unterschieden werden: Bergbäche an den Rändern der Hochflächen und Wiesenbäche auf den Plateaus. Im Schneckenbach-EZG tritt nur der letzte Typ in Erscheinung. Natürlicherweise besitzen die silikatreichen Bäche aufgrund der geringen Neigungen einen gewundenen, stellenweise verzweigten Lauf. Sie gehören nach BRIEM (2003) zu den feinmaterialreichen, silikatischen Mittelgebirgsbächen, deren Gerinne vom Berglesand, dem Verwitterungsprodukt des anstehenden Kristallins, geprägt werden. Das bedeutet, dass – je nach Lage im Längsprofil – an der Sohle schlecht bis mäßig gerundetes Geschiebe in einer grusig bis sandigen Matrix dominieren. Feinere Substrate beschränken sich auf ufernahe, beruhigte Bereiche. Neben feineren Sandfraktionen sind es vor allem feine, organische Partikel, die sich durch eine dunkle Farbe deutlich von den helleren Sanden unterscheiden.

In naturnahen Abschnitten sind die Gerinne meist nur geringfügig in die torfigen, durch Holzreste stabilisierten Auen- und Moorböden eingetieft. Natürlicherweise sind die flachen Ufer der Bäche mit Schwarzerlen, Weidengebüschen und Hochstaudenfluren, wie Mädesüss, bestockt. Eine besondere Rolle spielt bei den Uferpflanzen das neophytische, im Untersuchungsgebiet gelb blühende Himalaja-Springkraut (*Impatiens glandulifera*), das als bis zu 2.5 m hohe einjährige Pflanze die offenen Uferabschnitte dominiert. Aufgrund seiner Schnellwüchsigkeit, der hohen Reproduktionsrate und der Tendenz, rasch dichte Bestände zu bilden, verdrängt diese Art andere heimische Uferpflanzen. Auf diese Weise wird auch die Entwicklung von Ufergehölzen verhindert (WOLFANGEL 2000).

Bei Hochwasser sind diese im Gebiet noch häufiger anzutreffenden lichten Bruchwald- und Feuchtwiesen überflutet. Die Form des Bachbettes wird in erster Linie von der Abflussmenge, vom Zustand des anstehenden Gesteins und von der begleitenden Vegetation bestimmt. Unterhalb von quer gewachsenen Wurzeln, freigelegten Granitblöcken oder Totholz bilden sich häufig Gerinnepools aus, an deren tiefen Stellen sich gern Forellen aufhalten. Oberhalb dieser die Rückverlegung hemmenden Barrieren finden sich flache, breite Riffleabschnitte, in denen auch feine Sedimente zur Ablagerung kommen. Höhere, nicht überspülbare Uferwände sind in naturnahen Bereichen ausschließlich auf Prallhangzonen beschränkt, deren Entwicklung oft in Verbindung mit Strömungshindernissen (Blöcke, Totholz) steht.

Tab. 3.4: Landnutzung in den EZG des Tafeljura und des Hotzenwalds.

Landnutzung in %	Länenbach	Schneckenbach	SNZ	RBZ
Wald	43.3	46.0	52.4	13.9
Feuchtf Flächen/Ufer	0.8	3.4	7.0	6.3
Grasland	37.2	49.1	39.3	77.2
Fruchtfolgef lächen	12.0	0.0	0.0	0.0
Siedlung	0.3	0.6	0.4	1.4
Verkehr	6.4	0.9	0.9	1.2

Hinsichtlich der land- und forstwirtschaftlich Nutzung prägen in Bachnähe Wiesen und Weiden die Gestalt der Hotzenwaldtäler (siehe Tab. 3.4). Flache Uferböschungen ohne Gehölzsaum werden dabei unter Einhaltung eines düngfreien Uferstreifens gemäht. Die höheren Kuppen aber auch nasse, tiefere Talzonen werden von Wald – zumeist Fichtenforsten – geprägt. Besonders bachbegleitend angelegte Fichtenforste stellen mit ihrem dunklen, dichten Charakter einen krassen Gegensatz zu den lichten Bruchwäldern bzw. Nasswiesen naturbelassener Abschnitte dar. Neben den mit der Landnutzung einhergehenden Veränderungen des Wasserhaushalts sind auch direkte bauliche Eingriffe in das Entwässerungsnetz feststellbar. Gräben und Drainagen ermöglichen im oberen Rüttebachtal die Weidenutzung. Aber auch in flacheren Talbereichen können solche Meliorationsmaßnahmen beobachtet werden.

Tieferlegung und Verbreiterung der Bachsohle sind Maßnahmen, die auch in den mittleren Abschnitten des Rüttebachs zur Gewährleistung des Unterhalts der Kläranlage durchgeführt wurden. In dem unterhalb befindlichen Fichtenforstbestand wurden, aufgrund der sehr feuchten Verhältnisse, künstliche Entwässerungsgräben angelegt. Sie stehen im Kontrast zu den zum Teil schon im Mittelalter angelegten, hangparallelen Bewässerungsgräben, über die das Wasser im Frühjahr von den *Wuhren* auf die Wiesen geleitet wurde. Auf diese Weise wurde die Schneeschmelze beschleunigt und durch die verbesserte Nährstoffversorgung ein schnelleres Wachstum der Pflanzen erreicht. Das reiche Wasserangebot wird und wurde jedoch auch anderweitig genutzt: Kleinere und größere Teiche, welche heutzutage meist ohne gewerblichen Hintergrund betrieben werden, sind typisch für das Schneckenbach bzw. für den gesamten Hotzenwald.

3.5.2 Der Länenbach

In stärkerem Maße als die Hotzenwaldbäche verändert sich der Charakter des Länenbachs in seinem Längsverlauf. Nach BRIEM (2003) zählt der Bach zu den feinmaterialreichen, kalkigen Mittelgebirgsbächen, wobei die steilen, obe-

ren Teile stark von Sinterbildungen geprägt sind. Die mittleren und unteren Gewässerabschnitte sind hingegen sowohl von grobem Hangschuttmaterial, als auch von größeren Feinmaterialakkumulationen gekennzeichnet.

Im Uferbereich dominiert eine Vegetationsgemeinschaft aus Schwarzerlen und Eschen. Die Krautschicht weist im Frühjahr eine geschlossene Bärlauchdecke auf. Im Sommer tritt der Riesenschachtelhalm in der Krautschicht in den Vordergrund. Dieser Vegetationskorridor steht im starken Kontrast zu den lichtereren Buchenwäldern auf den Hochflächen. Die Gehölze in der Uferzone unterscheiden sich aufgrund von Alter und Wuchsform in ihrer gerinnformenden Wirksamkeit. Ältere Erlen und Eschen sind häufig auch in den Bereichen unterhalb der Uferlinie zu finden. Sie bilden hier häufig Engstellen, an denen sich Sediment und Totholz sammelt und an die unterhalb meist eine Gefällestufe anschließt.

Das ausgeprägte Wurzelsystem dieser Baumarten und ihre Toleranz gegenüber nassen Standorten erlaubt ein Wachstum auch dann noch, wenn der Bach die Wurzeln massiv freigelegt hat. Vor allem die Pflanzen, welche sich aufgrund ihres Alters noch an der Mittelwasserlinie halten können, bilden lebende Uferbefestigungen und beeinflussen sowohl die Entwicklung des Längs- als auch des Querprofils. Jüngere Pflanzen sind in dieser Zone zwar auch noch zu finden, besitzen aber aufgrund ihrer geringeren Wurzelentwicklung nicht dieselbe Resistenz gegenüber den erosiven Kräften. Können sich diese Pflanzen auf den steilen Uferböschungen nicht mehr halten, stürzen sie in das Bachbett, wo sie als abgestorbene bzw. noch austreibende Holzbarrieren formend wirksam werden. Uferböschungen ohne oder nur mit oberflächlichem Wurzeldurchsatz sind generell als rutschanfällig einzuschätzen.

Das Länenbachtal ist ein lange und intensiv genutztes Landwirtschaftsgebiet. Die natürliche Waldbedeckung wurde auf die Hang- und Plateaubereiche der Schichtstufen zurückgedrängt, wo sie forstlich bewirtschaftet wird. Die Stufensockel mit ihren rutschanfälligen Mergeltonen sind ausschließlich von Weiden und Obstbäumen geprägt. Die flacheren, stabileren Hangbereiche und die Tallagen werden hingegen als Mähwiesen und Fruchtfolgeflächen in verschiedenster Ausprägung genutzt, wobei eine Mischung aus Mais und Wintergetreide im Vordergrund steht. Im Zuge der Einführung des ökologischen Leistungsnachweises in der Schweizer Landwirtschaft, gingen erosionsanfällige Kulturarten und Anbauverfahren zurück. In Verbindung mit der gering ausgeprägten Viehhaltung führen diese Maßnahmen nur an wenigen Parzellen zu einem Nährstoffüberschuss durch Düngung (OGERMANN et. al 2003).

Die intensive landwirtschaftliche Nutzung mit schweren Maschinen erfordert eine flächenhafte Drainierung der tonigen Böden des Länenbachtals. Bereits in den 1930er und 1940er Jahren wurden weite Teile des EZG künstlich entwässert. Auch das große Drainagesystem im Nordwesten des EZG stammt aus dieser Zeit. Neben dem auf diese Weise veränderten Wasserhaushalts der Böden sind auch direkte Eingriffe in das Gewässer bzw. die Uferzone zu beobachten. Bauliche Eingriffe finden sich jedoch nur an einer Stelle des

Oberlaufs. Hier wurde die Bachsohle auf rund 200 m Länge tiefer gelegt und ein kleiner Uferwall aufgeschüttet, um die auf der orographisch linken Uferseite befindlichen Wiesen und Weiden vor Überflutung zu schützen. Unterhalb dieses Abschnittes befindet sich auch die Mündung der Pflanzenkläranlage des *Spycherhofs*, welche das Abwasser von fünf Höfen aufnimmt. Der mittlere und untere Bachverlauf ist, wenn man von häufigen Steinschüttungen auf den Uferböschungen absieht, nur in jenen Bereichen baulich in geringem Ausmaß verändert, die an Gartenparzellen grenzen.

Als einziges Oberflächengewässer des Tals ist der Länenbach wesentlich stärker durch die Bewirtschaftung der Uferzone und der angrenzenden Landwirtschaftsflächen beeinflusst als die Hotzenwaldbäche. Neben der Mahd des Uferstreifens und der vereinzelt anzutreffenden Beweidung bzw. Nutzung des Bachs als Tränke, trifft man im Tafeljura auf weitere, zum Teil problematische Einflussarten. Aus der intensiven Verschneidung des Gehölzstreifens fallen große Mengen Schnittholz an, welches jedoch nicht weiter verwertet, sondern in der Uferzone, zum Teil im Gerinne selbst, deponiert wird. Alternativ wird das Holz auf den Uferböschungen, vereinzelt unter Einbeziehung anderer ortsfremder Reststoffe aus Bau und Garten verbrannt. Die Inhaltsstoffe anderer wilder Deponien reichen von anorganischen Feststoffen, wie Lesesteinen, aber auch Material aus dem Baubereich wie Teerklumpen etc., über Schrott, Hächselabfälle bis hin zu Stallmist.

WILLI (2005) konnte zeigen, dass die Schüttungen von anorganischen Feststoffen, welche zum Teil als Ufersicherung eingebracht wurden, den mit Abstand größten Anteil dieser Deponien ausmachen. Er stellte fest, dass sich der überwiegende Teil der Schnittholz- und Feststoffdeponien und Brandstellen auf die eingetieften Bachabschnitte konzentrieren, welche über breitere Uferzonen verfügen. Diese Nutzungen lassen sich an vielen Ufern der Nebengewässer der Ergolz beobachten. Der Länenbach kann somit als repräsentatives Kopf-EZG für den Tafeljura betrachtet werden, sowohl was seine natürliche Ausstattung als auch seine anthropogene Beeinflussung anbelangt.

Kapitel 4

Material und Methodik

Die Arbeiten am, auf und im Bachbett haben prinzipiell einen semiterrestrischen Charakter, wobei der Raum durch eine intensive Mischung aus chemischen und physikalischen Prozessen geprägt ist. Die Untersuchungsmethoden spiegeln dieses wider und lassen sich grob in vier Bereiche einteilen. Zum einen sind es die *geomorphologischen Feldmethoden*, bei denen die Bilanzierung von Seiten- und Tiefenerosion bzw. der davon stammenden Phosphoranteile im Vordergrund steht. Die *hydrologischen Messungen* erfassen Wassermengen, Nähr- und Schwebstoffe an mehreren Punkten im EZG. Dazu gehören auch Messungen im Grundwasser und hyporheischen Interstitial, sowie die Erfassung von Wassertemperaturen bzw. Temperaturunterschieden. Die *Laboranalysen* der Wasser- und Sedimentproben bilden ein weiteres wichtiges Unterkapitel. Sowohl die hydrologischen Messungen, als auch die Laboranalysen werden von SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) detailliert vorgestellt, so dass an dieser Stelle vor allem eine vergleichende, zusammenfassende Betrachtung erfolgt. Als erstes sollen jedoch die *Datengrundlagen* genauer betrachtet werden.

4.1 Datengrundlage

Tab. 4.1 gibt einen Überblick über die in dieser Arbeit verwendeten Karten, Luftbilder, Orthophotodaten und digitalen Geländemodelle. Die Analysen dieser Geodaten erfolgten mit *ESRIs ArcGIS 9.1.0.7* in der *ArcInfo*-Lizenz für Windows. Aus den punktförmigen digitalen Höhendaten wurden Dreiecksvermaschungen – *TINs* – erstellt und anschließend zu Rasterbildern mit 2 m Auflösung interpoliert. Sowohl die EZG-Abgrenzung als auch die Digitalisierung der Bäche wurde auf Grundlage dieser Daten von Hand durchgeführt und via Orthophoto bzw. im Gelände überprüft.

Tab. 4.1: Zusammenstellung der verwendeten Karten, Luftbilder, Orthophotodaten und digitalen Geländemodelle. Ein Teil der schweizerischen Geodaten wurde dankenswerter Weise vom Vermessungs- und Meliorationsamt Kanton Basel-Landschaft zur Verfügung gestellt.

Quelle	Material	Jahr	Massstab / Auflösung
Landesvermessungsamt Baden-Württemberg	TK Blatt Wehr	1998	1:25'000
	Luftbildserie	1944	1:28'000
	Luftbildserie	1968	1:12'000
	Luftbildserie	2001	1:18'000
	Digitale Orthophotodaten	2001	0.25 m
	Digitale Orthophotodaten	2001	0.50 m
	Digitales Geländemodell: First Pulse	2001	1.5 m
	Digitales Höhenmodell	1970	50 m
Bundesamt für Landestopographie Schweiz	TK Blatt Sissach	2003	1:25'000
	Luftbilder	1930	1:18'000
	Luftbilder	1953	1:20'000
	Luftbilder	1970	1:27'500
	Luftbilder	1994	1:26'500
	Luftbilder	2000	1:26'500
	Digitale Orthophotodaten	2001	0.25 m
	Digitales Geländemodell AV	2004	2 m

4.2 Geomorphologische Feldmethoden

Aufgrund der fließgewässereigenen Dimensionen und des Zieles, die Bäche beider EZG zu untersuchen, stieß die quantitative Erfassung geomorphologischer Prozesse im Ufer- und Gerinnebereich schnell an ihre Kapazitätsgrenzen. Aus diesem Grund hat die qualitative Einschätzung und Dokumentation – z.B. in Form von Kartierungen – eine besondere Bedeutung für die vorliegende Arbeit. Für beide EZG wurden Gerinnebreite und -tiefe in unterschiedlicher Auflösung (5 m bis 30 m Aufnahmeintervall) kartiert. Uferhöhe und -stabilität der Bäche wurden klassifiziert aufgenommen. Unterstützt wurden diese Aufnahmen durch die Verwendung eines *Mobile Mapper GPS* der Marke *TRIMBLE*. Dort, wo die Orthophotokarten als Orientierung versagten, bot der *GeoExplorer XT* mit einer Genauigkeit von unter 1 m die Möglichkeit einer exakten Positionierung. Neben diesen Beobachtungen wurden Detailvermessungen zu Ufer- und Gerinneprozessen innerhalb von einzelnen Teststrecken durchgeführt (siehe Abb. 3.5 und Abb. 3.6). Die Untersuchungen zum hyporheischen Interstitial fanden ebenfalls innerhalb dieser Abschnitte statt.

4.2.1 Auswahl und Aufnahme der Teststrecken

Der extrem trockene Sommer 2003 bot für das Kennenlernen der Bäche einen langen Zeitraum mit niedrigem Wasserspiegel. Die Vorerkundungen zeigten sehr schnell, welche Prozesse in den einzelnen Bachabschnitten dominieren. Der Längsverlauf der Bäche wurde grob in stabile und aktive Bereiche unterteilt und in ihrer Lage und Repräsentativität zu den bereits installierten Pegeln und Samplern bewertet. Diese Mischung aus bereits gewonnenen Erfahrungen an den Messstationen und der Exposition zu unterschiedlichen Ufer- und Gerinneprozessen bildete die Grundlage für die Auswahl von insgesamt fünf Teststrecken.

Im Länenbach erfolgte die Auswahl dieser Abschnitte in Kenntnis bereits gemessener Ereignisfrachten der Pegel P51, P52 und P50. Es erschien viel versprechend, die Teststrecken zwischen diese drei Pegel zu legen, um die Möglichkeit zu erlangen, die Input- (P51/P52) und Outputwerte (P50) von Schwebstoff und Phosphor zu verifizieren. Teststrecke 1 wurde in den Eintiefungsbereich direkt unterhalb P51/P52 gelegt. Teststrecke 2 befindet sich im letzten Eintiefungsbereich und endet ca. 250 m vor P50. In beiden Teststrecken wurden sowohl Seitenerosionsmessstellen als auch Gerinnequerprofile gleichmäßig verteilt. Tab. 4.2 zeigt die genauen Verhältnisse.

Bei den Hotzenwaldbächen erfolgte die Auswahl von Teststrecken ebenfalls aufgrund von bereits gewonnenen Erkenntnissen aus der Gewässerchemie. Die Phosphorwerte an den Pegel- und Samplerstationen RBZ und SNZ zeigten sich so unterschiedlich, dass es sinnvoll erschien, die Gerinne oberhalb dieser Stationen detailliert zu untersuchen. Im Gegensatz zum Länenbachtal ließ die Konfiguration der Sampler nur einen eingeschränkten Vergleich von Input (RBZ, SNZ) und Outputdaten (ISN) zu. Als Teststrecke 3 wurde der gesamte Bachverlauf unterhalb des großen Fischteichs bis zur Station SNZ instrumentiert. Testabschnitt 4 befindet sich im Rüttebach und erstreckt sich zum Einen auf ca. 20 m unterhalb der Kläranlage, also in einem stark eingetieften Abschnitt. Zweiter, intensiver vermessener Abschnitt ist eine ca. 30 m lange, beruhigte Zone direkt vor dem Überfallwehr der Messstation RBZ. Die Versuchsstrecke 5 befindet sich 330 m unterhalb der Rüttebachmündung und beschränkt sich auf die Messung der Seitenerosion.

Sowohl für den Länenbach als auch für den Schnecken- und den Rüttebach wurden weitere geomorphologische Aufnahmen hinsichtlich Gerinnebreite und Uferhöhe durchgeführt. Hierzu wurde in einem von der Form des Bachbettes und seiner Ufer abhängigen Abstand eine Vielzahl von Querprofilen aufgenommen, welche sich vor allem auf die Bereiche um die Teststrecken konzentriert.

Für den mit Interstitialsonden präparierten Teil der Teststrecke T3 am oberen Schneckenbach wurde am 24.03.2004 eine Detailvermessung von Ufer und Sohle mit einem Lasertachymeter der Marke *Leica T600* durchgeführt. Die dazu nötigen Referenzpunkte wurden zuvor mit dem GPS eingemessen.

Auf dem etwa 60 m langen Abschnitt wurden mehr als 300 Punkte aufgenommen. Die Weiterverarbeitung dieses Geländemodells erfolgte unter Verwendung einer *Distance Weighted*-Interpolation zu einem Rasterdatensatz mit 10 cm-Auflösung.

4.2.2 Seitenerosion

Die Erfassung der Seitenerosion erfolgte in Anlehnung an LAWLER et al. (1999) und LAUBEL et al. (1999, 2003) mit Hilfe von *Erosionsmessstäben* (engl.: *erosion pins*). Diese Methode hat sich im steilen Uferbereich aufgrund der Möglichkeit bewährt,

- ohne Auffangvorrichtung messen zu können (die eine stabile Positionierung am Hangfuß erfordern würde);
- auch den Verzahnungsbereich von gravitativen Hang- und fluvialen Gerinneprozessen am Hangfuß messtechnisch zu erfassen;
- über mehrere Pins die Entwicklung des gesamten Hangprofils zu dokumentieren und dabei
- sowohl Erosion als auch Akkumulation messen zu können.

Als nachteilig erweist sich an dieser Methode die Beeinflussung der Stabilität des Ufermaterials und das problematische Übertragen der gemessenen Werte auf eine entsprechend repräsentative Böschungfläche.

Insgesamt wurden 99 Messstäbe eingebaut, wobei die Anzahl der Pins pro EZG in Abhängigkeit von der Uferhöhe variiert (vgl. Tab. 4.2). Zur Anwendung kamen dabei angespitzte, 50 cm lange Rundstähle ($\varnothing = 10$ mm), welche parallel zur Oberfläche in die Uferwände eingeschlagen wurden. Die Messung erfolgte unter Verwendung einer Messscheibe ($\varnothing = 35$ mm) und eines Zollstocks. Häufig war die Oberfläche um den Messstab unterschiedlich stark erodiert und die Messscheibe kam nicht mehr komplett zur Auflage. In diesem Fall wurde zuerst der Abstand von der Messscheibe und dann die Distanz zwischen dem fehlenden Uferwandbereich und dem Stabende gemessen. In die Bilanzierung fand nur der aus beiden Messungen gebildete Mittelwert Eingang. Alle Messungen wurden millimetergenau durchgeführt und zwischen März 2003 und Oktober 2006 insgesamt elf mal wiederholt.

Die Messstäbe wurden in Abhängigkeit von der Böschungshöhe meist in Zweier- und Dreiergruppen pro Uferanbruch leicht versetzt eingebracht. Die Positionierung erfolgte stets innerhalb der aktiven Uferanschnitte direkt am Gewässer, also nicht auf den oberen, stabileren Böschungen. Die repräsentativen Anbruchfläche wurde mit Massband und Messlatte eingemessen: Flachere, meist bewachsene Böschungsbereiche bildeten dabei die Obergrenze. Nach unten begrenzte die Uferlinie des mittleren Hochwassers den Anbruch. Seitlich war eine Abgrenzung schwieriger und besaß einen weniger allgemeinen

Charakter. Meist wurde sie durch ein Wurzelband, einen Vegetationswechsel oder durch die Veränderung der Böschungshöhe, -neigung bzw. -richtung gebildet.

Die Ergebnisse der einzelnen Messstäbe wurden zu Jahresmittelwerten verrechnet und anschließend für den jeweiligen Anbruch gemittelt. Die weiterführenden Analysen zu den Steuerfaktoren der Seitenerosion orientieren sich vor allem an LAUBEL et al. (2003).

4.2.3 Tiefenerosion

Die Messung der Erosions- und Akkumulationsprozesse an der Bachsohle ist aufgrund der ständigen Strömung nicht durch fest im Bachbett installierte Messeinrichtungen möglich. Messstäbe oder ähnliche Einbauten würden die Strömung zu stark verändern, so dass die durch die Messinstrumente induzierten Erosions- und Akkumulationsprozesse dominieren würden. Aus diesem Grund wurden oberhalb der Mittelwasserlinien 100 cm lange Rundstähle ($\varnothing = 10$ mm) ca. 0.7 m tief in die Ufer getrieben. Diese bilden die „Pfosten“ für ein Vierkantprofil, welches über den Bach gelegt und als Referenz genutzt wurde. Mittels einer Wasserwaage und zweier feststellbarer Distanzringe erfolgte die Ausrichtung des 40 mm starken Vierkantprofils. 5 mm große Bohrungen, durch die eine Lotstange gerade auf die Sohle abgesenkt werden konnte, ermöglichten die Aufnahme des Querprofils in 5 cm Intervallen, wobei sich jedoch ein Intervall von 10 cm als ausreichend erwies. Über einen Teleskopaufsatz konnten Bachbreiten bis zu 4 m aufgenommen werden. Insgesamt wurden 38 Querprofile aufgenommen, von denen 25 in jährlichen bzw. halbjährlichen Abständen vermessen wurden. Die Genauigkeiten dieser Messungen kann man auf unter 50 mm annehmen, vorausgesetzt dass die Pfosten nicht durch Rutschungen, Totholz oder menschliche Einflüsse gestört werden. Abb. 4.1 zeigt die beschriebenen Methoden in Aktion.

Tab. 4.2: Die Teststrecken der TEZG und ihre Ausstattung zur Seiten- und Tiefenerosionsmessung.

Einzugsgebiet	Teststrecke	Länge [m]	Anzahl Anbrüche Seitenerosion	Erosionsnägel	Anzahl Querprofile
P50	1	220	16	45	14
P50	2	160	5	16	13
SNZ	3	320	8	22	5
RBZ	4	190	3	7	6
ISN	5	120	5	9	0



Abb. 4.1: Methoden der Seiten- und Tiefenerosionsvermessung; (Fotos: C. Katterfeld, 13.04.2005, 10.07.2003)

Das linke Foto zeigt das flache Ufer des Schneckenbachs (Teststrecke 3) mit drei nebeneinander eingebrachten Erosionsmessstäben zur Messung der Seitenerosion. Die Metallscheiben wurden nur zur Messung aufgesetzt. Rechts ist ein Pool aus der unteren Teststrecke des Länenbachs abgebildet. Das Vierkantprofil zur Vermessung der Tiefenerosion ist an beiden Ufern durch Erdsnägel fixiert.

4.2.4 Sediment- und Bodenprobenahme

In einem gleichmässig geneigten Hangprofil sinkt die Aufenthaltszeit einmal mobilisierter Sedimente, je mehr man sich dem Stromstrich des Vorfluters nähert. Gleichzeitig nimmt im Gerinnebereich die räumliche Heterogenität des Materials aufgrund der höheren Dichte fluvialer und gravitativer Formungsprozesse zu. Die Zusammensetzung der Gerinnesedimente ist deshalb von einer hohen zeitlichen und räumlichen Dynamik gekennzeichnet. Um repräsentative Aussagen über die Zusammensetzung des Sediments - sowohl chemisch als auch granulometrisch - zu erlangen, wurden ausgewählte Gerinnespeicher mehrfach beprobt. Die Beprobungen fanden schwerpunktmässig in den Sommermonaten der Jahre 2003 bis 2005 bzw. im Frühjahr 2006 statt. Die ersten Beprobungen im Sommer 2003 und auch die letzte Beprobung im April 2006 hatten zum Ziel, die Eigenschaften der Sedimente im Längsprofil der jeweiligen Bäche zu dokumentieren. Die dazwischen liegenden Probenahmen (Abb. 4.2) wurden nur an ausgewählten Gerinnespeichern durchgeführt, die sich innerhalb der Teststrecken, vor allem im Umkreis der Interstitialsonden, befanden.

In den kleinen Fließgewässern, die nur selten Wassertiefen von mehr als 0.5 m aufweisen, gestaltet sich die Probenahme recht einfach. Nach der Auswahl der repräsentativen Gerinnespeicher wurden aus den oberen 5 cm der Sohle bis zu 3 kg mit einer Plastikschaufel entnommen, in PE-Tüten gefüllt und luftdicht verschlossen. Bei der Beprobung wurde darauf geachtet, das gesamte Spektrum der im Gerinnequerschnitt bzw. in einem Gerinnespeicher vorkommenden Sedimente zu erfassen. Insgesamt wurden 165 dieser Misch-

proben den Untersuchungsgebieten entnommen. Zusätzlich konnten beim Einbau der Interstitialsonden auch elf Proben aus den tieferen Sedimentschichten mit einem Erdbohrer gewonnen werden. Die Vermischung mit Oberflächenwasser wurde durch das Abschotten der Bohrstelle mit einem eingerammten Metallrohr vermieden, aus welchem eindringendes Wasser kontinuierlich abgepumpt wurde. Obwohl diese Methode keine Aussagen über die Schichtung der Gerinnesedimente zulässt und der Feinmaterialbereich aufgrund der Verluste bei der Entnahme unterschätzt wird, wurde diese Methode der Gefrierkernentnahme vorgezogen. Über ein Rohr wird dabei flüssiger Stickstoff in den Sohluntergrund geleitet. Umliegendes Sediment und Wasser frieren daran fest und können entnommen werden. Diese Eingriffe hätten jedoch die schmalen Gerinnebereiche in einem zu großen Umfeld gestört.

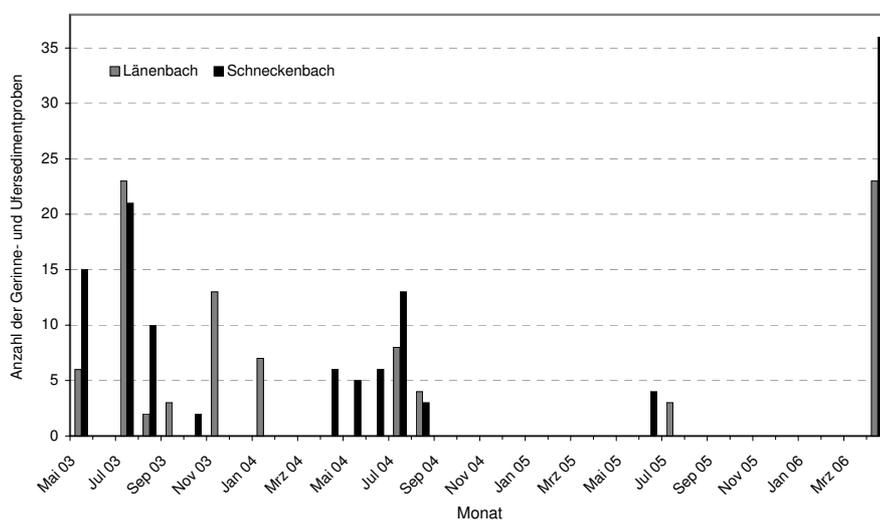


Abb. 4.2: Sedimentprobenahmen im Schnecken- und Länenbach während der Untersuchungsperiode 2003 - 2006

Entnahmezeitpunkte waren jeweils die Frühjahrs- und Sommermonate. Die Beprobung wurde jeweils für die gesamten Längsprofile der Bäche durchgeführt. Dazwischenliegende Entnahmen orientierten sich an der Lage der Teststrecken und hier insbesondere an der Position der Interstitialsonden.

Im Vergleich zu den Gerinnesedimenten sind die Ufersedimente zumindest von der granulometrischen Zusammensetzung homogener. Neben den Untersuchungen von KOCH (2007) wurden weitere 37 Proben aus den Uferbereichen entnommen. Im Länenbach handelt es sich dabei vornehmlich um Schürfproben der obersten 2 cm des krümeligen Uferbodens. Im Schneckenbachgebiet mussten aufgrund des stabilen, torfartigen Charakters der Ufer die obersten Schichten abgestochen werden.

Die Böden der beiden EZG wurden im Zeitraum 2003-2005 in verschiede-

nen Kampagnen untersucht.

- Juli 2003 Probenahme im Schneckenbach und Rüttebach EZG
- Oktober 2003 Probenahme am oberen Rüttebach (zwei Bodenprofile, zwei Bodensäulen)
- Oktober 2003 Probenahme im oberen Länenbach EZG (drei Bodenprofile, zwei Bodensäulen)
- November 2003 Bodencatena am unteren Länenbach (drei Bodenprofile, ein Uferprofil)
- Juni 2005 Oberbodenbeprobung am unteren Länenbach
- Juli 2005 Oberbodenbeprobung am oberen Schneckenbach und am oberen und mittlerem Rüttebach.

Die Beprobung im Juli 2003 erfolgte im Rahmen des Geoökologischen Geländepraktikums des Geographischen Instituts der Universität Basel. Die Kampagne im Oktober 2003 wurde gemeinsam mit Prof. JAHN, Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg durchgeführt, wobei die Bodensäulenversuche innerhalb der Diplomarbeit von MODESTI 2004 ausgewertet wurden. Zur Auswahl repräsentativer Bodenprofile erfolgten zuvor Pürckhauersondierungen. Die Oberbodenproben orientierten sich insbesondere an der Landnutzung, der Form der Uferböschung und der Entfernung zum Bach. Alle Boden- und Sedimentproben wurden in PE-Tüten abgefüllt, nach ihrer Entnahme gekühlt gelagert und innerhalb einer Woche zur Trocknung umgefüllt.

4.3 Hydrologische Messungen

Die hydrologischen Messungen basieren zu großen Teilen auf den von SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) vorgestellten Methoden, Instrumenten und Intervallen. Diese stimmen aufgrund der unterschiedlichen Aufgabenstellungen, Gebietseigenschaften sowie der Instrumentenverfügbarkeit häufig nicht überein. Unter dem Gesichtspunkt eines vergleichenden und verbindenden Ansatzes wurde eine Angleichung der Methoden für die vorliegende Studie erwogen. Da die lokale Vergleichbarkeit zwischen den jeweiligen Studien jedoch höher zu bewerten ist als die regionale, wurde dieses Vorhaben verworfen und insbesondere das Hochwasserprogramm der beiden Gebiete – so fern das möglich war – beibehalten bzw. modifiziert. Im Folgenden sind die gemeinsamen Methoden tabellarisch zusammengestellt, lediglich die gerinnespezifischen Feldmethoden werden detaillierter beschrieben. Dabei gelten die folgenden Abkürzungen: Abfluss = Q, Wasserstand = W.

4.3.1 Abfluss, Hochwasserereignisse und Wasserbeprobung

In Tab. 4.3 sind die wichtigsten Informationen zur Q-Erfassung, Differenzierung und Hochwasserbeprobung zusammengefasst. SCHNEIDER (2007) eichte die Pegel im Schneckenbach EZG im abflussreichen Herbst 2002 mit *Salzverdünnungsmessungen*. Im Länenbach basierte die W-Q-Beziehung der Rechtecküberfälle auf Messungen mit hydrometrischen Flügeln von SEIBERTH (1996) und AMMON (2001).

Abgesehen von den unterschiedlichen Messinstrumenten ist die unterschiedliche Programmierung der Wassersamplern ein ganz wesentlicher Punkt im Methodenvergleich. Die volumenproportionale Q-Beprobung am Pegel Altbach (ISN), mit zehn Mischproben pro Literflasche, besitzt beispielsweise große Vorteile bei der Bilanzierung von Jahresausträgen. Für eine genaue, kurzzeitige Erfassung einzelner (auch kleinerer) Hochwasserereignisse ist sie, aufgrund der starken Konzentrationsschwankungen, weniger geeignet. Hier besitzt die zeitproportionale Probenahme klare Vorteile und kam an allen anderen Stationen zum Einsatz. Alle Pegelstationen wurden mit automatischen *Isco*-Samplern unterschiedlicher Bauart betrieben, wobei der Pegel ISN zusätzlich mit einem *Isco*-Einperlmodul zur Steuerung der volumenbezogenen Beprobung ausgestattet war.

Tab. 4.3: Die aufgeführten Messmethoden stellen eine Fortführung der Messungen von SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) dar und sind dort detailliert beschrieben.

EZG	Pegel	Ausbauquerschnitt	Wasserstandserfassung	Ganglinien-separation	Betriebsdauer	Sample Intervall	Auslöser	
Schneckenbach	ISN	Niedrigwasserpegel		Rekursive digitale Filter (ECKHARDT 2005); Natürliche Tracer (Silikat, stabile Isotope)	März - Nov. 2004	alle 1000 m ³	kontinuierlich	
	SNZ	Rechteck Überfall	ecoTech Relativdruck- Pegelsonden ¹		März - Nov. 2004; Mai - Dez. 2005	einheitliches Zeitintervall**: 15'	RBZ	
	RBZ	90°-V-Überfall						*28.5 cm
	BRR	90°-V-Überfall (Rohr)			Juni 2004; Nov. - Dez. 2005			*13 cm
Länenbach	P50		OTT Schreibpegel	Rekursive digitale Filter (ECKHARDT 2005)		wechselndes Zeitintervall***:	* 11 cm	
	P51	Rechteck Überfall	OTT Talimedes Winkelkodierer ¹		März - Nov. 2004; Mai - Dez. 2005	0, 10', 20', 30', 60', 90', 2h, 3h, 4h, 7h, 10h, 13h, 16h	*7 cm	
	P52							P51

¹mit Datenlogger; *Minuten; **Überfallhöhe bzw. Wasserstand; Erfassungzeitraum: **6h; ***40h

Hochwasserproben wurden durch die Samplern in 1000 ml-Polyethylen-(PE)-Flaschen gefüllt. Schöpfproben wurden monatlich im Rahmen der Beprobung der Interstitialsonden durchgeführt, wobei Proben des Oberflächenwassers in 100 ml-, Interstitialproben in 250 ml-PE-Flaschen gefüllt wurden. Sie konzentrieren sich im Länenbach auf den mittleren Bachlauf zwischen P50

und P51/P52. Im Hotzenwald wurden neben den Pegeln auch die Kläranlage am Rüttebach, der Schneckenbach oberhalb des Feuchtgebiets Strick und vereinzelt auch das Grundwasser im Bereich der Rüttebachmündung beprobt. Sie wurden – bis auf SS – auf die gleichen Parameter wie die Hochwasserproben untersucht.

4.3.2 Hysteresetypen

Eine gute Möglichkeit, Muster innerhalb der Hochwasseraustragsdynamik zu erkennen bildet die Klassifikation der Abfluss-Stoff-Beziehungen. WEISSHAI-DINGER (2007) gliedert anhand der Ereignisbeprobungen an den Pegeln P50, P51, P52 verschiedene Hysteresetypen aus. Diese wurden auch in der vorliegenden Arbeit verwendet und sollen im Folgenden überblicksartig dargestellt werden.

Ereignisse mit einfachem Ereignisverlauf

- R-E-1** sommerliche Konvektionsgewitter führen zu raschem Konzentrationsanstieg im ansteigenden Ast; Anbindung von Stoffquellen in unmittelbarer Nähe des Gerinnes und der präferenziellen Fliesspfade; hohe Stoffkonzentration bei niedriger Stofffracht
- R-E-2** langandauernde Niederschläge führen zur Erschöpfung der Stoffquellen im ansteigendem Ast; langsamere hydrologische Reaktion bei höheren Scheitelabflüssen und Stofffrachten; Konzentration im niederen bis mittleren Bereich
- R-E-3** ähnlich R-E-2, jedoch keine oder unbedeutende Anbindung der Stoffquellen; Ausräumung der Stoffquelle durch vorherige Ereignisse
- R-E-4** Konvektionsereignis in/nach ausgeprägter Trockenperiode; ähnlich R-E-1 mit extremen Stoffkonzentrationen
- R-E-5** Stoffkonzentration ausschließlich vom Abfluss abhängig; unlimitierte Stoffquelle
- R-E-6** ähnlich R-E-2, jedoch multipler Konzentrationsscheitel; zunächst Ermüdung der Stoffquelle, infolge von Randeffekten oder Überschreitung von Schwellenwerten erneuter Konzentrationsanstieg
- R-E-7** temporäre Anbindung der Stoffquelle; abflussunabhängige Reaktion deutet auf Randeffekt hin
- R-E-8** rascher Konzentrationsanstieg und Plateaubildung; Konzentration sinkt erst im absteigenden Ast

- R-E-9** ähnlich R-E-8, jedoch frühe, kontinuierliche Abnahme der Stoffquelle vor dem Abflussscheitel
- R-E-10** höhere Stoffkonzentration am Ereignisende
- R-E-11** ähnlich R-E-9, jedoch schnellere Erschöpfung der Stoffquellen
- L-E-1** Hysterese gegen den Uhrzeigersinn; Konzentrationspeak nach Abflussscheitel; Stoffquellen werden während des Ereignisses kontinuierlich angebunden oder freigesetzt; höhere Stoffkonzentration am Ereignisende
- L-E-2** Äquivalent zu R-E-2
- L-E-3** tiefere Stoffkonzentration am Ereignisende; Versiegen oder Abkopplung der Stoffquellen
- GR-E-1** zwei Konzentrationsspitzen unter L-E-2-ähnlichen Bedingungen; wie bei R-E-6 deutet erneuter Peak auf Kopplung weiterer Quellflächen (z.B. Bodenerosion) oder Veränderung von Systemrandbedingungen bzw. auf Randeffekte hin
- GR-E-2** ähnlich R-E-11, rascher An- und Abstieg der Stoffkonzentration; zweiter Peak im absteigenden Ast
- GR-E-3** zu Beginn ähnlich R-E-2, zweiter Peak im absteigenden Ast durch späte Kopplung von Stoffquellen (Bodenerosionsereignisse, Makroporenttransport)
- GR-E-4** ähnlich GR-E-1, jedoch höheres zweites Konzentrationsmaximum
- GR-E-5** ähnlich R-E-11; rasch versiegende Hauptquellen; zweiter Konzentrationspeak auf niedrigem Niveau z.B. infolge der Kollabierung durchfeuchteter Ufer
- GR-E-6** ähnlich GR-E-3; zweite Konzentrationsspitze durch kurzfristige Randeffekte
- GR-E-7** ähnlich GR-E-3, jedoch im absteigenden Ast Kopplung einer relativ ergiebigen Stoffquelle

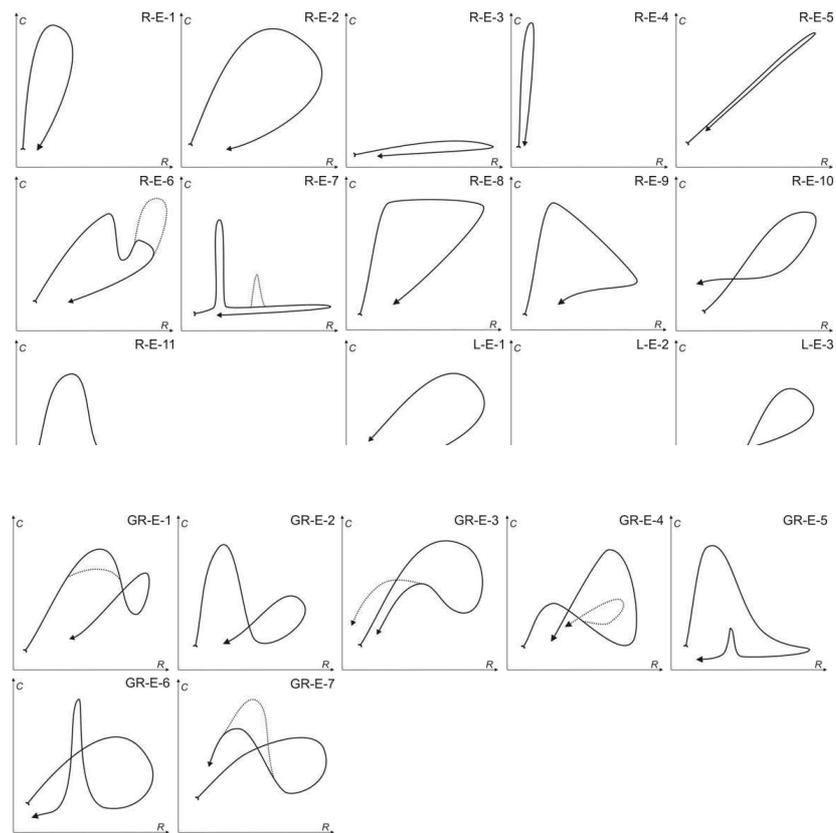


Abb. 4.3: Hysteresetypen mit einfacher Hydrologie nach WEISSHAIDINGER (2007, S. 56 ff)
 C = Konzentration; R = Abfluss

Ereignisse mit komplexem Ereignisverlauf

- R-M-1** zwei R-E-4-Typen; zweite Konzentrationsspitze trotz weiterem Abflussanstieg (infolge der Reduzierung der Stoffquellen) tiefer als die Erste
- R-M-2** zwei R-E-2-Typen mit Konzentrationsspitzen vor den Abflussscheiteln; höchste Konzentration bei höchstem Abflusswert
- R-M-3** ähnlich R-M-2, jedoch höchste Stoffkonzentration vor höchstem Abflusswert
- R-M-4** Kombination aus R-E-2 (auf niedrigem Niveau) und R-E-5; zeigt Schwellenwert zwischen begrenzten und unbegrenzten, nur abflussabhängigen Stoffquellen an
- R-M-5** Kopplung zweier R-E-2-Loops
- L-M-1** zwei L-E-1-Schleifen; erste Schleife in Abfluss und Konzentration dominant
- L-M-2** wie L-M-1, jedoch dominante Konzentration in der ersten Schleife
- GL-M-5** Kombination aus rasch und stark einsetzender L-E-3-Schleife bei geringen Abflüssen und R-E-2-Loop bei höheren Abflüssen/niedrigen Stoffkonzentrationen; erste (L-E-3-) Stoffquelle; bei sekundären Abflussanstieg Stoffquelle kaum vorhanden bzw. hydrologisch angebunden
- GL-M-7** Stoffkonzentration beginnt auf hohem Niveau; Konzentrationsanstieg weitgehend unabhängig vom Abfluss; sehr späte Konzentrationsabnahme

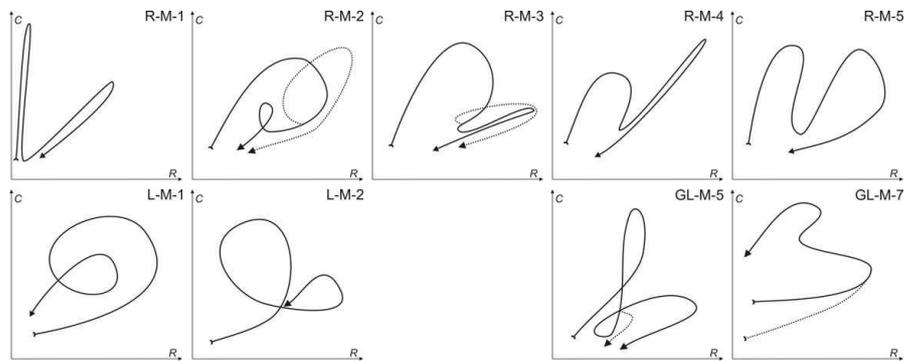


Abb. 4.4: Hysteresetypen mit komplexer Hydrologie nach WEISSHAIDINGER (2007, S.58 ff)
C = Konzentration; R = Abfluss

4.3.3 Analyse des hyporheischen Interstitials

Die hyporhealen Prozesse wurden in Anlehnung an SÄNGER (2000) mit Hilfe von Interstitialsonden (IS) erfasst, welche aus einem zylindrischen Kunststoffkörper ($l = 80$ cm, $\varnothing = 7$ cm) bestanden und bei 22.5 cm, 42.5 cm und 77.5 cm unter Oberkante 5 cm lange Schlitzöffnungen ($b = 1-2$ mm) aufwiesen (Abb. 4.5). Zwei gedichtete Kolben unterteilen den zylindrischen Hohlraum in Abhängigkeit von der Position der Schlitzöffnungen, die mit einer Kunststoff-Gaze (Maschenweite = 1 mm) gegen das Eindringen von größeren Sedimentbestandteilen geschützt wurden. In Höhe der Öffnungen befinden sich in jeder Kammer ein Temperaturfühler und ein Ansaugröhrchen. Da beim Einbringen der Sonden zugleich Sedimentproben entnommen werden sollten, wurde zunächst ein Metallrohr ($\varnothing = 10$ cm) in das Sediment gerammt und hernach mit einem Erdbohrer geleert. Die Sonde wurde anschließend in den Hohlraum abgesenkt und das Metallrohr entfernt, wobei sich anhand der Temperaturdaten eine Normalisierung der Bedingungen bereits nach ein bis zwei Wochen erkennen ließ.

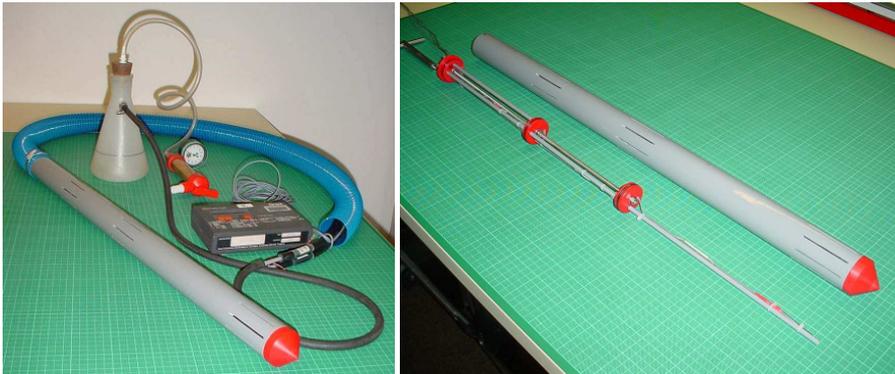


Abb. 4.5: Außen- und Innenleben der verwendeten Interstitialsonden (Fotos: P. Müller 24.02.2004)

Bei der Konstruktion der Interstitialsonden orientierte man sich an den Versuchen von SÄNGER (2000), sowie den Erfahrungen von VÖGTLI (2003). Ein 80 cm langer, zylindrischer Kunststoffkörper wird durch zwei gedichtete Kolben in drei Hohlräume unterteilt, die an ihrer Untergrenze 5 cm langen Schlitzöffnungen aufweisen. In diesem Bereich enden auch die Beprobungsröhrchen und die Temperaturfühler. Das linke Foto zeigt eine zur Installation bereite Sonde mit den Verbindungsschläuchen, der Handpumpe zur Probenahme und dem *GRANT* Datalogger (Serie 1200) zur Temperaturmessung.

Insgesamt wurden acht Interstitialsonden innerhalb der Teststrecken der TEZG SNZ (IS1-IS5) und P50 (IS6-IS8) ausgebracht. Anders als in SÄNGER (2000) beschrieben, wurde die Sohle um die einzelnen Sonden nicht mit einer Betonmanschette fixiert und abgedichtet. Nur so konnte mit der Veränderung der Tiefenlage der Sonden, die durch angreifende Erosions- und Akkumulationsprozesse bedingt war, auch deren Wirkung auf die Interstitialbedingungen dokumentiert werden. Standardmäßig wurden die Sonden so eingelassen, dass die Schlitzöffnungen in 10-15 cm, 30-35 cm und 65-70 cm Tiefe unterhalb der Sohle lagen. Einzelne Sonden konnten jedoch aufgrund des z.T. sehr groben Sohlmaterials nicht über die volle Länge eingebracht werden.

Vor jeder Kontrolle der Temperaturlogger und jeder Probenahme wurden der Abstand zwischen Bachsohle und der Sondenoberkante sowie der Wasserstand gemessen. Tab. 4.4 gibt Auskunft über die Positionierung der Interstitialsonden und fasst zudem die maximale und minimale Tiefenlage sowie die Streuung dieser Werte zusammen.

Tab. 4.4: Positionierung der Interstitialsonden im Bachbett. h_{max} und h_{min} geben jeweils die größte und geringste Versenkung in der Sohle an (100 % = 80 cm). Die *Streuung* dieser Werte ist dagegen in cm angegeben.

	Bach	Fließ- km	Breite [m]	Position im Bachlängsprofil	Position im Bachbett	h_{max} [%]	h_{min} [%]	Streuung [cm]
Interstitialsonden	1	2.740	2.1	Pool in engem Mäanderbogen	Gleithang	81.2	66.3	12.0
	2	2.747	1.7	Beginn einer Rifflestrecke	Stromstrich	83.1	76.3	5.5
	3	2.757	2.5	Mitte einer Rifflestrecke	Gleithang	87.5	76.3	9.0
	4	2.765	2.8	Auslauf eines Pools	Bifurkation	85.6	68.8	13.5
	5	2.769	2.8	Mitte eines Pools	Stromstrich	98.8	83.6	12.0
	6	1.108	2.7	Auslauf einer Rifflestrecke	Stromstrich	86.9	74.4	10.0
	7	1.115	1.7	Mitte eines Pools	Stromstrich	100	64.4	28.5
	8	1.130	2.6	Beginn einer Rifflestrecke	Stromstrich	56.9	52.5	3.5

Die Beprobung des Interstitials erfolgte durch eine Handsaugpumpe mit nicht mehr als 0.2 bar Unterdruck, wobei ein Wasservolumen zwischen 200 und 300 ml entnommen wurde. Um die Beeinflussung der tieferen Schichten durch

Oberflächenwasser zu minimieren, wurde stets von unten nach oben beprobt. Weil neben dem Bachwasser auch das Grundwasser eine wichtige Referenz zur Charakterisierung hyporheischer Vorgänge darstellt, wurden parallel zu den Interstitialsonden 1-5 provisorische Grundwassermessstellen eingerichtet. Es handelte sich dabei ebenfalls um perforierte Kunststoffrohre, die zusätzlich auf der gesamten Länge mit einer Gaze vor Verschmutzung durch Grobmaterial geschützt waren. Die Messstellen wurden auf die gleiche Art beprobt wie die Interstitialsonden.

4.3.4 Wassertemperaturen

Wassertemperaturunterschiede zwischen Oberflächenwasser, hyporheischem Interstitial und Grundwasser und deren Dynamik erlauben eine Beurteilung der hydrologischen Wechselwirkungen und geben zugleich über die Lebensbedingungen in diesen Zonen Auskunft. Die Grundlage für die Temperaturmessungen im Schneckenbach EZG stellten die fünf von SCHNEIDER (2003) eingesetzten Temperaturlogger (*Onset Optic StowAway Temp*; Messbereich -5°C bis $+37^{\circ}\text{C}$; Auflösung $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$) dar. Sie wurden ab dem Frühjahr 2004 durch zwei weitere Geräte (*Onset HOBO Water Temp Pro*; Messbereich -20°C bis $+50^{\circ}\text{C}$; Auflösung $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$) ober- und unterhalb der Interstitialmessstrecke sowie in drei Grundwassermessstellen ergänzt. Im Länenbach wurden die gleichen Geräte im Herbst 2004 eingebracht. Bis auf eine Grundwassermessstelle am P50, die von KOCH (2007) installiert wurde, fehlen Vergleichsdaten zum Grundwasser.

Alle Interstitialsonden waren in allen drei Tiefen mit Temperaturfühlern ausgerüstet und mit einem *GRANT*-Datalogger der Serie 1200 (Auflösung $\pm 0.6^{\circ}\text{C}$) verbunden, welcher außerhalb der Rohre in einer wettergeschützten Box untergebracht war. Die höhere Ungenauigkeit und auch die durch die auftretenden technischen Probleme bedingten häufigen Datenausfälle wirken sich negativ auf die Analyse und Interpretation der Temperaturdaten im Interstitial und den Vergleich zu den Temperaturdaten des Oberflächenwassers aus. Aufgrund der geringen Erfahrung mit Messungen unterhalb der Gewässersohle wurden jedoch die externen, regelmäßig auslesbaren alten Datalogger neueren Sensoren mit integrierter Datenaufzeichnung vorgezogen. Die Messintervalle wurden während der zweijährigen Untersuchungsperiode variiert und schwanken zwischen 10 und 30 min.

4.3.5 Uranin-Tracereperiment

Um die Funktionsweise der IS kontrollieren und die Ergebnisse der Temperaturanalysen besser abstützen zu können, wurde im Juni 2004 ein Uranin-Tracerversuch zur Abschätzung der hydrologischen Austauschintensitäten zwischen Bach-, Interstitial- und Grundwasser durchgeführt. Uranin ist aufgrund seiner hohen Nachweisbarkeit ein idealer und häufig verwendeter Tracer

(z.B. SÄNGER 2000). SCHNEIDER (2007) stellt die Grundlagen der Verwendung von Uranin als Markierstoff detailliert zusammen, so dass an dieser Stelle darauf verzichtet wird.

Die Randbedingungen des nachts durchgeführten Versuchs sind in Tab. 4.5 zusammengestellt. Der Tracer wurde mit Hilfe einer Mariottschen Flasche *kontinuierlich* über mehrere Stunden in das Oberflächenwasser eingespeist, da ein wichtiger Aspekt des Experiments darin bestand, auch die verzögerte Anbindung der tieferen Schichten zu dokumentieren. Desweiteren sollte dadurch auch die Hypothese einer hydraulischen Verbindung zwischen den mündungsnahen Abschnitten des Rüttebachs und des Schneckenbachs überprüft werden. Der Tracerdurchgang wurde in beiden Bächen mit jeweils einem Feld-Fluorometer *in situ* aufgezeichnet. Insgesamt wurden aus Interstitial und Grundwasser 172 Handproben gezogen, wobei das Beprobungsintervall pro Sonde zwischen anfänglich 10 min und zuletzt 4 h lag.

Die Analyse des Uranins erfolgte für Proben geringer Konzentration im Labor des Instituts für Hydrologie der Universität Dresden. Proben, deren Uraninkonzentration im deutlich sichtbaren Bereich lag, wurden unter Verwendung der Feld-Fluorometer analysiert. Die Aufteilung in zwei Probechargen schien vor allem für schwebstoffbelastete IS- und Grundwasserproben sinnvoll. Bis zu ihrer Analyse wurden alle Proben in absoluter Dunkelheit und bei 4°C gelagert.

4.4 Laboranalysen

In den folgenden Ausführungen werden die Analysemethoden zusammengefasst dargestellt. Es handelt sich vorwiegend um Standardanalysen des Labors des Geographischen Instituts Basel, welche auch in den Referenzarbeiten von SCHNEIDER (2007), KOCH (2003) und WEISSHAIDINGER (2007) zum Einsatz kamen und dort bereits ausführlich beschrieben wurden. Gesondert sei diesbezüglich auf die Qualitätsbeurteilung der P-Analysen von WEISSHAIDINGER (2007) hingewiesen. Weitere technische Details finden sich in WÜTHRICH & LESER (2003).

4.4.1 Wasseranalytik

Die Wasseranalytik gliedert sich in zwei Bereiche:

- Analytik der Hochwasserproben von bis zu sechs unterschiedlichen Standorten,
- Analytik der Schöpfproben aus Interstitial und Oberflächenwasser.

Alle Proben wurden bei 4°C im Dunkeln gelagert. In einzelnen Fällen kam es aufgrund der Überschneidung von Hochwasserereignissen und Interstitialbeprobung zu Verzögerungen von bis zu einer Woche. Von den 11-Ereignisproben wurden 100 ml in passende PE-Flaschen umgefüllt. Der Rest

Tab. 4.5: Die Randbedingungen des in der Nacht vom 16. zum 17.06.2004 durchgeführten Uranin-Tracereperimentes zur Abschätzung der Austauschintensität zwischen Oberflächen-, Interstitial- und Grundwasser. Der Rückerhalt stützt sich auf die *In situ*-Messungen des Fluorometers im Schneckenbach.

Versuchsbedingungen	
Strecke Einspeisung - Fluorometer	95 m
Strecke Einspeisung - IS1	40 m
Strecke IS1 - IS5	31 m
Sohlgefälle IS1 - IS5	1.25°
Einspeisedauer	5 h 15 min
Tracermenge	90 l
Einspeisekonzentration	10 g l ⁻¹
Einspeisemenge	0.005 l s ⁻¹
Mittlere Fließgeschwindigkeit im Freiwasser	0.28 m s ⁻¹
Q Beginn Einspeisung	59.1 l s ⁻¹
Q Ende Einspeisung	59.1 l s ⁻¹
Letztes HW (Q _{max})	02.06.2004 (673 l s ⁻¹)
MQ 2004	76.4 l s ⁻¹
Mitteltemperatur im Freiwasser	10.56°C

der Originalprobe wurde anschließend über eine Filternutsche mit Wasserstrahlvakuum und tarierten, aschfreien Schwarzband-Rundfiltern 589 (< 45- μm) filtriert. Die SS-Konzentration ergibt sich aus dem bei 105°C getrockneten Gewicht der Filter-SS-Kombination, dem Eigengewicht des Filters und dem Probenvolumen.

Standardmäßig wurden von allen Proben, welche zuvor homogenisiert wurden, pH-Wert (*Metrohm* pH-Meter 691) und elektrischen Leitfähigkeit (LF) (*Metrohm* Conductometer 660) im Labor gemessen. Die Messung des Sauerstoffgehalts der Interstitialproben erfolgte dagegen im Feld, unmittelbar nach dem Einfüllen in die PE-Flaschen mit dem Sauerstoffmessgerät *Hach* LDO HQ10.

Anschließend erfolgte die Filtration (< 45 μm , *Millipore*, Typ Milex-HV) von ca. 50% der Probe. Der unfiltrierte Teil ging in die TP-Analytik und die Messung des gesamten organischen Kohlenstoffs (TOC) ein. Der filtrierte Teil wurde für Messung der DRP- und DP-Konzentration sowie zur Ermittlung des gelösten organischen Kohlenstoffgehalts (DOC) verwendet. Einen Überblick der verwendeten Analysemethoden gibt Tab. 4.6.

Tab. 4.6: Methoden der Wasseranalytik im Überblick. Detaillierte Erläuterungen zum Ablauf der einzelnen Methoden finden sich neben den angegebenen Quellen auch in SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007).

Parameter	Analytik/Zusätze/Geräte	Quelle/Beschreibung
DRP* (Molybdänblau-Methode)	5ml Probe + 5ml schwefelsaure Molybdatlösung 10min in kochendes Wasserbad PO ₄ ³⁻ Photometer (<i>Perkin-Elmer</i> , Lambda II); $\lambda=824\text{nm}$	entspricht MURPHY & RILEY (1962)
DP*, TP** (Molybdänblau-Methode)	Mikrowellenaufschluss (<i>Microwave Laboratory Systems</i> , Lawis Ethos EM-2): 15min auf 100°C, 10min auf 130°C mit 10ml Probe + 20mg Oxisolve (K ₂ O ₂ (SO ₄)) zu HPO ₄ ²⁻ ; **anschließend filtriert (<45µm, <i>Schleicher & Schull</i>) 5ml Probe + 5ml schwefelsaure Molybdatlösung 10min in kochendes Wasserbad Photometer (<i>Perkin-Elmer</i> , Lambda II); $\lambda=824\text{nm}$	HÖLL (2002), WÜTHRICH & LESER (2003) entspricht MURPHY & RILEY (1962)
DOC*, TOC	<i>Shimadzu</i> 5000A TOC-Analyzer (katalytische Hochtemperaturoxidation, NDIR)	HÖLL (2002), WÜTHRICH & LESER (2003)

* filtrierte Proben (<45µm, *Schleicher & Schull*)

4.4.2 Sediment- und Bodenuntersuchungen

Alle in PE-Beutel gefüllten Sediment- und Bodenproben wurden bei 4 °C im Dunkeln gelagert und nach spätestens zwei Tagen zum Trocknen in Trockenschränke bei 40 °C umgefüllt.

Danach erfolgte eine Trockensiebung zur Trennung des Feinmaterials < 2 mm. Tab. 4.7 gibt einen Überblick zu den verwendeten physikalischen und chemischen Analysemethoden. Für einige ausgewählte Sohlproben wurde die Korngrößenanalytik (KGA) auf das Grobmaterial > 2 mm ausgedehnt (Maschenweite: 20, 16, 8, 5, 3 mm).

4.4.3 Rücklösungsversuche

Die Rücklösung von P aus den Sedimenten wurde im Labor unter verschiedenen Bedingungen analysiert. Als Lösungsmedium kamen sowohl destilliertes und mit CO₂ angereichertes, als auch Bachwasser zum Einsatz. Bei den Versuchen wurden die Randbedingungen in einem weiten Temperatur- (Schüttelversuche zwischen 5 und 25 °C) und Zeitspektrum (zwischen 1 h und 3 d) variiert. Auch mit unterschiedlichen Mengen des Lösungsmediums (100–500 ml) bzw. des Sediments wurde experimentiert, wobei jedoch die Schüttelversuche stets mit 200 U min⁻¹ durchgeführt wurden.

Tab. 4.7: Methoden der Sediment- und Bodenanalytik im Überblick. Detaillierte Erläuterungen zum Ablauf der einzelnen Methoden finden sich neben den angegebenen Quellen auch in SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007).

Parameter	Analytik/Zusätze/Geräte	Quelle/Beschreibung
Lagerungsdichte	Stechzylinder (100cm ³), Quarzsandkorrekturen, Trocknung bei 105 °C	SCHLICHTING et al. (1995)
KGA*	Vernichtung organ. Substanz: 20g FM + 30ml H ₂ O ₂ (17%), anschließend Dispergierung: 10g FM + 25ml 0.4n Na ₄ P ₂ O ₇ ·10H ₂ O l ⁻¹ Nasssiebung (Maschenweite: 1, 0.5, 0.25, 0.125, 0.063, 0.03mm) Röntgensedigraph (KGA zwischen 300 und 1µm)	HARTGE & HORN (1989), WÜTHRICH & LESER (2003)
P-Extraktionen*	• 2g FM + 20ml AL** bei 4h schütteln (200U/min) • 2g FM + 20ml CO ₂ gesättigtes H ₂ O bei 1h schütteln (200U/min) Filtration mit Faltenfilter (<i>Schleicher & Schull</i> 0790 1/2) Messung der P ₂ O ₅ -Konzentration am AAS*** (<i>Varian Spectra</i> AA-800)	HORT et al. (2001) WÜTHRICH & LESER (2003)
TP_{Sed}[†]	Kalium-Natriumnitrat-Schmelze (KNaNO ₃) bei 450 °C P-Lösung in heißen Mineralsäuren Molybdänblau-Methode	HORT et al. (2001)
C_{tot}*, N*	Homogenisierung in Planetenmühle 2g in CHN-Gasanalysator (<i>LECO</i> , CHN-Analyser 1000) bei 1050 °C (darin: CO ₂ , N ₂ Messung mit NDIR [#])	WÜTHRICH & LESER (2003)
C_{anorg}*, C_{org}*	anorganische C-Anteile über Zusatzmessung mit CC 100 (<i>LECO</i>) $C_{org} = C_{ges} - C_{anorg}$	WÜTHRICH & LESER (2003)

* lufttrockenes FM (Feinmaterial <2mm), ** Ammoniumlactat-Essigsäure, ***Atomabsorptionsspektrometer

nicht dispersiver Infrarotdetektor

4.4.4 EPC₀-Experimente

Parallel zu den Rücklöseversuchen wurden die EPC₀-Werte von ausgewählten Sedimentproben ermittelt. 2 g getrocknetes Feinmaterial (< 2 mm) wurde mit 200 ml destilliertem Wasser versetzt und schrittweise mit 0.03, 0.035, 0.063, 0.1, 0.5, 1.0, 5, 10, 20 mg l KH₂PO₄ zugegeben. Nach jeder Zugabe wurde die Lösung mit 200 U min⁻¹ geschüttelt und anschließend analysiert.

Kapitel 5

Ergebnisse

Die Themen Ufererosion und Sediment-P – sowohl an der Sohloberfläche als auch im Porenwasser – bilden die Schwerpunkte des folgenden Kapitels. Teilweise werden die einzelnen Ergebnisse dabei bereits verknüpft und bestehende Abhängigkeiten zwischen den Themenbereichen aufgezeigt. Dies gilt vor allem für die ersten beiden rahmenbildenden Unterkapitel, die die geomorphologischen und ökohydrologischen Hintergründe näher beleuchten.

Bei der Darstellung der Resultate wurde auf eine einheitliche Trennung nach EZG immer dann verzichtet, wenn ein direkter Vergleich von Werten und Gegebenheiten aus den unterschiedlichen Räumen sinnvoll erschien.

5.1 Gerinnemorphologische Aufnahmen

Die Erfassung der Gerinnespeicher stand am Anfang der Arbeiten im Länen- und Schneckenbachtal und wurde durch die Kartierung von Uferhöhe und Gerinnebreite ergänzt.

5.1.1 Gerinnemorphometrie des Schneckenbachs

Die obersten Bachabschnitte von Schnecken- und Rüttebach sind in Folge extensiver Beweidung als schmale Gräben (mittlere Breite ≤ 0.5 m) mit überwiegend steinig bis kiesigen Sohlen ausgebildet. Kurze breitere Sohlabschnitte (mittlere Breite = 1 m) können sich in den oberen Bereichen (*Pfaffenmatte*) des TEZG SNZ infolge einmündender Nebenbäche bilden. In der flachen, vernässten Talsohle sind drei kleinere Hangmoore ausgebildet. Unterhalb der Pfaffenmatte nimmt die Bachbreite beim Durchfließen einer intensiver bewirtschafteten Nasswiese westlich von *Strick* wieder ab. Unterhalb dieser bis an das Gewässer bewirtschafteten Wiesen schließt das *Feuchtgebiet am Schneckenbach* an, welches Teil des *Natura 2000* Schutzgebiets *Oberes Murgtal* ist. In diesem ca. 400 m langen, anthropogen unbeeinflussten Abschnitt besitzt der Schneckenbach einen gewundenen, mehrfach verzweigten Lauf mit meist breiten, niedrigen Gerinnen (mittlere Breite = 1.3 m). Der sumpftartige

von Hochstaudenfluren und Erlen dominierte Abschnitt wird als *Untere Mühlenmatte* bezeichnet und kann als eine natürliche Referenzstrecke für die Wiesenbäche auf dem Hotzenwaldplateau angesehen werden. Im Süden wird dieser Bereich von größeren Fischteichen begrenzt. Auffällig sind in diesem Abschnitt die häufigen und großflächigen Ansammlungen von feinerem sandigen Sediment, das sich von dem vorherrschenden grusigen Material abhebt. Diese Feinmaterialspeicher sind im Schneckenbach auch in anderen Abschnitten zu finden (siehe Abb. 5.4) und machen etwa 20% der gesamten Gerinnefläche aus. Unterhalb des Fischteichs wird der Schneckenbach in ein künstliches Bett umgeleitet und quert anschließend einen weiteren naturnahen Talbereich: die ebenfalls vermoorten *Weihermatten*. Auf diesem flachen Talboden mündet der Rüttebach in das in diesem Abschnitt durchschnittlich 1.7 m breite Gerinne des Schneckenbachs.

Der Rüttebach ist wesentlich stärker anthropogen geprägt. Die Umgestaltung des Bachs in Form von Begradigungen und Tieferlegung erfolgte in erster Linie aufgrund der nach 650 Fließmetern einmündenden Kläranlage. Die schmalen Gräben der steileren, beweideten Regionen gehen nach ca. 240 Fließmetern in einen flacheren, vernässten Talboden, dem Feuchtgebiet *Obere Weihermatten*, über. Das Bachbett besitzt auch in diesem Teil eine schmale Form (mittlere Breite ≤ 0.5 m) mit kaum ausgeprägten Uferböschungen, wobei die nördlichen Ufer durch Mahd freigehalten werden. Das ändert sich unterhalb der Strassenunterführung für die Kläranlagenversorgung nach insgesamt 540 m. In Abb. 5.1 ist die Gefälleverteilung gut zu erkennen, die das TEZG BRR vom TEZG RBZ trennt. Die Uferböschungen weisen ab diesem Punkt häufig Höhen von über einem Meter auf, wobei die Umgebung des gestreckten Bachlaufs durch Fichtenforst geprägt wird. Die Breite des Bachbetts variiert mit der Böschungshöhe der Ufer und erreicht abschnittsweise ungewöhnliche Ausmaße um 1.5 m. Unterhalb des Forstes folgt ein ca. 70 m langer naturnaher Abschnitt, welcher 120 m vor der Mündung in den Schneckenbach wiederum in eine verbreiterte, eingetiefte Ausbaustrecke übergeht. Im Rüttebach lassen sich ebenfalls die Gerinnebereiche ausweisen, in denen ein erhöhter Feinmaterialanteil zu verzeichnen ist (Abb. 5.4). Der Anteil dieser Speicher an der Gesamtgerinnefläche ist – auch durch den Rückstauereffekt des Messwehres am Pegel RBZ – gegenüber dem Schneckenbach mit 22% etwas erhöht.

Unterhalb der Mündung des Rüttebachs verstärkt sich der formende Einfluss der Granitblöcke. Das Bachbett ist aufgrund des Wassergewinns aufgeweitet und führt abschnittsweise in engen Mäandern talwärts. Die Uferwände und auch die Stufenhöhe im Bachbett bleiben dabei stets niedrig (< 1 m).

Größere Feinmaterialspeicher sind in den Gerinnen nur selten anzutreffen und beschränken sich auf sandiges Substrat, das zu kleinen Anteilen von feinerem organischem Material durchsetzt ist (Abb. 5.4). Nur in beruhigten Zonen in Ufernähe bilden sich größere Ablagerungen dieses dunklen Feinmaterials.

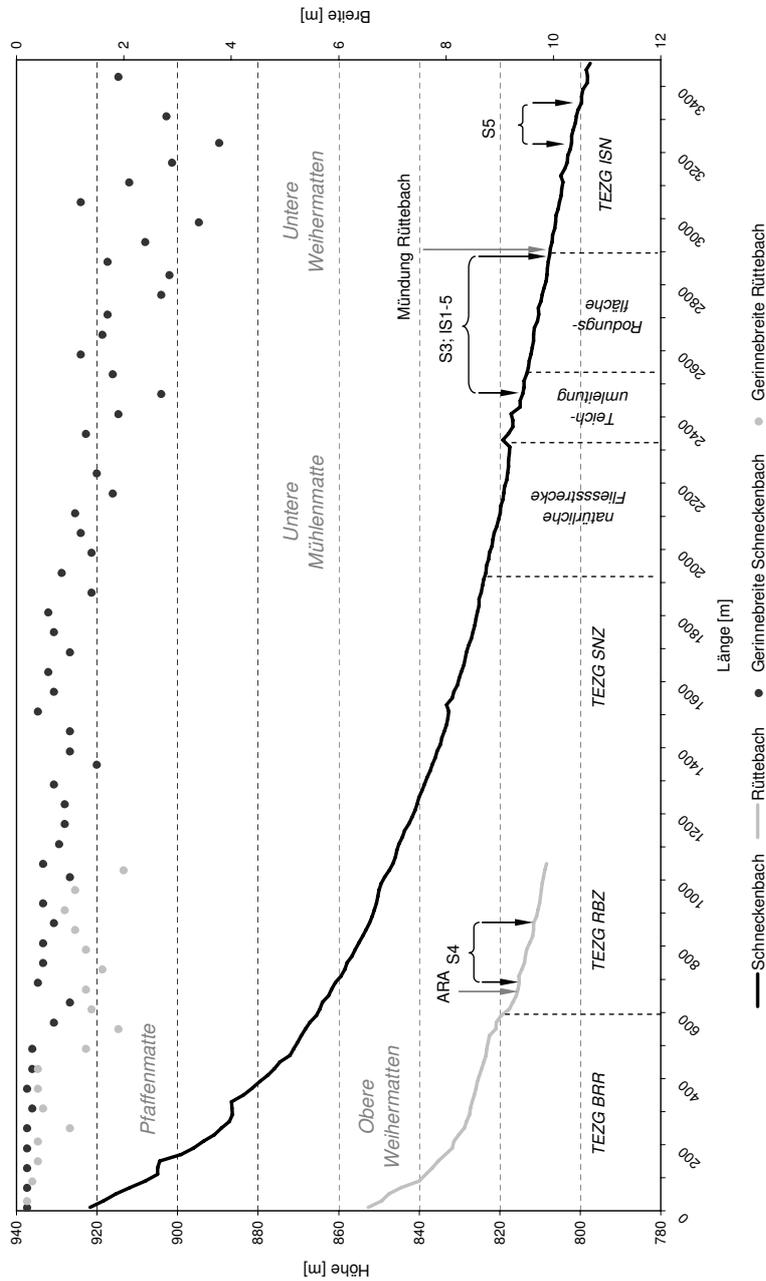


Abb. 5.1: Längsprofile der Hotzenwaldbäche

Für die Generierung der Längsprofile wurden Punkte auf dem Linienvektor der Bäche in einem 20 m Intervall abgetragen und deren Höhen dann aus dem digitalen Geländemodell extrahiert. Die Gerinnebreite ist als Mittelwert der 20 m-Abschnitte punktförmig über dem Längsprofil dargestellt. Abkürzungen: S3-5 = Seitenerosionsmessungen, IS1-5 = Interstitialmessungen

5.1.2 Gerinnemorphometrie des Länenbachs

Das Längsprofil des Länenbachs verdeutlicht die bereits beschriebenen geologischen Strukturen (Abb. 5.2). Das steile Gerinne unterhalb der Stufenbildner bzw. des Sockelgesteins steht im Gegensatz zu dem flachen, eingetieften Bachbett der zentralen und unteren Talbereiche, in denen weiches Tongestein vorherrscht.

Der quellnahe Abschnitt des Länenbachs wird stark durch Sinterbildung beeinflusst. Das Bachbett zeigt sich zuerst schmal, kaum eingetieft und von Kalktuff ausgekleidet. Nach ca. 550 Fließmetern ändert sich der Bachcharakter. Bis zu 2 m hohe, kurz hintereinander geschaltete Step-Poolabschnitte sind Ergebnis der entgegengesetzt wirkenden Kräfte von Tiefenerosion und Sinterbildung. Die seltenen beruhigten Zonen des Bachbetts sind hauptsächlich mit Sinterschutt gefüllt. Nach etwa einem Fließkilometer ist der Einfluss der Kalkausfällungen nur noch in abgeschwächter Form zu beobachten. Neben dem Opalinuston, welcher ab der markanten Laufrichtungsänderung nach Süden für das eingetieftete Bachbett verantwortlich ist, bildet der plattige Hangschutt einen weiteren wichtigen Bestandteil des Sohlenmaterials. Solifluidal in die Tallagen vorgedrungen, bildet er breite und meist flach geneigte Grobmaterialabschnitte, welche oberhalb von Engstellen von ausgedehnten, feinmaterialreichen Speicherzonen unterbrochen werden. Unterhalb der Engstellen schließen sich geomorphologische Pools an, in deren beruhigten Zonen ebenfalls häufig Feinsedimente abgelagert sind. Diese Kombinationen aus großflächigen Feinmaterialspeicher und anschließenden Pools machen im Länenbach ca. 30% der gesamten Gerinnefläche aus (vgl. Abb. 5.3)

Anhand der Uferausprägung lässt sich der Länenbach weiter untergliedern. Drei langgestreckte Abschnitte, die durch sehr hohe Uferböschungen gekennzeichnet sind und mit 6 m teilweise einen tälchenartigen Charakter besitzen, werden von zwei kürzeren, 60 und 70 m langen Fließstrecken mit flachen Ufern und schmalen Uferzonen (<3 m) unterbrochen. Die eingetieften Bereiche besitzen eine Gesamtlänge von mehr als 700 Fließmetern und generell breitere Uferzonen (>5 m). Der unterste 220 m lange Bachabschnitt ist wiederum durch flache Uferböschungen gekennzeichnet.

Im Vergleich zum Schneckenbach zeigt der Länenbach auf kürzerer Strecke eine höhere Formendiversität. Auch die Größe des fluivalen Formenschatzes unterscheidet sich im Längs- und Querprofil deutlich, wobei hohe Gerinnestufen und große Gerinnebreiten im Länenbach den kleineren Formen der Hotzenwaldbäche gegenüberstehen. Die Auswirkungen auf die Gerinnefläche (F_G) sind in Tab. 5.1 zusammengefasst. Ein Vergleich der Flächenwerte in Tab. 3.3 zeigt, dass die Hotzenwaldbäche wesentlich mehr Wasser über eine kleinere, homogenere Gerinnefläche führen als das Juragewässer. Das Verhältnis von mittlerer jährlicher Abflussmenge zu Gerinnefläche ist im Länenbach dabei um den Faktor 8.7 kleiner, was nach BEHRENDT et al. (1999)

Tab. 5.1: Ufer- und Gerinneausprägung im Tafeljura und in den Hotzenwaldeinzugsgebieten.

Parameter	Länenbach	Schneckenbach	SNZ	RBZ
mittlere Uferbreite [m]	1.7	1.2	1.0	1.0
mittlere Uferhöhe [m]	2.0	0.6	0.3	0.6
Gerinnefläche [m ²]	3860	4370	2800	1010
hydraulische Belastung [m]	86	748	999	573

eine wesentlich geringere hydraulische Belastung und damit eine entsprechend kleinere frachtgewichtete Nährstoffretention bedeutet (vgl. Kap. 2.3.2). Beim Vergleich der beiden oberen TEZG des Schneckenbachs fällt auf, dass die niedrigeren Abflussmengen des Rüttebachs seine geringen Flächenwerte ausgleichen und damit der wesentlich längere SNZ das niedrigste Retentionsvermögen erwarten lässt. Bei den Hotzenwaldbächen ist jedoch hervorzuheben, dass die häufigen und weiträumigen Ausuferungen die hydraulische Belastung herabsetzen und damit das Retentionsvermögen im Ereignisfall stark vergrößern.

Um diese in Tab. 5.1 noch einmal zusammengestellten Verhältnisse zu überprüfen, werden zunächst die tatsächlich ermittelten Nährstoffausträge vorgestellt.

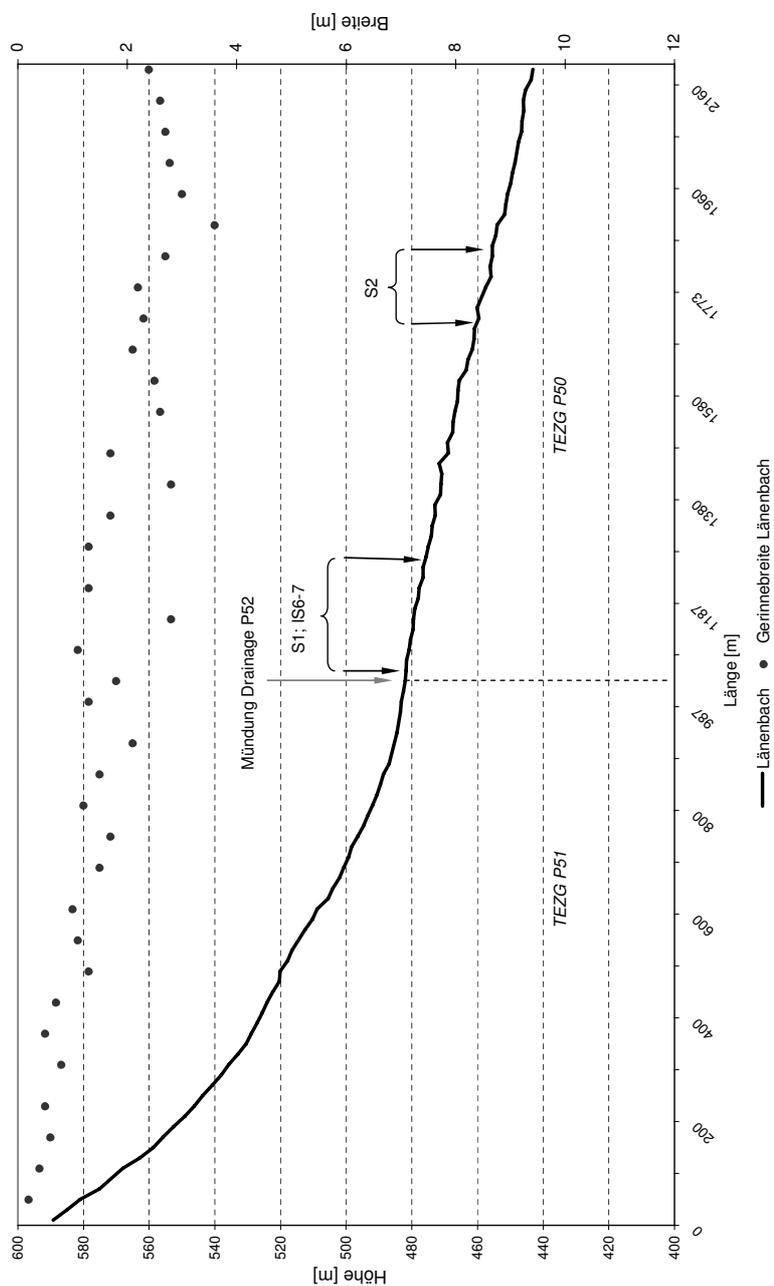


Abb. 5.2: Längsprofil des Länenbachs

Die Erstellung des Längsprofils entspricht der in Abb. 5.1 geschilderten Art und Weise. Die Angaben zur Gerinnebreite stellen ebenfalls Mittelwerte dar. Abkürzungen: S1-2 = Seitenerosionsmessungen, IS6-7 = Interstitialmessungen. (Orig. C. Katterfeld)

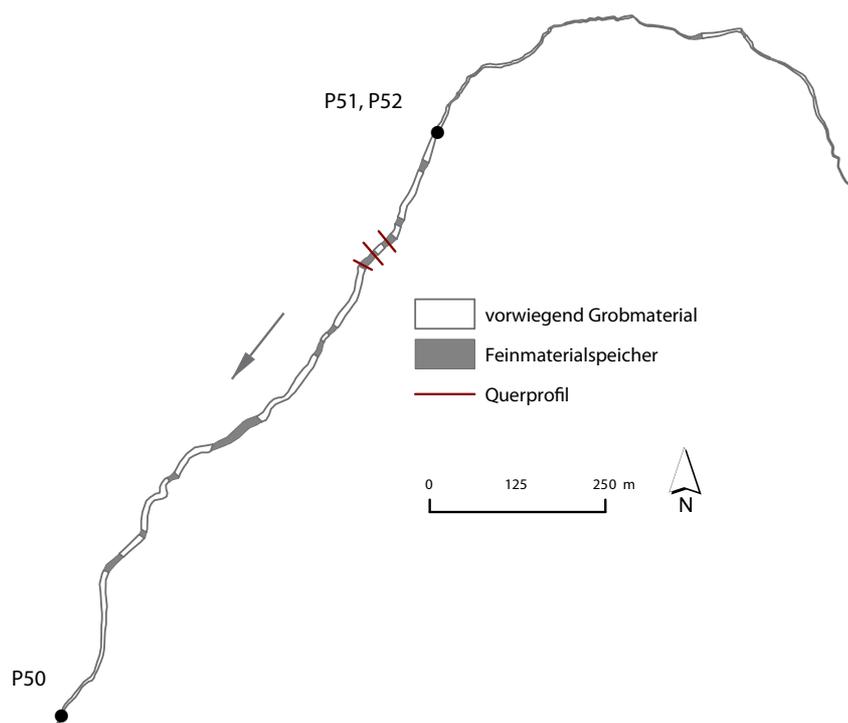


Abb. 5.3: Feinmaterialspeicher an der Sohle des Länenbachs

Großflächige, stabile Feinmaterialspeicher mit hohen Schluff- und Tonanteilen sind an Engstellen im Bachbett gebunden. Darunter schließen sich geomorphologische Pools an, die häufig mit sehr feinem Material gefüllt sind. Bei den Querprofilen handelt es sich nur um exemplarische Markierungen, die Anfang, Mitte und Ende des ca. 100 m langen Abschnitts kennzeichnen, in denen die Profile aufgenommen wurden. Zur Darstellung der Gerinnefläche wurden die im Gelände kartierte Oberkante der Uferböschung benutzt. (Orig. C. Katterfeld)

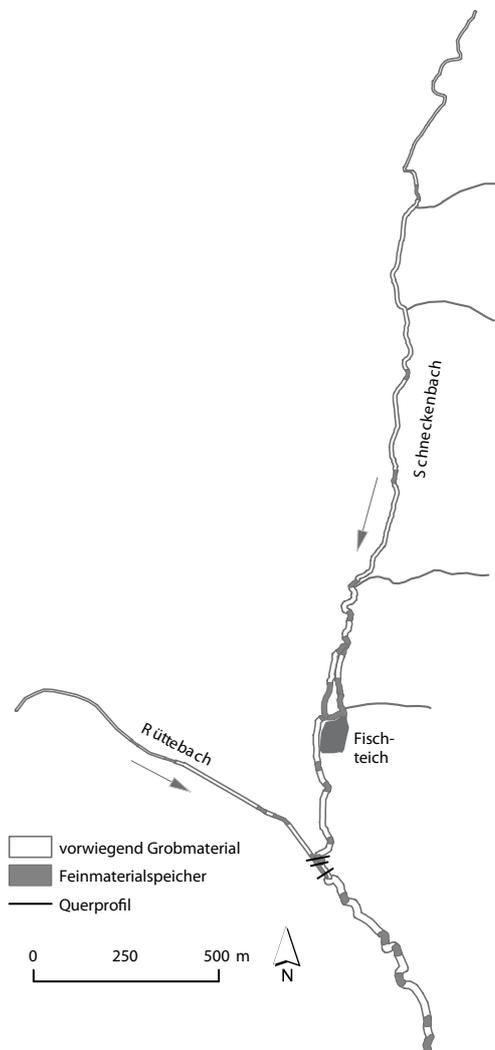


Abb. 5.4: Feinmaterialspeicher in den Hotzenwaldbächen

Feinmaterialspeicher, in denen Sand und in besonders beruhigten Bereichen auch schluffiges, organisches Material verstärkt auftreten, kommen im oberen Schneckenbach vor allem in dem natürlichen Abschnitt der *Unteren Mühlenmatte* vor. Im Rüttebach treten sie in den eingetieften Gerinne erst im unteren Abschnitt auf, wobei sie vor der Mündung in den Schneckenbach durch den Anstau des Messwehres künstlich vergrößert wurden. Bei den Querprofilen handelt es sich nur um exemplarische Markierungen, die Anfang, Mitte und Ende der Abschnitte im Schnecken- und Rüttebach kennzeichnen, in denen die Profile aufgenommen wurden. Zur Darstellung der Gerinnefläche wurden Puffer in variierenden Breiten um die Linienvektoren der Gewässer gelegt. (Orig. C. Katterfeld)

5.2 Austragsdynamik und Gerinneretention

Um die Quellen und Speicherfunktion der Gerinne in Bezug auf P einzuschätzen, bildet die Kenntnis der räumlichen P-Konzentrationsverteilung im Gewässer, der P-Austragsmengen und P-Austragsdynamik eine wichtige Grundlage. Sich auf den Messungen von SCHNEIDER (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) abstützend werden die Ergebnisse aus den Hotzenwaldbächen und dem Länenbach in folgender Gliederung dargestellt:

1. Analysen der manuellen Abflussbeprobungen mit dem Ziel, die Gerinneretention im Längsprofil der Bäche zu kennzeichnen,
2. Analysen der Hochwasserereignisse mit dem Ziel anhand der Abfluss-Stoff-Beziehung die Wirksamkeit der verschiedenen P-Quellen zu unterscheiden.

5.2.1 Ergebnisse der manuellen Abflussbeprobungen

Die manuellen Schöpfbeprobungen in beiden EZG geben einen ersten Einblick in die räumliche und zeitliche Ausprägung der Wasser-P-Gehalte. Über die Bilanzierung von Nährstofffrachten auf der Grundlage der Q-Stundenmittel und der Nährstoffgehalte lassen sich zudem für mehrere Abschnitte grobe Aussagen zur Gerinneretention – damit ist im Folgenden sowohl der biologische Verbrauch als auch der physikochemische Rückhalt gemeint – treffen. Hierzu wurde die Differenz der Frachten an zwei Punkten im Bachverlauf der Streckenlänge gegenübergestellt:

$$G_R = (MF_a - MF_b) \cdot S_{a-b}^{-1} \quad (5.1)$$

G_R : Gerinneretention [$\text{mg m}^{-1} \text{h}^{-1}$]

MF_a : mittlere Nährstofffracht am oberhalb gelegenen Beprobungspunkt [g h^{-1}]

MF_b : mittlere Nährstofffracht am unterhalb gelegenen Beprobungspunkt [g h^{-1}]

S_{a-b} : Gerinnestrecke zwischen dem oberen und unteren Beprobungspunkt [m]

Länenbach

Die Schöpfbeprobung im Länenbach wurde als Referenz für die Interstitialbeprobung konzipiert und gibt an dieser Stelle lediglich eine grobe Orientierung der Wasser-P-Gehalte zwischen September 2004 und November 2005. Einen räumlich und zeitlich höher auflösenden Blick auf die P-Konzentrationen im Länenbach während der Jahre 2002 und 2004 erlauben WEISSHAIDINGER (2007) und KOCH (2007). Abb. 5.5 gibt einen Überblick zu den mittleren P-Konzentrationen in den untersuchten Bächen. Im Länenbach zeigen die Schöpfproben eine erhöhte Belastung unterhalb der Einmündung der

Pflanzenkläranlage *Spycherhof* und unterhalb der einmündenden Drainage P52, welche durch eine zweite Reinigungsanlage *Asphof* belastet wird. Die hohen DRP-Konzentrationen des Oberlaufs zeigen sich im Mittel nach ca. 500 Fließmetern am P51 um 50 % reduziert, ohne dass größere Zuflüsse zu einer Verdünnung beitragen. Der Einfluss der parallel einmündenden Drainage P52 ist dagegen an den drei ca. 230 m unterhalb gelegenen Beprobungspunkten IS6, IS7, IS8 deutlich messbar. Eine markante Reduktion der DRP-Konzentrationen wurde in Übereinstimmung mit WEISSHAIDINGER (2007) am Gebietsauslass P50 gemessen. KOCH (2007) weist anhand einer Intensivbeprobung am 06. Juni 2005 den stark eingetieften Bachabschnitt im unteren Mittellauf als eine TP-Quelle aus, welche von einer TP-Senke am Ausgang dieser Erosionszone abgelöst wird. In der DRP-Wasserkonzentration kann diese räumliche Verteilung nicht beobachtet werden.

Tab. 5.2 zeigt für zwei Zeiträume, dass sich zwischen P51/52 und P50 unter Niedrigwasserbedingungen sowohl für DRP als auch für TP positive Retentionswerte berechnen lassen. Ein Vergleich der verschiedenen Beprobungsorte ist jedoch aufgrund der unterschiedlich ermittelten Q-Werte, welche in die Frachtberechnung eingehen, problematisch. Da für den Abschnitt zwischen P51/52 und P50 auch *Wasserverluste* ermittelt wurden, fließen in die Frachtberechnung am Punkt L3 die Mittelwerte aus der Q-Summe von P51/52 und P50 ein. Für die Frachtberechnung der Beprobungspunkte um die Interstitialsonden, welche nur wenige Meter unterhalb von P51/52 liegen, wurde hingegen die Q-Summe aus diesen beiden Pegeln verwendet.

Zwischen Januar 2002 und Juni 2004 erscheint der mittlere DRP-Rückhalt stärker in der unteren Hälfte der Strecke zwischen P51/52-P50 ausgeprägt, da zwischen L3 und P50 höhere Retentionswerte bilanziert werden. Ein Vergleich der TP-Retention ist aufgrund der geringen Analysenzahl am Beprobungspunkt L3 kaum möglich. Für den gesamten Abschnitt erscheinen aber Werte von $0.5 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ auch im Hinblick auf die Ergebnisse des zweiten Beprobungszeitraums (September 2004 bis November 2005) durchaus plausibel.

Für den zweiten Zeitraum – zwischen September 2004 und November 2005 – wurden die Gerinneprozesse zwischen P51/52 und den Interstitialsonden abgeschätzt. In Tab. 5.2 sind die Verhältnisse für die oberste Beprobungstelle (IS6) aufgeführt. Auf der kurzen Fließstrecke wird zwar kaum ein DRP-Rückhalt errechnet, der DRP-Rückhalt der Gesamtstrecke (P51/52-P50) zeigt sich jedoch im Vergleich zu WEISSHAIDINGERS Messungen deutlich erhöht. Auch lassen sich für TP vergleichsweise hohe Retentionswerte bilanzieren.

Das das Retentionsvermögen des Gerinnes kleinräumig stark variieren kann zeigt der Vergleich der beiden anderen Beprobungsorte in unmittelbarer Nähe. Zwischen den drei IS unterscheiden sich die Retentionsverhältnisse

Tab. 5.2: Ergebnisse der manuellen Abflussbeprobung: Frachtdifferenzen und Gerinneretention im Länenbach- und Schneckenbach-EZG.

Bach	Retentionsstrecke	Streckenlänge [m]	Zeitraum	Anzahl DRP/TP	DRP-Frachtdifferenz Mittel \pm Stabw [g h ⁻¹]	TP-Frachtdifferenz Mittel \pm Stabw [g h ⁻¹]	Retention DRP/TP [mg h ⁻¹ m ⁻¹]
Länenbach	P51/P52-P50*	1144	07.01.02 - 28.06.04	38/12	0.21 \pm 1.02	0.56 \pm 0.32	0.18 / 0.49
	L3-P50*	720	07.01.02 - 28.06.04	38/4	0.29 \pm 0.40	0.08 \pm 0.26	0.29 / 0.07
	P51/P52-P50	1144	08.09.04 - 28.11.05	10/10	0.54 \pm 0.54	0.63 \pm 0.65	0.48 / 0.55
	P51/P52-IS6	230	08.09.04 - 28.11.05	10/10	0.02 \pm 0.24	0.28 \pm 0.66	0.09 / 1.20
Schneckenbach	(SNZ+RBZ)-ISN**	560	21.03.03 - 15.06.04	42/9	1.50 \pm 18.00	24.43 \pm 43.50	2.65 / 43.63
	(SNZ+RBZ)-ISN	560	08.09.04 - 27.10.05	7/7	-5.85 \pm 5.93	-6.24 \pm 7.64	-10.45 / -11.14
	SN2-SNZ	130	08.09.04 - 27.10.05	7/7	0.12 \pm 4.10	-1.76 \pm 7.04	0.93 / -13.51
	SN1-SNZ	830	12.05.05 - 27.10.05	4/4	5.86 \pm 6.79	-1.64 \pm 6.82	7.06 / -1.97

*WEISSHAIDINGER (2007), ** SCHNEIDER (2007)

markant: IS6 und IS8 liegen in breiten, flach durchflossenen Rifflepositionen und weisen keinen bzw. einen negativen DRP-Rückhalt sowie eine TP-Retention von über 1 mg m⁻¹ h⁻¹ auf. Auf der Grundlage der Konzentrationen des Poolwassers von IS7 lässt sich jedoch eine andere Bilanz erstellen: 0.4 mg m⁻¹ h⁻¹ für DRP entsprechen in etwa der Retentionsleistung auf der Gesamtstrecke. TP-Werte von -0.8 mg m⁻¹ h⁻¹ bedeuten dagegen, dass dieser Poolbereich auch unter Mittelwasserbedingungen als TP-Quelle fungiert.

Hotzenwaldbäche

Auch bei den Schöpfbeprobungen im Bergseegebiet ist eine dominante Rolle punktueller Nährstoffquellen zu beobachten. Besonders deutlich zeigt sich dies im Rüttebach, dessen mittlere DRP-Konzentration sich unterhalb der Kläranlageneinmündung verzehnfacht, die mittlere TP-Konzentration verzehnfacht. Vor dieser Einleitung (Beprobungspunkt BRR) befinden sich die P-Gehalte auf einem niedrigen Niveau, das den Gehalten in unbelasteten Abschnitten des Schneckenbachs entspricht.

Bemerkenswert ist der Konzentrationsgradient im Schneckenbach vor der Einmündung des Rüttebachs (Abb. 5.6). Die höchsten Stoffgehalte werden im oberen Teil des TEZGs gemessen (Beprobungspunkt SN1), unmittelbar oberhalb des naturnahen Abschnitts (vgl. Abb. 5.1 in der *Unteren Mühlenmatte*). Die DRP-Konzentrationen übersteigen an den vier Beprobungsterminen zwischen Mai und November 2005 die des nächstgelegenen Beprobungspunktes (SN2) um das Zwei- bis Vierfache. Auch DOC liegt an diesem Punkt deutlich höher konzentriert vor. Eine Erklärung für die erhöhten Werte könnte die unmittelbare Nähe zur Straße und

anderen hier befindlichen Siedlungseinrichtungen, inklusive eines größeren Viehhaltungsbetriebs, liefern. Eine Beeinflussung des Gewässers durch Hofabflüsse, die Sillage von Grünfutter oder anderen diffusen Quellen ist nicht auszuschließen. In den oberhalb gelegenen Bachabschnitten wurde zu verschiedenen Stichtagsbeprobungen keine weitere Nährstoffquelle nachgewiesen.

Auch im Schneckenbach-EZG konnten für drei Abschnitte grobe Aussagen zur Gerinneretention getroffen werden: Zwischen SN1 und SN2, SN2 und SNZ sowie zwischen SNZ/RBZ und ISN (siehe Tab. 5.2). Für SN1 existieren keine Abflussmesswerte. Für die Frachtberechnung wurden die Abflusswerte auf Grundlage der EZG-Größe auf 73 % der SNZ-Werte geschätzt. Für SN2 wurden aufgrund der geringen Entfernung zum unteren Beprobungspunkt SNZ (130 m) dessen Abflussmengen angenommen.

Für die unterste Strecke, die vom Zusammenfluss RBZ/SNZ bis zum Pegel ISN 560 m lang ist, kann anhand der von SCHNEIDER (2007) durchgeführten Beprobungen im Zeitraum von März 2003 bis Juni 2004 eine DRP-Retention von 2.65 und eine TP-Reduktion von über $43 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ kalkuliert werden. In einer zweiten Beprobungsperiode vom September 2004 bis Oktober 2005 zeigen sich bei sieben Beprobungen andere Verhältnisse: Sowohl bei den DRP als auch bei den TP-Frachten konnte keine Retentionswirkung ermittelt werden. Im Gegenteil, bei beiden P-Fractionen könnten die Werte von unter $-10 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ eine Abreicherung des zuvor auf der Gerinnestrecke gespeicherten P bedeuten, da unterhalb der RBZ-Mündung keine weiteren punktuellen Einträge oder Zuflüsse existieren.

Für denselben Zeitraum wurde auch die Retentionswirkung der nur 130 m langen Strecke zwischen SN2 und SNZ überprüft, wobei erwartet wurde, dass es dort zu keinen bedeutenden Frachtunterschieden käme. Besonders die TP-Konzentrationen zeigen jedoch negative Werte von kleiner $-10 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ und deuten dabei entweder auf eine erhöhte Wirksamkeit der TP-Quellen in den kleinen Step-Pool-Sequenzen oder auf Fehler im Umgang mit den Abflusswerten hin.

Für die oberste Strecke zwischen SN1 und SN2 kann auf der Grundlage von vier Probenahmen vom 12.05., 20.06., 15.08. und 27.10.2005 auf eine DRP-Reduktion von $7.1 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ geschlossen werden. Für die TP-Werte ließ sich hingegen keine Verringerung feststellen, die TP-Quellen spielen mit etwa $-2 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ jedoch eine wesentlich geringere Rolle als beispielweise beim Abschnitt SN2-SNZ, für den an den gleichen Beprobungstagen TP-Retentionswerte von kleiner als $-17 \text{ mg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ermitteln ließen.

Obwohl die auf den Mittelwerten von Schöpfproben basierenden Aussagen zur Gerinneretention plausibel erscheinen, kann deren Wirkung in beiden Untersuchungsgebieten erst dann richtig eingeschätzt werden, wenn auch die unter Hochwasserbedingungen herrschenden Gerinneprozesse berücksichtigt werden.

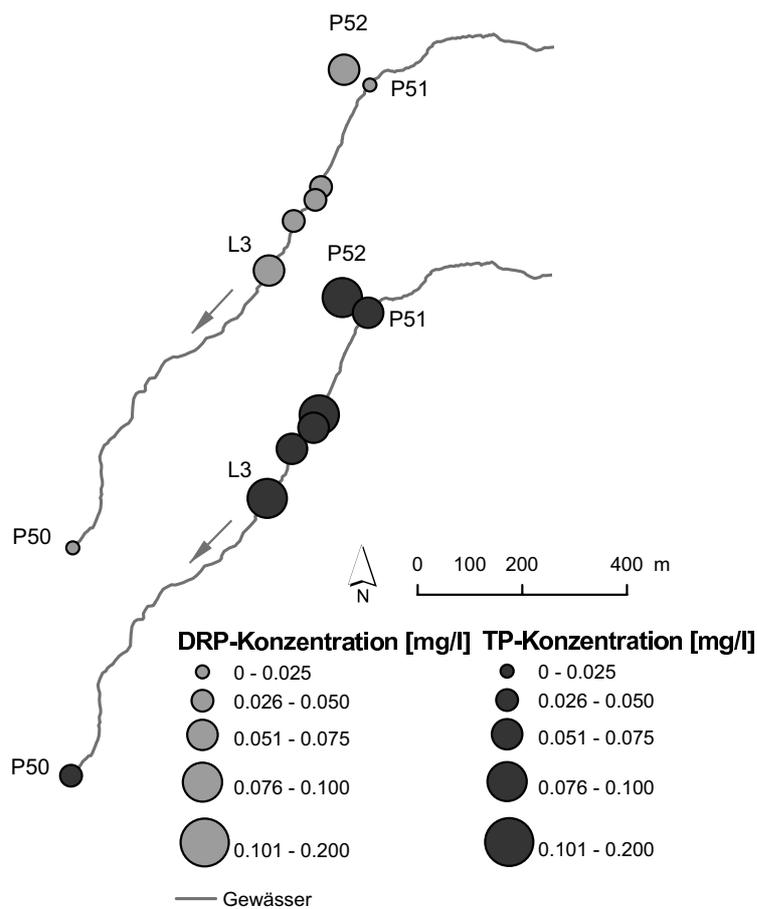


Abb. 5.5: Ergebnisse der Schöpfbeprobung am Länenbach
 Dargestellt sind Mittelwerte (DRP: oberer Gerinnestrang, TP: unterer Gerinne-
 strang) der Schöpfbeprobungen zwischen 2002 und 2005. (Orig. C. Katterfeld)

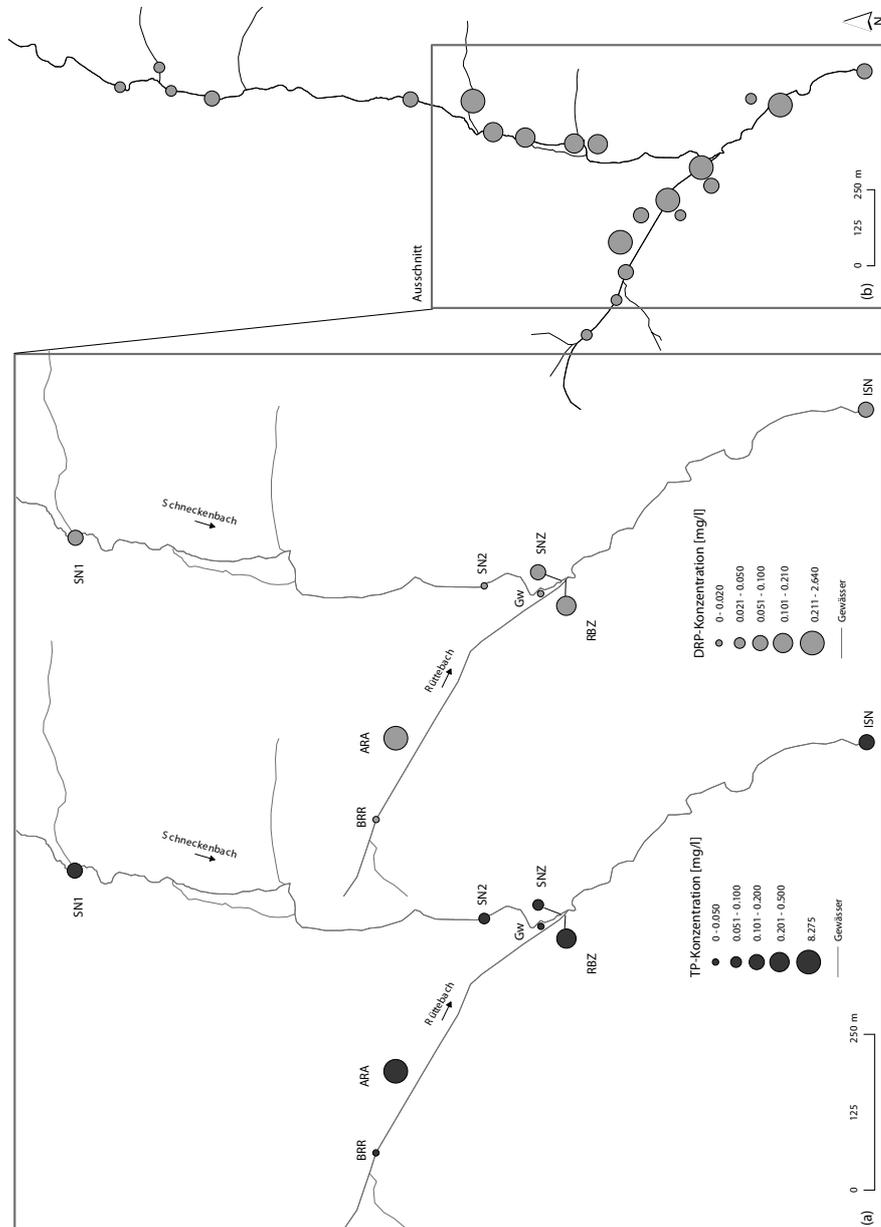


Abb. 5.6: Ergebnisse der Stichtags- und Schöpfbeprobung der Hotzenwaldbäche
 (a) Mittelwerte der Schöpfbeprobung zwischen 2003 und 2005 (DRP: linkes Gewässernetz, TP: rechtes Gewässernetz); (b) Stichtagsbeprobung vom 13.10.2003. (Orig. C. Katterfeld)

5.2.2 Analyse der Hochwasserereignisse

Unter Hochwasserbedingungen können die Stoffgehalte und -frachten der untersuchten Bäche innerhalb kurzer Zeit um ein Vielfaches schwanken. Neben der Höhe der Stoffkonzentration können deren Ganglinie und ihre Beziehung zum Abfluss – die Hystereseurve – Auskunft über die verschiedenen Stoffquellen geben. Bei den folgenden Analysen steht die Klassifizierung der Austragsdynamik, und daran gekoppelt die Identifizierung von Gerinneprozessen im Vordergrund.

Weil die methodischen Unterschiede in der Hochwasserbeprobung (vgl. Kap. 4.3) eine direkte Gegenüberstellung der ermittelten P-Austräge verhindern, werden die Untersuchungsgebiete im Folgenden getrennt besprochen.

Länenbach

Abb. 5.7 zeigt neben der zeitlichen Verteilung der Niederschläge und des Abflusses am P50 im Untersuchungszeitraum auch die beprobten Hochwasserereignisse, welche die Grundlage für die weiteren Analysen bilden. In den Monaten Februar bis März und Oktober bis November lassen sich die höchsten Abflussereignisse identifizieren, wobei die winterlichen Niederschläge, die in Verbindung mit der Schneeschmelze stehen, die höchsten Abflussspitzen (Q_{max}) erzeugen. Aus messtechnischen Gründen konnten diese Winterereignisse nicht beprobt werden. Die größten beprobten Ereignisse sind deshalb die Oktoberhochwasser 2004. Im Kontrast zu diesen abfluss- und ereignisreichen Zeiten stehen die Trockenzeiten, welche 2003 und 2004 besonders deutlich ausgeprägt waren und in denen – im Vergleich zu 2005 gut zu erkennen – nur sehr wenige Ereignisse den Schwellenwert zum Auslösen der automatischen Probenehmer erreichten.

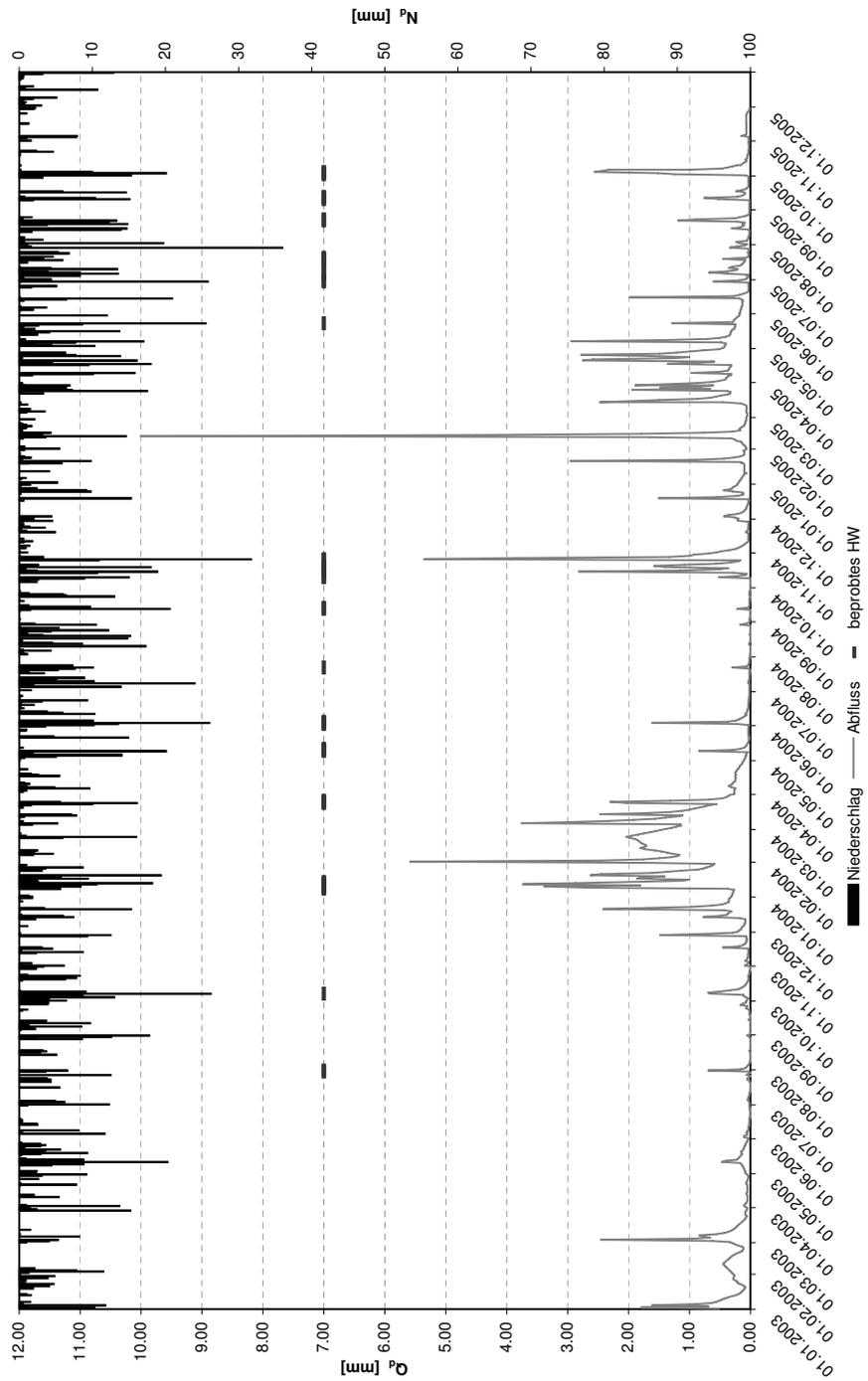


Abb. 5.7: Beprüfte Hochwasser des Länenbachs am Pegel P50
 Zur Darstellung von Abfluss und Niederschlag wurden Tageswerte verwendet
 (Quellen: Abfluss: eigene Messungen; Niederschlagsdaten: Station Rünenberg, Me-
 teo Schweiz)

Im Länenbach liegen für den Zeitraum Juli 2004 bis November 2005 14 Ereignisanalysen am Pegel P50 vor, deren Frachten und Hystereseklassifikation nach WEISSHAIDINGER (2007) in Tab. 5.3 dargestellt sind. Wie WEISSHAIDINGER (2007) bereits zeigte, existiert mit einem r^2 von 0.67 eine recht gute polynomische Beziehung (2. Grades) von Q_{max} und SS-Fracht (siehe Abb. 5.8). Für die analysierten Hochwasser zwischen 22.07.2004 und 02.10.2005 ($n = 14$) korreliert die TP-Fracht sogar noch besser mit dem Q_{max} ($r^2 = 0.83$; 0.63 für DRP). Obwohl die Stichprobenanzahl ($n = 7$) bei den Ereignissen 2004 nicht ausreicht um die Aussagen belastbar zu belegen, sei darauf hingewiesen, dass diese Stoff- Q_{max} -Beziehungen wesentlich deutlicher ausgeprägt sind als 2005. Während sich die Korrelationskoeffizienten für alle drei Stoffe 2004 um 0.9 bewegt, kann für die SS-Fracht 2005 nur noch ein r^2 von 0.63 ermittelt werden. Für TP reduziert sich der r^2 auf 0.45, für DRP auf 0.38. Die Ursachen hierfür liegen wahrscheinlich in den generell feuchteren Verhältnissen und in dem „Extremhochwasser“ vom 12.02.2005 (vgl. Abb. 5.7), dass die bis dahin scheinbar regelhaft erschließbaren SS- und P-Quellen ausgeräumt oder entkoppelt hat.

Die höchste SS-Fracht (ca. 13t) wird im Länenbach von einem Ereignis transportiert, das lediglich einen durchschnittlichen Scheitelabfluss aufweist. Eine lange Ganglinie mit zwei Peaks bei 111 und 165 l s^{-1} kennzeichnen dieses Hochwasser vom 02.10.2005. Die SS-Hysterese ist zunächst von einem kleineren, linksläufigen Loop geprägt, der später – nach Absinken auf die Ausgangskonzentration – von einem größeren, ebenfalls linksgerichteten Loop, abgelöst wird (siehe Abb. 5.9). Dieser erreicht seine Maximalkonzentration von über 3 g l^{-1} erst bei der letzten Probestflasche: Ca. neun Stunden nach dem zweiten Abflusspeak. Insofern bildet das Ereignis einen Gegensatz zu den beiden nachfolgenden Events auf der SS-Fracht-Rangliste. Diese beiden Hochwasser vom 14.10. und 26.10.2004 erreichen die höchsten beprobten Abflusswerte und sind beide durch eine linear verlaufende Hysterese des Typs R-E-5 gekennzeichnet. Dieser Typ ist nach WEISSHAIDINGER (2007) bei unlimitierten Stoffquellen allein vom Abfluss abhängig.

Abb. 5.9 zeigt die SS- und P-Hysteresen in einer Gruppe von drei zeitlich eng beieinander liegenden Events im Oktober 2004 und einem Ereignis im Oktober 2005. Bei den SS-Konzentrationen ist dabei vor allem die Verschiebung des Abflussschwellenwertes für den Beginn des R-E-5 typischen linearen Anstiegs interessant, der von 120 l s^{-1} am 14.10. auf 170 l s^{-1} am 26.10.2004 ansteigt. Dagegen zeigt das Event vom 19.10.2004 (R-E-4 Typ) deutlich, dass das sehr schnell reagierende Hochwasser vom 14.10. die für einen Q_{max} von 150 l s^{-1} erreichbaren Stoffquellen fast komplett geleert hat. Am 19.10. ist die SS-Hysterese aus diesem Grund nur als kleiner Loop ausgeprägt. Umso mehr überrascht die sechs Tage später aufgezeichnete SS-Abfluss-Beziehung, welche ab 170 l s^{-1} sogar die gleiche Steigung besitzt wie das Ereignis vom 14.10.

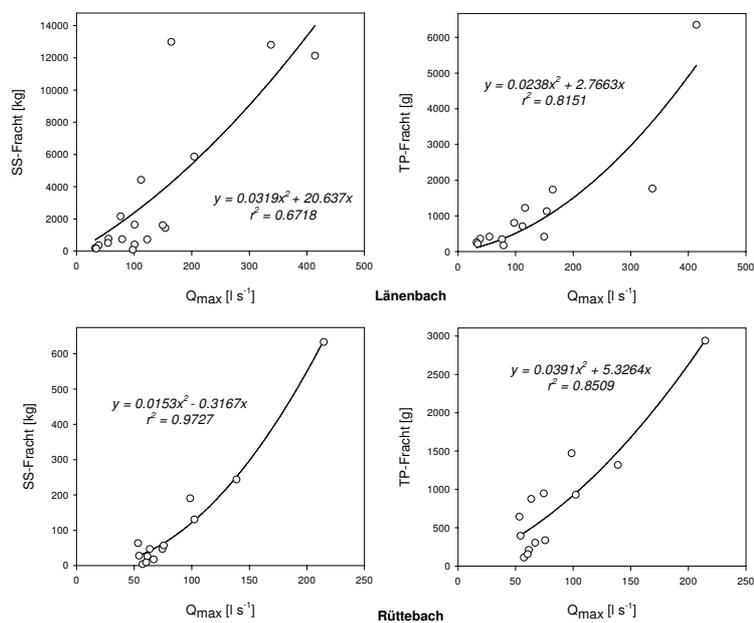


Abb. 5.8: Korrelation zwischen Q_{max} , SS und TP im Länen- und Rüttebach. Die gemessenen Abflussspitzen basieren im Länenbach (P50) auf stündlichen, im Rüttebach (Pegel RBZ) auf fünfminütigen Aufzeichnungen. Die Frachtberechnung erfolgte im Länenbach für einen Zeitraum von 56 h, im Rüttebach lediglich für 6 h. Für den hier nicht dargestellten Schneckenbach liegen nur wenige SS-Beprobungen vor.

Tab. 5.3: Hochwasserfrachten und Hysteresetypen (Hys.Typ) im Länenbach am Pegel P50. Die Klassifizierung der Hysteresen erfolgte nach WEISSHAIDINGER (2007). Die Tabelle umfasst nur Ereignisse, für die P-Analysen vorliegen.

Datum	Q_{max} [l s ⁻¹]	SS [kg]	DRP [g]	TP [g]	DP [g]	Hys.Typ SS	Hys.Typ DRP	Hys.Typ TP
22.07.2004	38	361	78	360	98	R-E-11	GL-M-7	R-E-6
29.08.2004	32	200	59	260	67	R-M-3	R-E-7	R-M-3
12.09.2004	34	158	63	217	73	R-M-6	R-E-11	R-E-10
09.10.2004	55	504	106	417	124	GR-E-1	R-E-5	GR-E-3
14.10.2004	338	12806	494	1765	998	R-E-5	GR-E-2	R-M-5
19.10.2004	154	1430	155	1129	294	R-E-2	R-E-2	GR-E-5
26.10.2004	414	12130	837	6349	1063	R-E-5	R-E-8	R-E-7
23.05.2005	116	-	473	1223	632	-	-	-
29.06.2005	150	1608	97	418	144	L-E-2	GR-E-3	R-E-9
06.07.2005	76	2156	61	342	162	R-E-2	L-E-1	R-E-10
19.07.2005	79	741	23	173	99	L-E-2	GR-E-6	GR-E-7
22.08.2005	98	85	429	804	439	R-E-11	R-E-8	R-E-8
10.09.2005	112	4425	352	708	357	R-E-9/L-E-1	L-M-1	GR-E-1/R-E-2
02.10.2005	164	12987	607	1734	249	GL-M-5	R-M-1	R-M-2

Bis auf das Event vom 19.10.2004 lässt sich für alle beobachteten Hochwasser, die einen Q_{max} von etwa 150 l s^{-1} erreichen, feststellen, dass sich das SS-Konzentrationsmaximum entweder mit dem Q-Scheitelwert oder nach diesem einstellt. Für die Interpretation der Stoffkurven der Jahre 2004 bis 2005 bedeutet dies, dass erst ab diesem Q-Schwellenwert eine – auch kurzfristige – Anbindung an die SS-Quellen realisiert wird, welche außerhalb der nächstgelegenen Speicher und/oder fern von präferentiellen Fließpfaden liegen.

In den Hysteresen der P-Fractionen spiegelt sich das Verhalten der SS-Kurven nur schwach wieder. Zwar können die Hochwasser im Herbst 2004 und 2005 aufgrund der hohen Abflüsse auch die höchsten P-Frachten aus dem EZG transportieren, jedoch können die TP- und DRP-Konzentrationen nur zu Beginn der Ereignisse kleinere Peaks verzeichnen. Zum Scheitelabfluss hin sinken die Gehalte langsam ab oder pendeln sich auf einem niedrigen Niveau ein. Nach Erreichen des Q_{max} nehmen die Konzentrationen weiter langsam ab. Eine Ausnahme bildet nur die TP-Hysterese vom 14.10.2004, welche noch einen sekundären Peak nach dem Q_{max} aufweist. Ebenfalls interessant ist der nahezu identische Verlauf der drei Stoffkurven am 19.10.2004. Der Vergleich der drei Stoffe macht augenfällig, dass die SS-Quellen, welche beim Erreichen des Schwellenwertes von 150 l s^{-1} mobilisiert werden, nicht dieselbe Bedeutung als P-Quelle besitzen.

Im Vergleich zu den Herbstereignissen zeigen sich die sommerlichen Hoch-

wasser in allen Stoffgruppen weniger von hohen Frachtmengen als durch hohe Stoffkonzentrationen gekennzeichnet. Bei den Hysteresekurven (vgl. Abb. 5.10) überwiegen rechtsgerichtete Loops oder „Achter“, es werden aber auch linksläufige Loops mit hohen Konzentrationen beobachtet. Besonders hohe SS-Konzentrationen erreichen die Ereignisse vom 22.07.2004 (Typ R-E-11), 29.06.2005 (Typ L-E-3) und 10.09.2005 (erster Hochwasserscheitel: Typ R-E-9, Zweiter: Typ L-E-1). Das letztgenannte, spätsommerliche Event erreicht die höchsten gemessenen SS-Konzentrationen von 6.5 g l^{-1} , wobei hier eine Ansaugung von Gerinnesedimenten jedoch nicht auszuschließen ist. Die höchsten TP-Konzentrationen wurden dagegen bei den Sommerevents von 2004 festgestellt. Das doppelgipflige Event vom 22.07.2004 (Typ R-M-1) erreicht mit einem TP-Wert von 0.89 mg l^{-1} die zweithöchste gemessene Ereigniskonzentration (die Höchste wurde von WEISSHAIDINGER mit 1.33 mg l^{-1} am 30.07.2003 erfasst). Am 12.09.2004 (Typ R-E-4) werden noch TP-Gehalte von $> 0.6 \text{ mg l}^{-1}$ registriert, eine Konzentration, die kein nachfolgendes Ereignis mehr überschreitet. Im Vergleich der Jahre 2004 und 2005 kann festgestellt werden, dass 2005 die sommerlichen Hochwasser durch längere Ganglinien gekennzeichnet sind und aus diesem Grund TP-Hysteresetypen wie R-E-9 (22.08.2005), GR-E-2 (29.06.2005) und zusammengesetzte Ereignisse (10.09.2005) dominieren.

Für DRP lassen sich im Vergleich mit Tab. 5.3 und Abb. 5.10 folgende Feststellungen machen: Die Sommerereignisse 2004 transportieren höhere Frachten als die 2005. Der DRP-Gehalt von 0.1 mg l^{-1} wird bei allen gemessenen Events 2004 überschritten. Die Hochwasser vom 23.05.2005 und 22.08.2005 (Typ R-E-9) besitzen jedoch mit Werten über 0.25 mg l^{-1} die höchsten gemessenen Ereigniskonzentrationen.

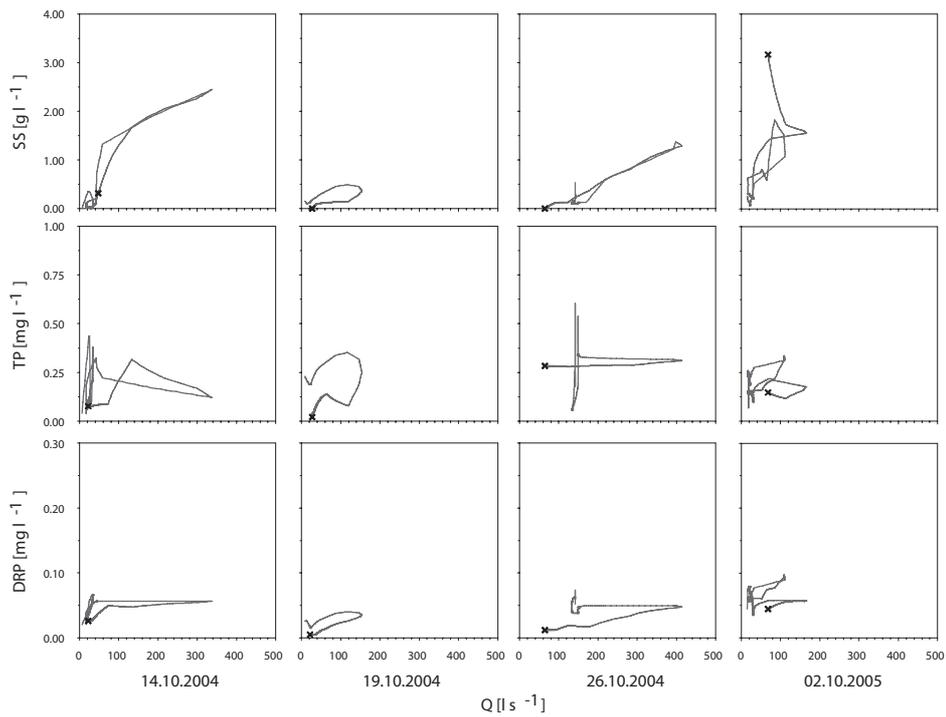


Abb. 5.9: Hysteresekurven der beprobten Herbsthochwasser im Länenbachtal am Pegel P50

x markiert das Ende der jeweiligen Hysteresis. Die höchsten SS-Frachten werden am 02.10.2005, die höchsten P-Frachten jedoch durch das Ereignis am 26.10.2004 aus dem EZG transportiert. Das Bemerkenswerte ist, dass die SS-Quellen, welche den linearen Anstieg der Kurven am 14. und 26.10.2004 bewirken, anscheinend nicht bzw. nicht direkt an weitere P-Liefergebiete gekoppelt sind.

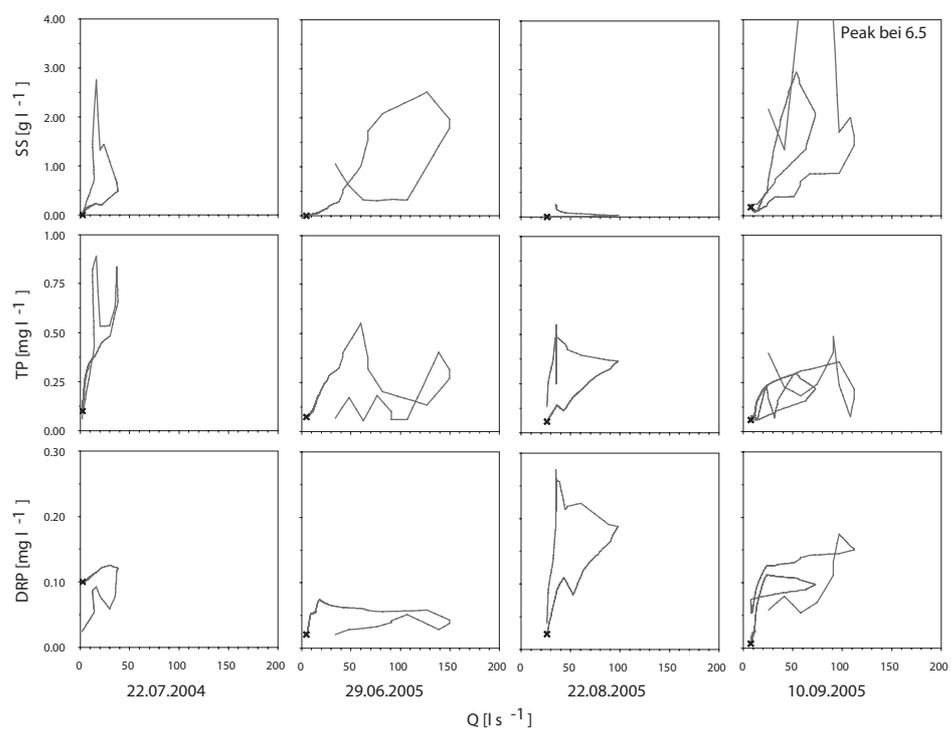


Abb. 5.10: Hysteresekurven der beprobten Sommerhochwasser im Länenbachtal am Pegel P50

Das **x** markiert das Ende der Hysterese. Interessant sind hierbei vor allem die DRP-Hysteresen, die wesentlich höhere Konzentrationen als die Herbsthochwasser zeigen.

Hotzenwaldbäche

Abb. 5.11 liefert einen Überblick zur zeitlichen Verteilung der Niederschläge, dem Abfluss am Pegel ISN und den beprobten Hochwasserereignissen an den oberhalb befindlichen Pegeln RBZ und SNZ. Die Hotzenwaldbäche sind generell durch einen höheren Basisabfluss gekennzeichnet, welcher auch in dem Extremsommer 2003 dafür sorgte, dass die Bäche nicht austrockneten. Die höchsten Abflüsse werden durch Schneeschmelzereignisse verursacht. Neben diesen winterlichen Hochwassern, sind nicht nur die Herbst-, sondern auch die Frühjahrshochwasser sehr ausgeprägt.

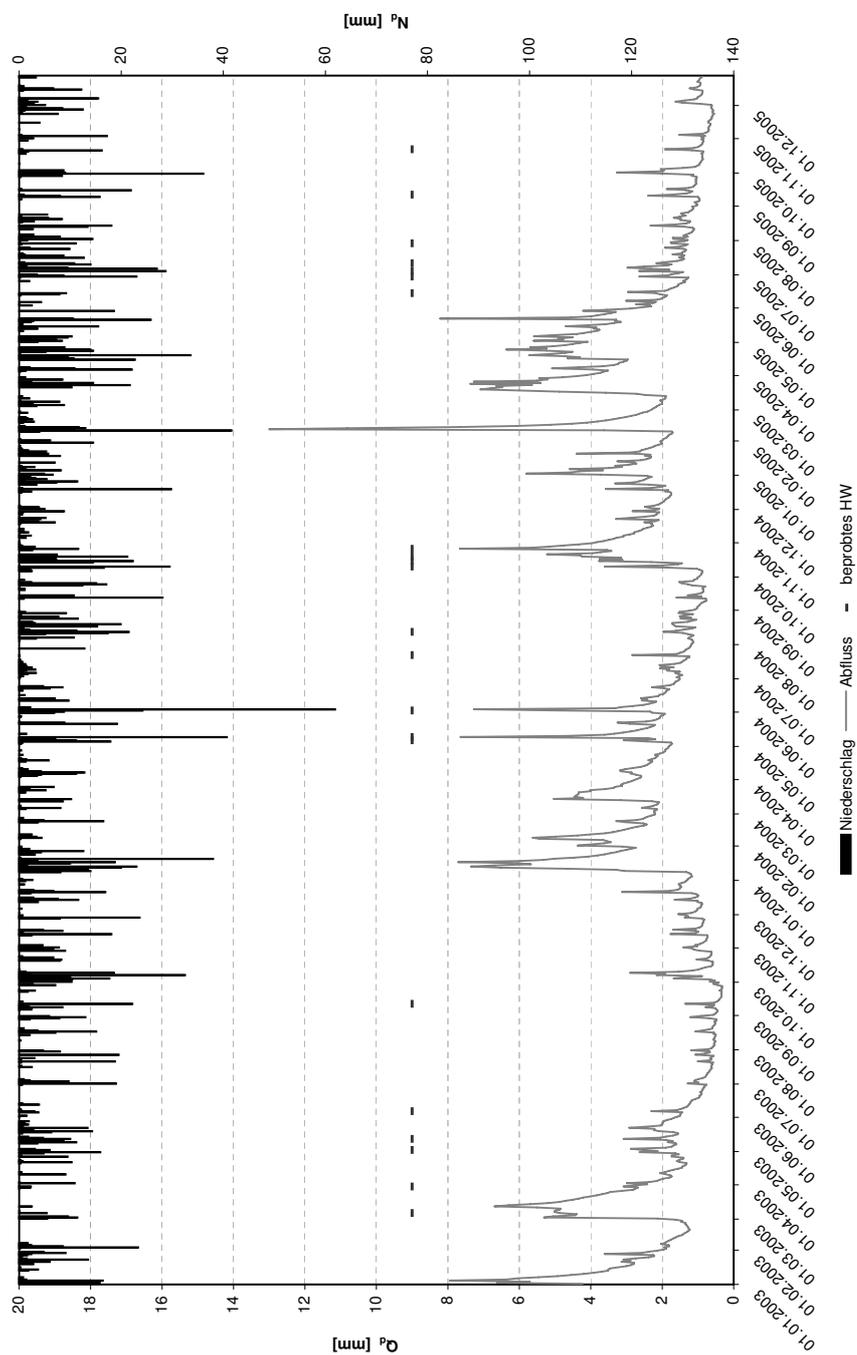


Abb. 5.11: Beprobte Hochwasser des Schneckenbachs am Pegel RBZ und SNZ

Zur Darstellung von Abfluss und Niederschlag wurden Tageswerte verwendet (Quellen: Abfluss: eigene Messungen; Niederschlagsdaten: Station Jungholz, DWD)

Die Mehrheit der beprobten Events liegt für den Pegel RBZ ($n=21$) vor, der aufgrund seiner dominierenden Konzentrationen und Frachten (SCHNEIDER 2007) besonders interessant erschien. Die Beprobung des Pegels SNZ ($n=12$) wurde hingegen nach den Oktoberhochwassern 2004 eingestellt. Auch die Daten der Pegel RBZ und SNZ zeigen im Untersuchungszeitraum (06.03.2003 - 22.10.2005) eine sehr gute polynomische Korrelation 2. Grades zwischen Q_{max} und TP ($r^2=0.85$), DRP ($r^2=0.80$) und SS ($r^2=0.97$, vgl. Abb. 5.8). Wie im Länenbach lässt sich auch bei den Hotzenwaldbächen mit dem Ende der Trockenperiode ab Oktober 2004 eine Abnahme dieser Beziehung feststellen. Der r^2 reduziert sich für TP auf einen Wert von 0.59, auf 0.67 für DRP.

Im Unterschied zum P50 wurden die automatischen Probenehmer im Hotzenwald auf ein einheitliches 15-Minuten-Intervall eingerichtet, so dass nur die ersten sechs Stunden der Ereignisse dokumentiert sind. Aus diesem Grund fehlen in der Klassifikation der Hysterese Ereignisse mit einer komplexen Hydrologie (sogenannte M-Typen) fast vollständig. Zumindest für die Oktoberhochwasser 2004 - welche im Länenbach aufgrund ihrer hohen Stofffrachten auffallen - lässt sich jedoch anhand der abflussäquivalenten Beprobung am Pegel ISN feststellen, dass diese Ereignisse auch nach der sechsständigen Datenreihe keinen Anstieg der Konzentrationen aufweisen. Es bleibt deshalb unklar, ob die Herbsthochwasser im Hotzenwald eine ähnliche Bedeutung für den Stofftransport besitzen wie im Länenbachgebiet.

Umso mehr ist auf die schnell und außergewöhnlich stark reagierenden Hochwasser der Monate Mai bis September hinzuweisen. Besonders gilt dies für den Pegel RBZ. Während die TP-Konzentrationspitzen am Pegel SNZ 0.6 mg l^{-1} nur am 02.05.2003 (Typ GR-E-5) überschreiten, erreichen sie am Pegel Rüttebach am 22.07.2004 die „Rekordmarke“ von 7.2 mg l^{-1} (Typ R-E-9). In jedem der drei beobachteten Sommer werden Gehalte von 3.5 mg l^{-1} überschritten. Auch die DRP-Werte klettern bei diesen Hochkonzentrationsereignissen im Extremfall (22.07.2004) auf über 2.3 mg l^{-1} und überschreiten die Marke von 1.3 mg l^{-1} jedes Jahr. Der Grund hierfür findet sich in der ARA *Rüttehof*, welche aufgrund des Verdünnungseffektes (vgl. SCHNEIDER 2007) zwar kaum einen direkten Einfluss auf die Ereignisse besitzt, indirekt jedoch die P-Gehalte der Gerinnespeicher beeinflusst, welche im Hochwasserfall die Extremreaktionen hervorruft.

Frachtmäßig wird der gesamte Datensatz vom Ereignis am 02.06.2004 dominiert. Dieses doppelgipflige Hochwasser (Typ R-M-5) verursacht in den untersuchten Stoffen die höchsten gemessenen Frachten (siehe Abb. 5.12). Bemerkenswert ist der auffällig parallele Verlauf der drei Hysterese: Ein erstes Konzentrationsmaximum wird sehr schnell – bei der zweiten Probe – erreicht und fällt mit dem Q rasch ab. Der zweite Peak ist durch eine langsamere Reaktion auf den wieder zunehmenden Q charakterisiert. Die TP- und SS-Gehalte der Proben übertreffen dabei die des ersten Peaks, die DRP-Werte fallen deutlich niedriger aus.

Dem gegenüber stehen die Hysteresen am Pegel SNZ, welche wesentlich geringere Konzentrationen und nur beim SS und TP ein doppelgipfliges Verhalten aufweisen. Interessant an diesem Ereignis des 02.06. ist, dass zumindest die TP-Fraktion bereits bei der ersten Probe ihr Maximum erreicht, während für DRP erst gegen Beprobungsende ein kaum merklicher Peak mit Werten unter 0.02 mg l^{-1} festzustellen ist. Für die Mehrheit der am Pegel SNZ registrierten Ereignisse wird der DRP-Peak nicht am Beginn des Events registriert, sondern im mittleren Teil bzw. am Ende. Die Ausnahmen bilden nur die Events vom 02.05.2003 und 06.06.2003; die TP-Hysteresen zeigen dagegen an insgesamt sieben Hochwassern schon während der ersten Probe ein Maximum.

Bei beiden Pegeln lässt die rasche Reaktion der Stoffgehalte auf sehr schnell verfügbare P-Quellen schließen, in denen die verschiedenen P-Fraktionen hochkonzentriert vorliegen. Insbesondere gilt dies für die Hochkonzentrationsereignisse am Pegel RBZ (TP-Maximum $\geq 1.5 \text{ mg l}^{-1}$, siehe Tab. 5.4). Hier dominieren die Hysteresetypen R-E-9. Für den Zeitraum ab 02.06.2004 bis 02.10.2005 wurde zudem eine klare Abhängigkeit ($r^2 = 0.54$) zwischen TP-Maximalkonzentration und der vergangenen Zeit zum letzten Hochwasserereignis festgestellt.

Tab. 5.4: Hochwasserfrachten und Hysteresetypen (Hys.Typ) von Rüttebach (Pegel RBZ) und Schneckenbach (Pegel ISN und SNZ). Die Klassifizierung der Hysteresen erfolgte nach WEISSHAIDINGER (2007). Die Tabelle umfasst nur Ereignisse, für die P-Analysen vorliegen. Grau unterlegt sind Hochkonzentrationsergebnisse $> 1,5 \text{ mg l}^{-1}$ TP.

Datum	letztes HW [d]	Q _{MAX} [l s ⁻¹]	Rüttebach						Schneckenbach								
			SS [kg]	DRP [g]	TP [g]	DP [g]	Hys.Typ SS	Hys.Typ DRP	Hys.Typ TP	Q _{MAX} [l s ⁻¹]	SS [kg]	DRP [g]	TP [g]	DP [g]	Hys.Typ SS	Hys.Typ DRP	Hys.Typ TP
06.03.2003	5	62	-	171	324	-	-	L-E-1	L-E-1	230	-	109	354	-	-	L-E-1	R-E-2
30.03.2003	19	63	-	129	306	130	-	L-E-1	L-E-1	157	-	86	422	77	-	L-E-1	R-E-2
02.05.2003	34	90	-	312	758	-	-	L-E-1	L-E-1	204	-	170	802	-	-	R-E-11	GR-E-5
12.05.2003	10	90	-	305	870	-	-	L-E-1	R-E-5	-	-	-	-	-	-	-	-
06.06.2003	14	86	-	433	1042	454	-	R-E-5	R-E-5	154	-	142	422	-	-	R-E-2	R-E-9
11.09.2003	12	60	-	190	-	-	-	R-E-5	-	115	-	25	-	-	-	R-E-3	-
06.05.2004	37	56	-	114	248	-	-	R-E-1	R-E-1	150	-	16	292	-	-	R-E-3	R-E-2
09.05.2004	3	73	-	136	609	-	-	GR-M-1	R-E-4	220	-	36	418	-	-	R-E-3	R-E-11
02.06.2004	24	215	633	781	2939	980	R-M-5	R-M-5	R-M-5	658	1786	91	1524	279	GR-E-7	R-E-3	R-M-5
22.07.2004	42	139	244	474	1318	547	GR-E-6	R-E-9	R-E-9	179	185	139	532	180	GR-E-1	R-E-5	GR-E-1
12.08.2004	18	74	47	416	948	-	R-E-9	R-E-4	R-E-9	126	75	105	77	-	R-E-9	L-E-1	L-E-1
15.10.2004	5	54	28	81	395	106	R-E-3	R-E-3	GR-E-5	149	32	60	212	106	R-E-1	L-E-1	R-E-3
19.10.2004	4	61	25	86	115	46	R-E-3	R-E-3	R-E-3	163	n.n.	60	225	-	R-E-3	R-E-3	R-E-3
26.10.2004	5	67	17	132	154	74	R-E-3	R-E-3	R-E-3	194	38	230	314	144	R-E-9	L-E-1	R-E-3
14.06.2005	7	76	57	180	336	195	R-E-9	R-E-9	R-E-9	-	-	-	-	-	-	-	-
29.06.2005	12	99	191	485	1472	574	R-M-2	R-M-5	R-M-5	-	-	-	-	-	-	-	-
04.07.2005	5	102	131	360	929	421	R-E-9	R-E-9	R-E-9	-	-	-	-	-	-	-	-
11.07.2005	5	57	4	81	109	92	L-E-1	L-E-1	GR-E-5	-	-	-	-	-	-	-	-
11.09.2005	27	64	47	321	875	390	R-E-9	GR-E-6	GR-E-5	-	-	-	-	-	-	-	-
22.10.2005	20	53	43	209	644	225	R-E-2	R-E-2	R-E-2	-	-	-	-	-	-	-	-

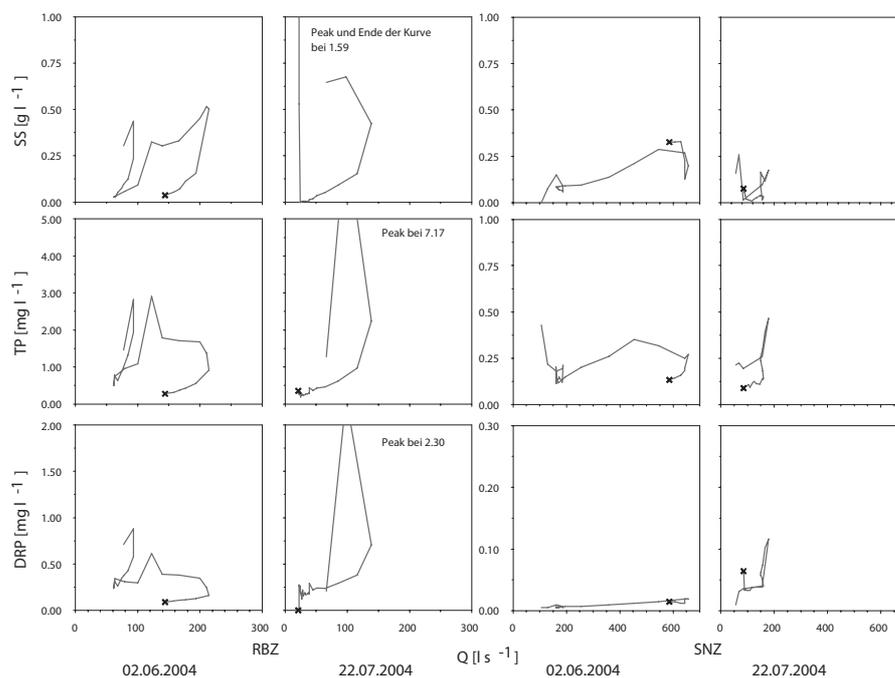


Abb. 5.12: Hysteresekurven ausgewählter Sommerhochwasser am Rüttenbach (Pegel RBZ) und Schneckenbach (Pegel SNZ)
 Das **x** markiert das Ende der Hysterese. Zu beachten sind die unterschiedlichen Skalen der P-Fractionen von RBZ und SNZ. Im Vergleich zu den Länenbachhysteresen (Abb. 5.10) fallen die sehr ähnlichen, parallel verlaufenden Kurven der P-Fractionen *und* SS auf.

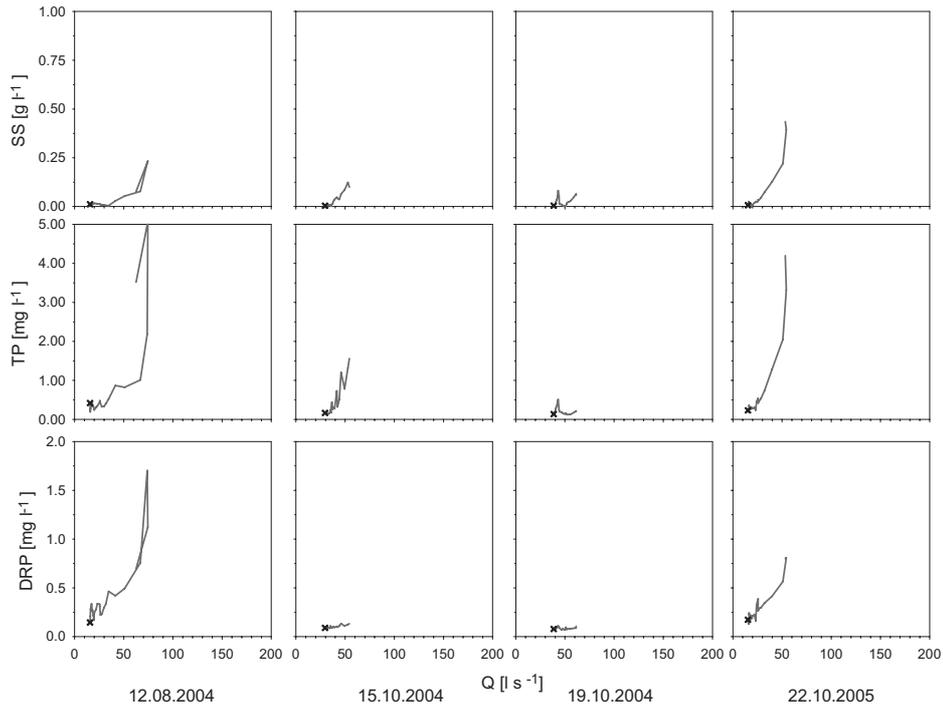


Abb. 5.13: Hysteresekurven von Sommer- und Herbstereignissen des Rüttebachs (Pegel RBZ)

Das **x** markiert das Ende der Hysteresis. Es handelt sich um kleinere Ereignisse mit kurzen Abflussgängen, bei denen die Konzentrationspeaks zumeist verpasst werden. TP und DRP erreichen im August noch „extreme“ Gehalte, doch brechen diese im Oktober ein, obwohl zwischen 12.08. und 15.10.2004 kein größeres Hochwasser stattfand und auch der Q_{max} von August- und Oktoberevents durchaus vergleichbar ist. Hauptgrund für diesen Unterschied mag die niedrige Intensität der Frontenniederschläge des Oktobers 2004 sein, die die Hochwasserwellen langsam ansteigen ließ und eine konzentrierte Abfuhr des Sohlmaterials verhinderte.

Diese Beziehung könnte auch die starke Abnahme der Konzentrationen bei den Oktoberhochwassern 2004 am Pegel RBZ erklären: Hier sinken die Werte vom Event am 15.10.2005, welches noch zu den Hochkonzentrationser eignissen gezählt werden kann, innerhalb von *vier* Tagen auf Werte, die für den Pegel SNZ charakteristisch wären (Abb. 5.13). Darin wird deutlich, dass andauernd hohe Abflüsse im Bereich der Auslöseschwelle die Hochkonzentrationsspeicher rasch leeren. Die nachfolgenden Events, welche als Q-Peak lediglich die Auslöseschwelle erreichen, sind nicht mehr in der Lage, die gleichen oder andere P-Quellen zu erschließen. Anders die mehrgipfligen Ereignisse vom 02.06.2004 und 29.06.2005: Beide können den ersten TP- und SS-Peak übertreffen, was für einen schubweisen Transport von Material spricht, das aus den gleichen hochkonzentrierten Quellen stammt.

5.2.3 Zwischenfazit

Sowohl die Ergebnisse der manuellen Abflussbeprobung als auch die automatisch beprobten Hochwasserevents liefern in beiden Untersuchungsgebieten zahlreiche Anhaltspunkte, um gerinnenaher und -interne P-Quellen zu identifizieren. Die Abschätzung der Gerinneretention zeigt im Länenbach ein Bild hoher kleinräumiger Variabilität (Bereich um die IS) bei ausgeprägtem, großräumig wirkendem Rückhalt. Vor der Rüttebachmündung lässt sich das auch für den Schneckenbach feststellen; unterhalb dieser spielt das Gerinne vermutlich eine stärkere Rolle als P-Quelle.

Die Analysen der Hochwasserereignisse betonen die Rolle gerinneinterner Quellen bei kleinen bis mittleren Ereignissen – vornehmlich bei den sommerlich-konvektiven Events. Für den P-Haushalt im Länenbach kann zudem vermutet werden, dass die Erschließung großskaliger – vermutlich EZG-weiter – P-Quellen an die Überschreitung eines bestimmten Q-Schwellenwertes gebunden ist. Im Hotzenwald ergeben die Analysen der Hochwasserereignisse eine überaus starke Dominanz des gerinneinternen Speicher-Quellen-Systems, welches durch die ARA-*Rüttehof* gespeist wird. Am Pegel SNZ lassen TP- und SS-Peaks ebenfalls auf diese gerinnenahen und schnell verfügbaren Speicher schließen, welche jedoch in der Frachtbilanz der verschiedenen Ereignisse eher von untergeordneter Bedeutung sind.

5.3 Ufer- und Gerinneerosion

Ausmaß und Ablauf der Seitenerosion sind abhängig vom Ufermaterial, welches Uferform, -höhe und -stabilität entscheidend beeinflusst. So sind in den beiden Untersuchungsgebieten völlig verschiedene Prozess-Formen anzutreffen und es lohnt die beobachtbaren Prozesse und Zustände im Gerinne zu erläutern, bevor die Bilanzierung der Ufererosion und deren zeitliche und räumliche Variabilität anhand von Messwerten eingehender ausgewertet wird.

Die Kenntnis dieser Abläufe ist für eine realistische Interpretation und Extrapolation der Messwerte essentiell.

5.3.1 Prozesse der Wandrückverlegung

Die hohen Länenbachufer sind von einer denudativen Rückverlegung gekennzeichnet, die besonders während der Trockenperiode visuell und akustisch erlebbar ist. Dann rieselt das feine, in kleinen Aggregaten gebundene Material die Uferwände hinunter, um am Wandfuß zu akkumulieren. Dabei bleiben die Uferwände auch bei großen Hochwassern in ihrer Form erhalten und nur vereinzelt konnten größere frische Anbrüche beobachtet werden, die meist mit der Entwurzelung von Ufergehölzen in Verbindung standen.

Den größten dokumentierten Einfluss auf die Ufermorphologie hatte das Extremereignis im April 2006, welches jedoch aufgrund der bereits eingestellten Messungen am Pegel P50 nicht in den folgenden Bilanzierungen berücksichtigt wird. Am stärksten wurde während dieses Events der orographisch rechte Uferbereich zwischen den Anbrüchen 11 und 12 verändert (siehe Abb. 5.14). In Höhe einer Barriere aus abgerutschtem, jedoch noch grünendem Ufergehölz bildete sich eine kurze Umlaufstrecke, die die ca. 3 m hohen Uferwände auf einer Länge von 2.5 m ca. 1.2 m nach hinten verlegte.

Einen weiteren Prozess der Wandrückverlegung stellen Rutschungen dar, deren Anrißnischen und Rutschkörper vereinzelt im Uferbereich des Mittellaufs beobachtet werden konnte. Es handelt sich jedoch um weitgehend inaktive Prozessformen – aktive Uferrutschungen konnten nicht beobachtet werden.

Im Schnecken- und Rüttebach sind die Uferwände kaum für denudative Prozesse anfällig. Das dunkle, anmoorige Substrat bildet niedrige, häufig fast senkrechte Uferwände aus, die von einer überhängenden Moos- und Krautschicht vor physischen Einwirkungen oberhalb der Wasserlinie geschützt werden. Unterhalb des Wasserspiegels zeigen sich dafür die Spuren fluvialer Kräfte sehr deutlich: Viele Uferwände sind bis zu einem halben Meter unterhöhlt. Das Einstürzen dieser Ufer wurde vor allem in und nach den Wintermonaten beobachtet und ist auf die Destabilisierung durch Frostwechselprozesse zurückzuführen (siehe Abb. 5.15). Diese Prozesse sind durch Erosionsnägel nicht zu erfassen, so dass nur eine geringe Anzahl dort eingebracht und in größeren Intervallen gemessen wurde. Wegen der geringen Uferhöhe befinden sich die Messinstrumente zudem häufig auf nur einem Niveau der Uferwand.



Abb. 5.14: Uferabbruch im Länenbach vor und nach dem Hochwasser vom 10.04.2006 (Fotos: Christian Katterfeld)

Das obere Bild zeigt den Uferabbruch während der ersten Querprofilmessung am 05.09.2003 (Blickrichtung stromauf). Deutlich ist zu erkennen, dass das abgerutschte Gehölz in der Bildmitte noch Kontakt zum linken Uferhang besitzt, welcher im Bereich der Böschungsoberkante und dem fast ausgetrockneten Bachbett ein gerades Profil besitzt. Das aus zwei Fotos (25.04.2006) zusammengesetzte untere Bild zeigt die Situation nach dem Hochwasser aus einer leicht versetzten Perspektive. Die Veränderungen am massiv erodierten Uferabbruch aufgrund der neu entstandenen Hauptfließrinne hinter dem Gehölz sind gut zu erkennen.



Abb. 5.15: Uferanbruch im Rüttebach während einer Kälteperiode im Februar 2006 (Foto: Christian Katterfeld 22.02.2006)

Das Foto zeigt die steilen, für die Hotzenwaldbäche hohen Ufer im Mittellauf des Rüttebachs, unterhalb der ARA *Rüttehof*. Die Blickrichtung ist stromauf gewandt. Die Uferhöhe beträgt etwa 1.3 m. Klar ist die Form der typischen überhängenden Ufer zu erkennen. Im linken Vordergrund ist eine von einem kleinen Schneefleck bedeckte Eislinse zu erkennen: Teile der wassergesättigten Uferwände gefrieren im Winter, dehnen sich aus und erzeugen dabei Brüche in den ansonsten elastischen und recht widerständigen Ufern.

5.3.2 Quantifizierung der Ufererosion

Die Analyse der Ufererosionsprozesse erfolgt in zwei unterschiedlichen räumlichen Skalen: Prozesse innerhalb der Uferanbrüche und Prozesse im gesamten Bachverlauf. Zunächst sollen die Erosions- und Akkumulationsprozesse innerhalb der Uferanbrüche erläutert werden. Dabei wurden die Ober- und Unterhänge der Anbrüche jeweils getrennt betrachtet. Diese Untersuchungen hatten das Ziel, aus dem Verhalten der Uferböschungen Regelmäßigkeiten zu erkennen und deren Auswirkung auf die Materialverluste, welche für den gesamten Bachverlauf bilanziert wurden, abzuschätzen.

Da der Stichprobenumfang der Erosionsmessungen im Hotzenwald zu gering ist, bezieht sich die Analyse der Messungen innerhalb einzelner Uferanbrüche überwiegend auf den Länenbach. Für den Hotzenwald lässt sich vor allem aufgrund der Beobachtungen ein erhöhter Anteil Unterhangerosion postulieren – also am Fußbereich der Böschung, der ständig von Wasser umspült ist. Das Abbrechen ganzer Uferschollen erfolgt bei der Überschreitung eines bestimmten Schwellenwertes der Unterhöhlung, welcher in Abhängigkeit von der Uferhöhe und Durchwurzelung zwischen 0.3 und 0.6 m geschätzt wird. Diese kleinen Massenbewegungen sind bis auf wenige Ausnahmen auf die Wintermonate beschränkt. Für die Messungen an den Hotzenwaldbächen bedeutet dies eine massive Unterschätzung der Erosionsleistung, denn die unteren Erosionsnägel sind zumeist oberhalb des Mittelwasserspiegels positioniert. Der Mittelwert der hier gemessenen Rückverlegung liegt bei -4.81 mm. Damit unterscheiden sich diese Positionen markant von denen der wenigen Erosionsnägel, die in den oberen Wandbereichen der Ufer eingebracht wurden (mittlere Rückverlegung = 0.08 mm). Insgesamt beträgt die Gesamtbilanz der Wandrückverlegung in den Hotzenwaldbächen -3.12 mm.

Die hohen und im Profil zumeist geraden Uferböschungen des Länenbachs unterliegen anderen Prozessen, die durch die Erosionsnagelmessungen besser erfasst wurden als in den Hotzenwaldbächen. Für die Uferböschungen wurde ein differenziertes Verhalten der Ober- und Unterhänge vermutet, die sich in drei Hauptszenarien zusammenfassen lassen:

- Der Unterhang weist eine wesentlich höhere Rückverlegung auf als der Oberhang, was für eine verstärkte fluviale Formung spricht.
- Ober- und Unterhang weisen gleiche Rückverlegungswerte auf und repräsentieren damit ausgeglichene Verhältnisse, in denen sich denudative und fluviale Prozesse die Waage halten.
- Erhöhte Rückverlegungswerte am Oberhang bei gleichzeitiger Anreicherung am Hangfuß deuten auf verstärkte denudative Formung hin.

Insgesamt wurden hierzu häufig ähnliche Rückverlegungswerte (± 2 mm) zwischen Ober- und Unterhang ermittelt. Gleiche Werte wurden nur dann ermittelt, wenn keine Veränderungen an den jeweiligen Erosionsnägeln zu messen waren. Abb. 5.16 zeigt die Entwicklung der dominanten Erosionsbereiche im Zeitraum 01.03.2004 bis 07.12.2005. Ausgangsbasis für das Diagramm bildet die Klassifizierung jedes einzelnen, mit Erosionsnägeln ausgerüsteten Uferanbruchs nach den beschriebenen Szenarien. Die Verläufe zeigen eine markante Zunahme der Erosion im unteren Böschungsbereich aufgrund der Herbsthochwasser 2004. Die Summe aller – nach Böschungsposition gegliederten – Veränderungsmessungen zeigt jedoch eine Dominanz der Rückverlegung im oberen Hangbereich (17 zu 9 Uferanbrüche).

Die Betrachtung der absoluten Rückverlegungswerte lässt gegenüber den Werten des Schneckenbachs zunächst eine reduzierte Aktivität vermuten. Das Gesamtmittel beträgt -2.73 mm, wobei die unteren Nägel mit Werten von -2.41 mm gegenüber den nächst höher eingebrachten Messstäben mit -2.98 mm auf die dominanten Oberhangprozesse im Länenbach hindeuten.

Für beide Untersuchungsgebiete wurden die höchsten Wandrückverlegungen zwischen den Zeiträumen September 2004 - November 2004 und November 2004 - März 2005 beobachtet. Im Jahr 2005 konnte trotz feuchteren Bedingungen der markante Übergang vom Sommer zum Herbst nicht beobachtet werden. Bei einer generellen Suche nach Zusammenhängen zwischen Rückverlegung und den ökohydrologischen Faktoren wie Abflussmenge, maximaler Peakhöhe, Häufigkeit durchgehender Ereignisse, Länge der Trockenzeiten, Anzahl der Tage um den Gefrierpunkt konnten für den gesamten Datensatz in keinem Fall signifikante Relationen festgestellt werden. Nur für den Zeitraum März 2004 bis März 2005 lassen sich zumindest im Länenbach für die Abflussmenge ($r^2 = 0.45$) und die Temperaturspannweite zwischen den einzelnen Messungen ($r^2 = 0.58$) signifikante Bezüge zur Rückverlegung nachweisen.

Im Länenbach lassen die Messungen und Beobachtungen einige zentrale Aussagen über die Mechanismen der Ufererosion zu: Im Länenbach bewirken lange trockene Verhältnisse, wie sie 2003-2004 auftraten, eine verstärkte Bereitstellung von Lockermaterial durch Denudationsprozesse. Abb. 5.16 zeigt, dass die Oktoberereignisse 2004 – Hochwasser mit hoher Amplitude und Magnitude – die höchste gemessene Rückverlegungsrate verursachen. Der nachfolgende Zeitraum zwischen November 2004 und März 2005 ist ebenfalls noch durch eine erhöhte Rückverlegung gekennzeichnet, die Prozesse an Ober- und Unterhang halten sich jedoch die Waage. Ein weiterer wichtiger Punkt für die Wintermonate 2004 und 2005 sind die mit Frostwechsel in Verbindung stehenden Prozesse, welche ebenfalls zu einer Verstärkung der Uferwanddenudation führen, wie die positiven Rückverlegungswerte im November und Dezember 2005 zeigen. Aus den Ergebnissen lässt sich schlussfolgern, dass feuchte Perioden mit häufigen kleinen und mittleren Ereignissen über ein ausgeglichenes Ober- Unterhang-Verhältnis mit stetigen, aber kleineren Materialverlusten verfügen, als die nach längeren Trockenperioden eintretende

verstärkte Abfuhr des am Wandfuß akkumulierten Denudationsmaterials.

Für die Gesamtbilanzierung der Materialverluste durch Ufererosion über den gesamten Bachverlauf spielt es eine große Rolle, wie die Messwerte der einzelnen Erosionsnägel in die Berechnung der Wandrückverlegung pro Uferanbruch einfließen. Zunächst wurde dazu für jeden Nagel aus den einzelnen Veränderungsmessungen eine Rückverlegungsrate pro Jahr berechnet. Für jeden Anbruch wurde anschließend eine mittlere Rückverlegungsrate pro Jahr kalkuliert. Um diese Berechnungen dann auf den gesamten Bachverlauf zu projizieren, erfolgte zunächst eine Klassifikation der Uferstabilität. Dazu wurden für jedes Untersuchungsgebiet jeweils drei Aktivitätsgrade unterschieden, welche anhand der Rückverlegungsraten (arithmetisches Mittel \pm Standardabweichung) festgelegt wurden. Die Klassifizierung der restlichen Uferbereiche erfolgte danach aufgrund kartierbarer Ufereigenschaften der drei Klassen (z.B. Bewuchs und Neigung). Parallel zu dieser Aktivitätskartierung wurde die Uferhöhe in drei Klassen (0-0.5 m, 0.6-1.5 m und 1.6-2.5 m) aufgenommen, deren Mittelwerte in die weiteren Berechnungen einfließen. Anders als bei einem einzelnen mittleren Höhenwert bildet dieses Vorgehen eine belastbare Bilanzierungsbasis, welche auch den Zusammenhang zwischen Uferhöhe und Uferstabilität plausibel abbildet.

Im Länenbach variiert die Uferhöhe und -aktivität räumlich und zeitlich wesentlich stärker, was im Mittel hohe Rückverlegungsraten bzw. Erosionsmengen zur Folge hat. Die aktivsten Bereiche liegen dabei in den Eintiefungen unterhalb P51/52 und vor bzw. im markanten Südknick des Baches oberhalb P50 (Abb. 5.17). Für den Schneckenbach wird aufgrund der mehrheitlich niedrigen Ufer geringer Aktivität auf eine detaillierte Darstellung verzichtet. Abseits anthropogener Gerinnemaßnahmen treten aktivere und/oder höhere Uferwände nur punktuell verteilt auf.

Die Ergebnisse der Gesamtbilanzierung zeigen trotz der unterschiedlichen Prozesse in den einzelnen Untersuchungsgebieten ähnlich dimensionierte Rückverlegungsraten (vgl. Abb. 5.18). Höhere Uferaktivitäten ($> 0.3 \text{ mm y}^{-1}$) werden im Hotzenwald lediglich im anthropogen beeinflussten Abschnitt des Rüttebachmittellaufs und punktuell auch an den Ufern des Schneckenbachs (Anbrüche 7 und 8) gemessen. Zum Einen werden hier höhere Rückverlegungsraten nachgewiesen. Zum Anderen liegt die Uferhöhe in diesen Bereichen auch über dem Durchschnitt. Insgesamt sind die Ufer der Hotzenwaldbäche jedoch wenig erosionsanfällig und stellen im Vergleich zum Länenbach unbedeutende Feststoffquellen dar, wie die Tab. 5.5 deutlich zeigt. Bei mittleren Eintragssummen von knapp $8 \text{ m}^3 \text{ y}^{-1}$ im Hotzenwald und über $80 \text{ m}^3 \text{ y}^{-1}$ im Länenbachtal zeigen die lediglich um den Faktor 2 differierenden Rückverlegungsraten, dass der maßgebliche Steuerfaktor der Eintragsmenge die Uferhöhe ist.

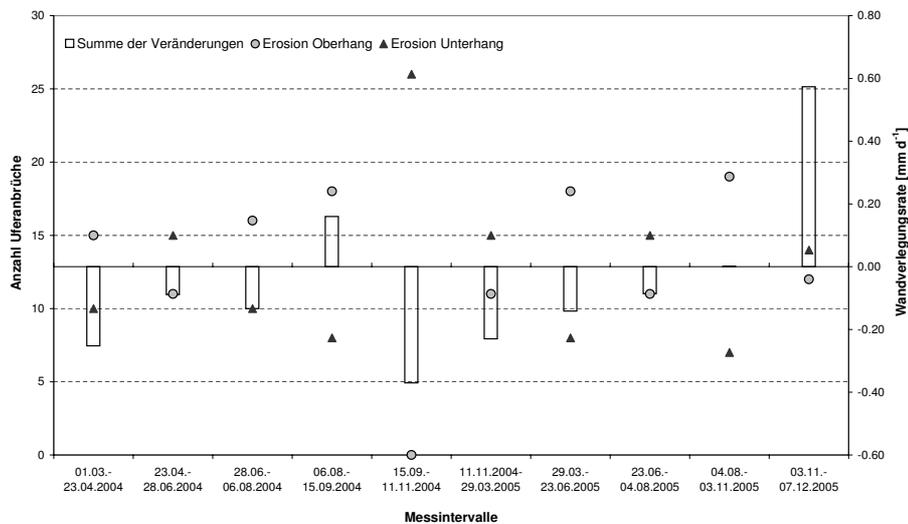


Abb. 5.16: Prozesse innerhalb der Uferanbrüche des Länenbachs

Das Diagramm vergleicht die Anzahl der Uferanbrüche, in denen eine verstärkte Erosion im oberen (*Erosion Oberhang*) bzw. unteren Teil (*Erosion Unterhang*) der Anbruchfläche gemessen wurde. Die *Summe der Veränderungen* gibt in mm die gemessene Wandrückverlegung als Summe der Mittelwerte pro Uferanbruch an. Auffällig ist die Dominanz der Oberhänge während der Sommermonate 2003, die mit den Herbsthochwassern zu einer hundertprozentigen Dominanz der unteren Böschungsabschnitte kippt. Zwischen den Messungen im September 2004 und Juni 2005 erhöhen sich die Summenwerte der Wandrückverlegung infolge der Abfuhr von Material am Wandfuß markant.

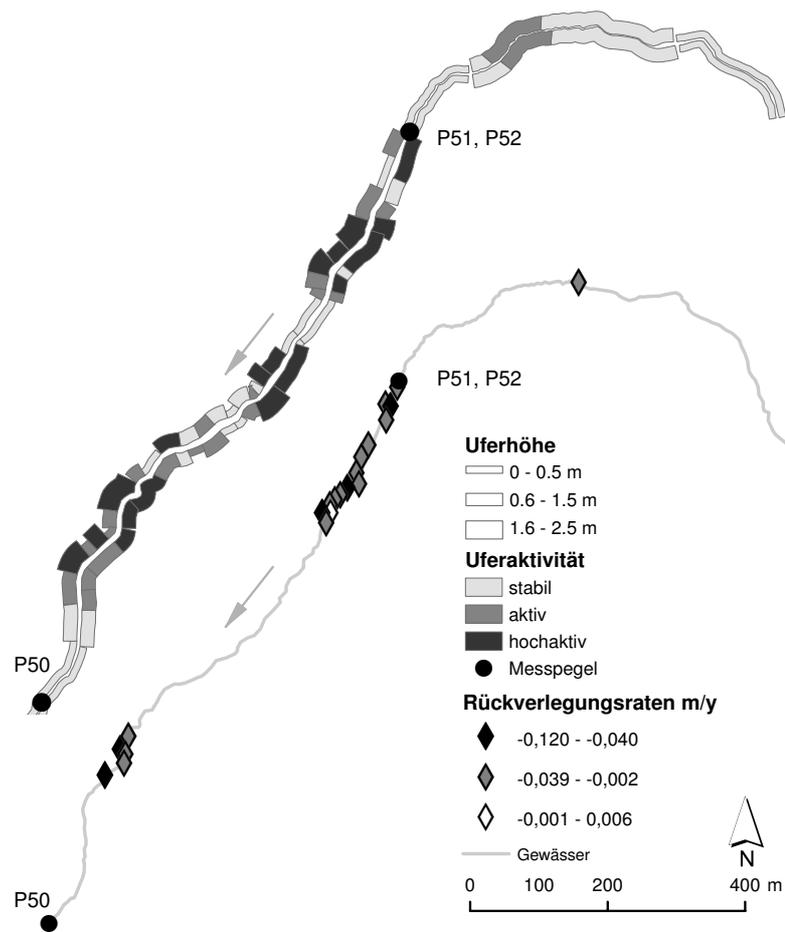


Abb. 5.17: Seitenerosion entlang des Länenbachs

Über die Klassifikation der Uferhöhen und -aktivität (oben) wurden die mit Hilfe von 61 Erosionsnägeln an 21 Uferanbrüchen gemessenen Rückverlegungsrate(n) (unten) auf den gesamten Bachverlauf projiziert. (Orig. Christian Katterfeld)

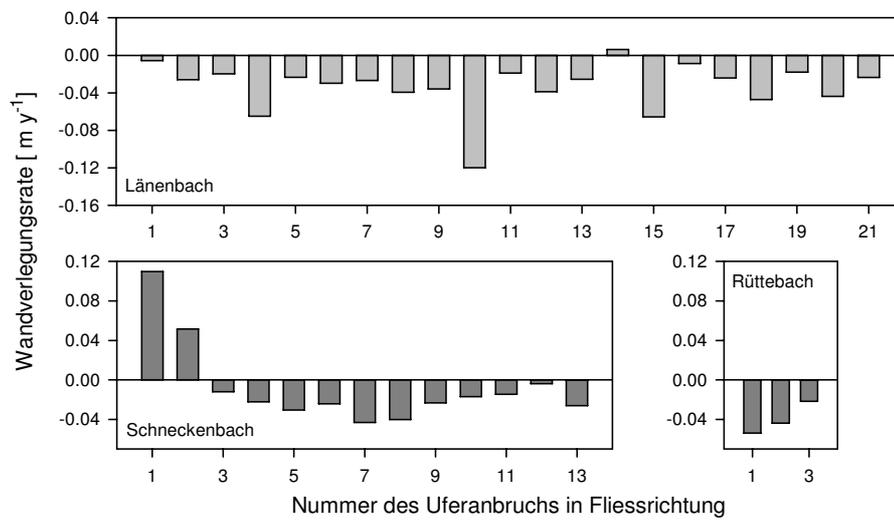


Abb. 5.18: Rückverlegungsrate des Länen-, Rütte- und Schneckenbachs
Die auffälligen positiven Raten des Schneckenbachs lassen sich auf anthropogen vergrößerte und übersteilte Uferabbrüche im Bereich eines Teichumlaufs zurückführen, die sich langsam wieder den natürlichen Bedingungen anpassen. Die Werte sind, trotz der unterschiedlichen Substrate und Prozessabläufe, erstaunlich ähnlich. Im Länenbach werden die Uferwände durch Denudationsprozesse geprägt; in den Hotzenwaldbächen dominiert dagegen das Abbrechen kompakter Uferschollen an fluvial unterschrittenen Uferwänden.

Tab. 5.5: Bilanzierung der Ufererosion im Länen- und Schneckenbach.

	Länenbach	Schneckenbach
Datum erste Messung	01.03.2004	29.04.2004
Datum letzte Messung	07.12.2005	07.12.2005
Anzahl Erosionsnägel / Messung	61 / 11	39 / 8
Mittel \pm Stabw [m y⁻¹]	-0.028 \pm 0.017	-0.013 \pm 0.04
Summe [m³ y⁻¹]	-81.5	-7.7
Eintrag pro Meter Gewässer [m³ m⁻¹ y⁻¹]	0.037	0.001
mittlere Lagerungsdichte [g cm⁻³]	1.04	0.72
Summe [t y⁻¹]	-84.8	-5.5

5.3.3 Quantifizierung der Gerinneerosion

Für den Stoffhaushalt der hier untersuchten kleinen Fließgewässer sind neben der Aktivierung des Ufermaterials auch die Mechanismen der Speicherung an der Bachsohle von Bedeutung. Diese sind in Abhängigkeit vom Ufersubstrat unterschiedlich ausgeprägt. Im Länenbach konnte oftmals eine Verfestigung des lockeren Materialverbunds am benetzten Wandfuß beobachtet werden, so dass bei kleinen bis mittleren Hochwassern nur die obersten Schichten aktiviert wurden. In den Hotzenwaldbächen werden abgebrochene Uferschollen ebenfalls nur langsam vom fließenden Wasser aufgelöst und bleiben als Strömungshindernisse oftmals über einen längeren Zeitraum auf der Sohle erhalten. Diese Beobachtungen werden von den Querprofilvermessungen gestützt, die in den trockenen Jahren 2003 und 2004 deutlich stärker von Akkumulations- als von Erosionsprozessen gekennzeichnet waren.

Um diese Vorgänge plausibel abzuschätzen, wurden von den einzelnen, von Materialgewinn und -verlust gekennzeichneten Messlotrechten der Profile *seperate* Veränderungsflächen (in m²) gebildet. Dieses Vorgehen ist aufgrund der im Querprofil unterschiedlich wirkenden fluvialen Prozesse notwendig (vgl. Abb. 5.19). So würde eine reine Mittelwertbildung der Veränderungen über das gesamte Profil zwar den generellen Trend der Veränderung erkennen lassen, einzelne Erosion- und Akkumulationmassen können jedoch nicht abgeschätzt werden. Die Veränderungsflächen wurden nach Gleichung (5.2) bzw. (5.3) berechnet.

$$\text{für } \Delta t > 0 : F_{Akk} = \sum_{i=1}^n \Delta t_n \cdot b \quad (5.2)$$

$$\text{für } \Delta t < 0 : F_{Ero} = \sum_{i=1}^n \Delta t_n \cdot b \quad (5.3)$$

$$S_{Akk,Ero} = F_{Akk,Ero} \cdot B_Q \quad (5.4)$$

F_{Akk} : Akkumulationsfläche [m²]

F_{Akk} : kumulationsfläche [m²]

S_{Akk} : Akkumulationsschicht [m]

F_{Ero} : Erosionsfläche [m²]

S_{Ero} : Erosionsschicht [m]

t_n : gemessene Tiefe an Position n [m]

b : Interval der Messlotrechten = 0.1 m

B_Q : Breite des Querprofils

Um die Veränderungsflächen zwischen den Profilen vergleichbar zu machen, wurde die Akkumulations- bzw. Erosionsschicht aus den Teilflächen und der jeweilige Profilbreite nach Gleichung (5.4) berechnet. Abb. 5.19 zeigt die Problematik am Beispiel von Querprofilen einer Resistenzstrecke und eines geomorphologischen Pools.

An den untersuchten Bächen ließen sich zwei Arten von Feststoffspeichern ausweisen:

- Flache und großflächige Rifflestrecken, in denen vermehrt gröberes Material abgelagert ist und in denen Veränderungen im Profil zumeist durch eine von Totholz und Laub induzierte Verlagerung der Fließrinne zustande kommen
- Pools nach kleinen Überfällen, in welchen vor allem feine, schluffige und daher leicht remobilisierbare Materialien abgelagert sind

Die Querprofile zeigen in den beiden Speichertypen einen häufigen Wechsel von Erosions- und Akkumulationsbedingungen. Die Veränderungen liegen dabei im Zentimeterbereich und lassen bei keinem der Querprofile einen ausschließlichen Materialverlust bzw. -gewinn erkennen. In Abb. 5.20 ist die Entwicklung verschiedener Querprofile in zwei Zeitschnitten gegenübergestellt. Bis Anfang Dezember 2004 waren mit Ausnahme der beiden obersten (Q3b und Q3c) alle Profile von Akkumulationsprozessen dominiert. Ein anderes Bild ergibt sich, wenn die Messungen vom 12.05.2005 noch hinzugefügt werden. Zu diesem Zeitpunkt zeigen Erosion und Akkumulation ein ausgewogenes Verhältnis, nur Profil Q4 fällt mit einem hohen Materialgewinn ins Auge. Ohne diesen Ausreißer konnte im Länenbach eine mittlere Akkumulationsschicht von 0.052 m bzw. eine Erosionsschicht von 0.059 m festgestellt werden. Mit

dem Profil Q4 halten sich Erosion und Akkumulation bei Werten um 0.06 m etwa die Waage. Bis Ende 2004 betrug die Akkumulationsschicht dagegen 0.041 m und ihr stand der Verlust einer 0.035 m mächtigen Erosionsschicht gegenüber.

Obwohl anhand der Beschaffenheit des Gerinnesediments zunächst nicht geklärt werden kann, woher das Material stammt, ist augenscheinlich, dass Ufererosionsprozesse zu einem Großteil für die Materialanreicherung an der Gewässersohle verantwortlich sind.

In den Hotzenwaldbächen konnten die Querprofilvermessungen nachweisen, dass die Veränderungen sich in ähnlichen Dimensionen bewegen wie im Länenbachtal. Das wurde aufgrund der gröberen Gerinnesedimente nicht vermutet. Das grobmaterialreiche Bachbett scheint zwar wesentlich erosionsbeständiger, doch können Totholzbarrieren auch in den Profilen des Schneckenbachs größere Veränderungen bewirken – so z.B. am Profil SN2 (Abb. 5.21). Generell weisen die vermessenen Bachabschnitte ebenfalls überwiegende Akkumulationsprozesse auf. Diese hinterlassen in den Hotzenwaldbächen im Zeitraum 06.11.2003 - 04.12.2004 eine im gesamten Mittel 0.06 m dicke Schicht. Die mittlere Erosionsschicht beträgt im größeren Schneckenbach 0.04 m, an den drei Profilen des Rüttebachs 0.03 m. Bis auf Profil SN5, das in einem Pool oberhalb des Interstitialsonde IS4 angelegt wurde, zeigen alle Poolprofile überwiegenden Sedimentgewinn. Am Profil SN2 wurden aufgrund von Totholzablagerungen besonders hohe Akkumulationswerte gemessen.

Neben den drei Querprofilen an der Rüttebachmündung wurden im Juni 2005 im eingetieften Abschnitt unterhalb der Kläranlage noch zwei weitere Querprofile eingerichtet. Sie waren so angelegt, dass eine Step-Pool-Sequenz auch in ihrer longitudinalen Entwicklung – in der Rückverlegung des Steps – beurteilt werden konnte. Im April 2006 wurden diese Profile ein zweites Mal untersucht: Obwohl die Profile zerstört und eine weitere Messung nicht mehr möglich war, konnte abgeschätzt werden, dass der Überfall um ca. 0.6 m stromauf gewandert und den Abbruch einer Uferscholle bewirkt hatte.

Bei den Querprofilmessungen in den Hotzenwaldbächen konnte häufig beobachtet werden, dass sich zwischen dem groben Material des Berglesands eine feine, dunkle, organische Schlammschicht angelagert hatte, die jedoch nur an den flachen, bewachsenen Uferbereichen größere Mächtigkeiten (2-5 cm) aufwies. Es ist anzunehmen, dass dieses Material hauptsächlich aus der Erosion der oberen, anmoorigen Uferbereiche stammt. Der Hauptteil der in den Gerinnen gemessenen Veränderungen läuft jedoch im groben Gerinnesediment ab. Neu gebildete Akkumulationsbereiche bestehen zumeist aus sandig-grusigem Material, das aus den tieferen Uferschichten bzw. dem Gerinne selber stammt. Doch auch in diesen Aufschüttungen lassen sich Lagen aus Laub und dunklem organischem Schlamm feststellen.

Zwischen den Profildaten beider Untersuchungsgebiete und verfügbaren meteorologischen und hydrologischen Daten (Abfluss, Peakhöhe, Anzahl der Ereignisse, Temperatur) konnte kein signifikanter Bezug nachgewiesen werden. Auch die Beziehungen zur Seitenerosion können lediglich kausal hergestellt werden – für statistische Auswertungen ist das Datenvolumen zu gering. Letztlich ist anzumerken, dass alle Messungen zur Entwicklung der Gerinne nur eine Momentaufnahme darstellen, deren Projektion auf einen größeren Zeitrahmen mit erhöhten Unsicherheiten verbunden ist. Was während eines – geschweige denn mehrerer – Hochwasserereignisse geschieht, wird von ihnen nicht erschlossen.

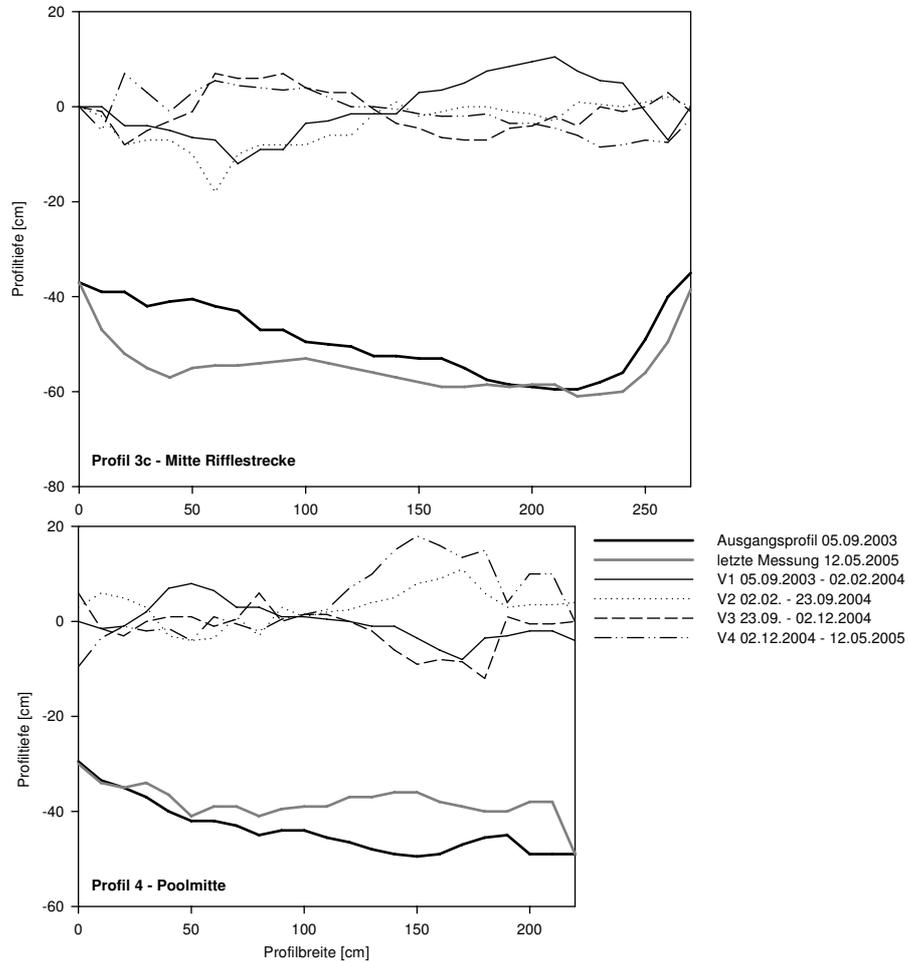


Abb. 5.19: Gerinneerosion und -akkumulation am Beispiel zweier Querprofile des Länenbachs

Beim Vergleich der ersten und letzten Messung (dicke Linien, Blickrichtung ist stromauf) der beiden Gerinneprofile fällt zunächst auf, dass das obere Profil der Resistenzstrecke stark durch Erosion geprägt ist, während der Pool im unteren Graph ausschließlich von Ablagerungen dominiert wird. Ein besseres Bild über die Entwicklung der Profile geben jedoch die Veränderungswerte (V1-V4), die als dünne Linien im oberen Teil der Diagramme aufgetragen sind. Eine (doppelte) Verlagerung der Fließrinne bewirkt im Resistenzprofil Veränderungen auf der gesamten Profilbreite. Die Veränderungen im Poolprofil sind deutlich auf der orographisch linken Seite konzentriert und zeigen dort einen ständigen Wechsel von Erosion und Akkumulation.

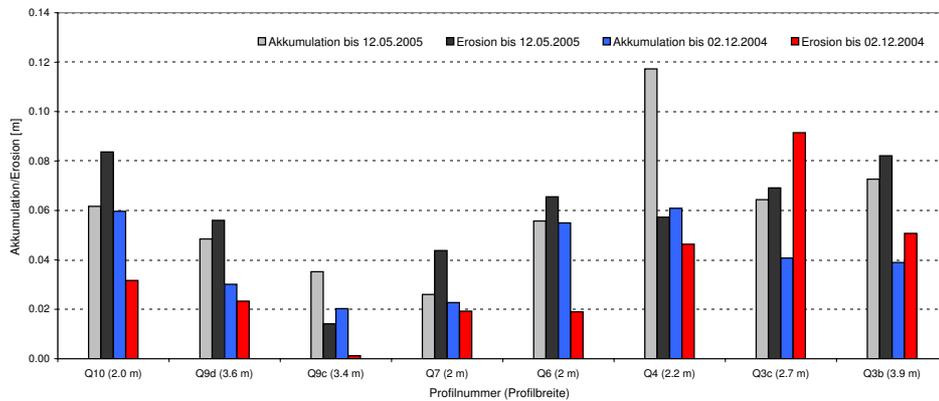


Abb. 5.20: Gerinneerosion- und -akkumulationssummen entlang des Länenbachs

Die dargestellten Querprofile liegen im oberen Mittellauf und charakterisieren die Entwicklung eines ca. 200 m langen Gerinneabschnitts. Die Fließrichtung verläuft von rechts nach links. Die Profilveränderungen wurden für jeden Zeitschnitt in Akkumulations- und Erosionsflächen getrennt, einzeln summiert und durch die Gesamtbreite des Profils geteilt. Die niedrigsten Werte und damit die stabilsten Bedingungen wies Q9c auf – ein Querprofil, welches in der Mitte einer Rifflestrecke angelegt wurde. Der größte Materialtransfer kann dagegen für die Pools (Q4, Q6 und Q10) und für Profile festgestellt werden, die am Ende einer Rifflestrecke (Q3c) liegen.

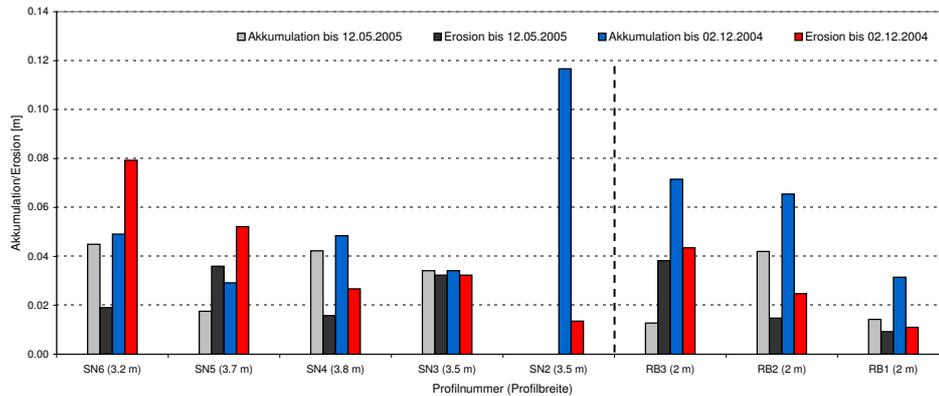


Abb. 5.21: Gerinneerosion und -akkumulationssummen entlang des Rüttenbachs (RB) und des Schneckenbachs (SN)

Die Fließrichtung verläuft jeweils von rechts nach links. Die Profilveränderungen wurden für jeden Zeitschnitt in Akkumulations- und Erosionsflächen getrennt, einzeln summiert und durch die Gesamtbreite des Profils geteilt. SN2, SN5 und SN6 stellen Profile in geomorphologischen Pools dar.

5.3.4 Zwischenfazit

Insgesamt sind die Messungen der Seiten- und Tiefenerosion nicht geeignet, um eine genaue und belastbare Feststoffbilanz für ein gesamtes Längsprofil zu erstellen. Hierfür müssten nicht nur kürzere Messintervalle, sondern auch Methoden herangezogen werden, die es erlauben, die hohe räumliche Variabilität von Gerinnebreite und -tiefe besser zu erfassen. Trotzdem geben die Messungen und Beobachtungen Hinweise darauf, woher Feststoffe in das Gerinne gelangen und wie sie dort gespeichert werden. Im Länenbach kann aufgrund der Querprofilvermessungen der Verbleib der großen Mengen des – aus den dominierenden Denudationprozessen stammenden – Ufermaterials plausibilisiert werden.

Der Vergleich zu den Hotzenwaldbächen macht deutlich, dass die wesentliche Steuergröße für die Material liefernden Uferprozesse nicht unbedingt die Rückverlegungsrate sondern die Uferhöhe ist. Die geringen Werte der Seitenerosion in den Hotzenwaldbächen sind deshalb einerseits auf deren geringe Uferhöhen zurückzuführen, andererseits zeigt die positive Sedimentbilanz in den Querprofilen, dass die Grobmaterial liefernden Prozesse, die in den unteren Uferwänden – unterhalb des Mittelwasserspiegels – ablaufen, auf Basis der Erosionsnagelmethode nur schlecht abgeschätzt werden können.

5.4 Phosphor in Ufermaterial und Böden

Die Analyse der P-Gehalte und deren raumzeitliche Entwicklung in den Gerinnesedimenten nimmt eine zentrale Position in der Beurteilung des P-Haushalts kleiner Fließgewässer ein. Im Folgenden soll zunächst ein allgemeiner Vergleich der Eigenschaften von Gerinne-, Ufer- und Bodenmaterial der einzelnen Bäche Aufschluss über die P-Relationen zwischen den einzelnen Speichern geben. Nachfolgend wird die räumliche und zeitliche Verteilung der P-Gehalte in den Sohlsedimenten besprochen. Abschließend wird die Wirkung dieser Sedimente auf das Bachwasser anhand von Rücklöseexperimenten näher beleuchtet.

5.4.1 Sedimenteigenschaften

In Tab. 5.6 und Tab 5.7 sind die wichtigsten physiko-chemischen Eigenschaften der Sohl- und Ufersedimente sowie der Oberbodeneigenschaften zusammengestellt. Sie zeigen markante Unterschiede zwischen den drei Speichern, wobei die Gerinnewerte in einer ersten zeitlichen Differenzierung dargestellt sind. Im Vergleich zu den Materialeigenschaften der Ufersedimente und Oberböden zeigen sich die P-Gehalte der Sohlsedimente deutlich reduziert.

Ausnahme bilden die sandig-grusigen Rüttebachsedimente, welche 2004 ähnliche P-Gehalte aufweisen wie der Oberbodenproben. Die beiden Proben aus dem Jahr 2005 übertreffen diese sogar noch. Doch obwohl beide Proben sehr ähnliche BAP- und TP_{Sed} -Werte aufweisen, reicht die Stichprobengröße nicht aus, um diese extremen Konzentrationen belastbar zu erklären. Generelle Fehler in der Analytik der Charge sind jedoch auszuschließen, denn die zehn Schneckenbachproben, die gleichzeitig untersucht wurden, zeigen diese Anomalien nicht. Eine mögliche Erklärung bieten die Querprofilmessungen, die zur Probenahme im Juni 2005 durchgeführt wurde. Hier konnte festgestellt werden, dass die Profile im Vergleich zur Messung vom 02.12.2004 vor allem einen Materialzugewinn verzeichnen. Die Summe der Akkumulationsschicht der 3 Profile beträgt 0.1 m, was auf der etwa 60 m^2 großen Rückstaufläche einer Ablagerung von etwa 6 m^3 entspricht. Es wird vermutete, dass es sich dabei um Material aus dem Mittellauf handelt, welches stärker mit P aus der Punktquelle angereichert wurde. Es ist auch nicht auszuschließen, dass sich in den organischen Schlämmen der tieferen Sedimentschichten des Rückstaubereichs anaerobe Verhältnisse bilden, die eine verstärkte Rücklösung des P zur Folge haben. Faulgasblasen, die aus den Sedimentschichten aufsteigen, sobald bei der Profilmessung die Lotstange in die Sedimente eindringt, stützen diese Vermutung.

Die mittleren BAP- und TP_{Sed} -Gehalte liegen im Rüttebach bei 80 und 920 mg kg^{-1} ; im von Kläranlagen nicht beeinflussten Schneckenbach dagegen nur bei 27 und 310 mg kg^{-1} . Insgesamt sind damit vor allem die BAP-Werte um ein Vielfaches höher als im Länenbach, die hier im Mittel 9 mg kg^{-1} auf-

weisen. Die mittleren TP_{Sed} -Gehalte bewegen sich mit 860 mg kg^{-1} dagegen wieder auf dem Niveau des Rüttebachs.

Im Vergleich zu den jeweiligen Ufer- und Bodeneigenschaften besitzen die sandig-schluffigen Sohlsedimente des Länenbachs meist geringere BAP-Konzentrationen (vgl. Tab. 5.6). Nur 2004 übertreffen die mittleren Gehalte die der Ufersedimente. Die TP_{Sed} -Werte von Ufer- und Sohlsubstrat befinden sich etwa auf gleichem Niveau. Im Schneckenbach zeigt der Vergleich mit dem Bodenmaterial um ein Vielfaches niedrigere BAP-Gehalte an der Sohle, welche jedoch die Werte des Ufersubstrats noch deutlich übertreffen. Das deutet auf eine geringe P-Belastung durch Ufererosionsprozesse hin. Die TP -Werte an der Schneckenbachsohle liegen dagegen im Mittel deutlich tiefer als im Ufer- und Bodenmaterial.

Die Rüttebachproben weisen dagegen andere Eigenschaften auf. 2004 liegen die Mittelwerte der BAP und TP_{Sed} -Gehalte auf gleichem Niveau wie die des Bodenmaterials. Für diese hohe P-Belastung kann jedoch nicht allein der Eintrag von Boden- und Ufermaterial verantwortlich sein. Dann würden sich auch im Schneckenbach ähnliche hohe Sohlkonzentrationen finden lassen. Die hohen P-Gehalte sind aus diesem Grund auf die oberhalb gelegenen ARA *Rüttehof* zurückzuführen. Die Werte von 2005 – auch wenn sie als gering belastbare Beweise eingestuft werden müssen – können diesen Anreicherungsprozess deutlich unterstreichen.

Bei den Hotzenwaldbächen ist neben P auch die Betrachtung des Gesamtkohlenstoffs interessant. Der Anteil des anorganischen Kohlenstoffs ist in den silikatischen EZG vernachlässigbar gering. Ufer- und Bodenmaterial weisen dagegen hohe Konzentrationen von organischem Kohlenstoff auf. Das sandige Sohlsediment beinhaltet jedoch nur relativ kleine Anteile davon. Der Grund dafür ist, dass Kohlenstoff als feiner organischer Schlamm nur ein Bruchteil des Feinsediments $< 2 \text{ mm}$ ausmacht und nur in stark beruhigten Bereichen sedimentiert. Selbst im ca. 20 m langen Anstaubereich des Messwehres an der Mündung des Rüttebachs lagern sich Schlämme, die Gehalte $> 10 \%$ Gesamtkohlenstoff enthalten, nur im letzten Drittel ab. Deshalb werden auch die höchsten Kohlenstoffgehalte an der Sohle im Schneckenbach 2003 und im Rüttebach 2004 gemessen – in den feuchteren Jahren 2005 und 2006 sind die Werte dagegen deutlich reduziert. Nichtsdestotrotz werden die geringen organischen Bestandteile auch in dieser Zeit eine wichtige Rolle im P-Haushalt spielen, denn nur sie liefern die für die P-Bindung besonders wichtigen schluffigen Bestandteile in den Hotzenwaldbächen.

Einen weiteren Hinweis auf die Funktion dieser feinen Sedimentbestandteile liefern die statistischen Analysen der P-Fractionen. Größere Abhängigkeiten zeigen sich dabei im Rüttebach für TP_{Sed} und die Schluff-, Gesamtkohlenstoff- und Stickstoffgehalte. Für die BAP-Werte konnte dagegen weder an der Sohle, noch im Ufermaterial oder Boden eine Verbindung zur Korngröße oder

Kohlenstoff- bzw. Stickstoffgehalten festgestellt werden.

Für die Sohlsedimente des Länenbachs kann kaum eine signifikante Beziehung der BAP-Fractionen zu anderen physiko-chemischen Sedimenteigenschaften ermittelt werden. Die TP_{Sed} -Werte zeigen indes Abhängigkeiten zu den Schluff- und Stickstoffkonzentrationen. Interessant ist, dass in den Sohlsedimenten keine signifikante Korrelation zwischen den beiden P-Fractionen nachgewiesen werden konnte. Selbst für die Sohlsedimente des Jahres 2004 mit den höchsten BAP-Gehalten existieren zwischen BAP und TP_{Sed} keine Abhängigkeiten. Im Ufer- und Bodenmaterial erreicht diese Relation dagegen ein Bestimmtheitsmaß von 0.62 bzw. 0.98.

Tab. 5.6: Zusammensetzung von Gerinne-, Ufer- und Oberbodennaterial im Länenbach.

Substrat- eigenschaften	2003 (n=34)		2004 (n=20)		Gerinnesediment		2003-2006		Ufersubstrat	Oberboden C1	Oberboden C2
	Mittel ± Stabw	Mittel ± Stabw	Mittel ± Stabw	Mittel ± Stabw	2005 (n=3)	2006 (n=15)	2003-2006	2003-2006	2003-2006 (n=31)	2003 (n=5)	2003 (n=4)
							r ² BAP	r ² TP _{Sed}	Mittel ± Stabw	Mittel ± Stabw	Mittel ± Stabw
BAP [mg kg⁻¹] FM	8.3 ± 6.5	13.3 ± 7.8	2.0 ± 0.5	5.0 ± 2.7	-	0.15			11 ± 37.7	32.6 ± 20.4	13.6 ± 18.1
TP_{Sed} [g kg⁻¹] FM	0.9 ± 0.1	1.0 ± 0.2	0.9 ± 0.2	0.7 ± 0.2	0.15	-			0.8 ± 0.3	-	1.1 ± 0.2
Skelett [%]	27.3 ± 24.6	23.4 ± 24.6	39.5 ± 25.8	44.4 ± 21.8	0.00	0.20			11.0 ± 14.5	1.6 ± 3.4	20.9 ± 24.2
Sand [%] FM	33.5 ± 16.8	37.0 ± 17.1	54.4 ± 21.4	57.1 ± 15.2	0.01	0.48			14.2 ± 8.3	6.3 ± 5.3	10.4 ± 1.9
Schluff [%] FM	39.3 ± 12.7	40.1 ± 10.7	32.7 ± 17.0	26.2 ± 7.5	0.03	0.56			51.0 ± 7.5	52.6 ± 4.3	50.6 ± 4.0
Ton [%] FM	26.6 ± 8.5	22.6 ± 9.9	10.7 ± 5.0	16.7 ± 8.1	0.00	0.19			34.8 ± 8.3	42.2 ± 3.8	39.0 ± 5.4
C_{tot} [%] FM	6.9 ± 1.8	7.0 ± 2.0	7.2 ± 0.8	7.7 ± 1.8	0.11	0.02			4.0 ± 1.9	2.8 ± 0.4	3.4 ± 0.6
C_{anorg} [%] C_{tot}	3.4 ± 0.8	4.0 ± 2.0	-	6.3 ± 1.9	0.02	0.30			1.2 ± 1.2	0.2 ± 0.2	0.4 ± 0.6
C_{org} [%] C_{tot}	2.4 ± 1.9	3.2 ± 1.4	-	1.4 ± 0.7	0.31	0.39			2.9 ± 1.6	2.6 ± 0.5	2.6 ± 0.9
N [%] FM	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.1 ± 0.03	0.21	0.49			0.3 ± 0.1	0.3 ± 0.1	0.3 ± 0.0
C/N Verhältnis	25.3 ± 5.1	32.2 ± 16.0	49.3 ± 27.6	66.4 ± 22.2	0.11	0.50			16.4 ± 7.3	9.0 ± 1.2	10.4 ± 2.0

FM = Feinmaterial

Tab. 5.7: Zusammensetzung von Gerinne-, Ufer- und Oberbodenmaterial im Rütte- und Schneckenbach.

Substrat- eigenschaften	Gerinnesediment						Ufersubstrat	Oberboden		
	2003 (n=12) Mittel ± Stabw	2004 (n=20) Mittel ± Stabw	2005 (n=10) Mittel ± Stabw	2006 (n=16) Mittel ± Stabw	2003-2006 r ² BAP	2003-2006 r ² TP _{Sed}	2003-2006 (n=8) Mittel ± Stabw	2005 (n=14) Mittel ± Stabw		
Schneckenbach	BAP [mg kg ⁻¹] FM	30.0 ± 15.6	29.6 ± 16.4	28.5 ± 14.5	23.2 ± 7.0	-	0.05	6.5 ± 2.1	87.6 ± 57.8	
	TP _{Sed} [g kg ⁻¹] FM	-	0.4 ± 0.5	0.3 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.05	-	0.6 ± 0.3	1.9 ± 0.5	
	Skelett [%]	34.9 ± 27.3	36.1 ± 19.6	38.8 ± 30.0	45.7 ± 15.5	0.03	0.09	15.8 ± 9.2	8.7 ± 6.4	
	Sand [%] FM	80.4 ± 22.4	87.9 ± 11.4	88.9 ± 8.5	93.3 ± 2.7	0.00	0.03	49.8 ± 5.4	37.2 ± 10.8	
	Schluff [%] FM	9.9 ± 5.57	8.0 ± 5.9	9.2 ± 5.8	5.0 ± 2.1	0.05	0.03	32.6 ± 6.0	40.7 ± 6.8	
	Ton [%] FM	2.02 ± 1.3	4.1 ± 6.0	1.7 ± 2.7	1.6 ± 0.8	0.01	0.02	15.3 ± 4.6	22.1 ± 7.1	
	C _{tot} [%] FM	3.8 ± 4.9	0.9 ± 1.0	1.1 ± 1.4	0.5 ± 0.2	0.33	0.10	8.4 ± 4.1	15.6 ± 8.6	
	C _{anorg} [%] C _{tot}	-	-	0 ± 0	0 ± 0	-	-	-	-	
	C _{org} [%] C _{tot}	-	-	100 ± 0	100 ± 0	-	-	-	-	
	N [%] FM	0.4 ± 0.5	0.04 ± 0.1	0.1 ± 0.1	n.n.	0.16	0.05	0.5 ± 0.2	1.1 ± 0.6	
	C/N Verhältnis	14.8 ± 11.3	10.3 ± 7.1	12.1 ± 5.5	-	0.00	0.42	15.3 ± 1.8	13.6 ± 1.7	
		2003 (n=14)	2004 (n=18)	2005 (n=2)	2006 (n=9)	2003-2006	2003-2006	2003-2006 (n=8)	2005 (n=24)	
	Rüttebach	BAP [mg kg ⁻¹] FM	51.8 ± 36.3	88.6 ± 27.4	220.7 ± 17.9	28.8 ± 10.8	-	0.04	13.8 ± 7.0	99.4 ± 70.2
		TP _{Sed} [g kg ⁻¹] FM	-	1.0 ± 0.8	0.5 ± 0.2	0.3 ± 0.2	0.04	-	0.6 ± 0.2	1.2 ± 0.3
Skelett [%]		21.4 ± 21.0	13.7 ± 8.7	19.7 ± 9.2	53.7 ± 10.4	0.24	0.33	15.9 ± 11.2	9.1 ± 8.2	
Sand [%] FM		67.9 ± 25.6	76.3 ± 20.0	86.7 ± 6.0	91.3 ± 3.6	0.00	0.64	45.7 ± 10.5	38.3 ± 11.7	
Schluff [%] FM		20.1 ± 17.7	17.1 ± 14.1	13.3 ± 6.0	6.6 ± 2.7	0.03	0.68	35.5 ± 7.7	37.9 ± 10.3	
Ton [%] FM		7.3 ± 6.8	6.7 ± 6.3	n.n.	2.0 ± 1.0	0.00	0.46	14.3 ± 5.5	23.8 ± 11.9	
C _{tot} [%] FM		5.1 ± 5.6	5.8 ± 7.2	1.2 ± 1.0	0.6 ± 0.4	0.01	0.68	12.9 ± 13.7	15.1 ± 8.8	
C _{anorg} [%] C _{tot}		-	0 ± 0	-	-	-	-	-	-	
C _{org} [%] C _{tot}		-	100 ± 0	-	-	-	-	-	-	
N [%] FM		0.3 ± 0.3	0.3 ± 0.4	n.n.	n.n.	0.02	0.70	0.6 ± 0.6	1.1 ± 0.5	
C/N Verhältnis	19.8 ± 5.0	30.9 ± 35.7	-	-	0.00	0.08	19.0 ± 5.5	13.5 ± 2.4		

FM = Feinmaterial

5.4.2 Raumzeitliche Phosphordynamik

Neben dem an Feststoffe gebundenen P werden an der Sohle auch P-Anteile gespeichert, die als gelöste Phase in das Gewässer gelangen. Besonders deutlich zeigt sich dieses Retentionsvermögen in der räumlichen Verteilung der P-Gehalte der Gerinnesedimente im Rütte- und Länenbach, welche in Abb. 5.22 und Abb. 5.23 dargestellt sind.

In beiden Untersuchungsgebieten variieren die Sediment-P-Gehalte räumlich und zeitlich stark und sind in Abhängigkeit von punktuellen Nährstoffeinleitungen bzw. Viehübertritten von einer deutlichen P-Anreicherung in den sommerlichen Trockenperioden gekennzeichnet. Feuchtere Perioden führen zu einer Entleerung der in den Trockenzeiten gefüllten Speicher. Die sich daraus ergebenden jahreszeitlichen Schwankungen sind in den durch punktuelle Quellen belasteten Gewässern abflussinduziert. Eine P-Anreicherung im Herbst durch Laubfall konnte nicht beobachtet werden.

Auch in dem von einer Kläranlage nicht belasteten Schneckenbach lassen sich P-Schwankungen in den Sohlsedimenten beobachten (Abb. 5.23). 2003 fallen hier besonders die erhöhten Werte im Oberlauf auf, wobei die Proben von 2006 zeigen, dass auch andere punktförmige Quellen, z.B. der Auslauf des Fischteichs, eine P-Anreicherung in den Sohlsedimenten bewirken. Erhöhte Sedimentwerte im Bereich des Beprobungspunktes SN1 (siehe Abb. 5.6) konnten jedoch nicht nachgewiesen werden.

Unter Berücksichtigung der Analysen zur Gerinneerosion wurden die Sedimentspeicher in Riffles und Pools unterschieden. Der Vergleich dieser Speicher zeigt in beiden Untersuchungsgebieten bzw. an allen untersuchten Bächen ähnliche Effekte (vgl. Tab. 5.8). BAP- und TP-Konzentrationen sind bei Sedimenten aus Rifflebereichen generell geringer als in geomorphologischen Pools. Die Gründe dafür liegen im höheren Feinanteil (besonders Schluff) der Sedimente, welcher in den Hotzenwaldgebieten mit der Erhöhung des Gesamtkohlenstoffanteils verbunden ist. Besonders deutlich treten die Unterschiede im Rüttebach auf. Da feines Sohlmaterial leichter zu remobilisieren ist, kann davon ausgegangen werden, dass die Poolsedimente für kleine und mittlere Hochwasser eine gesteigerte Bedeutung als SS- und P-Quelle besitzen.

5.4.3 Ergebnisse der Rücklöseexperimente

Ziel der ersten Schüttelversuche war es, das Verhalten von SS während Hochwasserbedingungen zu simulieren. Dazu wurden in den Versuchen mit verschiedenen Lösungsmedien, Mengenverhältnissen und Schüttelzeiten experimentiert. Jeweils eine im August 2004 gewonnene Sedimentprobe des Länen-, Schnecken- und Rüttebachs wurde in den Verhältnissen 0.5 g l^{-1} und 1.5 g l^{-1} mit destilliertem Wasser und Bachwasser 1 h bzw. 72 h geschüttelt, wobei das Lösungsmedium auf DRP und DP untersucht wurde.

Die höchsten Rücklöseraten wurden im Länenbach

Tab. 5.8: Vergleich von Pool- und Rifflesedimenten aus Länen-, Schnecken- und Rüttebach der Jahre 2003-2005.

Substrat- eigenschaften	Länenbach		Schneckenbach		Rüttebach	
	Pool (n=40)	Riffle (n=30)	Pool (n=36)	Riffle (n=38)	Pool (n=19)	Riffle (n=21)
	Mittel ± Stabw					
BAP [mg kg⁻¹] FM	10.2 ± 8.2	6.7 ± 4.1	29.9 ± 15.8	24.4 ± 9.2	89.8 ± 44.8	56.9 ± 49.9
TP_{Sed} [g kg⁻¹] FM	0.9 ± 0.2	0.8 ± 0.2	0.4 ± 0.4	0.3 ± 0.1	1.1 ± 1.0	0.4 ± 0.2
Skelett [%]	27.6 ± 24.0	33.5 ± 26.0	39.5 ± 24	37.8 ± 23.4	15.1 ± 18.1	34.2 ± 19.6
Sand [%] FM	38.3 ± 17.8	46.5 ± 20.3	88.2 ± 10.2	92.2 ± 3.3	71.0 ± 22.8	86.0 ± 14.2
Schluff [%] FM	37.1 ± 11.8	35.0 ± 13.4	8.5 ± 6.0	5.9 ± 2.4	21.7 ± 16.7	8.3 ± 5.3
Ton [%] FM	24.1 ± 9.6	18.6 ± 9.1	3.3 ± 5.1	1.8 ± 1.3	7.3 ± 6.4	2.8 ± 2.8
C_{tot} [%] FM	7.0 ± 1.7	7.3 ± 1.9	1.5 ± 2.1	0.7 ± 0.5	6.4 ± 6.6	1.6 ± 2.6
C_{anorg} [%] C_{tot}	4.3 ± 2.0	5.3 ± 2.3	-	-	-	-
C_{org} [%] C_{tot}	2.9 ± 1.7	1.9 ± 1.0	-	-	-	-
N [%] FM	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.3	0.02 ± 0.04	0.5 ± 0.4	0.3 ± 0.2
C/N Verhältnis	36.1 ± 20.7	55.2 ± 25.6	11.9 ± 10.8	26.1 ± 16.3	44.3 ± 53.2	48.2 ± 66.1

FM = Feinmaterial

(DRP: 0.13 mg kg⁻¹ h⁻¹) im Schneckenbach (DRP: 0.06 mg kg⁻¹ h⁻¹) und im Rüttebach (DRP: 0.07 mg kg⁻¹ h⁻¹) mit kurzer Schüttelzeit und geringer Sedimentkonzentration erreicht. In allen Bächen wurde bei den Proben mit höherer Sedimentmenge und kurzer Schüttelzeit eine Reduktion der DRP-Gehalte um das zwei bis dreifache gegenüber der niedrigen Sedimentkonzentration festgestellt. Die Langzeitexperimente führten immer zu wesentlich kleineren Raten, wobei die Endkonzentration (DRP: 0.10 mg kg⁻¹) nur beim Rüttebach die der Stundenversuche übertraf. Mit Bachwasser wurden nur die einstündigen Versuche durchgeführt, welche bezüglich der Sedimentmenge ein ähnliches Verhalten aufwiesen wie die Versuche mit destilliertem Wasser. Bis auf die Rüttebachprobe mit hoher Sedimentkonzentration wurden bei allen Proben nach den Versuchen positive P-Bilanzen im Bachwasser festgestellt, was eine P-Abgabe aus den Sedimenten bedeutet.

Um herauszufinden, welche P-Aufnahmekapazität die Sohl- und Ufersedimente besitzen und in welchem Maße die P-Rücklösung von der Temperatur abhängig ist, wurden in weiteren Versuchen die EPC₀-Werte ermittelt und die Schüttelversuche bei 5, 10 und 25°C durchgeführt. Die Analysen mit unterschiedlichen Umgebungstemperaturen erfolgten in erster Linie, um ein besseres Verständnis der Rücklöseprozesse im Interstitial zu erlangen, dessen Untersuchung neben einer Beprobung des Porenwassers auch das Monitoring der Wassertemperaturen zum Inhalt hatte. Um die Werte dabei besser mit den Ammonium-Lactat-Extrakten (AL) der Bodenanalytik vergleichen zu können, wurden die Mengenverhältnisse auf 10 g l⁻¹ angehoben. Die Schüttelzeit wurde auf 1 h beschränkt.

In Tab. 5.9 werden die Sediment-P-Gehalte den Rücklösemengen bei un-

terschiedlichen Temperaturen gegenübergestellt. Die Versuche zeigten in den analysierten DRP und DP-Fractionen ein verstärktes Rücklösevermögen bei hohen Temperaturen. Die größten Differenzen wurden bei den Uferproben des Länenbachs zwischen 25 und 10°C ermittelt und betragen dort -0.63 mg kg^{-1} . Die mittleren DRP-Werte des Länenbachs wiesen in der gleichen Temperaturspanne hingegen leicht positive Werte auf. Dem stehen die Differenzwerte des Rüttebachs gegenüber. Hier konnte auch bei den mittleren DRP-Werten eine Abnahme von -0.18 mg kg^{-1} festgestellt werden. Bei allen Proben zeigen sich die Differenzen der Analysereihen von 10 und 5°C durchgehend negativ, wobei die mittleren Unterschiede weniger stark streuen als bei den höheren Temperaturen.

Da in der Bodenanalytik neben AL auch CO_2 -angereichertes Wasser als Extraktionsmittel eingesetzt wird, (WÜTHRICH & LESER 2003) wurden die temperaturabhängigen Rücklösungsversuche mit jeweils einer Probe aus Länen- und Rüttebach auch auf diese Weise durchgeführt. Der Versuchsaufbau und die verwendeten Mengenverhältnisse blieben unverändert. Die CO_2 -Werte übertreffen die nur mit destilliertem Wasser durchgeführten Versuche bei allen drei Temperaturen um die Hälfte bis um das Doppelte des Ausgangswertes. Sie zeigen sich ebenfalls temperaturabhängig, wobei im Länenbach die höchsten Werte bei 10 und 5°C erreicht werden. Im Rüttebach dagegen reduzieren sich die Rücklösungsmengen bei niedrigen Temperaturen. Da der Kohlensäuregehalt von der Wassertemperatur abhängig ist, erlaubt das den Schluss, dass die Länenbachsedimente wesentlich empfindlicher auf Temperatur und Säuregehalt des Wassers reagieren – was für eine bereits von KOCH (2007) beschriebene dominierende P-Fixierung als Calciumphosphat spricht. In den silikatischen Sedimenten des Hotzenwaldes wird P hingegen hauptsächlich an Eisen- und Aluminiumverbindungen fixiert.

Die Ergebnisse der EPC_0 -Experimente sind in Abb. 5.24 dargestellt. In beiden Untersuchungsgebieten korrelieren die EPC_0 -Werte hochsignifikant mit den BAP-Gehalten; Beziehungen zu den Rücklösewerten von DRP und DP sowie anderen Substrateigenschaften existiert jedoch nicht.

Tab. 5.9: Rücklösemengen von Feinsediment < 2 mm bei unterschiedlichen Temperaturen.

Gewässer	Probe	Länenbach		Schneckenbach		Rüttebach
		Sohlproben (n=6) Mittel ± Stabw	Uferproben (n=6) Mittel ± Stabw	Sohlproben (n=3) Mittel ± Stabw	Uferproben (n=4) Mittel ± Stabw	Sohlproben (n=3) Mittel ± Stabw
25 °C	BAP [mg kg ⁻¹]	5.9 ± 2.6	4.4 ± 4.1	25.0 ± 9.3	9.5 ± 4.7	32.4 ± 19.2
	TP _{Sed} [g kg ⁻¹]	0.7 ± 0.1	0.8 ± 0.1	0.3 ± 0.4	0.7 ± 0.3	0.5 ± 0.1
	DRP [mg kg ⁻¹]	0.5 ± 0.1	0.6 ± 0.2	0.6 ± 0.3	0.7 ± 0.1	0.6 ± 0.0
	DP [mg kg ⁻¹]	1.2 ± 0.2	1.7 ± 0.3	0.9 ± 0.7	1.2 ± 0.2	0.7 ± 0.1
10 °C	TP [mg kg ⁻¹]	4.1 ± 1.1	4.6 ± 1.8	3.2 ± 2.5	2.9 ± 2.9	2.9 ± 3.0
	DRP [mg kg ⁻¹]	0.6 ± 0.1	0.7 ± 0.2	0.6 ± 0.5	0.7 ± 0.2	0.4 ± 0.1
	DP [mg kg ⁻¹]	0.9 ± 0.2	1.0 ± 0.4	0.8 ± 0.7	1.0 ± 0.3	0.5 ± 0.1
5 °C	TP [mg kg ⁻¹]	3.8 ± 1.2	4.9 ± 1.5	2.7 ± 0.4	2.8 ± 1.1	2.9 ± 0.7
	DRP [mg kg ⁻¹]	0.5 ± 0.1	0.5 ± 0.3	0.4 ± 0.4	0.5 ± 0.1	0.3 ± 0.1
	DP [mg kg ⁻¹]	0.8 ± 0.2	0.8 ± 0.4	0.6 ± 0.6	0.8 ± 0.3	0.4 ± 0.1
	TP [mg kg ⁻¹]	2.8 ± 1.3	5.4 ± 2.0	5.0 ± 1.8	4.8 ± 1.8	5.4 ± 2.8
mittl. DRP-Differenz 10-25 °C		0.07	0.02	-0.01	0.02	-0.14
mittl. DP-Differenz 10-25 °C		-0.28	-0.65	-0.14	-0.21	-0.18
mittl. DRP-Differenz 5-10 °C		-0.13	-0.14	-0.18	-0.13	-0.09
mittl DP-Differenz 5-10 °C		-0.16	-0.17	-0.17	-0.19	-0.06

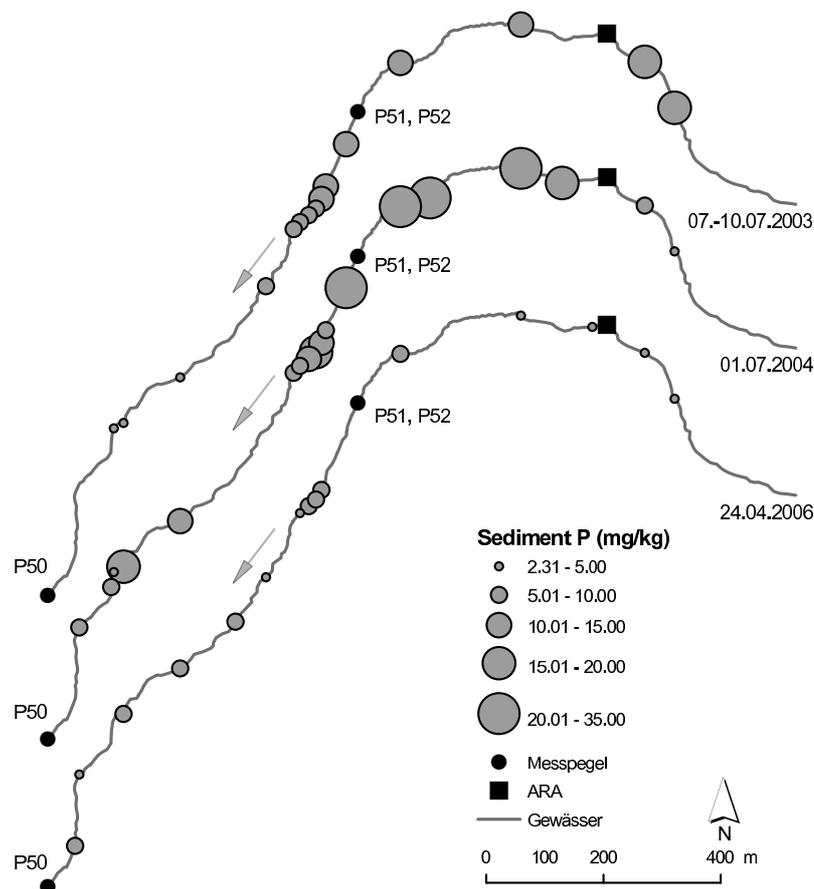


Abb. 5.22: Verteilung der biologisch verfügbaren P-Konzentration (BAP) in den oberflächennahen Sohlsedimenten des Länenbachs zu drei ausgewählten Zeitpunkten

Zwei Entwicklungen sind besonders auffällig. Zum Einen kam es zwischen den extrem trockenen Sommern 2003 und 2004 (oben und Mitte) zu einer markanten P-Anreicherung unterhalb der Kläranlage Spycherhof, unterhalb des Drainageeinlaufs P51, P52 und im Unterlauf an einem Viehübertritt. Zum Anderen spiegelt die Beprobung im Frühjahr 2006 (unten) die Einflüsse des Hochwassers vom 10.04.2006 wieder, das markante Veränderungen im Gerinne hinterließ. Auch der erhöhte Nährstoffverbrauch der Primärproduzenten zu dieser Jahreszeit spielt eine Rolle bei der Verringerung der Sedimentkonzentrationen. (Orig. C. Katterfeld)

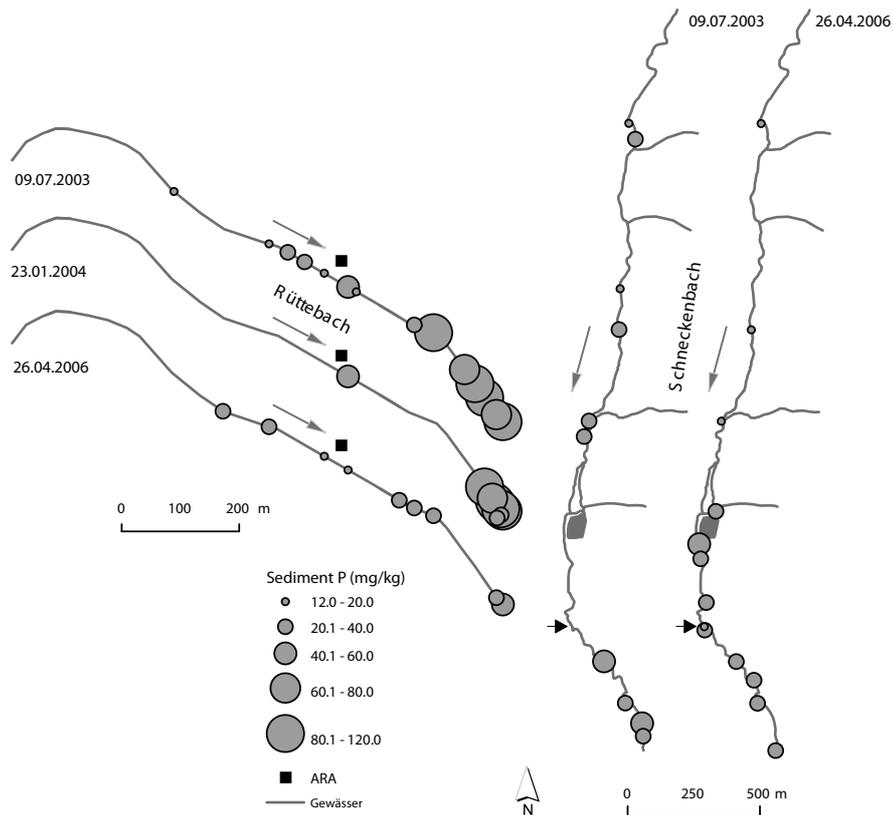


Abb. 5.23: Verteilung der biologisch verfügbaren P-Konzentration (BAP) in den oberflächennahen Sohlsedimenten des Rütte- und Schneckenbachs zu ausgewählten Zeitpunkten

Der Vergleich zum Lämbach (Abb. 5.22) zeigt bemerkenswerte Parallelen zur räumlichen und zeitlichen P-Verteilung - besonders unter dem Gesichtspunkt der Kläranlageneinträge. Für 2006 konnten Sedimentbelastungen unterhalb des Fischteichs ermittelt werden. Der schwarze Pfeil markiert die Mündung des Rüttebachs. (Orig. C. Katterfeld)

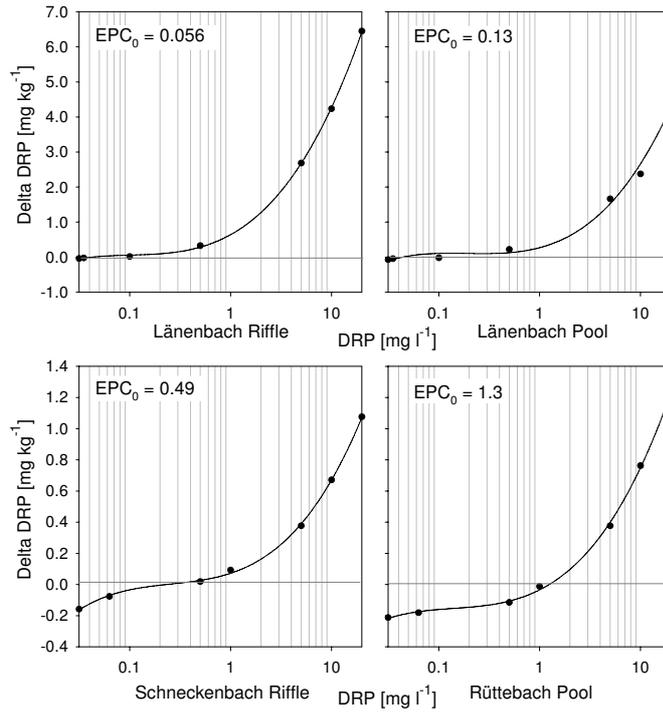


Abb. 5.24: Equilibrium Phosphorus Concentration (EPC₀) im Länen-, Schnecken- und Rüttebach

Im Vergleich ist deutlich zu erkennen, dass die Sedimente des Rüttebachs (Probe entstammt dem Mündungsbereich in den Schneckenbach) deutlich länger als P-Quelle fungieren als die des Schnecken- oder Länenbachs. Diese können nur bei sehr geringen P-Konzentrationen im Freiwasser P abgeben. Auch die anthropogen nicht belasteten Sedimente des Schneckenbachs (hier Proben in Höhe Interstitialsonde IS3) fungieren erst bei relativ hohen Freiwasserkonzentrationen als P-Speicher.

Obwohl die Sedimente des Rüttebachs die höchsten BAP-Werte besitzen, ergeben die Rücklösungsexperimente nur recht geringe DRP- und DP-Werte im Lösungsmedium (vgl. Tab. 5.10). Das lässt auf eine starke P-Bindung der sandigen, nur geringe Schluff- und Tonanteile aufweisenden Sedimente schließen. Die hohen EPC_0 -Werte, die auf eine späte P-Bindung bei hohen Konzentrationen im Freiwasser hinweisen, sprechen dafür, dass diese geringen Substratanteile der bevorzugt P-bindenden Elemente bereits ausgelastet sind. Abb. 5.24 und Tab. 5.10 zeigen, dass auch die restlichen Ufer- und Gerinnesedimente aus dem Hotzenwald gegenüber den Sedimenten aus dem Länenbach wesentlich später P binden – zumindest bei niedrigen DRP-Konzentrationen im Freiwasser. Das Ergebnis erlangt umso größere Bedeutung, wenn berücksichtigt wird, dass die Versuche mit Proben aus dem Jahr 2006 durchgeführt wurden. In den Jahren 2003 und 2004 wurden an den gleichen Beprobungspunkten des Rüttebachs mehr als doppelt so hohe BAP-Gehalte ($> 100 \text{ mg kg}^{-1}$) gemessen.

Die Länenbachsedimente verfügen bei hohen Schluff- und Tonanteilen zwar über niedrige BAP-Gehalte, weisen jedoch generell höhere TP_{Sed} -Konzentrationen auf. Relativ hohe Mittelwerte ($0.62 \text{ mg kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$) bei der Rücklösung mit destilliertem Wasser deuten auf hohe P-Freisetzungsraten infolge der hohen Feinmaterial- und TP_{Sed} -Anteile hin. Die niedrigen EPC_0 -Werte lassen jedoch den Schluss zu, dass die P-Bindungsfähigkeit der Sedimente noch nicht ausgelastet ist.

5.4.4 Zwischenfazit

P-Gehalte der Sohlsedimente sind markant von punktuellen Einträgen gekennzeichnet. Die räumliche Verteilung des Sediment-P zeigt neben der P-Anreicherung unterhalb von Kläranlagen oder anderen punktuellen Quellen eine Differenzierung nach den geomorphologischen Eigenschaften der Sedimentspeicher. So liegt in Poolsedimenten P höher konzentriert vor als in Riffleabschnitten. Dies ist auf den erhöhten Feinmaterialanteil zurückzuführen, welcher jedoch auch darauf schließen lässt, dass gerade diese Speicher im Ereignisfall remobilisiert werden.

Rücklösungs- und EPC_0 -Experimente zeigen weitere Details der P-Bindung an den Sedimenten und deren P-Aufnahmefähigkeit. Sie lassen auf eine stärkere P-Fixierung bei ausgelasteten Sedimenten im Hotzenwald und eine schwächere P-Bindung bei unausgelasteten Sedimenten im Länenbach schließen.

Tab. 5.10: Substrateigenschaften und EPC_0 im Länen-, Schnecken- und Rüttebach.

Substrateigenschaft	Länenbach			Hotzenwaldbäche		
	Pool bei IS7	Riffle bei IS6	Uferanbruch	SNZ Riffle bei IS3	RBZ Pool Mündung	RBZ Uferanbruch
EPC_0 [mg l ⁻¹]	0.13	0.06	0.07	0.49	1.30	0.31
DRP [mg kg ⁻¹]* FM	0.54	0.52	0.66	0.28	0.45	0.62
DP [mg kg ⁻¹]* FM	0.90	0.81	0.95	0.40	0.54	0.87
BAP [mg kg ⁻¹] FM	7.17	2.68	2.83	23.09	53.61	6.28
TP _{Sed} [g kg ⁻¹] FM	0.64	0.69	0.77	<0.01	0.37	0.78
Skelett [%]	54.12	63.78	3.69	55.97	57.62	1.76
Sand [%] FM	41.27	70.86	10.09	93.41	91.86	35.37
Schluff [%] FM	32.63	18.81	44.35	5	6.53	40.65
Ton [%] FM	26.09	10.32	45.57	1.29	1.61	23.98
C _{tot} [%] FM	5.39	8.9	2.82	0.52	0.41	36.67
C _{anorg} [%] C _{tot}	4.33	8.09	0.72	-	-	-
C _{org} [%] C _{tot}	1.06	0.81	2.1	-	-	-
N [%] FM	0.1	<0.1	0.21	<0.1	<0.1	1.62

FM = Feinmaterial; *Ergebnisse der Rücklösungsexperimente

5.5 Prozesse im hyporheischen Interstitial

Hauptmotivation für die Untersuchung des hyporheischen Interstitials war die Fragestellung, wie und in welchem Maße tiefer liegende Sedimente in den bisher in erster Linie oberflächlich betrachteten P-Haushalt der Bäche eingebunden sind. Hierzu war es nötig, die physikochemischen Bedingungen in den Sohl-sedimenten kennenzulernen und die Sediment-Wasser-Kontaktzeiten und -mengen genauer zu beleuchten.

5.5.1 Durchlässigkeiten der Sedimente

Die hydraulischen Eigenschaften der Sedimente definieren in großem Maße die Austauschbedingungen im Interstitial. So zeigen sich Infiltrationsvermögen als vertikale Bewegungskomponente und die Durchströmung – also die horizontale Bewegung innerhalb des Sedimentkörpers – maßgeblich von der Durchlässigkeit der Sedimente und vom hydraulischen Gradienten geprägt.

Zunächst wurde die *hydraulische Leitfähigkeit* des Sediments anhand der Korngrößenverteilung der Oberflächen- und Bohrkernproben, die bei der Einbringung der IS gewonnen wurden, bestimmt und der k_f -Wert (Durchlässigkeitsbeiwert) nach HÖLTING & COLDEWEY (2006) abgeschätzt. Im Länenbach lassen sich für die sandig bis schluffigen Oberflächensedimente k_f -Werte von 10^{-5} bis 10^{-7} m s⁻¹ abschätzen. In den tieferen Schichten (10-50 cm) fin-

den sich noch größere Anteile von Feinmaterial, wobei die k_f -Werte mit 10^{-6} bis 10^{-9} m s^{-1} für tonigen Schluff hier noch geringer ausfallen. Das bedeutet nach DIN 18130 – zumindest für den Mittellauf des Länenbachs – eine schwache Durchlässigkeit und damit geringe Eindringgeschwindigkeiten und -tiefen bzw. kleine Mengen an Oberflächenwasser in den tieferen Schichten. Die Form des Sohllängsprofils mit den häufigen und hohen Wurzelsteps spricht ebenfalls dafür, dass sich keine längere hyporheale Durchströmung einstellt (vgl. Abb. 5.25). Aufgrund der nahen, wasserstauenden Schichten des Opalinustons wird davon ausgegangen, dass die Interstitialteststrecke im Länenbach nicht vom Grundwasser beeinflusst wird.

Im Hotzenwald wurden die Untersuchungen zum Interstitial im Schneckenbach durchgeführt, da nur hier längere ungestörte Gerinnestrecken existieren. Zwar wäre auch der Rüttebach wegen seiner hohen P-Konzentrationen interessant gewesen, es wurde jedoch befürchtet, in den begradigten und tiefergelegten Abschnitten unterhalb der Abwasserreinigungsanlage bzw. im künstlich angestauten Mündungsbereich keine repräsentiven Bedingungen unterhalb der Sohle vorzufinden.

Im Schneckenbach lassen sich auch in tieferen Sedimentschichten noch sandig bis kiesige Substrate, deren k_f -Werte zwischen 10^{-3} bis 10^{-4} m s^{-1} liegen, feststellen. DUSSCHNEIDER (1988) gibt für Berglesand anhand der Kornverteilung hydraulische Leitfähigkeiten zwischen $2 \cdot 10^{-4}$ und $7 \cdot 10^{-4}$ an. Das bedeutet eine vergleichsweise gute Durchlässigkeit der Sohlsedimente und der darunter anstehenden grundwasserführenden Verwitterungsschichten. Das macht einen Austausch von Oberflächen-, Interstitial- und Grundwasser sehr wahrscheinlich (vgl. Abb. 5.25). Aus diesem Grund wurden die Tiefensedimente eingehender mit den Oberflächensedimenten verglichen und die Austauschprozesse mit Hilfe von Temperaturmessungen und eines Farbtracerversuchs genauer erkundet.

Für zehn Proben der Interstitialteststrecke im Schneckenbach wurden zudem detaillierte Analysen der Korngrößenzusammensetzung der Oberflächen- und Tiefensedimente (Abb. 5.26) durchgeführt. Die letzteren wurden bei der Einbringung der IS in Tiefen zwischen 10 und 40 cm entnommen und zeigen, dass nur die Poolbereiche an der Sohloberfläche Material kleiner als Mittelsand aufweisen. In den tieferen Schichten – die über das Längsprofil eine relativ homogene Zusammensetzung aufweisen – lassen sich zumindest kleine Anteile dieser Korngrößenklasse (< Mittelsand) an jeder Position des Längsprofils nachweisen.

5.5.2 Wassertemperatur als Tracer

Die IS wurden so konstruiert, dass die Temperaturen der wassergesättigten Zone unterhalb der Bachsohle in drei Tiefen gemessen werden konnten. Die Sonden wurden im Schneckenbach dabei abwechselnd ufernah und im

Stromstrich plaziert; im Länenbach dagegen nur im Stromstrich. Alle IS zeigen deutliche Unterschiede in den einzelnen Tiefen, wobei die tages- und jahreszeitlichen Amplituden mit zunehmender Tiefe abnehmen. Im Folgenden werden für die einzelnen Mess- und Beprobungshorizonte einer Sonde die Abkürzungen T1, T2 und T3 (von oben nach unten) verwendet. Die größten Tagesamplituden wurden im Frühjahr und im Herbst gemessen und können in T1 4°C übertreffen. T2 ist dagegen kaum von Amplituden >1.5°C, T3 nur von Werten $\leq 0.5^\circ\text{C}$ gekennzeichnet.

Um die Austauschbeziehungen zwischen Oberflächenwasser und Interstitial bzw. Grundwasser abzuschätzen, wurden die in 10-30 min Intervallen aufgezeichneten Temperaturen mit denen des Oberflächenwassers verglichen. Tab. 5.11 zeigt die gemittelten Unterschiede zwischen Oberflächenwasser und T1, T1 und T2 sowie T1 und T3 in unterschiedlichen Perioden. Für die Schneckenbachtteststrecken konnten die Werte für die kalte und warme Jahreszeit getrennt berechnet werden. Im Länenbach existiert kein zusammenhängender Datensatz, der für die Wintermonate repräsentativ wäre.

Für die Sonden IS1-IS5 zeigen sich die Eigenschaften des Interstitials als Temperaturpuffer in den negativen Werten der kalten Jahreszeit November bis Februar. Negative Vorzeichen bei den Temperaturdifferenzen in Tab. 5.11 bedeuten, dass die Temperaturen in den einzelnen Tiefen *über* denen des Oberflächenwassers bzw. den T1-Temperaturen liegen. Über die Höhe der mittleren Unterschiede lässt sich die Beeinflussung der einzelnen Tiefen gut abschätzen: Grau eingefärbt sind die Horizonte, in denen große Temperaturdifferenzen auf eine geringe Prägung durch Oberflächenwasser schließen bzw. höhere Grundwasseranteile vermuten lassen. Für die IS2 und IS5 zeigen diese Unterschiede auch in der kalten Jahreszeit eine eindeutige Beeinflussung durch wärmeres Tiefenwasser. Zwischen März und Oktober können erhöhte Unterschiede auch auf dem Niveau T3 der IS3 und IS4 gemessen werden, was auf einen verstärkten Grundwassereinfluss bei trockenen Bedingungen hindeutet.

5.5 Prozesse im hyporheischen Interstitial

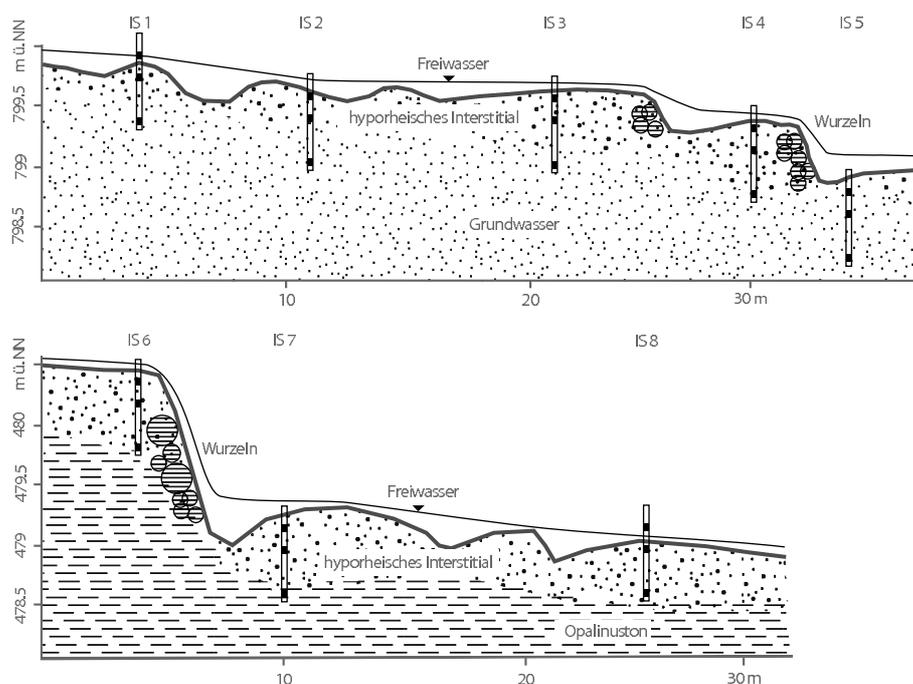


Abb. 5.25: Hypothetische Längsprofile der Interstitialstrecken im Schneckbach (oben) und im Länenbach (unten)

Die Interstitialsonden (IS1-8) sind mit ihren Beprobungsöffnungen (schwarze Balken) dargestellt. Die Einbringung der Schneckbach-IS wurde durch die groben Bestandteile des anstehenden Berglesands erschwert. Es wird vermutet, dass sich in Abhängigkeit der Riffle-Pool-Sequenzen eine mehr oder weniger mächtige Interstitialzone ausbilden kann. Im Länenbach reichen die tonigen Schichten oberhalb des Steps wahrscheinlich bis kurz vor die unterste Öffnung der IS6. Der Pool bei IS7 ist tief in den Opalinuston eingeschnitten. Die Mächtigkeit der feinen Oberflächensedimente ist an dieser Stelle sehr variabel, wobei das Einbringen der Sonde nicht von Grobmaterial behindert wurde, was für einen fließenden Übergang zum wasserstauenden Opalinuston spricht. IS8 reicht aufgrund von im Untergrund lagernden groben Kalkplatten nicht komplett ins Sediment und erreicht die tonigen Schichten nicht. (Orig. C. Katterfeld)

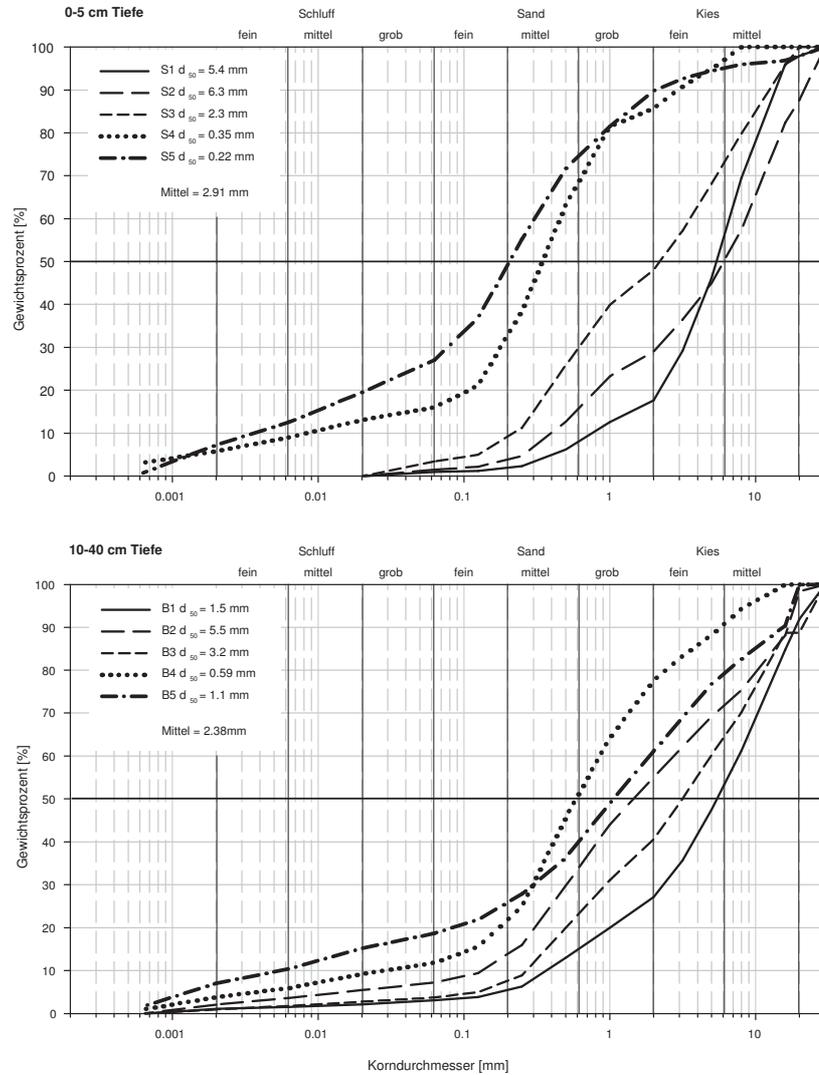


Abb. 5.26: Korngrößenverteilung von Oberflächen- und Tiefensediment der Interstitialteststrecke 3 im Schneckenbach

Die Sedimentproben wurden bei der Einbringung der Interstitialsonden (IS) mit einem Erdbohrer genommen (die Nummerierung entspricht der der IS). Sie zeigen besonders in den Oberflächenproben der Pools S4 und S5 einen deutlich höheren Anteil feiner Sedimente als in den tieferen Schichten, die über alle Probenahme-punkte auf der etwa 40 m langen Strecke eine relativ homogene Zusammensetzung besitzen.

Tab. 5.11: Mittlere Temperaturunterschiede der Interstitialsonden (IS) im Schnecken- und Länenbach. Negative Werte stehen für höhere Temperaturen in den tieferen Horizonten. Die graue Färbung markiert Tiefenwassereinfluss.

	November - Februar					März - Oktober					
	IS1	IS2	IS3	IS4	IS5	IS1	IS2	IS3	IS4	IS5	
Schneckenbach	Diff1	-0.2	0.7	0.3	0	-1.8	0.1	0.3	0.6	0.2	1.1
	Diff2	0.8	-1.4	-0.7	-0.2	-0.2	0.2	0.5	0.7	0.2	0.2
	Diff3	-0.7	-2	-0.6	-0.8	-0.5	0.7	1.1	2.1	1.7	0.4
	August - Oktober			März - Mai							
	IS6	IS7	IS8	IS6	IS7	IS8					
Länenbach	Diff1	-0.7	-0.6	-	-0.1	0.1	-				
	Diff2	0.5	0.2	0.2*	0.4	0.5	0.1*				
	Diff3	1.2	0.6	0.8**	1.5	1.2	0.3**				

Diff1=Oberflächentemperatur-T1; Diff2=T1-T2; Diff3=T1-T3; *Diff2=Oberflächentemperatur-T2; **Diff3=T2-T3

VÖGTLI (2006) analysiert die Temperaturganglinien von insgesamt vier Ereignissen und zwei Trockenperioden. Er konnte in der Trockenperiode zwischen 01.09.2004 und 10.09.2004 eine verstärkte Grundwasserprägung nur für IS3 bestätigen, während T3 der Sonde IS4 sich – zumindest bezogen auf die Absoluttemperaturen – näher an den Freiwassertemperaturen befindet.

Am stärksten unter Grundwassereinfluss steht jedoch IS5, deren Temperaturfühler auch in den sohnahen Bereichen stets hohe Unterschiede zum Freiwasser aufzeichneten. Auch die absoluten Temperaturen der Sonde sind mit denen der Grundwassermessstellen vergleichbar. Das spricht dafür, dass IS5 in einem Bereich liegt, der von exfiltrierendem Grundwasser – von einem *upwelling* – gekennzeichnet ist. Die geringen Temperaturdifferenzen der oberen Horizonte der Sonden IS2, IS3 und IS4 sowie der gesamten IS1 zeigen dagegen eine generell hohe Beeinflussung durch die fließende Welle an.

Im Länenbach werden in den in Tab. 5.11 aufgeführten Perioden nur im Horizont T3 der Sonden IS6 und IS7 hohe Differenzen zum Oberflächenwasser gemessen. Das bestätigt die These, dass für die Interstitialteststrecke ein Grundwassereinfluss auszuschließen ist, denn bei der großen Stephöhe wären bei IS7 zumindest in den Trockenzeiten größere Unterschiede – ähnlich der von IS5 – zu erwarten. Die von VÖGTLI (2006) analysierten Temperaturganglinien unterstreichen die aus den mittleren Temperaturdifferenzen gewonnenen Erkenntnisse. Im Ereignisfall zeigt das mittlere Niveau T2 der Sonde IS7 einen deutlichen, parallel zur T1 entwickelten Temperaturgang, während der mittlere Horizont der Sonde IS6 die stabile Ganglinie der untersten Schichten aufweist. Da auch die Poolsedimente von IS7 einen schwach durchlässigen Charakter besitzen, ist dieses Verhalten am ehesten mit dem Einfluss von Erosionsprozessen zu erklären.

5.5.3 Die Nährstoffkonzentration im hyporheischen Interstitial

Während die Temperaturmessungen im Interstitial der beiden Untersuchungsgebiete dazu dienten, die Austauschbeziehungen zwischen Oberflächenwasser und Tiefensedimenten zu charakterisieren, erlaubt die Analyse des Porenwassers eine genauere Beschreibung der physikochemischen Bedingungen dieser Zone. In Tab. 5.12 sind die Mittelwerte der analysierten Nährstoffe dargestellt.

Hohe DRP-Werte lassen auf eine verstärkte Rücklösung schließen und sind bei Sedimenten zu erwarten, die eine schlechte Anbindung zum Oberflächenwasser besitzen oder in denen besondere geobiochemische Verhältnisse z.B. zu einem erhöhten Sauerstoffverbrauch führen. Im Umkehrschluss kann postuliert werden, dass niedrige DRP-Gehalte mit hohen Austauschraten – oder zumindest mit ausgeglichen geobiochemischen Verhältnissen – einhergehen, die eine Rücklösung verhindern. Werden solche Verhältnisse festgestellt, kann auf eine P-Senkenfunktion des Interstitialraumes geschlossen werden.

Die Mittelwerte zeigen im Schnecken- und Länenbach Konzentrationen ähnlicher Größenordnung, die bis auf TP und TOC den Dimensionen des Oberflächenwassers entsprechen. Im Schneckenbach weist die vollkommen vom Tiefenwasser beeinflusste IS5 im Mittel doppelt so viel DRP auf, wie die anderen Horizonte. Außerdem sind bei IS2 leicht höhere DRP-Gehalte zu bemerken. Die TP-Konzentrationen sind dagegen in den Sonden am höchsten, bei denen schon anhand der Mitteltemperaturen ein dominantes *downwelling* des Oberflächenwassers vermutet wurde.

Auch aufgrund der LF-Werte kann gut auf die unterschiedliche Bedingungen in den Sonden bzw. Horizonten geschlossen werden. Sie bestätigen zumeist die anhand der Temperaturen charakterisierten Verhältnisse. Im Länenbach zeigen die LF-Werte, dass IS7 scheinbar doch stärker von Tiefenwasser geprägt ist, als das die Temperaturwerte erkennen ließen. Für die Interstitialstrecke im Schneckenbach sind die LF zusammen mit der DRP und TP-Verteilung in Abb. 5.27 dargestellt. Der Vergleich von DRP-, DP- und TP-Werten bestätigte die Vermutung, dass in den aus dem Interstitial gewonnenen – z.T. sehr trüben – Proben PP den dominanten Anteil ausmacht. Die P-Fractionen der Sonden IS1-5 weisen recht ausgeprägte Relationen zu den Parametern DOC ($r^2 = 0.31$), LF ($r^2 = 0.57$) und pH ($r^2 = 0.61$) auf. Für das Verhältnis von DRP zu TP lässt sich ebenfalls eine, mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.56 recht enge Beziehung ausmachen, wobei hier geringe DRP-Gehalte mit hohen TP-Werten verbunden sind. Im Länenbach ist diese Beziehung ebenfalls gut zu erkennen ($r^2 = 0.49$), aber sie weist eine andere Richtung auf: hohe DRP-Werte korrelieren mit hohen TP-Konzentrationen. Beziehungen zu den LF- und pH-Werten sind jedoch bei keiner P-Fraktion in dem Jurabach vorhanden.

Tab. 5.1.2: Mittlere Nährstoffkonzentrationen im Interstitial des Schnecken- und Länenbaches (OW=Oberflächenwasser; grau unterlegt).

	DRP [mg l ⁻¹]* Mittel ± Stabw	DP [mg l ⁻¹]* Mittel ± Stabw	TP [mg l ⁻¹]* Mittel ± Stabw	TOC [mg l ⁻¹]** Mittel ± Stabw	DOC [mg l ⁻¹]* Mittel ± Stabw	LF [µS cm ⁻¹]* Mittel ± Stabw	pH* Mittel ± Stabw	O ₂ [mg l ⁻¹]** Mittel ± Stabw
IS 1.1	0.02 ± 0.01	0.05 ± 0.02	0.46 ± 0.37	51.89 ± 68.96	2.97 ± 1.73	91.68 ± 10.25	7.24 ± 0.24	9.07 ± 0.57
IS 1.2	0.03 ± 0.01	0.04 ± 0.01	0.24 ± 0.20	6.66 ± 2.79	2.84 ± 1.40	99.85 ± 13.54	7.05 ± 0.26	7.03 ± 0.51
IS 1.3	0.02 ± 0.01	0.05 ± 0.03	0.49 ± 0.39	17.98 ± 14.92	2.68 ± 1.18	99.38 ± 14.06	6.94 ± 0.14	5.60 ± 0.53
IS 2.1	0.03 ± 0.02	0.04 ± 0.01	0.42 ± 0.32	31.33 ± 33.16	3.12 ± 1.22	87.83 ± 9.86	6.92 ± 0.31	7.60 ± 1.68
IS 2.2	0.04 ± 0.04	0.08 ± 0.07	0.28 ± 0.20	22.28 ± 19.37	3.87 ± 1.52	86.71 ± 13.48	6.51 ± 0.29	2.50 ± 0.46
IS 2.3	0.05 ± 0.03	0.07 ± 0.02	0.17 ± 0.10	13.36 ± 6.80	3.56 ± 1.06	77.25 ± 11.52	6.32 ± 0.17	2.57 ± 1.15
IS 3.1	0.03 ± 0.02	0.04 ± 0.02	0.24 ± 0.14	9.42 ± 2.30	2.71 ± 1.31	92.51 ± 11.37	6.88 ± 0.12	8.20 ± 1.01
IS 3.2	0.02 ± 0.01	0.04 ± 0.01	0.33 ± 0.22	19.16 ± 16.46	4.52 ± 5.51	89.09 ± 13.99	6.50 ± 0.27	4.17 ± 0.95
IS 3.3	0.03 ± 0.02	0.04 ± 0.02	0.29 ± 0.14	8.74 ± 6.64	2.47 ± 0.83	81.89 ± 10.40	6.31 ± 0.19	2.70 ± 0.82
IS 4.1	0.02 ± 0.01	0.04 ± 0.02	0.35 ± 0.21	164.35 ± 228.75	3.29 ± 1.70	89.52 ± 10.20	7.04 ± 0.10	8.93 ± 0.76
IS 4.2	0.02 ± 0.01	0.03 ± 0.02	0.33 ± 0.27	33.59 ± 1.45	2.59 ± 1.28	96.25 ± 11.86	7.02 ± 0.09	8.20 ± 0.56
IS 4.3	0.01 ± 0.01	0.04 ± 0.02	0.56 ± 0.55	32.60 ± 16.16	2.51 ± 1.43	95.95 ± 12.35	6.99 ± 0.08	7.17 ± 1.22
IS 5.1	0.04 ± 0.04	0.05 ± 0.03	0.12 ± 0.04	15.21 ± 11.19	3.67 ± 1.69	80.07 ± 13.82	6.31 ± 0.09	5.67 ± 0.99
IS 5.2	0.06 ± 0.05	0.06 ± 0.04	0.13 ± 0.03	9.26 ± 4.13	3.89 ± 1.21	80.16 ± 10.79	6.24 ± 0.07	4.03 ± 1.10
IS 5.3	0.04 ± 0.04	0.05 ± 0.03	0.34 ± 0.21	11.73 ± 5.59	3.24 ± 0.89	76.47 ± 7.44	6.20 ± 0.06	2.63 ± 0.90
OW SNZ	0.04 ± 0.07	0.03 ± 0.02	0.06 ± 0.03	3.13 ± 1.32	2.30 ± 1.79	97.55 ± 10.78	7.52 ± 0.31	10.13 ± 0.91
IS 6.1	0.04 ± 0.03	0.05 ± 0.04	0.18 ± 0.16	81.94***	2.18 ± 1.12	484.45 ± 70.31	8.00 ± 0.28	9.70 ± 0.56
IS 6.2	0.04 ± 0.03	0.07 ± 0.08	0.27 ± 0.26	44.18***	2.26 ± 0.83	500.27 ± 66.29	7.61 ± 0.20	5.23 ± 2.41
IS 6.3	0.05 ± 0.04	0.04 ± 0.02	0.26 ± 0.10	20.67***	2.32 ± 0.79	514.36 ± 72.25	7.51 ± 0.16	4.20 ± 0.98
IS 7.1	0.02 ± 0.02	0.04 ± 0.03	0.25 ± 0.21	34.13***	4.55 ± 5.08	502.64 ± 126.81	7.76 ± 0.28	6.00 ± 3.10
IS 7.2	0.03 ± 0.04	0.04 ± 0.03	0.11 ± 0.07	9.10***	3.22 ± 2.19	593.00 ± 95.03	7.44 ± 0.18	2.87 ± 1.51
IS 7.3	0.02 ± 0.02	0.02 ± 0.01	0.12 ± 0.06	129.10***	3.24 ± 5.24	605.73 ± 48.51	7.38 ± 0.14	1.73 ± 0.76
IS 8.2	0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0.09 ± 0.06	43.98***	2.11 ± 0.96	496.36 ± 62.87	7.76 ± 0.31	7.17 ± 0.60
IS 8.3	0.02 ± 0.03	0.02 ± 0.01	0.10 ± 0.05	39.16***	3.44 ± 4.81	538.60 ± 61.24	7.37 ± 0.12	2.43 ± 0.60
OW IS6	0.05 ± 0.03	0.06 ± 0.03	0.06 ± 0.03	2.40***	1.93 ± 1.26	511.77 ± 59.01	8.18 ± 0.09	10.98 ± 0.62

*n = 14;**n = 3;***n = 1

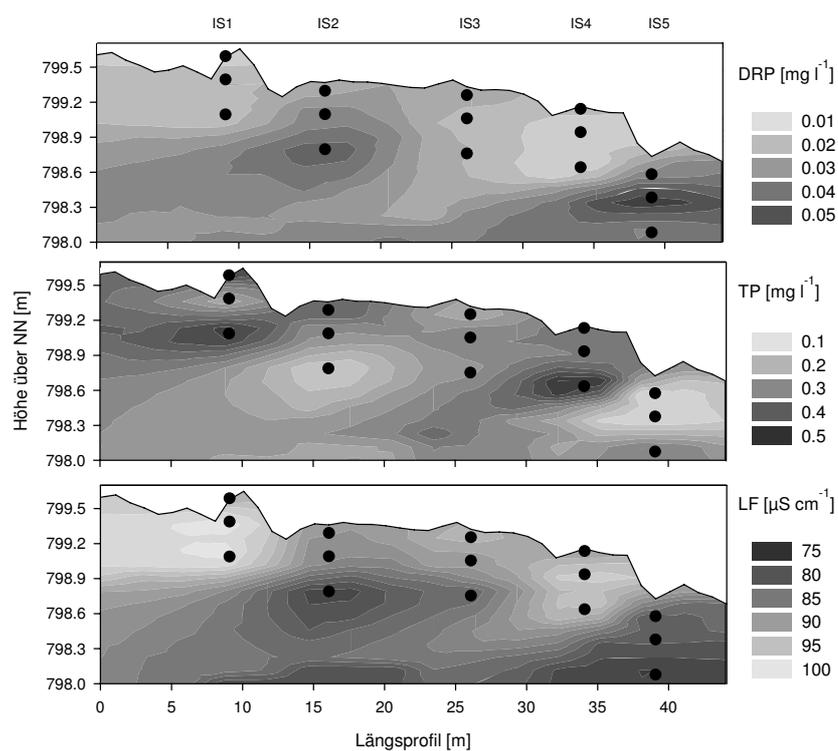


Abb. 5.27: Eigenschaften des Interstitialwassers im Schneckenbach
 Die Interpolation wurde nur aufgrund der IS-Werte gerechnet, die Freiwasserkonzentrationen wurden dabei nicht berücksichtigt. Es handelt sich um eine Inverse Distant Interpolation 2. polynomischer Ordnung mit einer Maschenweite von 15 cm.

Die P-Konzentrationen weisen jedoch nicht nur räumliche, sondern auch zeitliche Veränderungen auf, die in Abb. 5.28 für DRP und in Abb. 5.29 für TP dargestellt sind. In den von Oberflächenwasser beeinflussten Sonden IS1, IS3 und IS4 konnten nur im März und September 2005 nennenswerte Konzentrationsschwankungen in den Horizonten T1 bzw. T1 und T3 beobachtet werden. Die das Tiefenwasser erschließenden Sonden IS2 und IS5 zeigen dagegen deutlich mehr „Bewegung“, wobei sich vor allem für IS5 einen Jahresgang mit Peaks während der Trockenwetterperioden feststellen lässt.

Die TP-Werte der Sonden des Schneckenbachs weisen häufig nur im obersten Horizont ausgeprägte Schwankungen auf. Eine Ausnahme bildet IS4. In dieser Sonde konnte schon anhand der Standardabweichungen der mittleren TP-Gehalte festgestellt werden, dass die Werte hier am stärksten von allen variieren. Das Einbrechen der TP-Konzentrationen von T3 nach dem Märzhochwasser 2005 ist wahrscheinlich auf Erosions- und Akkumulationsprozesse zurückzuführen, die zwischen 10. und 17. Februar 2005 die Sohle zunächst erodierten und anschließend um mehr als 12 cm über das alte Niveau aufschotterten. Bis Mitte Mai wurden dieses Hochwasserablagerungen abgetragen und das alte Niveau wieder hergestellt. Anscheinend hatten diese Oberflächenprozesse auch Auswirkungen auf die tieferen Wasserschichten. Ein kompletter Austausch der Sohlsedimente durch tiefgründige Erosion und nachfolgende Akkumulation ist jedoch aufgrund der stabilen Position von IS4 auszuschließen. Während der nächsten Trockenperiode lassen sich sowohl für IS4 als auch IS2 im obersten Beprobungshorizont T1 ein Ansteigen der TP-Gehalte feststellen, welches auf die Anreicherung von PP aus dem Freiwasser in den oberen Sedimentschichten hinweist.

Im Länenbach sind die temporären Unterschiede generell geringer ausgeprägt als im Schneckenbach (DRP: Abb. 5.30; TP: Abb. 5.31). TP zeigt hier nur in IS6 größere, anscheinend regelhafte Schwankungen. Ein stetiger Anstieg von T1 und T2 endet im November bzw. Januar und sinkt danach bis März ab. Bis Juni pendeln sich die Werte auf allen Horizonten auf ein ähnliches Konzentrationslevel ein und weisen in keiner Tiefe größere Schwankungen auf.

Für IS7 lässt sich im Spätsommer eine TP-Anreicherung in allen Horizonten erkennen lassen. Mit den Herbsthochwassern sinken auch die Werte in T1 deutlich ab. Nach den Februarereignissen weist nur T1 leichte Varianzen auf, was überrascht, denn aufgrund des deutlichen Wechsel von Erosions- zu Akkumulationsraum (Tab. 4.4) wurden auch Veränderungen in den unteren Tiefen erwartet. Die DRP-Gehalte sind hier ebenfalls relativ stabil und lassen jeweils für die oberen beiden Horizonte von IS6 einen jahreszeitlichen Einfluss erkennen (vgl. Abb. 5.30), der von leicht erhöhten Gehalten in der sommerlichen Trockenperiode gekennzeichnet ist. Der oberste Horizont von IS7 weist dagegen unregelmäßige Schwankungen auf, die wahrscheinlich eher auf die kurzfristigen Wasserspiegelschwankungen zurückzuführen sind.

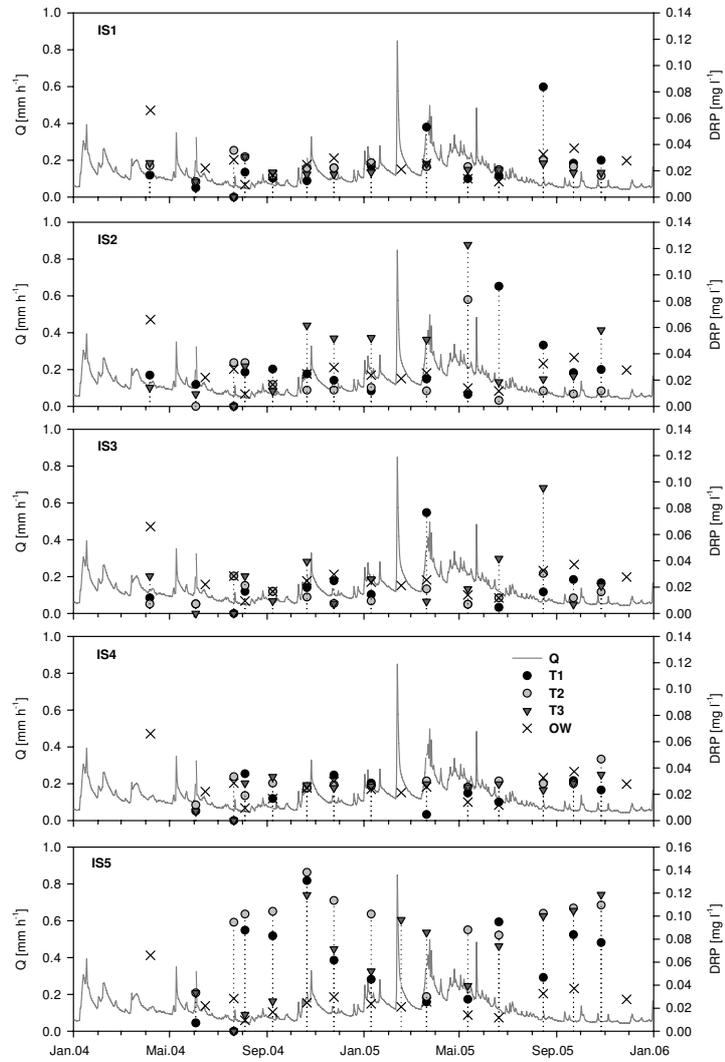


Abb. 5.28: DRP-Konzentration im Interstitialwasser des Schneckenbachs T1, T2, T3 bezeichnen die Beprobungshorizonte von oben nach unten; Q ist der Oberflächenabfluss am Pegel ISN; OW bezeichnet die DRP-Gehalte im Oberflächenwasser am Pegel SNZ. Die DRP-Gehalte zeigen sich im Schneckenbach in den Tiefenwasserbereichen erhöht: Die T3-Proben der Sonden IS2 und IS3 zeigen im Herbst und Frühjahr höhere Konzentrationen. IS5 steht komplett unter Tiefenwassereinfluss.

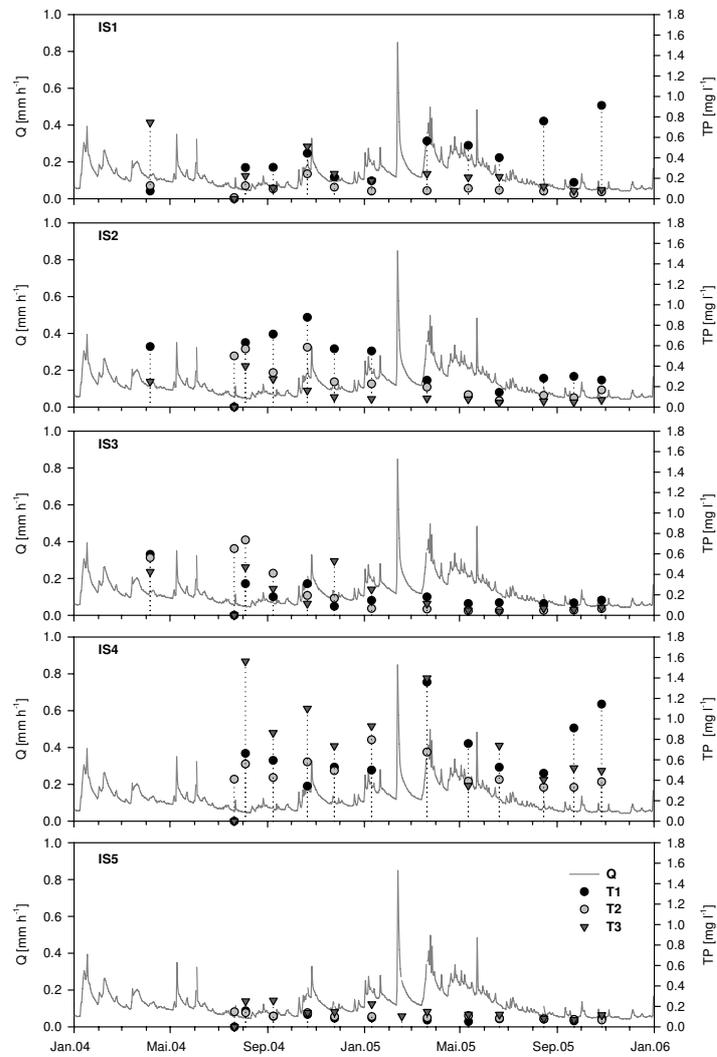


Abb. 5.29: TP-Konzentration im Interstitialwasser des Schneckenbachs T1, T2, T3 bezeichnen die Beprobungshorizonte von oben nach unten; Q ist der Oberflächenabfluss am Pegel ISN. Die TP-Fraktion baut sich vor allem aus PP Werten auf. Das lässt zumindest für die erhöhten Gehalte der beiden Sonden IS2 und IS4, welche im Stromstrich zweier Poolbereiche eingebracht wurden, auf eine erhöhte Filterfunktion der Tiefensedimente schließen.

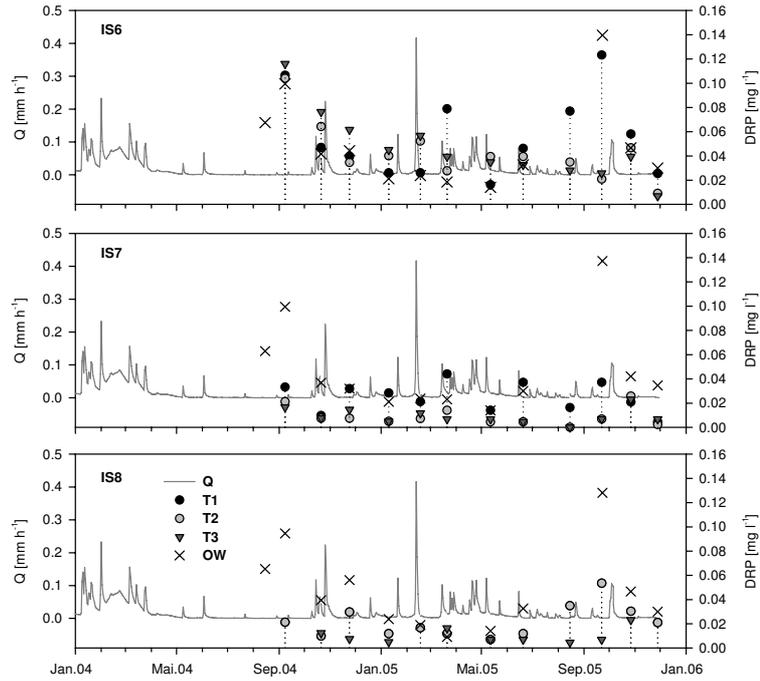


Abb. 5.30: DRP-Konzentration im Interstitialwassers im Länenbach T1, T2, T3 bezeichnen die Beprobungshorizonte von oben nach unten; Q ist der Oberflächenabfluss am Pegel P50; OW bezeichnet die DRP-Gehalte im Oberflächenwasser an den jeweiligen Sonden. Die DRP-Konzentrationen erreichen in den Horizonten T2 und T3 der Sonden IS7 (Pool) und IS8 (Riffle) nur knapp die Nachweisgrenze. In IS6 wurden dagegen in allen Tiefen deutlich höhere Konzentrationen gemessen, die zumindest für T1 und T2 einen Jahresgang mit Konzentrationspeaks in den Trockenperioden erkennen lassen. Die geringen und unregelmäßigen Schwankungen von IS7 können als Einfluss von Erosionsprozessen aufgefasst werden.

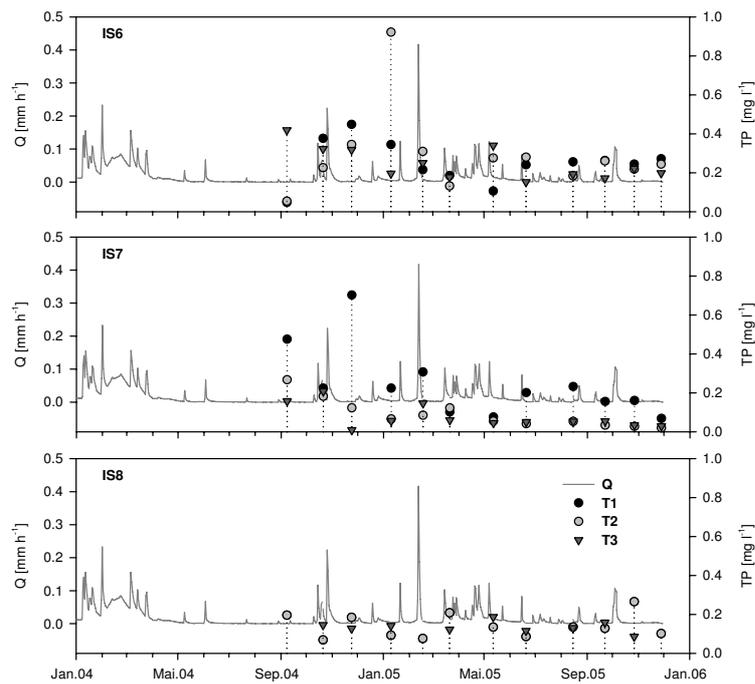


Abb. 5.31: TP-Konzentration im Interstitialwasser im Länenbach
 T1, T2, T3 bezeichnen die Beprobungshorizonte von oben nach unten; Q ist der Oberflächenabfluss am Pegel P50. Die TP-Fraktion baut sich auch im Länenbach vor allem aus PP Werten auf. Größere Varianzen zeigen sich nur in den beiden oberhalb gelegenen Sonden IS6 und IS7. Bei IS6 sind vor allem die von September 2004 bis Dezember bzw. Januar 2005 stetig ansteigenden T1- und T2-Konzentrationen zu bemerken. IS7 weist nur im obersten Horizont größere Schwankungen auf.

Keine der Sonden im Schnecken- und Länenbach wies in den tieferen Schichten anaerobe Verhältnisse auf.

5.5.4 Uranintracereperiment

Im Konzept der Interstitialuntersuchung bietet die Durchführung eines Farbtracerexperiments die Möglichkeit, die Beeinflussung der Tiefensedimente durch das Oberflächenwasser direkt zu messen und stellt damit eine Ergänzung der Temperaturmessungen dar. Da mit einer wesentlich verzögerten Anbindung der tieferen Interstitialzonen zu rechnen war, wurde in Anlehnung an SÄNGER (2000) der Tracer kontinuierliche eingespeist. Der Versuch stand am Beginn der Messreihen und hatte vorrangig den Zweck, die Funktionsweise von Sonden und Temperaturfühlern zu prüfen. So ist das messtechnische Konzept auch eher grob ausgelegt und nicht mit der Präzision von SÄNGERS Experimenten zu vergleichen. Hydraulische Kurzschlüsse und Druckschwankungen bei der Probenahme mit Handpumpen lassen die Messgenauigkeit auf ± 100 ppb sinken.

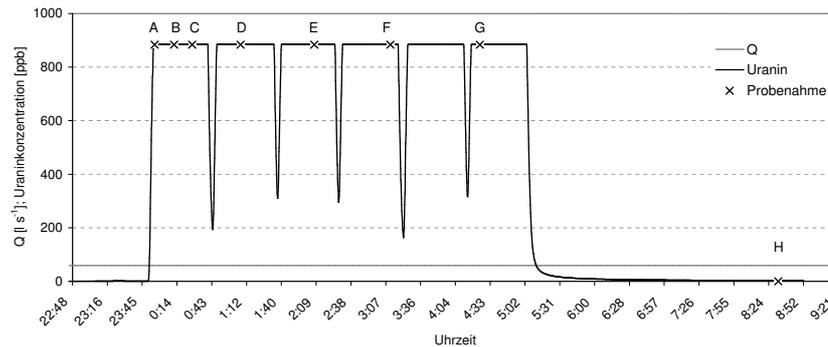


Abb. 5.32: Uraninkonzentration im Oberflächenwasser und Abflussganglinie während des Tracerexperiments

Die Einspeisung des Farbtracers erfolgte mit einer Mariottischen Flasche, deren Nachfüllung die fünfmalige Absenkung der Konzentration bewirkte. Die Ganglinie wurde mit Hilfe eines Feld-Fluorometers *in situ* aufgezeichnet. Für den stabilen Abfluss lässt sich ein MQ von 59.11s^{-1} angeben. Die Buchstaben beziehen sich auf die Probenahmen, welche in Abb. 5.33 dargestellt sind.

Der Versuch bestätigt die meisten der Erkenntnisse, welche schon anhand der Temperaturen und Nährstoffkonzentrationen erläutert wurden. Abb. 5.32 zeigt die Ganglinie der Tracerkonzentration gegenüber den sehr stabilen Abflussbedingungen. In Abb. 5.33 sind die Uraninkonzentrationen als Isoplethendiagramm für die jeweilige Probenahme dargestellt. Die Interpretation der Daten ist jedoch zu einigen Zeitpunkten bzw. bei einigen Sonden problematisch. Deshalb werden im Folgenden die einzelnen Probenahmen in drei Gruppen zusammengefasst: Ansteigende, stabile und abklingende

Tracerkonzentrationen.

Ansteigende Konzentration: Probenahmen A-D:

Diese Gruppe umfasst den Zeitraum von Beginn der Einspeisung bis sich in den IS stabile Bedingungen eingestellt haben und ist vor allem zu den Zeitpunkten A und D von hydraulischen Kurzschlüssen geprägt. Diese Kurzschlüsse sind dadurch gekennzeichnet, dass Oberflächenwasser am Sondenkörper direkt nach unten läuft und zu einer starken, jedoch nicht stabilen Konzentrationserhöhung in den einzelnen Tiefen führt. Deshalb muss angenommen werden, dass nur die Probenahme B und ausgenommen IS2 auch Beprobung C realistische Informationen über die Kopplung von Interstitial und freier Welle liefern. Diese zeigen eine rasche Erschließung der oberen Sedimentschichten in Abhängigkeit von der Lage zum Stromstrich und Step-Pool-Sequenzen: IS1 und IS3 reagieren aufgrund ihrer Lage im Riffle nur in den oberen beiden Tiefen, während IS4 nach nur 1 h bereits deutliche Uraninkonzentrationen in T3 aufweist.

Stabilisierung: Probenahmen E-G:

Es ist zu vermuten, dass sich die Uraninkonzentrationen bereits nach ca. 1.5 h stabilisiert haben. Diese zeigen die mit knapp 500 ppb höchsten Konzentrationen im obersten Horizont von IS3 und in der Beprobung G auch bei IS1 und IS4. Bis auf IS4 weist keine andere Sonde stabile Uraninkonzentrationen im Horizont T3 auf. T1 und T2 zeigen in dieser Sonde stets ähnlich hohe Konzentrationen. Neben IS5, welche allenfalls in T1 geringe Tracerspuren aufweist, scheint IS2 am schwächsten an das Oberflächenwasser angeschlossen zu sein. Nicht klar zu interpretieren ist das Verhalten der beiden unteren Horizonte T2 und T3 bei IS1. Sie sind, bis auf den hydraulischen Kurzschluss der Probenahme F, kaum vom Freiwasser beeinflusst, was der Interpretation der Temperaturdaten und LF-Werte widerspricht.

Abklingende Konzentration: Probenahme H:

Bis auf T2 der IS1 und T1 der IS2 sind die Uraningehalte in den Proben ca. 3.5 h nach dem Ende der Einspeisung weitgehend abgeklungen. Der Grund für die erhöhten Werte in IS1 und IS2 liegt wahrscheinlich in der Speicherung von durch Kurzschlüsse angesaugtem Wasser, während der Probenahme G. Gleichzeitig deutet das auf eine eher reduzierte Anbindung zum Oberflächenwasser hin. Durch Ausspülung wurden die Konzentrationen in den meisten anderen Sonden auf Werte zwischen 10 und 200 ppb reduziert. Am stärksten wirkt diese Reduktion bei den T1-Horizonten von IS1 und IS3, wobei IS3 in etwa 3.5 h von 480 auf 18 ppb abfällt. Zudem lässt sich anhand des abfallenden Konzentrationsgangs für IS4 feststellen, dass T2 eine bessere Kopplung zum Freiwasser aufweist, als der darüber befindliche T1. Die Reduktionsrate von IS4 lässt sich für T1 auf 52, für T2 dagegen auf 85 ppb h^{-1} abschätzen.

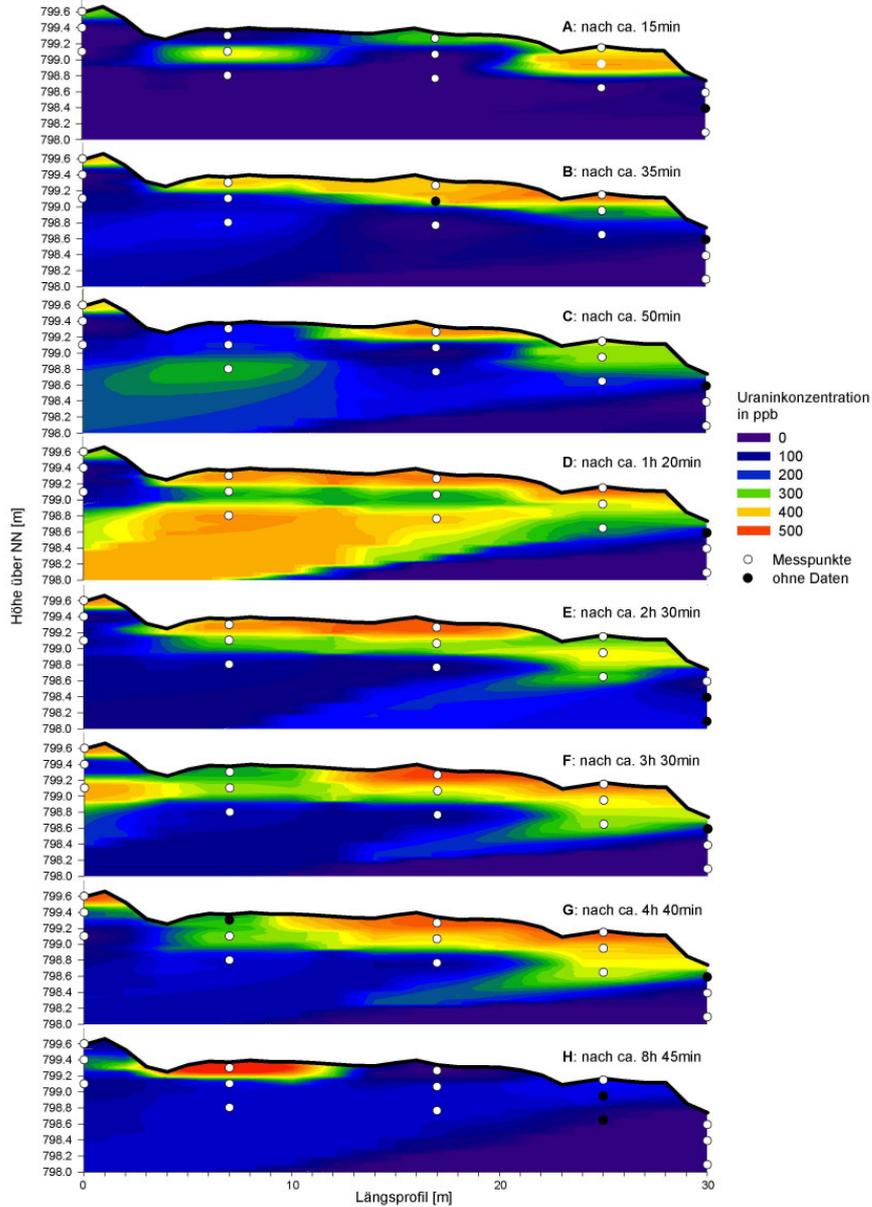


Abb. 5.33: Interpolierte Uraninkonzentration im Interstitial des Schneckenbachs
 IS1-5 sind in Fließrichtung von links nach rechts dargestellt. Die Interpolation wurde nur aufgrund der IS Werte gerechnet, die Freiwasserwerte sind dabei nicht eingerechnet. Es handelt sich um eine Inverse Distant Interpolation 2. polynomi-scher Ordnung und einer Maschenweite von 15 cm.

Tab. 5.13: Anteil des Oberflächenwassers (OW) im Interstitial des Schneckenbaches.

Horizont	IS1 (Ufer)		IS2 (Stromstrich)		IS3 (Ufer)		IS4 (Stromstrich)		IS5 (Stromstrich)	
	Tiefe [m]	OW [%]	Tiefe [m]	OW [%]	Tiefe [m]	OW [%]	Tiefe [m]	OW [%]	Tiefe [m]	OW [%]
T1	0.01	50	0.07	50	0.07	54	0.02	32	0.15	3
T2	0.19	4	0.27	33	0.27	35	0.22	40	0.35	1
T3	0.49	10	0.57	11	0.57	6	0.52	33	0.65	0

Um die Beeinflussung des Interstitials durch das Oberflächenwasser abzuschätzen, wurden die Ergebnisse der Probenahme E (IS1 und IS5 wurden mit Werten aus der Beprobung F korrigiert bzw. ergänzt) herangezogen. Zu diesem Zeitpunkt konnten die ersten stabilen Konzentrationsbedingungen festgestellt werden, welche es erlauben, die prozentualen Anteile des Freiwassers im Porenraum der einzelnen Sonden und Horizonte zu berechnen. In Tab. 5.13 sind diese Anteile aufgeführt.

5.5.5 Zwischenfazit

Die Analyse der physikochemischen Bedingungen im Interstitial und deren Austauschbeziehungen zum Oberflächen- bzw. Grundwasser ermöglicht eine Abschätzung der Rolle der Tiefensedimente im P-Haushalt der beiden Bäche. Die geringen hydraulischen Austauschkapazitäten der feinen Länenbachsedimente lassen auf eine geringe Anbindung des Porenraumes an das Freiwasser schließen. Das schränkt die Filterwirkung der Tiefensedimente ein und auch die positiv mit den DRP- Gehalten korrelierenden TP-Konzentrationen sind wahrscheinlich eher Anzeichen für eine lange Sediment-Wasser-Kontaktzeit. Die Analyse von Temperaturgängen einzelner Ereignisse zeigte, dass der feine Schlamm in den Poolbereichen auch durch kleinere Hochwasser ausgetauscht wird.

Die Konzentrationen der gelösten Nährstoffe im Porenwasser unterhalb der Sohle entsprechen in beiden Untersuchungsgebieten zumeist denen des Freiwassers. Erhöhte DRP-Gehalte lassen sich nur im Schneckenbach, in einer durch Grundwasser dominierten Interstitialsonde nachweisen – können aber nicht erklärt werden. Die Austauschkapazität der Schneckenbachsedimente liegt wesentlich höher als im Länenbach. Neben den Temperaturanalysen und einem Farbtracerversuch zeigen das auch die Konzentrationen der partikelgebundenen Nährstoffe in den einzelnen Sonden. PP und TOC sind im Schneckenbach dort am höchsten konzentriert, wo sich am Ausgang von Poolbereichen aufgeschüttete Sedimente der Strömung als Hindernis entgegen stellen. Obwohl auch bei ufernahen Rifflezonen ein verstärktes, sogar am schnellsten ablaufendes *downwelling* von Oberflächenwasser beobachtet wird,

kann in den obersten Horizonten keine TP-Anreicherung festgestellt werden. Das legt die Vermutung nahe, dass die Filterfunktion der Tiefensedimente im Schneckenbach im Wesentlichen vom hydraulischen Gradienten abhängig ist.

Kapitel 6

Diskussion

Im vorangegangenen Kapitel wurden Ergebnisse verschiedener geomorphologischer, hydrologischer und geobiochemischer Prozesse dargestellt, die den P-Haushalt in einem Fließgewässer beeinflussen. Zum Teil wurden dabei bereits Beziehungen und Abhängigkeiten zwischen den einzelnen Vorgängen aufgezeigt, die im folgenden Kapitel nochmals näher beleuchtet werden. Anhand von anderen Forschungsarbeiten werden diese Ergebnisse dabei auf ihre Plausibilität geprüft und diskutiert.

Aufgrund der Komplexität der beteiligten Prozesse und deren Steuerfaktoren ist es sinnvoll, die Ergebnisse in mehreren Gruppen zu diskutieren. Dabei zielt zunächst der Blick von „außen“ auf die Verbindung zwischen der Ufererosion, Gerinnemorphologie und den Hochwasserfrachten ab. Gegenüber diesen in erster Linie feststoffbezogenen Prozessen kann die nachfolgende Synthese der Sediment-Wasser-Interaktion lediglich als unscharfer Einblick in die „innere“ Funktionsweise der Fließgewässersohle verstanden werden.

6.1 Ufererosion

In beiden EZG setzt sich der Ablauf der Ufererosion aus Prozessen zusammen, die oberhalb und unterhalb der Wasserspiegellinie wirken. Oberhalb umfasst die *subaerial erosion* die Verwitterung des Ufermaterials, welche vor allem aus dem Wechsel der Feuchteverhältnisse bzw. Frostwechsel herrührt (LAWLER et al. 1999, ZAIMES et al. 2004).

Im Länenbach konnten ausgeprägte denudative Prozesse beobachtet werden, die Lockermaterial an den Böschungsfuß transportieren und im Ereignisfall von dort fluvial abgeführt werden. Im Schneckenbach sticht neben den erosiven Kräften des fließenden Wassers, die den unteren Böschungsfuß unterschneiden, die gravitative Verlagerung ganzer Uferschollen ins Auge. Bei der Überschreitung eines bestimmten Schwellenwertes der Unterspülung sackt, bricht oder kippt die obere Uferscholle in das Gerinne. Auslöser dieser Bewegung sind neben Hochwasserevents auch Frostwechselprozesse,

Tab. 6.1: Ufererosionstudien im Vergleich. Fließgewässertyp, Ufermaterial und Uferhöhe beeinflussen massiv die Bilanzen. Der Vergleich stützt jedoch die Plausibilität der eigenen Messungen z.B. gegenüber einer volumenbezogenen Messmethodik.

Autoren	Untersuchungsgebiet und -methode	Zeitraum	Erosionsraten, Feststoff-, P-Verluste
eigene Messungen	<i>Länenbach</i> (Schweiz); Mittelgebirgsbach; schluffig bis toniges Ufermaterial; mittl. Uferhöhe 2 m, 60 Erosionsnägel in 21 Uferanbrüchen	Mrz. 2004 bis Dez. 2005	mittlere Rückverlegung: 0.028 m y⁻¹ Feststoffverlust: 342 kg ha⁻¹ y⁻¹ TP _{Sed} Verlust: 0.26 kg ha⁻¹ y⁻¹ BAP Verlust: 0.004 kg ha⁻¹ y⁻¹
	<i>Schneckenbach</i> (Deutschland); Mittelgebirgsbach; schluffiges Ufermaterial; mittl. Uferhöhe 0.5 m, überhängend; 39 Erosionsnägel in 16 Uferanbrüchen	Apr. 2004 bis Dez. 2005	mittlere Rückverlegung: 0.013 m y⁻¹ Feststoffverlust: 17 kg ha⁻¹ y⁻¹ TP _{Sed} Verlust: 0.01 kg ha⁻¹ y⁻¹ BAP Verlust: 2E-04 kg ha⁻¹ y⁻¹
KOCH (2007)	<i>Länenbach</i> (Schweiz); siehe eigene Messungen; 7 Auffangbleche (50 cm lang) in 7 Uferanbrüchen	Feb. 2004 bis Feb. 2005	Denudationsprozesse: Feststoffverlust: 14 kg ha⁻¹ y⁻¹ TP _{Sed} Verlust: 0.002 kg ha⁻¹ y⁻¹ BAP Verlust: 8E-07 kg ha⁻¹ y⁻¹
YUMOTO et al. (2006)	<i>Yukawa River</i> (Japan); Gebirgsbach; sandig-schluffiges Ufermaterial; Uferhöhe ca. 1 m, überhängend; externe Vermessung von 2 Uferanbrüchen	Feb. 2002 bis Sep. 2003	mittlere Rückverlegung durch: Denudation: 0.054 m y⁻¹ Massenbewegung: 0.037 m y⁻¹ fluviale Erosion: 0.056 m y⁻¹
ZAIMES et al. (2004)	<i>Bear Creek</i> (Iowa, USA); Flachlandgewässer; tonig-lehmiges Ufermaterial; Uferhöhe 1-2 m; 1072 Erosionsnägel an 8 Messstellen unterschiedlicher Landnutzung; Flusslänge: 11 km	Jun. 1998 bis Jun. 1999	mittlere Rückverlegung: Kuhweide: 0.522 m y⁻¹ bewaldeter Uferstreifen: 0.142 m y⁻¹ Feststoffverlust: 4535 t y⁻¹
LAUBEL et al. (2003)	15 Fließgewässer 1.-2. Ordnung (Dänemark); Flachlandbäche; sandig bis lehmiges Ufermaterial; mittlere Uferhöhe: 1.2 m; 1500 Erosionsnägel an 33 Messstellen unterschiedlicher Landnutzung	Jun. 1998 bis Mai 2000	mittlere Rückverlegung: 0.011 m y⁻¹ Feststoffverlust: 370-450 kg ha⁻¹ y⁻¹ (40-72 % SS-Fracht) TP _{Sed} Verlust: 0.1 kg ha⁻¹ y⁻¹ (14-24 % P-Fracht)
LAWLER et al. (1999)	<i>Swale-Ure River System</i> (England); Mittelgebirgs-Flachlandfluss; schluffig-lehmiges Ufermaterial; Uferhöhe 1.5-4 m; 421 Erosionsnägel an 10 Messstellen; Flusssystemlänge: 130 km	Mrz. 1996 bis Mai 1997	mittlere Rückverlegung: 1. Messstelle Oberlauf: 0.068 m y⁻¹ 5. Messstelle Mittellauf: 0.366 m y⁻¹ 10. Messstelle Unterlauf: 0.166 m y⁻¹

die die wassergesättigten Uferböden instabilisieren. YUMOTO et al. (2006) finden am Fluss *River Yukawa* (Japan) ähnliche Verhältnisse wie an den Hotzenwaldbächen vor: Niedrige, überhängende Ufer und sandig bis schluffiges Ufermaterial mit z.T. hohen organischen Anteilen. Sie fokussieren bei ihren Untersuchungen an zwei Messstellen die während der saisonalen Bodengefrorenis bzw. Tauperiode ablaufenden Prozesse und verwenden dabei keine Erosionsnägel sondern eine externe, in der Gerinnesohle verankerte Messeinrichtung. Die Autoren unterstreichen die Bedeutung der Haupttauperiode im Frühjahr für die Denudation, welche die gleichen, bzw. an einer Messstelle noch größere Ausmaße der Wandrückverlegung erreicht als die fluviale Erosion (vgl. Tab. 6.1). Die ähnliche Form und die gleichartige Entwicklung der Uferprofile weisen darauf hin, dass auch für die Ufer der Hotzenwaldbäche von hohen Massenverlusten auszugehen ist, die mit Hilfe der Erosionsnägel nur unzureichend erfasst wurden.

Der Vergleich zwischen den Untersuchungsgebieten zeigt, dass die Lithologie der prozessbestimmende Faktor bei der Mobilisierung von Ufermaterial ist. Gemeinsam mit der Witterung – speziell den Feuchte- und Frostwechselbedingungen – entscheidet sie, welche Prozesse an der Aufbereitung des Ufermaterials beteiligt sind und bestimmt damit auch, in welchem Ausmaß den erosiven Kräften bereits aufgearbeitetes Lockermaterial zur Verfügung gestellt wird, bzw. die Erosionsprozesse direkt an der Böschungsbildung beteiligt sind.

Die Ufer des *Bear Creek* (USA), welche von ZAIMES et al. (2004) unter Verwendung von mehr als 1000 erosion pins untersucht wurden, entsprechen dagegen eher Reliefformen, wie sie im Länenbach anzutreffen ist. Neben einer starken Abhängigkeit zur angrenzenden Landnutzung (Acker, Weide, Uferstreifen unterschiedlichen Bewuchses) wird die höchste fluviale Ausräumung im Frühjahr festgestellt, wobei die Denudation der oberen Hangbereiche vor allem in den Wintermonaten dafür sorgt, dass der mittlere und untere Böschungsbereich von einem Materialzuwachs gekennzeichnet ist. Für den Länenbach lassen die eigenen Messwerte ähnliche Verhältnisse vermuten.

In Übereinstimmung mit ZAIMES et al. (2004) kann dabei festgestellt werden, dass die Ufererosionsraten weder einen horizontalen noch vertikalen Trend nachfolgen, was die hohe räumliche und zeitliche Variabilität dieses Prozesskomplexes unterstreicht. Trotz dieser auch von LAWLER et al. (1999) beobachteten Differenziertheit der einzelnen Messstellen zeigten die mesoskaligen Untersuchungen im *Swale-Ure-Ouse river system* (England) einen polynomischen Trend dritter Ordnung zwischen den Erosionsraten und der Länge des Fließgewässers (hier insgesamt 140 km). Die höchsten Erosionsraten werden dabei in dem bergigen Mittellauf (engl. *piedmont zone*) festgestellt. Als Grund dafür geben die Autoren die optimale Kombination aus Uferböschungshöhe und Transportkapazität des Abflusses an, die den Prozessanteil der fluvialen Erosion der Uferwände erhöht. Die Oberläufe sind dagegen eher

von der *subaerial erosion* geprägt. Anders die Unterläufe: Hier sind Rutschungen aufgrund der ansteigenden Schluff- und Tonanteile im Material der hohen Uferböschungen der dominante Rückverlegungsprozess.

In beiden Untersuchungsgebieten ist auch die Ufervegetation eine maßgebende Steuergröße der Gerinnemorphologie und der Uferprozesse: Die erosive Wirksamkeit kleiner und mittlerer Hochwasserereignisse wird abgefangen; bei großen Ereignissen werden dagegen in den Gerinnebereich ragende Ufervegetation bzw. Totholz als Abflussbarrieren zum Auslöser für eine Verlegung der Fließrinne. Einhergehende Seitenerosion – wenn die Barriere überflossen wird, lokal auch Tiefenerosion – ist die Folge.

Die in Tab. 6.1 aufgeführten Rückverlegungswerte von kleineren Fließgewässern umfassen ein großes Spektrum. Sie bestätigen die Ergebnisse aus dem Länen- und Schneckenbach, die zeigen, dass Erosionsnägel das dynamische Gleichgewicht der Uferböschungen realistisch erfassen können. In den untersuchten Bächen ist dabei die fluviale Abfuhr am Hangfuß akkumulierten Materials als Impulsgeber für eine Verstärkung der denudativen Rückverlegungsprozesse im oberen Uferbereich anzusehen. Mit diesen Erkenntnissen kann das allgemeine Modell von BARSCH et al. (1989) zur Ufererosion und Entstehung von Uferrutschungen um die denudativen Prozesse oberhalb des Wasserspiegels und ins Gerinne kippenden Uferschollen und Ufergehölzen ergänzt werden (vgl. Abb. 6.1).

LAUBEL et al. (2003) gehen in ihren Untersuchungen an 14 dänischen Flachlandbächen 1. und 2. Ordnung nicht nur detailliert auf das Ufererosionsgeschehen ein, die Autoren bilanzieren auch dessen Einfluss auf den SS- und P-Haushalt. Geringe Uferhöhen und sandig bis lehmige Ufersubstrate mit hohen Kohlenstoffanteilen machen die Untersuchungen eher mit denen im Schneckenbach vergleichbar. Dafür sprechen auch die mittleren Rückverlegungsraten von 11 mm y^{-1} . Bezogen auf die EZG ergibt sich daraus ein mittlerer jährlicher Sedimenttransfer in die Vorfluter von $370\text{--}450 \text{ kg ha}^{-1}$ – nur aus dem Uferbereich. Die Frachten der primär als SS transportierten Schluff- und Tonanteile ($< 63 \mu\text{m}$) beschränken sich auf $58\text{--}72 \text{ kg ha}^{-1}$. Bei TP_{Sed} -Gehalten des Ufermaterials von 0.64 g kg^{-1} wird ein jährlicher P-Gesamtverlust aus dem Uferbereich von $0.23\text{--}0.28 \text{ kg ha}^{-1}$ bzw. $0.09\text{--}0.012 \text{ kg ha}^{-1}$ für die Schluff- und Tonfraktion kalkuliert. Auf dieser Grundlage beziffern LAUBEL et al. (2003) den uferbürtigen Anteil an der SS-Fracht von 40–70 % und an der TP-Fracht von 15–40 % (bei einer TP-Gesamtfracht von 0.58 kg ha^{-1}).

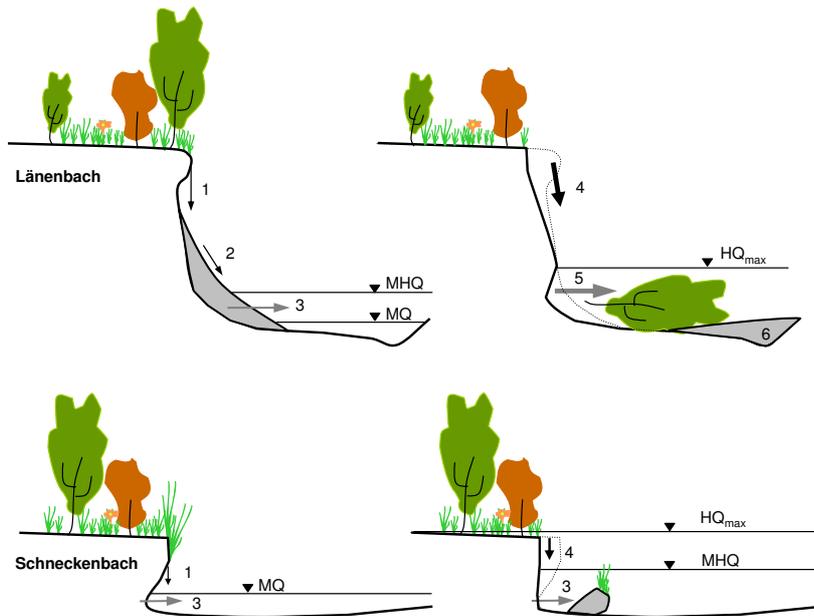


Abb. 6.1: Ablauf der Ufererosion im Länenbach (oben) und im Schneckenbach (unten)

In Anlehnung an BARSCH et al. (1989) kann die Ufererosion im Länenbach bei niedrigen bis mittleren Abflüssen als eine Mischung aus Denudation (1, 2) und fluvialer Erosion (3) verstanden werden, die, wie Pfeillänge und -dicke andeuten, zu gleichen Anteilen die Wandrückverlegung bewirken und sich gegenseitig bedingen. Akkumuliertes Material der denudativen Prozesse ist grau eingefärbt. Nur wenn es zu einem Uferabsturz oder -rutschung (4) oder zu einer Blockierung und Verlagerung der Fließrinne (5, 6) kommt, dominieren die Prozesse oberhalb bzw. unterhalb der Wasserlinie. Im Schneckenbach übertrifft die areal erosion nur dann die fluvialen Prozesse, wenn in der Tauperiode die zuvor gefrorenen Ufer als Scholle oder in kleineren Aggregaten ins Gerinne stürzen (4). (Orig. C. Katterfeld)

6.2 Stofftransfer durch Ufererosion vs. Gebietsaustrag

In Tab. 6.2 sind die Bilanzen für die Ufererosionsprozesse und den ereignisbezogenen SS- und P-Austrag für den Länenbach und die Hotzenwaldbäche nach einem Schema zusammengestellt, das sich an das von LAUBEL et al. (2003) anlehnt. 2004 entsprechen die Feststoffmassen $< 63 \mu\text{m}$, die durch Ufererosionsprozesse in Richtung des Gerinnes transferiert werden, im Länenbach 96% und 2005 53% der SS-Fracht am Gebietsauslass. Daraus resultiert ein TP_{Sed} -Transfer, der 2004 253% und 2005 158% des TP-Austrags ausmacht. Wie schon KOCH (2007) feststellte, sind die bewegten BAP-Mengen dagegen sehr gering. Sie betragen 2004 2% und 2005 knapp 1% der TP-Austräge.

In den Hotzenwaldbächen lassen Berechnungen eine andere Schlussfolgerung zu. Die Ufererosion wird, wie in den Ergebnissen schon angedeutet, aufgrund der Prozessmischung aus fluvialer Unterschneidung und gravitativer Bewegung massiv unterschätzt. Dies wird bei der Betrachtung der ereignisbezogenen SS-Frachten am Pegel RBZ deutlich, der in Tab. 6.2 die Bilanz des Sedimenttransfers im gesamten Schneckenbach-EZG (bis Pegel ISN) gegenübersteht. Da nur von diesem Pegel belastbare SS-Analysen vorliegen, sei an dieser Stelle der Vergleich zwischen Ufererosionseintrag und ereignisbezogenem Austrag explizit für den Rüttebach erläutert: Aufgrund der höheren Ufer des eingetieften Mittellaufs wird angenommen, dass der Anteil am gesamten gemessenen Materialverlust (5.5 t y^{-1}) sich für den Rüttebach auf ca. 2 t y^{-1} beläuft. Der Massenverlust $< 63 \mu\text{m}$ würde demnach nur etwa 50% der 2004 gemessenen SS-Fracht am Pegel RBZ entsprechen. Da außer der Bachsohle jedoch andere SS-Quellen fehlen, kann unter der Berücksichtigung der leicht negativen Tendenzen der Querprofilmessungen daraus geschlossen werden, dass die gesamte Ufererosion in den Hotzenwaldbächen um etwa die Hälfte unterschätzt wird. Die P-Bilanzen spiegeln dagegen eher die enorme Anreicherung des aus Punktquellen stammenden P wieder. Selbst bei einer Verdoppelung der Ufererosionssummen und dem damit freigesetzten P erklären die TP_{Sed} -Einträge aus dieser Quelle nicht einmal 5% der 2004 am Pegel RBZ ausgetragenen Frachten.

Für den Länenbach kann aus den Kalkulationen eine große Bedeutung der Ufererosion für den SS-Haushalt abgeleitet werden. Obwohl es sich bei dem beschriebenen Massentransfer nicht zwangsweise um direkte Gewässereinträge – über die Mittelwasserlinie hinaus – handelt, sprechen Menge und Transferpotential dafür, dass der SS-Anteil aus Uferquellen je nach Ereignis sehr hoch ist. Da in den SS-Frachten der einzelnen Hochwasserereignisse Ufer- und Gerinnequellen verschmelzen, soll die Abschätzung der SS-Anteile aus dem Uferbereich erst im Unterkapitel 6.3 geschehen.

Die Gegenüberstellung der Transfermengen aus Uferquellen und den Aus-

Tab. 6.2: Vergleich der SS- und P-Bilanzen aus den Ufererosionsprozessen und dem ereignisbezogenen Stoffaustrag des Länenbachs und der Hotzenwaldbäche. Da für den Pegel ISN keine SS-Daten vorliegen, wurden die Daten des Pegels RBZ verwendet, die auf Hochwasserbeprobungen bzw. -berechnungen basieren.

Ufererosionsbilanzen	Länenbach	Hotzenwaldbäche
Sedimenttransfer		
Sedimenttransfer [t y ⁻¹]	84.8	5.5
Sedimenttransfer < 63µm [t y ⁻¹]	64.8	2.2
Sedimenttransfer < 63µm pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹ y ⁻¹]	248.3	6.9
Sedimentaustrag pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹]	256*/463**	23*/26** (nur RBZ)
P-Transfer		
BAP/TP _{Sed} - Transfer [kg y ⁻¹]	0.93/67.8	0.06/3.3
BAP/TP _{Sed} Transfer pro Uferfläche [kg ha ⁻¹ y ⁻¹]	2.2/156.3	0.2/10.9
BAP/TP _{Sed} < 63µm Transfer pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹ y ⁻¹]	0.001/0.198	1E-04/0.004
TP Austrag pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹]	0.078*/0.126**	0.181*/0.220** (nur RBZ)

* 2004; **2005

trägen in Tab. 6.2 spiegelt jedoch auch die methodischen Probleme der P-Bilanzierung wieder: Der Vergleich zwischen Sediment- und Wasserfrachten kann, bezogen auf TP_{Sed}, nur Anhaltspunkte potentiell möglicher, aus Ufersedimenten stammenden P-Mengen liefern. Im Länenbach übersteigen diese die TP-Frachten am Gebietsauslass. Wie die Rücklöseversuche zeigten, werden durch die TP-Wasseranalytik jedoch selbst bei Extraktionen mit hohem Sedimentanteil in keinem Fall mehr P-Verbindungen aufgeschlossen als durch die relativ leicht löslichen BAP-Fraktion erklärt werden kann (vgl. mittlere TP-Werte in Tab. 5.9). Diese macht wiederum nur einen sehr kleinen Anteil der P-Transfermenge aus dem Uferbereich aus. Deshalb muss für beide Untersuchungsgebiete festgestellt werden, dass Ufersedimente nur eine sehr geringe Wirkung auf die ereignisbezogenen Austräge der rasch verfügbaren P-Fractionen besitzen.

Ob das auch für die Gerinnesedimente gilt und welche Wirkung die Sedimente aus beiden Quellen auf die P-Gehalte unter Niedrigwasserbedingungen besitzen soll im Folgenden geklärt werden.

6.3 Stoffverluste im Gerinne vs. Gebietsaustrag

Bereits im Ergebnisteil wurde beschrieben, dass sich auf der Basis der gemessenen Veränderungen in den Querprofilen SS- und Nährstoffbilanzen für längere Bachabschnitte nur schwer aufstellen lassen. Die Erfassung der Sohlprozesse ist in der Fluvialgeomorphologie ein generelles Problem. HASENPUSCH

(1995) nutzt hierzu große im Gerinne installierte Sedimentfallen. Diese erscheinen jedoch nur als geeignet, wenn es darum geht, die Deposition durch die Geschiebefracht abzuschätzen. Die Feinmaterialfallen von WILSON et al. (2004) und BALLANTINE et al. (2006) und auch deren Beprobungsmethode – ein Stahlrohr wird in das Sediment eingebracht, die oberen 10 cm Sediment aufgewühlt und das suspendierte Material abgepumpt – versprechen eine verbesserte Abschätzung der Gerinneerosion und -deposition, zumindest für Bäche mit geringem Feinmaterialanteil wie dem Schneckenbach.

KNIGHTON (1998) sieht in der Vermessung von Querprofilen die am besten geeignete Methode für die Erfassung der Sohlprozesse, denn sie liefert akzeptable Genauigkeiten, beeinträchtigt die Gerinneprozesse kaum und hat den Vorteil, dass kurzfristige Schwankungen der Transportraten gemittelt werden. In den letzten Jahren konnten sich jedoch auch andere Methoden (hochauflösende Luftbilder, Laserscanner, vgl. Morche et al. 2006) etablieren, die die Aufnahme der Gerinneprozesse zumindest dann erleichtern, wenn die Geländebedingungen günstig sind (Bestockung, Wasserführung etc.).

Trotz der erläuterten Probleme lassen sich anhand der Querprofilmessungen einige überschlägige Berechnungen anstellen, die einen Bezug zu den Austrägen ermöglichen. Methodisch müssen dabei zwei Sachverhalte besonders beachtet werden:

- Die Abschätzungen schließen die während der Hochwasser ablaufenden Prozesse nicht ein und repräsentieren damit lediglich einen generellen Trend der Sohldynamik
- Für die Kalkulationen muss die Annahme getroffen werden, dass die in den Profilen stromauf weggeführten Sohlsedimente $<63 \mu\text{m}$ nicht in den unterhalb gelegenen Messquerschnitten akkumulieren
- Aufgrund der geringen Anzahl von Querprofilmessungen im Jahr 2005 werden nur die Ergebnisse des Jahres 2004 in den Vergleich eingebunden.

Grundlage für die Abschätzung im Länenbach bilden die geomorphologischen Aufnahmen aus Kap. 5.1.2, in denen dargestellt wurde, dass die wesentlichen Feinmaterialspeicher am Ende der Riffleabschnitte vor den durch Tot- oder Lebendholz verursachten Engstellen und in den anschließenden Poolzonen liegen. Sie kommen in größerem Ausmaß erst nach der Einmündung von der Drainage P51 vor, die zu einer Verdopplung des Abflusses führt. Für die absoluten Feststoffumsätze wurden die Summen der Akkumulations- und Erosionsflächen aller Querprofile verwendet. Zunächst wurden diese Werte nur auf die ca. 100 m lange Strecke im oberen Mittellauf übertragen. Die Profile können für etwa 40 % der ca. 300 m^2 großen Fläche – also für etwa 120 m^2 – als repräsentativ erachtet werden. 2004 wurde in den acht Querprofilen eine 0.28 m mächtige Sedimentschicht erodiert. Die akkumulierte Sedimentschicht

besaß eine Mächtigkeit von 0.33 m. Wird eine Lagerungsdichte des Gerinnesediments von 0.6 g cm^3 angenommen, ergibt sich für Feinsedimente $< 63 \mu\text{m}$ ein Massendefizit von 3.0 t und ein Zugewinn von 3.5 t. Auf die Einzugsgebietsfläche bezogen entspricht das $11 \text{ kg ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$.

Wie in Kap. 5.1 beschrieben wurde, kann der Gesamtanteil größerer Feinmaterialspeicher auf etwa 30 % der gesamten Gerinnefläche beziffert werden – etwa 1200 m^2 . Überträgt man die Summenwerte der Profilstrecke auf die größere Fläche, ergeben sich 30 t potentiell frei werdenden SS bzw. $114 \text{ kg ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ oder 68 % des ermittelten Gebietsaustrags.

Angesichts der hohen Feststoffmengen, die durch die Ufererosion ins Gerinne gelangen, erscheinen diese Zahlen plausibel. Sie weisen auf eine enge Beziehung von Ufererosion und Veränderung der Querprofile hin. Werden die Gesamtsummen der in den Querprofilen ermittelten Akkumulations- und Erosionsschichten addiert, ergibt sich für 2004 ein Akkumulationsüberschuss von 5 cm. Projiziert man dagegen den Materialverlust von 80 m^3 aus der Ufererosion auf die gesamte Gerinnefläche von ca. 3800 m^2 (vgl. Kap. 5.1.2) erhält man mit 2 cm eine Mächtigkeit in der gleichen Größenordnung.

Tab. 6.3 bindet in diese Feststoffbilanzen auch die mittleren P-Gehalte mit ein, wobei sich im Länenbach gegenüber der TP-Ereignisfracht und dem gerinneeigenen TP_{Sed}- und BAP-Transfer ein ähnlicher Effekt einstellt wie er schon bei der Ufererosion zu beobachten war: Die TP_{Sed}-Werte entsprechen mehr als 100 %, die BAP-Verlust machen dagegen nur einen Bruchteil der Austräge aus.

Ähnlich wie im Länenbach wird auch in den Hotzenwaldbächen ein Materialzuwachs an der Sohle verzeichnet. Die Summe der in den vier Profilen im Schneckenbach ermittelten abgelagerten bzw. abgetragenen Sedimentschichten beträgt 0.28 m bzw. 0.20 m. Im Rüttebach bewirkt die Lage der Profile im Rückstaubereich des Messwehres am Pegel RBZ einen größeren Unterschied zwischen diesen Werten: Eine 0.17 m mächtige Akkumulationsschicht steht einer 0.08 m mächtigen Erosionsschicht gegenüber. Deshalb lassen sich für den Vergleich von erodierten Sohlsedimenten und SS-Frachten am Pegel RBZ die Bilanzen der ca. 60 m^2 großen Rückstauffläche nicht auf die restlichen Feinmaterialspeicher übertragen. Für diese wird der im Schneckenbach ermittelte Erosionsbetrag angenommen. Während die Feststoffverluste etwa 50 % der SS-Bilanzen ausmachen, betragen die TP_{Sed}-Defizite nur 5 %; der BAP-Transfer nicht einmal 1 % der TP-Austräge. Die aus diesen Werten abgeleiteten Feststoff- und P-Bilanzen sind in Tab. 6.3 dargestellt.

Die Gegenüberstellung der Bilanzen aus der Seiten- und Gerinneerosion und der Gebietsausträge können wie folgt bewertet werden:

- Die Feststoffverluste aus Ufer- und Gerinneerosion im Länenbach er-

Tab. 6.3: Vergleich der SS- und P-Bilanzen aus den Gerinneerosionsprozessen und dem ereignisbezogenen Stoffaustrag des Länenbachs und der Hotzenwaldbäche.

Gerinneerosionsbilanzen	Länenbach	Schneckenbach	Rüttebach
für die Querprofilabschnitte			
Sedimenttransfer [t y ⁻¹]	20.4	13.3	2.4
Sedimenttransfer < 63µm [t y ⁻¹]	3.0	0.6	0.3
BAP/TP _{Sed} -Transfer in [kg y ⁻¹]	0.04/2.99	0.02/0.23	0.02/0.27
für gerinneeigene Feinmaterialspeicher			
Sedimenttransfer < 63µm pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹ y ⁻¹]	115.0	11.9	12.1
BAP/TP _{Sed} -Transfer < 63µm pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹ y ⁻¹]	0.001/0.114	4.E-04/5.E-03	9.E-04/0.01
Sedimentaustrag pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹]	256*/463**	-	23*/26**
TP Austrag pro EZG-Fläche [kg ha ⁻¹]	0.078*/0.126**	1.163* (ISN)	0.181*/0.220**

* 2004; **2005

scheinen plausibel und stützen sich gegenseitig ab.

- Ufer- und Gerinnemessungen aber auch die Bilanzen der ereignisbezogenen SS- und P-Fracht sind in den Hotzenwaldbächen von schlechter Qualität. Eine Plausibilisierung der Feststoffverluste ist deshalb nur schwer möglich.
- Aufgrund der starken Unterschiede beim Vergleich von TP_{Sed}- bzw. BAP-Transfer und TP-Austrag scheint eine Hinterfragung der Wasser-TP-Fraktion angebracht.

Anhand der Rücklösungsexperimente konnte festgestellt werden, dass die im Wasser gemessenen TP-Gehalte in etwa den BAP-Werten entsprechen. An die Größenordnung der TP_{Sed}-Werte kommen die Wasserkonzentrationen auch bei einem Sediment-Wasser-Verhältnis von 1:100 nicht heran.

Aus den Rücklöseversuchen kann deshalb geschlossen werden, dass die TP-Fracht der wässrigen Lösung den TP_{Sed}-Verlust etwa um den Faktor 100 unterschätzt. In der Literatur ist der Vergleich TP_{Sed}-Transfermenge zu TP-Austrag jedoch sehr gebräuchlich. Dies liegt zum einen daran, dass die Probenahmemethodik immer einen Kompromiss aus zeitlicher Auflösung und praktikablen Beprobungsvolumen darstellt: Für eine direkte Analyse des im SS konzentrierten TP_{Sed} müsste die Beprobungsmethodik entweder auf eine SS-Filterung vor Ort ausgelegt sein oder die Laboranalytik auch mit sehr geringen Sedimentmengen arbeiten können. Methodisch gehen die Arbeiten von PACINI & GÄCHTER (1999) in diese Richtung. Anhand einer sequentiellen P-Extraktion schlüsseln die Autoren die P-Bindung des SS auf und können dabei u.a. den hohen Anteil der unter Niedrigwasserbedingungen angereicher-

ten Gerinnesedimente nachweisen, der am Ereignisbeginn die P-Fraktionen dominiert.

Obwohl Ufer- und Gerinnesedimente als Quelle für schnell verfügbare P-Fraktionen nur dann von Bedeutung sind, wenn z.B. durch punktuelle Einträge hochangereichertes Material in großen Mengen ausgetragen wird, bleibt die ökologische Relevanz des langfristig verfügbaren TP_{Sed} gerade für Endsenken unbestreitbar.

6.4 Schwebstoff- und Phosphorspeicherung an der Sohle

Die Ergebnisse aus dem Länen- und Rüttebach unterstreichen die Rolle der punktuellen Quellen im P-Haushalt kleiner Fließgewässer. Sie stimmen darin mit den Studien von HOUSE & DENISON (1998), TOURNOUD et al. (2005) und JARVIE et al. (2005, 2006) überein. Besonders die Untersuchung der Rüttebachsedimente zeigte den enormen Einfluss, der sich eindrücklich in den hohen Peaks zu Beginn der P-Hysteresen widerspiegelt. Im Länenbach sind die punktuellen Quellen zu weit vom Gebietsauslass entfernt und die Sedimentbedingungen zu gut gepuffert, als dass sie direkt in den Abfluss-Stoff-Kurven ablesbar wären. Trotz der unterschiedlichen Dimension der P-Einträge durch die Kläranlagen weisen beide Bäche ein ähnliches Anreicherungsverhältnis von belasteten und unbelasteten Sedimenten auf: Das unterhalb der Punktquellen entnommene Substrat besitzt 2004 ein bis um den Faktor 3 höheren BAP-Gehalt als unbelastete Sedimente oberhalb. Die TP_{Sed} -Konzentrationen sind dagegen unverändert und zeigen ein solches Muster nicht.

Die zeitlichen Veränderungen der Sediment-P-Gehalte entsprechen dem Schema, das auch in verschiedenen anderen Studien beschrieben wurde. So stellen BALLANTINE et al. (2006) einen verstärkten Sedimentaustrag im Winter bei niedrigen P-Gehalten in den Feinsedimenten fest. In den Niedrigwasserperioden können die Autoren dagegen Anreicherungs- und Akkumulationsvorgänge nachweisen, welche von einzelnen Hochwasserereignissen unterbrochen werden. Die Maximalwerte der P-Konzentration und P-Speicherung werden dabei im September erreicht, wobei das P-Speichervermögen pro Quadratmeter mehr von der Menge der Feinmaterialanreicherung als von der P-Konzentration der Sedimente bestimmt wird. Mit dem Einsetzen höherer Abflussbedingungen im Herbst beginnt mit dem Austrag des angereicherten Sohlsediments eine weitgehende Erneuerung der physischen, chemischen und biologischen Kapazitäten zur P-Akkumulation.

Im Länenbach waren die Sedimentprobenahmen eher auf eine Erfassung der räumlichen Verteilung ausgerichtet als auf eine jahreszeitliche Differenzierung. Dort zeigten sich die besonders hohen P-Anreicherungsprozesse

im Sommer 2004. Die Querprofilvermessungen konnten in diesem Zeitraum zudem eine hohe Depositionsrates nachweisen. Gegenüber den wesentlich geringeren Gehalten im Frühjahr 2006 lässt sich jedoch annehmen, dass der auch von HOUSE & DENISON (1998), WILSON et al. (2004) beschriebene jährliche Zyklus der P- und Sedimentanreicherung unter Niedrigwasserbedingungen hier nur zum Teil wirkte. Denn die Raum-Zeit-Muster der an die Sedimente gebundenen Stoffe werden von Prozessen beeinflusst, die in der Raum-Zeitskala niedriger (Extremhochwasser) oder höher (z.B. längere Trockenzeiten) angeordnet sind, was z.B. SYMADER et al. (1997) beschreiben. So stellen die Autoren fest, dass große Hochwasserereignisse die physikalischen und chemischen Bedingungen durch die Beseitigung der bisher wirksamen Sedimente auf ein Nulllevel zurücksetzen. Andererseits ist die allmähliche Verlagerung der Sohlsedimente von kleinen und mittleren Hochwassern abhängig, was die Vermutung stützt, dass die verstärkte BAP-Anreicherung im Sommer 2004 auf die Wirkung der übergeordneten Trockenperiode 2003-2004 zurückzuführen ist.

Wie Abb. 6.2 zeigt, verlaufen die Sediment-P-Gehalte im Rüttebach im Jahr 2004 auf einem generell hohen Niveau, wobei ein Konzentrationspeak im Frühjahr mit den erhöhten C_{org} -Werten zusammenfällt, das wahrscheinlich durch die Zufuhr von P-angereichertem organischem Ufermaterial zu Stande kommt. Der während der sommerlichen Trockenperiode zunehmende Feinmaterialanteil $< 63 \mu\text{m}$ spiegelt die im Unterkapitel 5.3.3 beschriebenen vorherrschenden Akkumulationsbedingungen wieder, steht jedoch mit dem BAP-Gehalten in keinem Zusammenhang. Das lässt sich auch bei der Vergleichsbeprobung im Schneckenbach feststellen, die aber einen verzögerten Anstieg der wesentlich geringeren BAP-Konzentrationen aufweist. Zu Beginn des Frühljahrs kann hier sogar eine deutliche Verringerung der Gehalte verzeichnet werden, die auf die allgemeine Zunahme der biologischen Aktivität zurückzuführen ist. Der Vergleich macht deutlich, dass das P-Angebot im Rüttebach auch die größte P-Nachfrage zu Beginn der Wachstumsphase übersteigt.

Temporal lassen sich die anhand der Sedimentbeprobung getroffenen Aussagen durch die Ergebnisse der Porenwasserbeprobung ergänzen, welche im Folgenden jedoch auch unter dem Gesichtspunkt der P-Freisetzung diskutiert werden sollen.

6.4 Schwebstoff- und Phosphorspeicherung an der Sohle

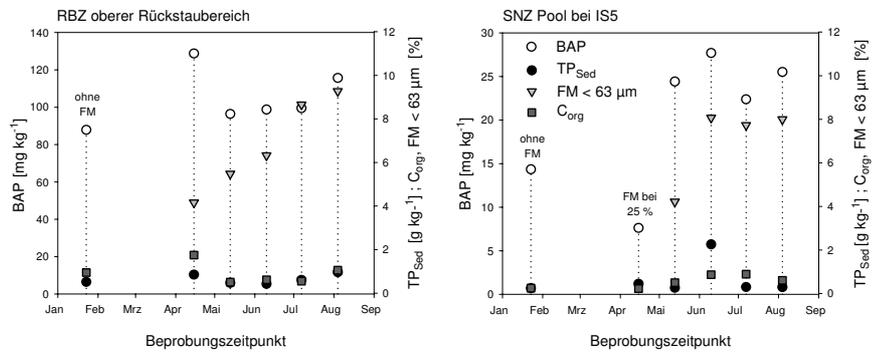


Abb. 6.2: Entwicklung der Sedimenteigenschaften im Rüttebach (links) und im Schneckenbach (rechts) 2004

Im Rüttebach ist gut zu erkennen, dass die Erhöhung der BAP-Gehalte an die C_{org} -Konzentration gebunden ist. Der Anstieg des Feinmaterials (FM) $< 63 \mu\text{m}$ hat keine Wirkung auf die Sediment-P-Fractionen. Im Schneckenbach ist vor dem verzögerten BAP-Anstieg eine Reduktion der Gehalte zu beobachten, die auf die biologische Aktivität im Frühjahr hinweist.

6.5 Sediment-Wasser-Interaktion

Im Gerinneraum sind die physischen Prozesse der Deposition und Remobilisierung intensiv mit den chemischen Sorptions- und Rücklösungsvorgängen verzahnt. Prinzipiell lässt sich die Sediment-Wasser-Interaktion in zwei Bereiche gliedern: Einerseits sind hier die unter Niedrig- bis Mittelwasser herrschenden Wechselwirkungen zu nennen, welche auf der Sedimentation und dem Durchströmen des Sediments basieren. Zum Anderen ist die Sedimentmobilisierung, welche durch ein kurzzeitiges Ansteigen des Transportvermögens infolge von Hochwasser oder anthropogenem Einwirken induziert wird, von großer Bedeutung.

6.5.1 Interaktionen bei Niedrigwasser

Sowohl die Frachtabschätzungen der manuellen Abflussbeprobung, als auch die Sedimentbeprobungen unterstreichen die ökologische Bedeutung der P-Anreicherung unter Niedrigwasserbedingungen in den Sohlsedimenten, welche sich nach BALLANTINE et al. (2006) aus den längeren Verweilzeiten an der Gewässersohle, der Sorption von gelöstem P und dem Aufbau organischer Substanz ergeben. Dem stehen die verschiedenen Rücklösungsversuche gegenüber, die gerade angereicherten Gerinnesedimenten auch ein DRP-Quellenpotential zuweisen.

JARVIE et al. (2006) berechnen die Wirkung der Oberflächensedimente als P-Quelle bzw. Senke bei Niedrigwasserbedingungen in mehreren englischen EZG. Auf der Basis von EPC₀-Experimenten konnten die Autoren ableiten, dass die Rücklösung von DRP aus Gerinnesedimenten erst ab DRP-Wasserkonzentrationen von unter 0.05 mg l⁻¹ von größerer Bedeutung ist. Als DRP-Quelle wirken Gerinnesedimente nur in Abschnitten, die von geringen DRP-Gehalten im Oberflächenwasser gekennzeichnet sind. Neben unbelasteten Abschnitten in Kopfeinzugsgebieten wird dieser Effekt auch dort bzw. dann beobachtet, wenn ein dominanter Kläranlageneinfluss – z.B. infolge von starken Verdünnungseffekten – nachlässt oder der EPC₀-Wert aufgrund großer Anteile löslicher P-Verbindungen aus punktuellen oder diffusen Stoffeinträgen sehr hoch ist. JARVIE et al. (2005) entwerfen darüber hinaus ein Konzept zur Quantifizierung der Wechselwirkungen zwischen Sohlsediment und der darüber strömenden Wasserschicht, deren Kern eine grobe Abschätzung des Sediment- und Wasservolumens sowie der Verweilzeiten in einem durch Sohlproben näher charakterisierten Flussabschnitt bildet. Damit ist es den Autoren möglich, die relativen Unterschiede des maximalen DRP-Aufnahme- oder Rücklösepotentials verschiedener Flussabschnitte bzw. Sohlsedimente aufzuzeigen.

Für den Länenbach und auch für den Schneckenbach ist dieser Ansatz zwar sehr viel versprechend, jedoch reichen die Beprobungsdichte bzw. die wenigen EPC₀-Analysen (vgl. Kap. 5.4.3) nicht aus, um eine vergleich-

bare Quantifizierung vorzulegen. Obwohl sich die Ergebnisse der EPC_0 -Experimente gut in die von MCDOWELL et al. (2003) und JARVIE et al. (2005, 2006) vorgestellten Werte einordnen muss die Plausibilität der Werte in Frage gestellt werden. Aus dem Vergleich der EPC_0 -Werte und der DRP-Konzentration aus den Basisbeprobungen von SCHNEIDER (2007) und WEISSHÄIDINGER (2007) sowie den eigenen Proben ergibt sich, dass die untersuchten Sohlsedimente fast permanent als P-Quelle dienen. Im Schneckebach ist die P-Gleichgewichtskonzentration im Verhältnis am Höchsten. Hier wurde jedoch bei keiner der manuellen Basisbeprobung ein DRP-Gehalt von 0.2 mg l^{-1} überschritten, was gegenüber einem EPC_0 -Wert von 0.49 mg l^{-1} vermuten lässt, dass die wenigen Experimente die P-Gleichgewichtskonzentration im Freiwasser überschätzen. Andererseits zeigen auch die anderen Schüttelexperimente ein generelles P-Rücklösungspotential aus den Sedimenten.

Es bleibt jedoch generell festzustellen, dass die P-Desorptionsvorgänge im Gerinne gegenüber der P-Speicherung durch die Sedimentation von Feinmaterial, wie sie auch von WILSON et al. (2004) und BALLANTINE et al. (2006) gemessen wurden, nur eine kleine Rolle untergeordnete Rolle spielt. Bezugnehmend auf die Arbeiten von NEWBOLD et al. (1983) kann hierbei von einem massgeblich durch die biologische Aktivität gesteuerten Wechselspiel zwischen Freisetzung und Fixierung der P-Moleküle ausgegangen werden.

Für zukünftige Untersuchungen ergeben sich aus der Diskrepanz der EPC_0 -Werte, zu den multitemporalen Sedimentbeprobungen und den manuellen Abflussbeprobungen deshalb drei Vertiefungsrichtungen:

- Die EPC_0 -Experimente sind zum Vergleich mit originalem Bachwasser und einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung, parallel zur Niedrigwasserbeprobung durchzuführen.
- Eine Unterscheidung von bewegten und unbewegten Sedimenten gäbe Aufschluss über die Sorptions- und Desorptionsbedingungen unter verschiedenen Abflussverhältnissen.
- Ein verstärkter Einsatz der EPC_0 -Analysen unterstreicht die Notwendigkeit einer zuverlässigen Abschätzung des Austauschvolumens - bzw. der Austauschzeiten. Das gilt umso mehr, wenn nicht nur die unmittelbare Sediment-Wasser-Grenzschicht in die Kalkulation einbezogen wird, sondern auch das Porenwasser der tieferen Sedimentschichten. Durch die Quantifizierung der Sediment-Wasser-Kontaktzeiten und -volumina könnten auch die Mengenverhältnisse der im Labor durchgeführten EPC_0 -Analysen auf eine nachvollziehbare Basis gestellt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Austausch- und die Mischungsverhältnisse von Interstitial- und Oberflächenwasser über die Abschätzung der k_f -Werte und Temperaturmessungen in unterschiedlichen Sedimenttiefen eher auf einer qualitativen Basis durchgeführt. Der Focus lag dabei auf

dem vertikalen Austausch, da die Horizontalbewegung unterhalb der Sohle nach den Erfahrungen von SAENGER (2000) eine wesentlich höhere Anzahl von Sonden – auch innerhalb eines Querprofils – verlangt hätte. Neben den Grundlagen von HARVEY & WAGNER (2001) basieren die Temperaturanalysen vor allem auf den Arbeiten von PUSCH (1991), CONSTANTZ et al. (1994) und CONSTANTZ & STONESTORM (2003). Der methodische Ansatz, die Temperatur als Indikator für die Beeinflussung der Tiefensedimente zu nutzen, hat sich sehr bewährt, wenngleich sich auch die verwendeten Messgeräte als zu ungenau erwiesen. Auch die Platzierung in den Interstitialsonden erschwerte wegen möglicher hydraulischer Kurzschlüsse eine detailliertere Auswertung. Mit modernen, von einer externen Stromversorgung und Speichereinheit unabhängigen Temperaturfühlern wird es jedoch möglich sein, aufgrund der Verschiebung der Temperaturgänge Aufenthalts- und Transferzeiten zu ermitteln, wie sie z.B. von HOEHN & CIRPKA (2006) oder KEERY et al. (2007) berechnet wurden.

In den Sedimenten des Länenbachs gehen langsame Austauschgeschwindigkeiten und -mengen des Porenwassers mit sehr gut gepufferten Sedimenten einher. Die schluff- und tonreichen Substrate mit geringen k_f -Werten ließen schon vor Beginn der Untersuchungen vermuten, dass die Sediment-Wasser-Interaktion unterhalb der Sohle weitgehend unbedeutend ist. Tatsächlich zeigte die räumliche und zeitliche Verteilung der DRP-Konzentrationen in den Interstitialsonden, dass der vor einer Gerinneengstelle entstandene Sedimentspeicher (IS6) unterhalb der Sohle deutlich höhere DRP-Gehalte aufwies als das Oberflächenwasser. Hier ließ sich bis in den zweiten Sondenhorizont – also bis etwa 30-40 cm unterhalb der Sohle – ein Jahresgang erkennen, der im Spätsommer 2004 die höchsten und im Mai und Dezember die geringsten Konzentrationen aufwies. Da es sich nicht wie beim Schneckenbach (IS5) um aufsteigendes Grundwasser handelt, kann davon ausgegangen werden, dass es hier aufgrund des dichten Untergrundes zu einer Stagnation von eindringendem Oberflächenwasser kommt. Da die erhöhten DRP-Werte zumindest in T1 mit Sauerstoffkonzentrationen einhergehen, die denen des Oberflächenwassers weitgehend entsprechen, bleibt zu vermuten, dass die Gehalte auf eine spezielle Zusammensetzung des hier abgelagerten Sediments hinweisen: In den mächtigen Speicherbereichen wurden häufig Müllreste, Schrott und andere Verunreinigungen angetroffen. Bei den Sondierungen vor der Einbringung der Interstitialsonde wurden in einer Bohrung ca. 2 m oberhalb IS6, in etwa 20 cm Tiefe Stacheldrahtreste entdeckt, die auf die seit langem bestehende und durch WILLI (2005) dokumentierte Deponiefunktion des Uferstreifens und des Gerinnes hinweisen. Eine generell erhöhte Quellenwirkung der Feinmaterialspeicher im Länenbach ist jedoch auszuschließen, da die erhöhten DRP-Werte wahrscheinlich mit einer sehr niedrigen Exfiltrationsrate einhergehen.

Für die Poolbereiche (IS7) und den durch Grobmaterial gekennzeichneten Riffleabschnitt von IS8 konnten keine erhöhten DRP-Werte festgestellt

werden, so dass für diese Bereiche auf eine DRP-Reduktion im Porenwasser geschlossen werden kann. Im Vertikalprofil konnten die höchsten Reduktionsraten hier im September 2005 festgestellt werden. Aufgrund der hohen DRP-Konzentration des Oberflächenwassers konnten dabei Werte um 0.01 mg cm^{-1} festgestellt werden.

Im Schneckenbach ist das sandig grusige Sohlsediment dagegen als sehr guter Wasserleiter einzuschätzen und die Austauschmengen sind dementsprechend groß. Ein Uranintracereperiment mit kontinuierlicher Einspeisung zeigte mit $0.3\text{-}0.5 \text{ m h}^{-1}$ ein rasches *vertikales* Eindringen von Oberflächenwasser in die Infiltrationszonen. Diese Werte ordnen sich sehr gut in die von PUSCH (1993) an der *Steina* (Südschwarzwald) gewonnenen Ergebnisse ein ($0.1\text{-}0.2 \text{ m h}^{-1}$). Die Autoren ermitteln anhand von Salzeinspeisungen im Interstitial einen *horizontale* Wassertransportgeschwindigkeiten zwischen $1.43\text{-}0.74 \text{ m h}^{-1}$.

Generell stellen hydraulische Kurzschlüssen eine wesentliche methodische Schwäche der Interstitialsonden dar, weswegen die Ergebnisse mit einigen Unsicherheiten verbunden sind. Trotzdem bewährte sich der Gebrauch der Interstitialsonden zur Beprobung des Interstitials und die Methodik kann zumindest für die Analyse der P-Fraktionen als geeignet eingestuft werden.

Im Schneckenbach zeigten sich deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung des Porenwassers, die bezüglich P sowohl auf eine Quellen- als auch auf eine Senkenwirkung der hyporheischen Zone bzw. des Grundwassers schließen lassen. Aufgrund der großen Flächenanteile der Riffelstrecken, in die das Oberflächenwasser rasch eindringt und dessen Porenwasser in der Regel DRP-Gehalte aufweist, die denen des Oberflächenwassers entsprechen oder niedriger sind, muss dem interstitialen Austausch im Schneckenbach eine dominierende Senkenfunktion zugeschrieben werden. Obwohl diese DRP-Reduktion häufig im Bereich der P-Messgenauigkeit liegt ist davon auszugehen, dass diese Infiltrationszonen eine größere Bedeutung im P-Haushalt des Baches besitzen, als die lokal beschränkte Exfiltration von P-angereichertem Tiefenwasser. DRP-Reduktionsraten konnten aufgrund der geringen Konzentrationsunterschiede nicht abgeschätzt werden.

Da bei keiner der Interstitialproben anaerobe Verhältnisse festgestellt werden konnten, obwohl die DRP-Gehalte für eine erhöhte Rücklösung in bestimmten Bereichen sprechen, wurden zunächst methodische Fehler (z.B. beim Pumpvorgang oder dem Einfüllen in das Probenahmefäß) vermutet, die zu einer Erhöhung der Sauerstoffgehalte bei der Probenahme führen. Auch in der Literatur sind Fälle von nachgewiesenen anaeroben Bedingungen im Interstitial von grobmaterialreichen Fließgewässern selten. BORCHARDT et al. (2001) können auch an einem unter Kläranlageneinfluss stehenden Lahnabschnitt keinen O_2 - Mangel im Interstitial feststellen. HENDRICKS & WHITE (2000) berichten, dass bereits ab einer Sauerstoffkonzentration von $\leq 2 \text{ mg l}^{-1}$ zunehmende DRP- und TP-Konzentrationen im Porenwasser zu beobachten

sind. Das erscheint für die Schneckenbachwerte durchaus plausibel. In den tieferen Zonen von IS7 im Länenbach treffen dagegen die mit 1.7 mg l^{-1} niedrigsten gemessenen Sauerstoffwerte mit DRP-Werten an der Nachweisgrenze zusammen.

Im Länenbach wird sich eine bedeutende Retention des Interstitials wegen der geringen Austauschgeschwindigkeiten auf Trockenperioden beschränken, dann jedoch umso wichtiger sein. Dazu werden die von SAENGER (2000) beobachteten Prozesse beitragen: Die Autorin stellt fest, dass sich mit abnehmenden Abflüssen der Vertikaltransfer von Oberflächenwasser in den Porenraum deutlich verstärkt. Damit erhöht sich nicht nur die anteilige Wassermenge im Hyporheal, auch der Interstitialraum vergrößert sich durch das eindringende Oberflächenwasser. Unter der Berücksichtigung der hohen Pufferwirkung des Substrat, kommen im Länenbach daher weder dem Oberflächen- als auch dem Tiefensediment eine Bedeutung als P-Quelle zu.

Im Hotzenwald besitzen dagegen die Sohlsedimente der durch die Abwasserreinigungsanlage Rütthof belasteten Abschnitte eine deutliche Quellenfunktion. Die sowohl im Schneckenbach als auch im Rüttebach sehr hohen EPC_0 -Werte sprechen für ein generell hohes Rücklösungspotential des silikatischen Sohlsubstrats. Doch auch im Rüttebach erscheint der Zusammenhang zwischen P-Gleichgewichts- und DRP-Konzentrationen im Freiwasser nur bedingt plausibel: Danach kann den Sedimenten lediglich für die erhöhte DRP-Belastung in der extremen Trockenperiode 2003 eine Senkenfunktion zugewiesen werden. Da zumindest für den unteren, weniger eingetieften Rüttebachabschnitt ein rascher Vertikaltransfer vermutet werden kann, muss zu diesem Zeitpunkt den tieferen Sedimentschichten bzw. dem Interstitialraum eine erhöhte Retentionswirkung beigemessen werden.

Unabhängig vom exakten EPC_0 -Wert kann jedoch auch postuliert werden, dass bei einem Absinken der DRP-Gehalte im Freiwasser infolge erhöhter Abflüsse oder der Stilllegung bzw. Aufrüstung (P-Elimination) der ARA, mit einer massiven P-Rücklösung aus den Gerinnesedimenten zu rechnen ist. JARVIE et al. (2006) stellen in diesem Zusammenhang den ökologischen Wirkungsgrad von nachträglich eingerichteten dritten Reinigungsstufen – zumindest kurzfristig – in Frage.

6.5.2 Interaktionen bei Hochwasser

Die Abschätzung der P-bezogenen Wechselwirkungen unter Hochwasserbedingungen erfolgte in der vorliegenden Untersuchung vor allem anhand der Hysteresekurven. Obwohl dieser Ansatz weder quantitative Aussagen auf die durch das Ereignis erschlossenen und bis zur Pegelstation transportierten Stoffquellen liefert und immer auch von der subjektiven Erfahrung des Betrachters abhängig ist, erlauben sie – ergänzt durch die Ergebnisse der Interstitialbeprobung und der Rücklöseexperimente – einige interessante Schlussfolgerungen. Eine besondere Bedeutung der durch steigenden Wasserstand geprägten In-

teraktionsform besteht zudem darin, dass auch Sedimente aus höhergelegenen Uferbereichen aktiviert werden.

Unter Hochwasserbedingungen werden Sedimente und der an sie gebundene P in einen temporären Schwebezustand überführt, wobei sich die Kontaktfläche zwischen Nährstoffpartikeln und dem Freiwasser stark vergrößert (ATV-DVWK 2004). Die in Laborexperimenten ermittelten Rücklöseraten zwischen 0.5 und $1 \text{ mg kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ bei turbulenten Mischungsbedingungen zeigen nur im Vergleich mit den BAP-Gehalten die unterschiedliche Sedimentzusammensetzung in den Untersuchungsgebieten: Im Länenbach weisen ca. 10 % des BAP eine leicht lösliche P-Bindung auf – im Rütte- und Schneckenbach sind es weniger als 2 %. Die Rücklösungswerte entsprechen dabei den von KOCH (2007) bei Ufer- und Bodenmaterialien gemessenen Dimensionen. Der Autor führt auch für die organische Streu der Uferzone Rücklöseexperimente durch und ermittelt hier hohe Werte, die dem in diesem Material vorherrschenden hohen BAP-Gehalten entsprechen.

Die Abschätzung der Rücklösung von DRP unter Hochwasserbedingungen aus Gerinnesedimenten wird von vielen Faktoren beeinflusst. Begünstigen erhöhte DRP-Gehalte während Niedrigwasserbedingungen die DRP-Bindung, lassen sinkende DRP-Konzentrationen, wie sie während eines Hochwassers – im Länenbach und Schneckenbach vor allem nach dessen Scheitelabfluss – zu erwarten sind, eine Verstärkung der DRP-Rücklösung vermuten. Die Untersuchungen belegen diese Prozesse jedoch nur für die Hochkonzentrationsereignisse im Rüttebach. Da hier eine direkte Beeinflussung durch die Kläranlage aufgrund des geringen Eintragsvolumens auszuschließen ist, kann davon ausgegangen werden, dass der sehr rasch und parallel zum TP verlaufende DRP-Gang (vgl. Abb. 5.12) eine direkte Folge der Rücklösung aus angereicherten Sohlsedimenten und wahrscheinlich auch der Freisetzung deren Porenwassers ist. Weitere diffuse Quellen sind aufgrund der Höhe der DRP-Konzentration auszuschließen.

Für den weitgehend unbeeinflussten Länen- und Schneckenbach sind diese Effekte anhand der Hysteresen aufgrund der fehlenden Markereigenschaften des Sediments nur schwer beweisbar, obwohl auch im Länenbach während sommerlicher Konvektiveignisse rasche DRP-Reaktionen und ein TP-paralleler Verlauf zu erkennen sind. Insgesamt wird in Übereinstimmung mit ATV-DVWK (1997) die Rücklösung von DRP nur dort für bedeutungsvoll erachtet, wo aufgrund von ARA-Einleitungen oder der Anreicherung diffuser Quellen in Trockenperioden erhöhte Sediment-P-Konzentration vorliegen.

Prinzipiell gilt für die Interpretation der Hysteresekurven: Je kürzer und stoßartiger der Hochwassertransport erfolgt, desto stärker werden Gerinnesedimente, die stoffliche Zusammensetzung der Hochwasserwelle prägen. Umgekehrt sinkt die Bedeutung der gewässereigenen Stoffquellen bei langen Abflussganglinien und späten stofflichen Reaktionen. Im Länenbach lässt sich bei einem Abfluss vom ca. 150 l s^{-1} ein Schwellenwert ausmachen, ab dem ein

Anschluss gerinneferner SS- und P-Quellen anhand der mit bzw. nach dem Scheitelabfluss auftretenden Konzentrationspeaks zu erkennen ist.

Um diese scheinbare Regelmäßigkeit genauer zu überprüfen, wurden die von SEIBERTH (1999, s.a) und HEBEL (2003) erhobenen Daten des Jahres 1999 herangezogen - einer ausgesprochenen Feuchtperiode. In Abb. 6.3 sind die vier größten Hochwassereignisse dieses Jahres dargestellt. Frachtmäßig entspricht jedes einzelne Ereignis vom Februar, Juni und Juli den SS- und P-Jahresfrachten von 2004! Das Bemerkenswerte an diesen Ereignissen ist, dass sich nicht nur die SS-Konzentrationen, sondern auch die beiden P-Fractionen in einem R-E-5 Typ bewegen, der auf unlimitierte Stoffquellen hinweist. Obwohl die Auslösung der Sampler an die extrem nasse Saison angepasst werden musste und die Probenahme bei dem Februarhochwasser erst bei 110 danach ab 150 l s^{-1} einsetzt, bestätigen die Ergebnisse die oben gemachten Überlegungen zu einem Abflussschwellenwert, ab dem die Erschließung von einzugsgebietsweiten SS- und P-Quellen – z.B. durch Bodenerosionsprozesse – realisiert wird. Der Vergleich mit diesen Großereignissen hilft die Bedeutung der eigenen Untersuchungen einzuordnen und hebt die Abhängigkeiten von den Witterungsgegebenheiten der Feldforschung hervor, welche nur durch langfristig angelegte Studien ausgeglichen werden können.

Parallel zu diesen Remobilisierungsprozessen verändert sich durch Erosion des Oberflächensediments und dem ansteigenden Wasserdruck die Durchströmung der tieferen immobilen Sedimentschichten. Nach BUTTURINI & SABATER (1999) und SÄNGER (2000) sinkt dabei die Größe der hyporhealen Austauschzone mit steigendem Q aufgrund der erhöhten horizontalen Druck- und Geschwindigkeitsvektoren und damit auch die Retentionswirkung des Interstitials. Ein Vergleich der im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Interstitialbeprobung bei unterschiedlichen Abflussbedingungen (Abb. 6.4) lässt im Schneckenbach jedoch das Gegenteil vermuten. Die von Grundwasserexfiltration dominierten Bereiche der IS5 weisen bei hohen Abflüssen nur im untersten Horizont erhöhte DRP-Gehalte auf. Es ist naheliegend, dass verstärkt eindringendes Oberflächenwasser für eine entsprechende Verdünnung des Porenwassers sorgt.

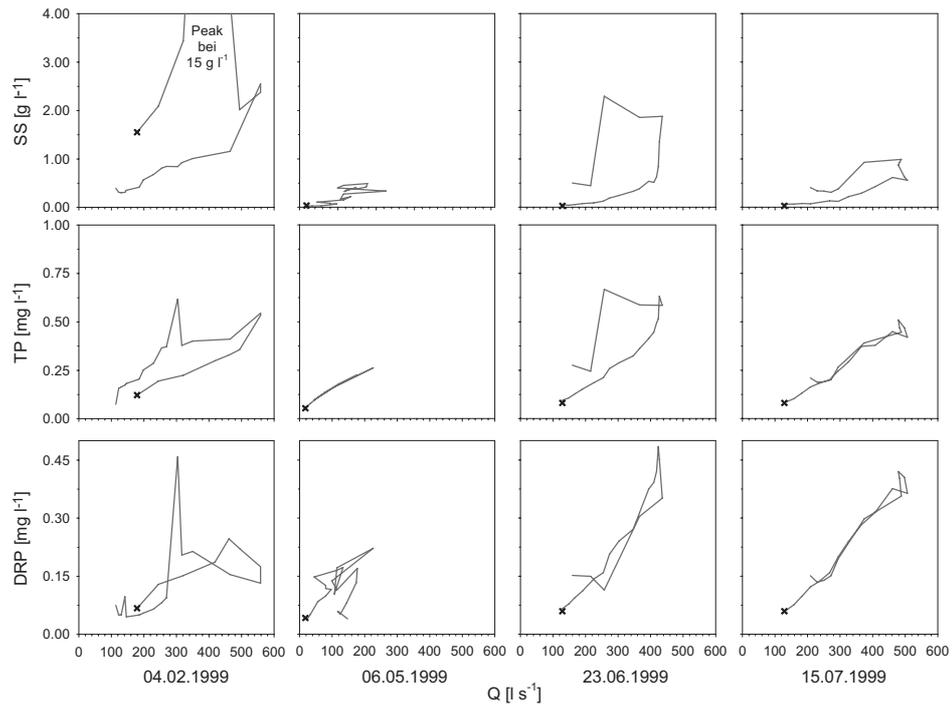


Abb. 6.3: Hysteresekurven der vier höchsten beprobten Hochwasserereignisse im Länenbachtal am Pegel P50 1999

x markiert das Ende der jeweiligen Hysteresis. Die höchsten SS-Frachten werden am 04.02.1999 mit etwa 90 t gemessen; die TP-Frachten betragen hier 20 kg! In der Reihe fehlt das zweitgrößte Ereignis vom 20.05.1999, bei dem sogar noch höhere P-Frachten gemessen wurden, aufgrund seines unvollständigen ansteigenden Astes. Das Bemerkenswerte ist, dass sich nicht nur der SS, sondern auch die Quellen der beiden P-Fractionen in einem R-E-5 Typ bewegen, der auf unlimitierte Stoffquellen hinweist.

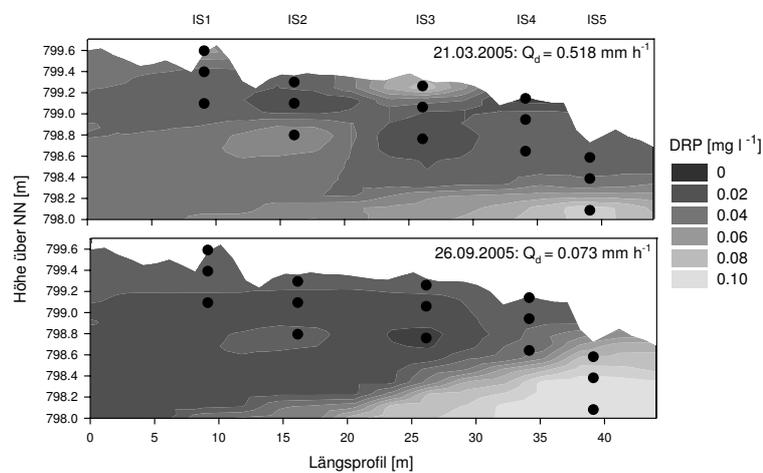


Abb. 6.4: DRP-Gehalte unter verschiedenen Abflussbedingungen im Interstitialwasser des Schneckenbachs

Die DRP-Gehalte im Freiwasser betragen während den Beprobungen 0.025 (21.03.) und 0.037 mg l^{-1} (26.09.). Die Interpolation wurde nur auf der Basis der IS-Werte gerechnet, die Freiwasserkonzentrationen wurden dabei nicht berücksichtigt. Es handelt sich um eine Inverse Distant Interpolation 2. polynomischer Ordnung mit einer Maschenweite von 15 cm.

6.6 Bedeutung der Ergebnisse im landschaftsökologischen Kontext

Interdisziplinäre Ansätze, wie sie z.B. HAYGARTH et al. (2005) mit dem „Phosphorus Transfer Continuum“ aufzeigen, bieten die Möglichkeit, den klassischen „Vom Land ins Wasser“-Ansatz mit bestehenden Konzepten aus der limnologischen, hydrologischen und geomorphologischen Forschung zu koppeln. Nach BEVEN et al. (2005) liegt in der Abschätzung der P-Mobilisierung, der P-Aufenthaltszeiten und der P-Transportgeschwindigkeiten in der gesamten Landschaft ein wichtiger Schlüssel zur Verbesserung bestehender Bilanzierungskonzepte. Die Erfassung und Bewertung von lateral und longitudinal wirksamen Retentions- und Mobilisierungsprozessen im und am Gewässer, sowie die Analyse der longitudinalen Nährstofftransfers sind dafür wichtige Bausteine (DAHM 1998).

Studien, die die Kopplung von EZG-weiten und gewässerinternen SS- und P-Quellen zum Inhalt haben, sind jedoch selten. Hier setzt die vorliegende Arbeit an. Methodisch wurde dabei der direkten Messung der Freisetzungprozesse *und* Frachten der Vorzug gegenüber einem Konzept gegeben, bei dem die Aufschlüsselung der SS- und P-Quellen allein auf der Interpretation von an einzelnen Observierungspunkten ausgetragenen Markerstoffen bzw. Stoffkombinationen basiert. Dies hatte sowohl Vor- als auch Nachteile. So stehen dem breiten Spektrum an Feldbeobachtungen häufig nur eine geringe spatiale und temporale Auflösung der Proben bzw. eine kleine Anzahl von im Labor simulierten Prozessbedingungen gegenüber.

Neben dem Nachweis der Bedeutung der Ufer- und Gerinneerosion als SS- und TP_{Sed} -Quelle, der Identifikation eines Abflussschwellenwertes, der Rückschlüsse auf die Vernetzung der Feststoffquellen zulässt, bildet vor allem die Erweiterung der hydroökologischen Datensätze unter den Bedingungen der extremen Trockenperiode 2003-2004 eine wertvolle Ergänzung der vorangegangenen Studien. Gerade im Länenbach zeigt die Spanne von sehr feuchten bis sehr trockenen jährlichen Niederschlags- bzw. Abflussbedingungen eine unterschiedliche geökologische Relevanz für Erosions- und Abschwemmungsprozesse aus der landwirtschaftlichen Fläche, präferentiellen Fließpfaden und dem durch punktuelle Quellen veränderten Gewässerbereich (Abb. 6.5).

Das allgemeine Modell einer sich verändernden Relevanz der Stoffquellen basiert im Wesentlichen auf den Überlegungen zur fluvialhydrologischen Größenfrequenzanalyse, wie sie z.B. bei AHNERT (2003) vorgestellt wird und dem Konzept der variablen, abflussbeitragenden Flächen (variable source area, VSA) nach HEWLETT (1982) und HEWLETT & TROENDLE (1975), welches auch von SCHNEIDER (2007) erläutert wird. Die P-Relevanz einer Stoffquelle kann als P-Menge pro Fläche verstanden werden, die unter den vorherrschenden Witterungseinflüssen bzw. Abflussbedingungen an das fluviale System gekoppelt werden kann. Als Abflusskennwerte sind sowohl MNQ, als auch MHQ einer variablen Zeitspanne (t) (zwischen einem Monat und einem Jahr) denk-

bar.

Insbesondere für Fest- bzw. partikulär gebundene Stoffe bedeutet die Häufung von kleinen und mittleren Hochwassereignissen kürzere Transportstrecken, weshalb präferentielle Fließpfade wie Gerinne und Drainagen die jährlich ausgetragenen Stofffrachten weitestgehend bestimmen (vgl. WEISSHAIDINGER 2007). Aufgrund fehlender Verdünnungseffekte und der zeitlichen Verfügbarkeit in Niedrigwasserperioden muss auch den aus Punktquellen stammenden Nährstoffen – sowohl im Freiwasser, als auch zwischengespeichert im Gerinnesediment – eine steigende Relevanz für das Gesamtsystem zugewiesen werden. In Perioden, die von einem Extremereignis bzw. mehreren Großereignissen geprägt sind, steigt mit der Vernetzung von Erosionsbereichen auf den landwirtschaftlichen Flächen das Stoffangebot massiv an. Die aus diesen Quellen stammenden, P-angereicherten Sedimente werden sowohl den P-Austrag bestimmen, als auch durch die Zwischenlagerung im Gerinne bzw. in präferentiellen Fließpfaden den Gewässerhaushalt nach Abklingen der Hochwasserwelle immissionsseitig dominieren.

So beobachten LAZZAROTTO et al. (2004) für die hochwasserreiche Periode von Mai bis Dezember 1999 am *Lippenrüttibach* und im *Kleine Aa*-EZG (Schweiz) eine massive Erhöhung der PP-Fracht – auch unter Niedrigwasserbedingungen. Auch HASENPUSCH (1995) und JARVIE et al. (2006) beschreiben wesentliche Eckpunkte der Modellvorstellung – insbesondere im Hinblick auf den Einfluss von Punktquellen.

In beiden Untersuchungsgebieten unterscheiden sich die Modelle in Abhängigkeit von den verschieden ausgeprägten P-Quellen. Neben den augenfälligen Unterschieden im Einfluss der Kläranlagen auf die Gerinnesedimente und der Disposition zu erosiven Oberflächenprozessen ist die Abschätzung bzw. der Vergleich der ober- und unterirdischen präferentiellen Fließpfade mit größeren Unsicherheiten verbunden. Für die Hotzenwaldbäche kann aufgrund der höheren Niederschläge und durchlässigeren Böden mit einer erhöhten Relevanz der unterirdischen Fließpfade gerechnet werden. SCHNEIDER (2007) erläutert hierzu den in Abhängigkeit vom Grundwasserstand schnellen unterirdischen Makroporen- bzw. Röhrenfluss (engl. subsurface storm flow, SSF). Zudem muss in den stark vernässten Talböden mit einer hohen Drainagedichte gerechnet werden. Im Modell wird deshalb davon ausgegangen, dass die P-Relevanz aus der Stoffquelle der ober- und unterirdischen Fließpfade früher und auf einem tieferen Level einsetzt als im Länenbach. Da jedoch der Anteil an partikulär gebundenen P auch bei größeren Ereignissen gegenüber dem EZG im Tafeljura sehr gering ausfällt, muss für diese P-Quellen mit einer geringeren Steigung gerechnet werden.

Die komplizierte Verteilung der relevanten Stoffquellen in den vorgestellten Modellen macht einerseits deutlich, wie schwierig die Bewertung der Wirksamkeit von Maßnahmen zur Senkung der P-Einträge anhand von punktuellen Austragsmessungen ist. So kann z.B. WEISSHAIDINGER (2007) in den

durch Ökomaßnahmen seit 1993 initiierten Landnutzungsänderungen im Länenbach lediglich einen vagen Verminderungstrend der ausgetragenen DRP-Jahresfracht ausmachen. Alle anderen P-Frachten und -Konzentrationen lassen keinen Schluss auf einen Erfolg der Maßnahmen zu – was eben nicht heißt, dass es diesen nicht gibt.

Andererseits eröffnen die auf Felderfahrungen basierenden Modellvorstellungen für beide Untersuchungsgebiete neue Perspektiven für angewandte Fragestellungen. In besonderer Weise können die Überlegungen zur ökologische P-Relevanz zu einem verbesserten Vorgehen bei der Verifizierung von physikalischen Erosionsmodellen beitragen. HEBEL (2003) zeigt anhand einer Modellvalidierung, dass noch keines der existierenden Erosionsmodelle den einzugsgebietsweiten Feststoffhaushalt plausibel abbildet, wohl aber Hot Spots erosionsgefährdeter Flächen aufzeigen kann.

Für die Verifizierung solcher Modelle aufgrund von punkthaften Austragsmessungen sollten die Ereignisse klassifiziert betrachtet werden. Nur ein nach Stoffquellen gestufter bzw. gewichteter Verifikationsansatz wird helfen, Modell- und Naturausträge besser zu interpretieren.

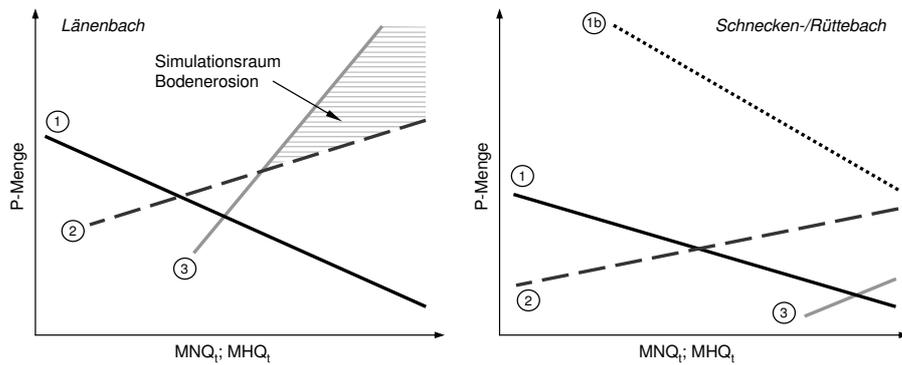


Abb. 6.5: Modell der ökologischen Relevanz von P-Quellen unter verschiedenen Abflussverhältnissen

Als ökologisch relevant wird die P-Menge verstanden, die pro Stoffquelle an das fluviatile System angekoppelt werden kann. Als Kennwerte für den Witterungseinfluss können zeitvariable Mittelwerte der Minimum- bzw. Maximumabflüsse verwendet werden (MNQ_t - bzw. MHQ_t). Unter Trockenwettereinfluss erlangen punktuelle Quellen und durch diese veränderte Gerinne (1) eine erhöhte P-Relevanz im Fließgewässerhaushalt. Im Rüttebach (1b) besitzen diese aufgrund der Größe der ARA einen extremen Einfluss. Ober- und unterirdische präferentielle Fließpfade (2) werden leicht vernetzt und steigen in ihrer Relevanz ebenfalls rasch an – gerade unter dem Einfluss punktueller Quellen. Stoffe aus Erosions- und Abschwemmungsprozessen (3) erlangen dagegen erst dann eine dominante Bedeutung für den Fließgewässerhaushalt, wenn ein Extremereignis oder häufige Grossereignisse auch diese Prozessbereiche vernetzen bzw. durch Verdünnung eine Reduzierung der punktuellen Quellen bewirken. Nur wenn die P-Relevanz dieser Bereiche über die anderer Stoffquellen steigt, ist der Gebrauch von Erosionsmodellen zur Vorhersage der P-Emission sinnvoll. (Orig. C. Katterfeld)

Kapitel 7

Schlussfolgerungen

Stand im Diskussionskapitel die Plausibilisierung der Messergebnisse im Vordergrund, sollen im Folgenden die Erkenntnisse in den Rahmen bestehender Arbeiten eingeordnet und deren Verwendung im Sinne eines integralen EZG-Managements dargestellt werden. Dies geschieht anhand der Beantwortung bzw. Überprüfung der im Unterkap. 2.4 erarbeiteten Fragestellungen.

Die vorliegende Studie beleuchtet einen Teil des Landschaftsökosystems, auf dessen Funktionsweise in den bisher durchgeführten integralen EZG-Analysen (KOCH 2007, SCHNEIDER 2007, WEISSHAIDINGER 2007) bisher nur indirekte Schlüsse gezogen werden konnten. Unter diesem Gesichtspunkt füllt die Klärung der folgenden Fragen eine Lücke, die bestehende Untersuchungen aufwertet und bezogen auf die Maßnahmenplanung zur Qualitätskontrolle von Fließgewässern praktische Bedeutung besitzt.

In welcher Größenordnung beläuft sich die gewässerinterne Feststofffreisetzung und wie spiegeln sich diese im SS-Gebietsaustrag wider?

Die Ufer besitzen auch bei kleineren Fließgewässern eine besondere Bedeutung als Feststoffquelle, jedoch ist – wie bei allen diffusen Quellen – eine direkte Bestimmung des Anteils am SS-Austrag schwierig. Das Verhältnis zwischen gerinneinternen und einzugsgebietsweiten Feststoffquellen wird durch die Ereignisgröße (entscheidend sind hier sowohl Amplitude als auch Magnitude) und verschiedene Vorereignisbedingungen bestimmt. Durch die Kombination aus denudativer Materialbereitstellung und fluvialer Erosion entfalten die gewässernahen Quellen ihre größte Wirksamkeit in Trockenperioden mit kleinen bis mittleren Hochwasserevents. Je nach Ereignischarakteristik und Feststoffverfügbarkeit dominieren diese Feinmaterialmengen die SS-Austräge in Größenordnungen von über 50 %.

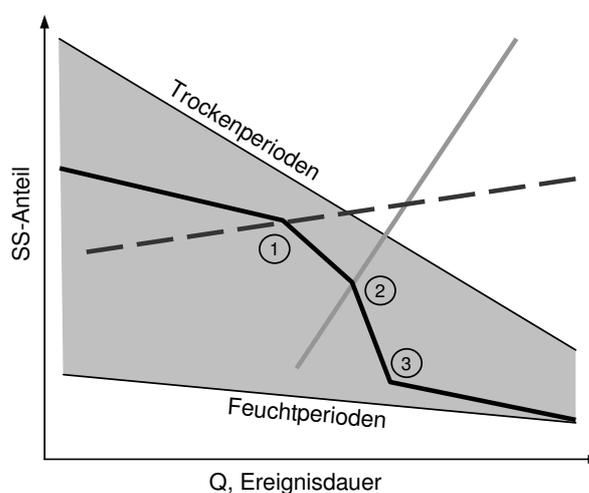


Abb. 7.1: Modellvorstellung zur Abschätzung des gewässerinternen Anteils am ausgetragenen SS im Länenbach

Mit steigendem Abfluss (Q) bzw. der Ereignisdauer nimmt der Anteil der gewässerinternen Quellen zunächst langsam ab. Ab Schwellenwert (1) werden verstärkt präferentielle Fließpfade (gestrichelte Linie) angebunden und der SS-Anteil sinkt rasch auf unter 50%. Bei Ereignissen mit hohen Scheitelabflüssen bzw. langer Dauer kann ein weiterer Schwellenwert (2) erwartet werden, der durch die Kopplung von Erosionsflächen abseits vordefinierter Pfade (graue Linie) ein schnelleres Absinken der Gerinneanteile bewirkt. Weiter steigende Abflüsse bzw. die Verringerung der Uferstabilität aufgrund lang anhaltender Niederschläge bewirken am Schwellenwert (3) eine Veränderung dieses Trends. Infolge von Laufverlegungen und Uferrutschungen fällt der Anteil am Austrag weniger rasch ab. Das breite Spektrum, in dem die Kurve verlaufen kann, wird durch die grau eingefärbte Fläche symbolisiert und wird sowohl von saisonalen als auch von längerfristigen Feucht- und Trockenperioden bestimmt. (Orig. C. Katterfeld)

In Anlehnung an die Modellvorstellung der P-Relevanz der verschiedenen Stoffquellen kann für den Austrag aus Ufer und Sohle stammenden SS das in Abb. 7.1 skizzierte, dreistufige Modell – auch für kleine Zeitskalen – vorgeschlagen werden. Dabei wird davon ausgegangen, dass bei steigendem Abfluss und zunehmender Vernetzung der präferentiellen und einzugsgebietsweiten Feststoffquellen der Anteil der Ufer- und Gerinnesedimente stufenweise abnimmt. Steigen die Abflüsse weiter, nimmt auch die Wahrscheinlichkeit für Laufverlegungen bzw. Uferrutschungen zu, die zu einer – zumindest vorübergehenden – Erhöhung des SS-Anteils beitragen. Je nach Größe, Häufigkeit und Zeitabstand der Ereignisse verschieben sich die Schwellenwerte, wobei in feuchten Perioden die gewässernahen Feststoffquellen an Bedeutung verlieren. In Trockenperioden ist dagegen mit einem erhöhten Einfluss dieser Bereiche zu rechnen. Im Länenbach sprechen die nach oder mit dem Scheitelabfluss auftretenden SS-Spitzenkonzentrationen dafür, dass am P50 ab einer Schwelle von 150 l s^{-1} mit der Kopplung von einzugsgebietsweiten Feststoffquellen gerechnet werden muss. Große linksläufige Loops (Typ L-E-1), aber auch die gerade ansteigenden Hysteresekurven des Typs R-E-1 kennzeichnen diese Ereignisse.

In den Hotzenwaldbächen ist der Anteil der gewässernahen Feststoffquellen trotz der wenig ergiebigen einzugsgebietsweiten SS-Quellen eher kleiner als im Länenbach. Aufgrund des grobmaterialreichen Gerinnebetts und den verwachsenen, niedrigen Uferwänden wird die Beziehung zwischen SS-Anteil und Q wahrscheinlich deutlich flacher ausfallen – zumindest bei den anthropogen weitgehend unbeeinflussten Bächen. Die Überflutung der Ufer führt hier nicht nur zu einer SS-Retention, sie erschwert auch aufgrund der geringeren Fließgeschwindigkeiten den Prozess der Laufverlegung. Im Rüttebach führt die anthropogene Begradigung und Eintiefung zu einem wesentlich höheren SS-Anteil. Die Gerinneausprägung macht eine Anteilssteigerung auch bei hohen Abflüssen möglich.

Wie groß ist das Speicherpotential von Ufer- und Gerinnesedimenten bezüglich P?

In der vorliegenden Untersuchung zeigte sich das Speicherpotential der Gerinnesedimente im Wesentlichen von vier verschiedenen Steuergrößen beeinflusst:

- dem lithologischen Ausgangsmaterial
- der Korngrößenzusammensetzung
- dem P-Gehalt im Oberflächenwasser
- sowie dem Kohlenstoffanteil

Die kalkigen schluff- und tonreichen Länenbachsedimente verfügen über ein überaus hohes P-Speicherpotential, dass eine rasche P-Reduktion unterhalb von punktuellen Quellen bewirkt. Eine P-Bindung wird bereits bei DRP-Konzentrationen $< 0.05 \text{ mg l}^{-1}$ realisiert und durch die Festlegung von P in Kalktuff-Ausfällungen an der Bachsohle stark begünstigt. Die BAP-Konzentrationen zeigen dabei leichte Abhängigkeiten zum C_{org} -Gehalt; TP_{Sed} dagegen zum Schluffanteil des Materials. Der Vergleich beider P-Fraktionen in Ufer- und Gerinnematerial zeigt im Mittel Gehalte gleicher Größenordnung.

In den silikatischen sandig-grusigen Sedimenten der Hotzenwaldbäche wird die P-Fixierung verstärkt über Eisen- und Aluminiumverbindungen realisiert. Obwohl diese Elemente wahrscheinlich mehr P sorbieren können als z.B. die Calciumverbindungen im Länenbach, wird das P-Speicherpotential vom generell kleinen Feinmaterialanteil ($< 2 \text{ mm}$) beschränkt. Die Schluff- und Tonbestandteile dieses Substrats setzen sich zudem aus leicht zu mobilisierenden organischen Material zusammen, dass lediglich in ausgeprägten Ruhezeiten des Gerinnes zur Sedimentation kommt. Für die weitestgehend unbelasteten Schneckenbachsedimente ließen sich gegenüber den BAP-Konzentrationen geringe Abhängigkeiten zum C_{org} -Gehalt nachweisen. Im Vergleich zu den Ufersedimenten herrschen an der Gewässersohle höhere BAP-Konzentrationen, die auf eine geringe Prägung durch diffuse Quellen bzw. Belastungen durch den Betrieb eines größeren Fischteichs im Mittellauf hinweisen. Im durch eine punktuelle Quelle geprägten Rüttebach korrelierte jedoch lediglich die TP_{Sed} -Fraktion mit diesem C_{org} -Wert. Die BAP-Fraktion scheint im Rüttebach dagegen nur von der hohen P-Konzentration im Oberflächenwasser abzuhängen. Diese sind auch dafür verantwortlich, dass eine P-Bindung erst bei DRP-Konzentrationen $> 0.1 \text{ mg l}^{-1}$ erfolgt.

Durch welche räumlichen und zeitlichen Faktoren wird diese Speicherung beeinflusst?

Die räumliche P-Verteilung in den Gerinnesedimenten beider Untersuchungsgebiete wird in erster Linie durch punktuelle Quellen geprägt. Vereinzelt treten punktförmige Belastungen aber auch aus diffusen Quellen z.B. an Viehübergängen auf. Ein weiterer, bezogen auf die Unterschiede im P-Gehalt jedoch wesentlich geringer ausgeprägter Faktor ist die geomorphologische Ausprägung des Gerinnes. Sie bestimmt mit der Korngrößenzusammensetzung auch die P-Konzentration in den nach Riffle- und Poolstrecken unterteilten Bächen. Die grobmaterialreichen Riffles weisen dabei im Mittel kleinere Konzentrationen auf als die Pools.

Dies ist auch für die zeitliche Veränderung der P-Werte bedeutsam. Bilden die beruhigten Poolbereiche während Niedrigwasserbedingungen Zonen, in denen auch feine Stoffe sedimentieren, geht mit dem Eintreten erhöhter Abflussbedingungen auch eine schnelle Aktivierung dieses Materials

einher. Ausgeprägte Niedrigwasserperioden mit vereinzelt Hochwassern geringer Größe begünstigen dabei die P-Anreicherung in den Sedimenten. Im Hinblick auf die Eutrophierungsproblematik aber auch bezogen auf den P-Austrag bewirken diese Vorgänge eine Zunahme der Bedeutung der Gerinnesedimente im P-Haushalt des Fließgewässers. Die vorliegende Arbeit ist neben den sommerlichen Trockenzeiten auch durch eine übergeordnete Trockenperiode 2003-2004 gekennzeichnet.

Welchen Anteil besitzen gerinneinterne P-Quellen am P-Ereignisaustrag?

Mit dem Feinmaterial aus der Ufererosion gelangen auch große Mengen an TP_{Sed} in das Gewässer. Ihr Austrag folgt weitgehend dem SS, weshalb der Anteil der gerinneigenen Quellen hier als dominant eingestuft werden muss. Diese langfristig verfügbare P-Fraktion besitzt für große Zwischen- und Endspeicher eine gesteigerte Bedeutung.

Für die ereignisbezogenen Jahresfrachten der kurz- und mittelfristig verfügbaren P-Verbindungen – dazu zählen die an den Pegelstationen gemessenen TP-, PP- und DRP-Fraktionen – besitzen die ausgetragenen Gerinnesedimente nach den oben gemachten Schlussfolgerungen nur dann eine größere Bedeutung, wenn die BAP-Fraktion hochkonzentriert vorliegt und in längeren Trockenzeiten kleine Hochwasserereignisse eine allmähliche Verlagerung des angereicherten Materials ermöglichen. Unter feuchteren Bedingungen besitzen Gerinnesedimente innerhalb einer jährlichen Bilanz dieser Fraktionen nur eine untergeordnete Quellenfunktion.

Wann ist mit einer P-Freisetzung aus gerinneinternen Quellen zu rechnen?

P-Rücklösungsprozesse spielen in den untersuchten Bächen nur dann eine Rolle, wenn die P-Konzentrationen im Oberflächenwasser, nach einer längeren Phase der P-Anreicherung in den Sedimenten unter ein bestimmtes Niveau sinken. Dies trifft im besonderen Maße für die durch punktuelle Quellen beeinflussten Bachabschnitte zu, da hier eine Unterbrechung bzw. Veränderung der Einleitungen unabhängig vom Abfluss erfolgen kann. Auf diesem Weg können die belasteten Sedimente während Niedrigwasserperioden zu einem großen Eutrophierungsrisiko werden. Ein ähnliches Szenario kann für den ansteigenden Ast einer Hochwasserwelle entwickelt werden, die die DRP-Konzentration im Freiwasser stark herabsetzt.

Dem gegenüber steht die Funktion der Gewässersohle als Sedimentationsraum für P-angereicherten SS oder Feinsedimente, die erst nach der Ablagerung im Gewässer P aus dem Freiwasser fixieren. Für beide Untersuchungsgebiete kann für die Niedrigwasserperioden postuliert werden, dass diese Akkumulationsvorgänge die Rücklöseprozesse mengenmässig übertreffen.

Den Schlussfolgerungen von JARVIE et al. (2005), nach denen die Sohlseimente von quellenahen, gering belasteten Gewässern eher als P-Quelle denn als P-Senken fungieren, kann nicht ohne Weiteres zugestimmt werden.

Inwieweit wirkt sich der hyporheale Austausch auf die P-Speicherung/-Freisetzung in den Sedimenten aus?

Der hyporheale Austausch besitzt in beiden Untersuchungsgebieten eine dominierende Retentionsfunktion. In Abhängigkeit von der Durchlässigkeit des Sohlseiments herrschen in den Hotzenwaldbächen große vertikale und vermutlich auch horizontale Austauschbewegungen zwischen Interstitial- und Oberflächenwasser. Für DRP konnten bis auf die das Tiefenwasser erreichenden Sonden eine P-Reduktion beobachtet werden, die jedoch aufgrund der Konzentrationen an der Nachweisgrenze kaum genauer abgeschätzt werden konnte. Im Rüttebach bzw. unterhalb der Rüttebacheinmündung wird sie aufgrund der höheren Konzentrationen im Freiwasser eine hohe Bedeutung für die Minderung der DRP-Gehalte besitzen. Die Exfiltration von mit DRP angereichertem Tiefenwasser ist dagegen ein lokal begrenztes Phänomen, das für den P-Haushalt des Fließgewässers nur eine geringe Bedeutung besitzt. Die erhöhten P-Konzentrationen werden eher mit niedrigen O₂-Gehalten in Verbindung gebracht, als mit dem seitlichen Zustrom angereicherten Grundwassers.

Weiterhin konnten in Zonen, wo hochdurchlässiges Sohlsubstrat im direkten Anstrom des Freiwassers vorlag, (z.B. im Auslauf eines Pools) TP-Anreicherungen festgestellt werden, die die lokale Funktion der Sohle als Partikelfilter belegen. Dies unterstreicht die Bedeutung einer vielfältigen Gerinnemorphologie – insbesondere dann, wenn aufgrund von punktuellen Quellen oder Eingriffen in die Gewässermorphologie die SS- und P-Belastung erhöht wird.

Im Länenbach ist in den feinen, von Opalinuston unterlagerten Sohlseimenten mit geringen Austauschgeschwindigkeiten und -tiefen zu rechnen. Größere Bedeutung für die DRP-Retention erlangen hier vor allem die Resistenzstrecken, die infolge des gröberen Sohlmaterials einen gesteigerten Vertikalaustausch ermöglichen. Wie alle gerinneeigenen Retentionsprozesse entfalten diese während Niedrigwasserperioden mit Werten bis zu 0.01 mg cm⁻¹ ihre größte Wirksamkeit.

Wie können die Erkenntnisse zur Ufer- und Gerinneerosion in einem integralen EZG-Management berücksichtigt werden?

An einem beliebigen Punkt im Gewässer überlagern sich verschiedene Informationen aus unterschiedlichen Stoffquellen. Zahlreiche Untersuchungen zum SS- und P-Haushalt von Fließgewässern zeigen, dass auch ein zeitlich und räumlich hochauflösendes Wassermonitoringprogramm aus diesem

Grund nicht in der Lage ist, Änderungen in der Landbewirtschaftung auf einer mittleren Zeitskala nachzuvollziehen. Trotzdem bleibt diese Methodik auch in Zukunft ein wichtiger Bestandteil eines integralen EZG-Managements. Wie die vorliegende Arbeit zeigt, muss dabei jedoch den Stoffquellen und -senken im Gerinneveraum in Zukunft eine größere Aufmerksamkeit bei der Konzeption und Interpretation innerhalb nähr- und schadstoffbezogener Monitoringprogramme gewidmet werden. Das gilt umso mehr, je stärker der Einfluss von punktuellen Quellen ist.

Die Arbeit zeigt dabei drei Bereiche auf, die je nach Untersuchungsgebiet in unterschiedlicher Gewichtung für Monitoringprogramme berücksichtigt werden müssen.

1. Die Ufererosion stellte im Untersuchungszeitraum die dominante SS-Quelle dar. Eine messtechnische Erfassung dieser Prozesse ist jedoch sehr aufwendig, so dass über die Anpassung von numerischen Modellen nachgedacht werden muss, die die kleinräumige Situation im Gewässerbereich besser abbilden. Die Grundlage dazu können hochauflösende digitale Terrainmodelle bieten, wie sie heute schon für rein hydraulische Modellierungen im Naturgefahrenbereich zum Einsatz kommen (Höhengenauigkeiten ≤ 0.15 m). Für die Abschätzung des Beitrags der Ufer- und Gerinneerosion auf der Meso- und Makroskala bietet die Kombination von Informationen aus den Strukturgüteehebungen und der Klassifizierung der Fließgewässertypen nach BRIEM (2003) viele wertvolle Ansatzpunkte.
2. Die räumliche und zeitliche Verteilung der Sediment-P-Konzentrationen half einerseits bei der Detektierung und Bewertung von einmündenden diffusen und punktuellen Quellen sowie der Interpretation von verschiedenen Austragsmustern. Andererseits konnten anhand der EPC_0 -Werte sowohl die unterschiedlichen geogenen Ausgangsbedingungen in den Sedimenten als auch die P-Belastungstypen der Bäche klar differenziert werden. Für eine rasche Charakterisierung der gerinneeigenen Quellen- und Senkenfunktion birgt diese Methodik noch große Entwicklungsmöglichkeiten und sollte in Zukunft verstärkt innerhalb von P-Monitoringprogrammen berücksichtigt werden.
3. Für die Sediment-Wasser-Interaktion während Hochwasserbedingungen konnte der Hysteresenansatz erfolgreich verwendet werden. Auch dieser besitzt hinsichtlich gelöster und partikulärer Stoffe noch ein großes Entwicklungspotential. In Zukunft sollte diese Methodik mit einer genaueren P-Analytik des SS gekoppelt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden für zwei landwirtschaftlich extensiv genutzte Kleineinzugsgebiete mit kalkig/tonigem und silikatischem Ausgangs-

substrat aus diesen Erfahrungen Modellvorstellungen entwickelt, die das Zusammenwirken der unterschiedlichen Stoffquellen in Abhängigkeit von mittelskaligen Witterungs- bzw. Abflussverhältnissen beschreiben. Die Modelle erleichtern dabei zumindest für ähnlich strukturierte Landschaftsräume bzw. EZG eine nachträgliche Abschätzung der Relevanz der einzelnen Stoffquellen. Diese könnte sich beispielsweise in einer quellenbasierten Klassifizierung von Austragsereignissen niederschlagen. Ein wesentlicher Anwendungsbereich dieser Gliederung ist die Auswahl von Testereignissen für die Verifizierung von numerischen Erosionsmodellen. Zwar würde die Beachtung der gewässernahen Stoffquellen wohl kaum die prognostischen Fähigkeiten solcher Modelle verbessern, doch könnte ein solches Vorgehen dabei helfen, simulierte und gemessene Austräge modell- und einzuggebietsübergreifend zu vergleichen.

Kapitel 8

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Quellen- und Senkenfunktion der Gerinne- und Ufersedimente im P-Haushalt zweier landwirtschaftlich extensiv genutzter Kleinzugsgebiete mit kalkig/tonigem (Länenbach) und silikatischem (Schneckenbach) Ausgangssubstrat. Den Hintergrund für die Untersuchungen bildet die Diskrepanz zwischen den langjährigen Messungen zur Bodenerosion bzw. deren Modellierung und dem fluvialen Stoffaustrag.

Folgende Prozesse wurden dazu untersucht:

- Gerinneretention unter Niedrigwasserbedingungen anhand von manuellen Schöpfbeprobungen.
- Fluvialer SS- und P-Austrag unter Hochwasserbedingungen auf der Basis von automatischen Beprobungen und der Klassifikation der Austragsdynamik anhand von Hysteresekurven.
- Ufer- und Gerinneerosion anhand von Erosionsnagelmessungen und Peilung von Querprofilen.
- Räumliche und zeitliche Veränderung der P-Gehalte im Ufer- und Gerinnebereich anhand von Sedimentbeprobungen.
- Räumliche und zeitliche Veränderung der P-Gehalte im Sedimentporenwasser mit Hilfe von Interstitialsonden.
- P-Rücklösung aus Ufer- und Gerinnesedimenten anhand von Schüttelexperimenten.

Die zentralen Ergebnisse der Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Unter Niedrigwasserbedingungen ist in den nicht durch punktuelle Quellen geprägten Bachabschnitten ein großräumig wirkender P-Rückhalt durch die Gerinnesedimente auszumachen.

- Gerinnesedimente unterhalb punktueller Einleitungen spielen im Niedrigwasser dann eine bedeutende Rolle als P-Quelle, wenn die P-Belastung des Oberflächenwassers plötzlich abnimmt.
- Gerinneinterne SS- und P-Quellen besitzen insbesondere für kleine bis mittlere Hochwasserereignisse während sommerlicher bzw. übergeordneter Trockenperioden eine große Bedeutung, wobei anhand der Hystereseklassifikation z.T. auf die Lage der Stoffquellen im EZG geschlossen werden konnte.
- P, der sich aus punktuellen Quellen in Gerinnesedimenten angereichert hat, wird unter Hochwasserbedingungen mit einer diffusen Signatur getragen.
- Die Ufer sind die primären Feststoffquellen der untersuchten Bäche, wobei der Feststofftransfer selbst eine Zusammensetzung aus denudativen und erosiven Prozessen darstellt.
- Die Gerinne waren im Gegensatz zu den Uferbereichen im Untersuchungszeitraum stärker von Akkumulationsprozessen geprägt.
- Die Intensität der Rückverlegung der Uferwände ist von Uferhöhe, Witterung und Abflussgang abhängig, wobei der Massenverlust zumindest im Länenbach den Hauptteil des SS- und P-Gebietsaustrages erklären kann.
- Die P-Gehalte in den Gerinnesedimenten zeigen Anreicherungs Vorgänge in der übergeordneten Trockenperiode 2003-2004 und sind mit einer erhöhten Feinmaterialakkumulation assoziiert, was sich auch in kleinräumlichen Unterschieden zwischen geomorphologischen Riffles und Pools niederschlägt.
- Die höchsten P-Sedimentkonzentrationen finden sich unterhalb von punktuellen P-Quellen.
- Die Analyse des Interstitialwassers zeigte in beiden Bächen eine vorherrschende Retentionsfunktion.
- Im Schneckenbach zeigten die Porenwasseruntersuchungen deutliche Unterschiede zwischen den dominierenden Infiltrationszonen (*downwelling*) und den vereinzelt vorkommenden Exfiltrationszonen (*upwelling*), wobei in Letzteren zum Teil doppelt so hohe DRP-Werte gemessen wurden.
- Die Rücklöse- und EPC₀-Experimente konnten klare Unterschiede zwischen den beiden Untersuchungsgebieten aufzeigen, die nur zum Teil aus den Ausgangssubstraten resultierten. Ein weiterer wesentlicher

Steuerfaktor ist die P-Konzentration im Oberflächenwasser.

Aus den Erkenntnissen konnten sowohl für P als auch für SS Modellvorstellungen entwickelt werden, die vor dem Hintergrund zeitvariabler Abflusskennwerte dabei helfen, die jeweils relevanten P-Quellenflächen abzuschätzen.

Kapitel 9

Summary

The dissertation in hand deals with the source and sink function of channel and bank sediments in the phosphorus (P) budget of two agricultural extensively used headwater catchments with chalky/clay (Länenbach) and silicate (Schneckenbach) substrate.

For that purpose the following processes have been studied:

- P retention during low flow conditions (manual water sampling)
- Determination of P-loads and suspended sediments during high flow conditions (time and flow-proportional sampling at gauging stations) and classification of their relation to discharge dynamic (based on hysteresis curves)
- Riparian and channel bank erosion measurements (erosion pin methode, bearing of cross sections)
- Spatial and temporal changes of P-concentration in bank and channel sediments
- Spatial and temporal variability of P-concentration in channel pore water (using hyporheic interstice probes)
- P release from bank and channel sediments.

The main results of the study can be summarized as follows:

- In brook reaches that are not dominated through point sources channel sediments act as P sink during low flow conditions.
- Channel sediments downstream of point sources (sewage water treatment plant SWTP) are an important P source in case of an abruptly decrease of P concentration of surface water.

- Suspended sediment (SS) and P sources from the channel have a great importance during small and medium summer flood events. For some of these events it was possible to deduce the position of SS and P sources in the catchment based on hysteresis curve classifications.
- In channel sediments P-enrichments that arose from point sources will be transported with a diffuse P sources signature during high flow conditions.
- Banks are the primary sources for solid matter in the investigated brooks. The transfer of solids is realized through a mix of denudative and erosive processes.
- In contrast to the banks, channel reaches were strongly influenced by accumulation processes during the investigation period.
- The intensity of bank retreat is controlled by bank height, weather and discharge conditions. At least in the Länenbach bank yield can be explain the main part of SS and P catchment loss.
- Investigation of P concentration in channel sediments shows enrichment processes during the large scale dry period 2003-2004. They are associated with an increased accumulation of fine matter, which is also reflected in the spatial differences between geomorphological riffles and pools.
- The highest P concentration in sediments can be found below point sources (especially below SWTP).
- The analysis of channel sediment pore water shows a dominant P retention in the hyporheic interstice.
- At Schneckenbach, pore water analysis shows clear differences between dominating downwelling reaches and occasionally occurring upwelling zones. In upwelling reaches up to twice as high DRP concentration could be measured.
- The P release and the equilibrium P concentration (EPC_0) experiments detected differences between the two investigation areas, that only partly have their origin in different geological substrate. Another essential factor controlling the magnitude of P release from sediment is the P concentration in the surface water.

From findings for P and SS loss model concepts could be developed (based on time-variable discharge values), which are necessary to estimate relevant P source areas in the catchments.

Literaturverzeichnis

- [1] ANDERSON, J. M. (1976): *An ignition method for the determination of total phosphorus in lake sediments.* – In: Water Ressource 10, S. 329–331.
- [2] ATV-DVWK (1997): *Wasserwirtschaftliche Bedeutung der Festlegung und Freisetzung von Nährstoffen durch Sedimente in Fließgewässern.* – Schriftreihe DVWK Nr. 115, Bonn.
- [3] ATV-DVWK (2003) : *Feststofftransportmodelle für Fliessgewässer.* – ATV-DVWK-Themen, Hennef.
- [4] ATV-DVWK (2004) : *Signifikante Nährstoffausträge aus der Fläche.* – ATV-DVWK-Themen, Hennef.
- [5] BALDWIN, D. S., MITCHELL, A. M. & OLLEY, J. M. (2002): *Pollutant-sediment interactions: sorption, reactivity and transport of phosphorus.* – In: HAYGARTH, P. M. & JARVIS, S. C. (Hrsg.): Agriculture, Hydrology and Water Quality. CABI Publishing, Wallingford, S. 265–280.
- [6] BARSCH, D., MÄUSBACHER, R., SCHUHKRAFT, G. & SCHULTE, A. (1989): *Beiträge zur aktuellen fluvialen Geomorphodynamik in einem Einzugsgebiet mittlerer Größe am Beispiel der Elsenz im Kraichgau.* – In: Göttinger Geographische Arbeiten 86, S. 9–31.
- [7] BEHRENDT, H., HUBER, P., OPITZ, D., SCHMOLL, O., SCHOLZ, G. & UEBE, R. (1999): *Nährstoffbilanzierung in den Flußgebieten Deutschlands.* – Forschungsbericht 29625515 (UBA-FB 99-087), Umweltbundesamt, Berlin.
- [7] BENCALA, K. E. & WALTERS, R. A. (1983): *Simulation of solute transport in a mountain pool-and-riffle Stream: A transient storage model.* – In: Water Ressour. Res. 19, S. 718–724.
- [8] BEVEN, K., HEATHWAITE, L., HAYGARTH, P., WALLING, D., BRAZIER, R. & WITHERS, P. (2005): *On the concept of delivery of sediment and nutrients to stream channels.* – In: Hydrological Processes 19, S. 551–556.

- [9] BORCHARDT, D., FISCHER, J. & IBISCH, R. B. (2001): *Struktur und Funktion des hyporheischen Interstitials in Fließgewässern*. – In: Wasser und Boden 53, S. 5–10.
- [10] BRAUN, M., HURNI, P. & VON ALBERTINI, N. (1993): *Abschwemmung von Phosphor auf Grasland an zwei verschiedenen Standorten im Einzugsgebiet des Sempacher Sees*. – In: Landwirtschaft Schweiz 6, S. 615–620.
- [11] BRIEM, E. (2003): *Gewässerlandschaften der BRD*. – ATV-DVWK (Hrsg.), Bad-Hennef.
- [12] BRUNCKE, M. & GONSER, T. (1997): *The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater*. – In: Freshwater biology 37, S. 1–33.
- [13] CARLEVARO, A. (2005): *Phosphat- und organischer Kohlenstoffhaushalt im Gewässersystem eines landwirtschaftlich genutzten Gebietes des Tafeljuras (Länenbachtal, BL)*. – Diplomarbeit, Universität Basel. [als Manuskript veröffentlicht].
- [14] CLEVEN, E. J. & MEYER, E. I. (1998): *Nutrient dynamics at the interface between surface waters and groundwaters*. – In: Freshwater Biology 40, S. 427–451.
- [15] CLEVEN, E. J. & MEYER, E. I. (2003): *A sandy hyporheic zone limited vertically by a solid boundary*. – In: Archiv für Hydrobiologie 157, S. 267–288.
- [16] CONSTANTZ, J. & STONESTROM, D. A.: *Heat as a tracer of water movement near streams*. – In: STONESTROM, D. A. & CONSTANTZ, J. (Hrsg.): U.S. Geological Survey Circular 1260: Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Stream.
- [17] CONSTANTZ, J., THOMAS, C. L. & ZELLWEGER, G. (1994): *Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge*. – In: Water Resources Research 30, S. 3253–3264.
- [18] DIERSSEN, B. & DIERSSEN, K. (1984): *Vegetation und Flora der Schwarzwaldmoore*. – Beihefte zu den Veröffentlichungen für Naturschutz und Landschaftspflege in Baden-Württemberg, Karlsruhe.
- [19] DUSSCHNEIDER, H. (2003): *Untersuchung des Einsatzes von Tensiometern zur Erfassung der Sickerwasserbewegung in der ungesättigten Zone - Untersuchungen im Testfeld Lindau (Schwarzwald)*. – Diplomarbeit, Universität Karlsruhe. [als Manuskript veröffentlicht].

-
- [20] ELLIOTT, A. H. & BROOKS, N. H. (1997): *Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: Theory*. – In: Water Resources Research 33, S. 123-136.
- [21] EUROPÄISCHE-UNION (2000): *Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik*. – Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaft L 327.
- [22] FOSTER, D. L. (Hrsg.) (2000): *Tracers in Geomorphology*. – John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- [23] GRÜNIG, K. & PRASUHN, V. (2001): *Evaluation von Ökomaßnahmen: Phosphorverluste durch Bodenerosion*. In: Agrarforschung 8, S. 30–35.
- [21] HARTKE, K. H. & HORN, R. (1989): *Die physikalische Untersuchung von Böden*. – Enke, Stuttgart.
- [24] HARVEY, J. W. & WAGNER, B. J. (2000): *Quantifying hydrologic interactions between streams and their subsurface hyporheic zones*. – In: JONES, J. B. & MULHOLLAND, P. J. (Hrsg.): Streams and ground waters. Academic Press, San Diego. S. 3–44.
- [25] HASENPUSCH, K. (2003): *Nährstoffeinträge und Nährstofftransport in den Vorflutern zweier landwirtschaftlich genutzter Gewässereinzugsgebiete*. – FAL, Volkenrode.
- [26] HEBEL, B. (2003): *Validierung numerischer Erosionsmodelle in Einzelhang- und Einzugsgebietsdimension*. – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 32, Basel.
- [27] HENDRICKS, S. P. & WHITE, D. S. (2000): *Stream and groundwater influences on phosphorus biogeochemistry*. – In: JONES, J. B. & MULHOLLAND, P. J. (Hrsg.): Streams and ground waters. Academic Press, San Diego. S. 221–235.
- [28] HEWLETT, J. D. (1982): *Principles of forest hydrology*. – Athens. niv., Georgia.
- [29] HEWLETT, J. D. & TROENDEL, C. A. (1975): *Nonpoint and diffused water sources: A variable source area problem*. – Proc. Sym. watershed management, Am. Soc. Civil Engineers, New York. S. 21–46.
- [30] HILTON, J., O'HARE, M., BOWES, M. J. & JONES, J. I. (2006): *How green is my river? A new paradigm of eutrophication in rivers*. – In: Sciences of the Total Environment 365, S. 66–83.
- [31] HÖLL, K. (2002): *Wasser - Untersuchung, Beurteilung, Aufbereitung, Chemie, Bakteriologie, Virologie, Biologie*. – de-Gruyter, Berlin.

- [32] HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2006): *Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. – Elsevier Spektrum Akademischer Verlag, München.
- [33] HOEHN, E. & CIRPKA, O. A. (2006): *Assessing residence times of hyporheic ground water in two alluvial flood plains of the Southern Alps using water temperature and tracers*. – In: *Hydrol. Earth Syst. Sci* 10, S. 553-563.
- [34] HORT, R., GUPTA, S. & HÄNI, H. (2001): *Methodenhandbuch für Boden-, Pflanzen- und Lysimeterwasser- Untersuchungen*. – Schriftenreihe FAL 27, Zürich-Reckenholz.
- [35] HOUSE, W. A. & DENISON, F. H. (1998): *Phosphorus dynamik in a lowland river*. – In: *Water Research* 32, S. 1819–1830.
- [36] HOUSE, W. A. & DENISON, F. H. (2000): *Factored Influencing the Measurement of Equilibrium Phosphate Concentrations in River Sediments*. In: *Water Research* 34, S. 1187–1200.
- [37] INGENDAHL, D. (1999): *Der Reproduktionserfolg von Meerforelle (*Salmo trutta* L.) und Lachs (*Salmo salar* L.) in Korrelation zu den Milieubedingungen des hyporheischen Interstitials*. – Diss., Universität zu Köln, Köln.
- [38] JARVIE, H. P., JÜRGENS, M. D., WILLIAMS, R. J., NEAL, C., DAVIES, J. J. L., BARRETT, C. & WHITE, J. (2005): *Role of river bed sediments as sources and sinks of phosphorus across two major eutrophic UK river basins: the Hampshire Avon and Herefordshire Wye*. – In: *Journal of Hydrology* (304), S. 51-74.
- [39] JARVIE, H. P., NEAL, C. & WITHERS, P. J. A. (2006): *Sewage-effluent phosphorus: A greater risk to river eutrophication than agricultural phosphorus?* – In: *Science of the Total Environment* (360), S. 246-253.
- [40] JETTEN, V. D. & FAVIS-MORTLOCK, D. (2006): *Modelling soil erosion in Europe*. – In: BOARDMAN, J. & POESEN, J. (Hrsg.): *Soil Erosion in Europe*. CABI Publishing, Wallingford, S. 695–716.
- [41] JONES, J. B. & MULHOLLAND, P. J. (2000): *Streams and ground waters*. Academic Press, San Diego.
- [42] JONSSON, K. (2003): *Effect of hyporheic exchange on conservative and reactive solute transport in streams*. Diss., Uppsala University, Uppsala.
- [43] JULIAN, J. P. & TORRES, R. (2006): *Hydraulic erosion of cohesive riverbanks*. – In: *Geomorphology* (76), S. 193–206.

-
- [44] KEERY, J., BINLEY, A., CROOK, N. & SMITH, J. W. N. (2007): *Temporal and spatial variability of groundwatersurface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series.* – In: *Journal of Hydrology* 336, S. 1-16.
- [45] KELLER, E. A. & SWANSON, F. J. (1979): *Effects of large organic material on channel form and fluvial processes.* – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 4, S. 361–380.
- [46] KNIGHTON, D. (1998): *Fluvial Forms and Processes - a New Perspective.* – Hodder Arnold, London.
- [47] KOCH, R. (2007): *Uferzonen von Fließgewässern in Kleinzugsgebieten der Region Basel : geoökologische Prozesse, Nährstoff- und Wasserhaushalt, Bodendynamik, Kartierung, Funktionen und Zielbreitenermittlung.* – *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie*, Bd. 39, Basel.
- [48] KOCH, R., RITTER, M., SPICHTIG, B., MEIER, R., DEGEN, M. & CHAM, S. H. (2005): *The influence of spatial heterogeneity and land use on soil water infiltration on the Swiss Jura Plateau – Results from dye tracer and infiltration Experiments.* – In: *Die Erde* 136, S. 449–468.
- [49] KRONVANG, B., GRANT, R., LAUBEL, A. R. & PEDERSEN, M. (2002): *Quantifying sediment and nutrient pathways within danish agricultural catchments.* – In: HAYGARTH, P. M. & JARVIS, S. C. (Hrsg.): *Agriculture, Hydrology and Water Quality.* CABI Publishing, Wallingford. S. 265–280.
- [50] LANGE, D. & BEZZOLA, G. R. (2006): *Schwemholz – Probleme und Lösungsansätze.* – *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Nr. 188*, Zürich.
- [51] LANGE, G. & LECHER, K. (1993): *Gewässerregelung, Gewässerpflege. Naturnaher Ausbau und Unterhalt von Fließgewässern.* Verlag Paul Parey, Hamburg.
- [52] LAUBEL, A., KRONVANG, B., HALD, A. B. & JENSEN, C. (2003): *Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark.* – In: *Hydrological Processes* 17, S. 3443–3463.
- [53] LAUBEL, A., SVENSDEN, L. M., KRONVANG, B. & LARSEN, S. E. (1999): *Bank erosion in Danish lowland stream.* – In: *Hydrobiologia* 410, S. 279–285.
- [54] LAWLER, D. M., GROVE, J. R., COUPERTHWAITE, J. S. & LEEKS, G. J. L. (1999): *Downstream change in river bank erosion rates in the*

- Swale-Ouse system, northern England.* – In: Hydrological Processes 13, S. 977–992.
- [55] LAZAROTTO, P. (2004): *Modelling phosphorus runoff at the catchment scale.* – Diss., Eidgenössische technische Hochschule Zürich, Zürich.
- [56] LEINWEBER, P., TURNER, B. L. & MEISSNER, R. (2002): *Phosphorus.* – In: HAYGARTH, P. M. & JARVIS, S. C. (Hrsg.): Agriculture, Hydrology and Water Quality. CABI Publishing, Wallingford. S. 29–56.
- [57] LESER, H. (1993): *Geographische Umweltforschung in der Schweiz. Ein Beitrag zur Ökologie der Landschaft.* In: Regio Basiliensis 11, S. 1–17.
- [58] LESER, H., MEIER-ZIELINSKI, S., PRASUHN, V. & SEIBERTH, C. (2002): *Soil erosion catchment areas of Northwestern Switzerland. Methodological conclusions from a 25-year research program.* – In: Zeitschrift für Geomorphologie 46, S. 35–60.
- [59] LESER, H., PRASUHN, V. & SCHAUB, D. (1998): *Bodenerosion und Landschaftshaushalt.* – In: RICHTER, G. (Hrsg.): *Bodenerosion.* Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. S. 97–109.
- [60] MCDOWELL, R. W., SHARPLEY, A. N. & FOLMAR, G. (2003): *Modification of phosphorus export from an eastern USA catchment by fluvial sediment and phosphorus inputs.* In: Agriculture, Ecosystems and Environment 99, S. 187–199.
- [61] METZ, R. (1980): *Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes (mit Kartenteil).* – Schauenburg, Lahr.
- [62] MILLER, V. C. (1956): *A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee.* – Technical Report 3 Project Nr. 389-042, Office of Naval Research, Geography Branch.
- [63] MODESTI, J. (2004): *P-, N- und DOC-Dynamik in Böden des Basler Landes.* – Diplomarbeit, Universität Halle-Wittenberg. [als Manuskript veröffentlicht].
- [64] MORCHE, D., KATTERFELD, C., FUCHS, S. & SCHMIDT, K.-H. (2006): *The lifespan of a small high mountain lake, the Vordere Blaue Gumppe in Upper Bavaria Germany.* – In: IAHS Publication (Red Books) 306, S. 72–81.
- [65] MURPHY, J. & RILEY, J. P. (1962): *A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters.* – In: Anal. chim. acta 27, S. 31–36.

- [66] NAGLE, G. N., FAHEY, T. J., RITCHIE, J. C. & WOODBURY, P. B. (2007): *Variations in sediment sources and yields in the Finger Lakes and Catskills regions of New York*. – In: *Hydrological Processes* 21, S. 828–838.
- [67] NASH, D., HALLIWELL, D. & COX, J. (2002): *Hydrological Mobilization of Nutrient Pollutants at the Field/Slope Scale*. – In: HAYGARTH, P. M. & JARVIS, S. C. (Hrsg.): *Agriculture, Hydrology and Water Quality*. CABI Publishing, Wallingford. S. 225–242.
- [68] NEAL, C. & HEATHWAITE, A. L. (2005): Nutrient mobility within river basins: a European perspective. – In: *Journal of Hydrology* 304, S. 477–490.
- [69] NEWBOLD, J. D., ELWOOD, J. L., O'NEILL, R. V. & SHELDON, A. L. (1983): *Phosphorus dynamics in a woodland stream ecosystem: a study of nutrient spiraling*. In: *Ecology* 64, S. 1249–1265.
- [70] NUSCH, E. A., FRIEDRICH, G., DAVIS, J., FISCHER, W. R., FRANK, C., HAMM, A., HECKMANN, C., HERBST, V., KOPF, W., LENHART, B., MÜLLER, D., PINTER, J., SCHILLING, N., SCHINDELE, X., SCHULTE-WÜLWER-LEIDIG, A. & STEINBERG, C. (1991): *Eutrophierung gestauter und freifließender Gewässer*. – In: HAMM, A. (Hrsg.): *Studie über Wirkungen und Qualitätsziele von Nährstoffen in Fließgewässern*. Academia Verlag, Sankt Augustin. S. 331–564.
- [71] OBDYKE, M. R., DAVID, M. B. & RHOADS, B. L. (2006): *Influence of geomorphological variability in channel characteristics on sediment denitrification in agricultural streams*. – In: *Journal of Environmental Quality* 35, S. 2103–2112.
- [72] OGERMANN, P., MEIER, S. & LESER, H. (2003): *Ergebnisse langjähriger Bodenerosionskartierungen im Schweizer Tafeljura*. – In: *Landnutzung und Landentwicklung* 4, S. 151–160.
- [73] OGERMANN, P. & WEISSHAIDINGER, R. (2007): *Orthophosphat im Boden und Gewässer eines Kleineinzugsgebiets des Schweizer Tafeljuras*. – In: *Wasserwirtschaft* 3, S. 21–27.
- [74] OSMAN, A. M. & THORNE, C. R. (1988): *Riverbank Stability Analysis: I: Theory*. – In: *Journal of Hydraulic Engineering* 114, S. 134–150.
- [75] OWENS, P. N., WALLING, D. E. & LEEKS, G. J. L. (1999): *Deposition and Storage of fine-grained Sediment within the Main channel System of the River Tweed, Scotland*. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 24, S. 1061–1076.

- [76] OWENS, P. N. (2000): *Fingerprinting Fluvial Sediments*. – In: FOSTER, D. L. (Hrsg.): *Tracers in Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. S. 775–789.
- [77] OWENS, P. N. & WALLING, D. E. (2001): *The phosphorus content of fluvial sediment in rural and industrialized basins*. – In: *Water Research* 36, S. 685–701.
- [78] OWENS, P. N. & WALLING, D. E. (2002): *Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: The impact of climate and land use change*. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 22, S. 403–423.
- [79] PACKMAN, A. I. & BROOKS, N. H. (2001): *Hyporheic Exchange of Solutes and Colloids With Moving Bed Forms*. – In: *Water Resour. Res.* 37, S. 2591–2605.
- [80] VAN DER PERK, M. & VAN GAANS, P. F. M. (1997): *Variation of composition of stream bed sediments in a small water course*. – In: *Water, Air and Soil Pollution* 96, S. 107–131.
- [81] PRASUHN, V. (1991): *Bodenerosionsformen und -Prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt*. – *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie*, Bd. 16, Basel.
- [82] PRASUHN, V. & BRAUN, M. (1994): *Abschätzung der Phosphor und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer des Kantons Bern*. – Schriftenreihe der FAC Liebefeld, Liebefeld-Bern.
- [83] PUSCH, M. (1991): *Heterotropher Stoffumsatz und faunistische Besiedlung des hyporheischen Interstitials eines Mittelgebirgsbaches (Steina/Schwarzwald)*. – Diss., Universität Freiburg/Breisgau, Freiburg.
- [84] QUINTON, J. N., CATT, J. A. & HESS, T. M. (2001): *The selective removal of phosphorus from soil: is event size important?* – In: *Journal of Environmental Quality* 30, S. 538–545.
- [85] REKOLAINEN, S., EKHOLM, P., HEATHWAITE, L., LEHTORANTA, J. & UUSITALO, R. (2006): *Off-site impacts of erosion: Eutrophication as an Example*. – In: BOARDMAN, J. & POESEN, J. (Hrsg.): *Soil Erosion in Europe*. CABI Publishing, Wallingford. S. 775–789.
- [86] RODE, M., OLLESCH, G. & MEISSNER, R. (2002): *Ermittlung von landwirtschaftlichen Phosphoreinträgen in Fließgewässer durch Oberflächenabfluss*. – In: *KA - Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall* 6, S. 1–17.

-
- [87] RYAN, R. J., PACKMAN, A. I. & KILHAM, S. S. (2007): *Relating phosphorus uptake to changes in transient storage and streambed sediment characteristics in headwater tributaries of Valley Creek, an urbanizing watershed*. – In: *Journal of Hydrology* 336, S. 444–457.
- [88] SAENGER, N. (2000): *Identifikation von Austauschprozessen zwischen Fließgewässer und hyporheischer Zone*. – Diss., Technische Universität Darmstadt, Darmstadt.
- [89] SCHLICHTING, E., BLUME, H. P. & STAHR, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. – Pareys Studentexte, Bd. 81., Berlin.
- [90] SCHNEIDER, P. (2007): *Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald/Südschwarzwald*. – *Physiogeographica*, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 36, Basel.
- [91] SCHREINER, H. (1982): *Stoffaustausch zwischen Sediment und Wasserkörper in gestauten Fließgewässern*. – Schriftenreihe d. Vereins zur Förderung d. Instituts für Wasserversorgung, Abwasserbeseitigung und Raumplanung d. TH Darmstadt, Darmstadt.
- [92] SCHULTE, A. (1995): *Hochwasserabfluss, Sedimenttransport und Gerinnebettgestaltung an der Elsenz im Kraichgau*. – Diss., Universität Heidelberg, Heidelberg.
- [93] SCHUMM, S. A. (1956): *The evolution of drainage basin systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*. – In: *Bulletin of the Geological Society of America* 67.
- [94] SCHUMM, S. A. (1977): *The Fluvial System*. – Wiley, New York.
- [95] SCHWÖRBEL, J. & BRENDENBERGER, H. (2005): *Einführung in die Limnologie*. – Spektrum Akademischer Verlag, München.
- [96] SEIBERTH, C. (1997): *Gelöster und partikulärer Kohlenstoff als Indikator des Erosionsgeschehens im Oberbaselbieter Tafeljura*. – In: *Regio Basiliensis* 38/3, S. 205–215.
- [97] SEILER, C. (1980): *Bodenwasser- und Nährstoffhaushalt unter Einfluss der rezenten Bodenerosion am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Basler Tafeljura bei Rothenfluh und Anwil*. – *Physiogeographica*, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 5, Basel.
- [98] STRAHLER, A. N. (1957): *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. – In: *Transactions of the American Geophysical Union* 38, S. 913–920.

- [99] STUCKI, O. 2007: *Strukturen und Funktionen urbaner Kleingewässer um Basel: Quellsee (Brüglinger Ebene) und Etang U (Petite Camargue Alsacienne) als Natur-, Lebens- und Erholungsraum.* – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 34, Basel.
- [100] SURRIDGE, B., HEATHWAITE, L. & BAIRD, A. (1997): *Phosphorus concentrations of brook runoff in an Swiss agricultural catchment: longitudinal variability and subsurface drainage impact.* – In: IAHS Publication (Red Books) 243, S. 37–44.
- [101] SYMADER, W. (1998): *Bodenerosion und Gewässerbeschaffenheit.* – In: RICHTER, G. (Hrsg.): *Bodenerosion.* Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. S. 51-60.
- [102] THIBODAUX, L. J. & BOYLE, J. D. (1987): *Bedform generated transport in bottom sediment.* – In: *Nature* 325, S. 341–343.
- [103] TOURNOUD, M. G., PERRIN, J. L., GIMBERT, F. & PICOT, B. (2005): *Spatial evolution of nitrogen and phosphorus loads along a small mediterranean river: implication of bed sediment.* – In: *Hydrological Processes* 19, S. 3581–3592.
- [104] VAVRUCH, S. (1988): *Bodenerosion und ihre Wechselbeziehungen zu Wasser, Relief, Boden und Landwirtschaft in zwei Einzugsgebieten des Basler Tafeljura (Hemmiken, Rothenfluh).* – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie, Bd. 10, Basel.
- [105] VÖGTLI, F. (2006): *Geographische Forschungsdaten in elektronischen Lehrmitteln: Wassertemperatur im hyporheischen Interstitial.* – Diplomarbeit, Universität Basel. [als Manuskript veröffentlicht].
- [106] WALLING, D. E., RUSSELL, M. A., HODGKINSON, R. A. & ZHANG, Y. (2002): *Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK.* – In: *Catena* 47, S. 323–353.
- [107] WALLING, D. E., RUSSELL, M. A. & WEBB, B. W. (2001): *Controls on the nutrient content of suspended sediment transported by British rivers.* – In: *The Science of the Total Environment* 266, S. 113–123.
- [108] WEISSHAIDINGER, R. (2007): *Sediment- und Nährstoffretention in Ufer- und Filterstreifen des Länenbachs.* – Diss., Universität Basel. [als Manuskript veröffentlicht].
- [109] WEISSHAIDINGER, R., HEBEL, B., OGERMANN, P., SCHNEIDER, P., KATTERFELD, C. & KOCH, R. (2005): *Phosphorus concentrations of brook runoff in an Swiss agricultural catchment: longitudinal variability and subsurface drainage impact.* – In: IAHS Publication (Red Books) 299, S. 81–90.

- [110] WILLY, T. (2005): *Ufer- und Gerinnenutzung kleiner Fließgewässer im Baselbieter Tafeljura*. – Diplomarbeit, Universität Basel. [als Manuskript veröffentlicht].
- [111] WILSON, A. J., WALLING, D. E. & LEEKS, G. J. (2004): *In-channel storage of fine sediment in rivers of southwest England*. – In: IAHS Publication (Red Books) 288, S. 291299.
- [112] WÜTHRICH, C. & LESER, H. (2003): *Geoökologischer Laborkurs – das Handbuch zum Kurs*. – Universität Basel. [als Manuskript veröffentlicht].
- [113] YUMOTO, M., OGATA, T., MATSUOKA, N. & MATSUMOTO, E. (2006): *Riverbank Freeze-thaw Erosion Along a Small Mountain Stream, Nikko Volcanic Area, Central Japan*. – In: Permafrost and Periglacial Processes 17, S. 325–339.
- [114] ZAIMES, G. N., SCHULTZ, R. C. & ISENHART, T. M. (2004): *Stream bank erosion adjacent to riparian forest buffers, row-cropped fields, and continuously-grazed pastures along Bear Creek in central Iowa*. – In: Journal of Soil and Water Conservation 59, S. 19–27.
- [115] ZANKE, U. (1982): *Grundlagen der Sedimentbewegung*. Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.

Lebenslauf

Christian Katterfeld, geboren am 16. April 1977 in Halle/Saale (Deutschland)

1983-1985 Polytechnische Oberschule *Georgi Dimitrov* in Halle/Saale
1985-1992 Erweiterte Oberschule *August Hermann Francke* in Halle/Saale
1992-1995 Gymnasium Latina *August Hermann Francke* in Halle/Saale
Abschluss *Allgemeine Hochschulreife*

1995-1996 Militärdienst

1996-2002 Diplom-Geographie mit den Nebenfächern Geologie und Botanik
an der *Martin-Luther-Universität* in Halle/Saale
Abschluss *Diplom-Geograph* bei Prof. Dr. K.H. Schmidt

2003-2007 Doktorat am Geographischen Institut der Universität Basel bei
Prof. Dr. Dr. h.c. H. Leser