Mitt. POLLICHIA	83	209 – 242	11 Abb.	3 Tab.	Bad Dürkheim 1996
					ISSN 0341-9665

Hans Jürgen HAHN, Günter PREUSS

Eine hyporheische Verockerungszone als Teil des Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökotons der Wieslauter (Pfalz)

Kurzfassung

HAHN, H.-J. & PREUSS, G. (1996): Eine hyporheische Verockerungszone als Teil des Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökotons der Wieslauter (Pfalz). – Mitt. POLLICHIA, **83**: 209-242, Bad Dürkheim

Für die sandig-kiesigen Sedimente der oberen Wieslauter, eines oligotrophen Sandbaches im Pfälzerwald, wird eine hyporheische Verockerungszone beschrieben, die als distinkter Teil des Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökotons zu bewerten ist. Die besondere Bedeutung von Buntsandstein-Einzugsgebieten für die Ökologie kleinerer Fließgewässer wird herausgestellt. Die Rolle der hyporheischen Verockerungszone als Ort der heterotrophen Kohlenstoff-Fixierung, ihr Chemismus, ihre Wirkung auf das Meiobenthon und ihr Ökotoncharakter werden diskutiert.

Die hyporheische Verockerungszone beginnt in etwa 12 - 17 cm Tiefe. Ihre Untergrenze konnte nicht ermittelt werden, liegt jedoch mehr als 140 cm unter der Sedimentoberfläche. Sie entsteht durch die Fällung des mit dem reduzierenden Bodenwasser in das Bachsediment strömenden, gelösten Eisens unter dem Einfluß sauerstoffreichen Grund- und Oberflächenwassers. Die Genese der hyporheischen Verockerungszone dürfte sowohl auf chemischer Autooxidation und isoelektrischer Fällung als auch auf biologischer, heterotropher Fixierung organischer Eisenkomplexe beruhen. Es ist anzunehmen, daß die hyporheische Verockerungszone als Teil des Biofilms eine nicht unbedeutende Rolle bei der heterotrophen Kohlenstoff-Festlegung spielt.

Aus den Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß die besiedlungsfeindlichen Verockerungen eine Barriere darstellen, die einen Austausch zwischen der Fauna der nicht verockerten Bettsedimente mit derjenigen des Grundwassers sehr stark einschränkt. Dadurch reduziert sich der besiedelte Bereich des hyporheischen Interstitials im Kiesbett auf einen schmalen, oberflächennahen und unverockerten Bereich.

Abstract

HAHN, H.-J. & PREUSS, G. (1996): Eine hyporheische Verockerungszone als Teil des Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökotons der Wieslauter (Pfalz)

[A zone of hyporheic ochrous precipitations as a part of the surface water-groundwater-soil-ecotone of the Wieslauter Stream (Palatinate)]. – Mitt. POLLICHIA, **83:** 209-242, Bad Dürkheim

A zone of hyporheic ochrous precipitations called „hyporheische Verockerungszone" is described from gravelly sediments of the upper Wieslauter, a sandy second order stream in the Palatine Forest (Palatinate, Southwest Germany). It is classified as a distinct part of the surface water-groundwater-soil-ecotone. The special importance of Bunter Sandstone catchment-areas for the ecology of low order streams is shown. The role of the zone of hyporheic ochrous precipitations as a place of heterotrophical carbon immobilisation is discussed as well as its chemical behaviour, effects on meiofaunal communities and the nature of its ecotone.

The zone of hyporheic ochrous precipitations begins in a depth of approximately 12 - 17 cm. Its lower border could not be found, but is situated more than 140 cm below the sediment surface. The zone of hyporheic ochrous precipitations is caused by dissolved iron which streams together with reducing soilwater into the sediment. Under the influence of higly oxigenated ground- and surface water, this iron is precipitated as ochre. Its development is probably based as well on chemical autooxidation and isoelectrical precipitation as on microbial heterogenic fixation of organic iron compounds. Therefore it is to be supposed that the zone of hyporheic ochrous precipitations, as an obvious part of the biofilm, is of a certain importance for the heterotrophic immobilisation of carbon.

The investigations show a barrier effect of the nearly unpopulated zone of hyporheic ochrous precipitations on the benthal community. An exchange between the fauna of groundwater and its counterpart in non-ouchrous subsurface sediments is strongly hindered. Thus, the populated part of the gravel bed is reduced to a small area bare of ochre near the sediment surface.

Resumé

HAHN, H.-J. & PREUSS, G. (1996): Eine hyporheische Verockerungszone als Teil des Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökotons der Wieslauter (Pfalz)

[Une zone hyporhéïque des précipations ocreuses comme partie de l'écotone de l'eau superficielle, souterraine et de l'eau du sol de la Wieslauter (Palatinat)]. – Mitt. POLLICHIA, **83:** 209-242, Bad Dürkheim

Pour les sédiments et graveleux de la Wieslauter supérieure, un ruisseau sableux et oligotrophe en Forêt Palatine, on décrit une zone hyporhéïque des précipitations ocreuses qui constitue une partie distincte de l'écotone de l'eau superficielle, souterraine et de l'eau du sol. On met en évidence l'importance des ruisseaux dans le Buntsandstein (qui s'écoulent de la région méridionale de la Forêt Palatine jusqu'au Rhin) pour l'écologie des petites eaux courantes. On étudie le rôle de la zone hyporhéïque des précipitations ocreuses comme lieu de fixation hétérotrophe de carbone, ses réactions chimiques, son influence sur les associations méiobenthiques ainsi que son caractère écotone.

La zone hyporhéïque des précipitations ocreuses commence dans une profondeur d'environ 12 à 17 cm. Il n'a pas été possible de constater sa limite inférieure exacte, mais elle est située à plus de 140 cm au-dessous de la surface sédimentaire. Elle est formée à partir du fer dissolu qui s'écoule dans le sédiment du ruisseau, agit avec de l'eau de sol et précipite sous l'influence des eaux superficielle et souterraines, toutes les deux riches en oxigène. Probablement, la genèse de la zone hyporhéïque des précipitations ocreuses est fondée aussi bien sur l'autooxidation chimique et sur la précipation isoélectrique que sur la fixation hétérotrophe des complexes de fer organiques. Comme la zone hyporhéïque des précipitations ocreuses constitue une partie du biofilm, on peut supposer qu'elle joue un rôle non-négligeable lors de la fixation hétérotrophe du carbone.

Les résultats de cette étude montrent que la zone hyporhéïque des précipitations ocreuses, hostile au peuplement, représente une barrière marquée à tout échange entre la faune des sédiments non-ocreux et celle de l'eau souterraine. Ainsi, la zone hyporhéïque, peuplée par la faune interstitielle, est limitée à une zone étroite et non-ocreuse, situ´ee près de la surface, dans le sédiment graveleux.

Inhaltsübersicht

1 Einleitung
2 Das Untersuchungsgebiet
2.1 Der Pfälzerwald
2.2 Die Wieslauter
3 Material und Methoden
4 Die hyporheische Verockerungszone
4.1 Ausdehnung der hyporheischen Verockerungszone
4.2 Erscheinungsform und Chemie des Eisenockers
4.3 Chemismus der hyporheischen Verockerungszone und benachbarter Sedimente
4.3.1 Die bodenwassergeprägten Naßgleye
4.3.2 Die Bachsedimente
4.3.2.1 Das Kiesbett
4.3.2.2 Die Schlammablagerungen
4.4 Zeitlich-räumliche Dynamik der hyporheischen Verockerungszone
4.5 Bedeutung der hyporheischen Verockerungszone für die tierische Besiedlung der Bachsedimente
4.6 Diskussion
4.6.1 Ursachen der Ockerentstehung
4.6.1.1 Allgemeine Grundlagen
4.6.1.2 Die Verhältnisse an der Wieslauter
4.6.1.2.1 Die Auenböden
4.6.1.2.2 Die oberflächenwassergeprägte, hyporheische Verockerungszone
4.6.1.2.3 Die grundwassergeprägte, hyporheische Verockerungszone
4.6.2 Die ökologische Bedeutung der hyporheischen Verockerungszone
5 Danksagung
6 Literaturverzeichnis

1 Einleitung

Der Begriff des Ökotons (lat. tonus = Streß, Spannung) stammt ursprünglich aus der Pflanzensoziologie und bezeichnet dort Übergangszonen zwischen verschiedenen Pflanzengesellschaften (CLEMENTS 1905, WALTER 1976, DIERSCHKE 1994, OTTO 1994), im deutschen Sprachraum auch als Randeffekt bezeichnet. Die Bedeutung von Ökotonen im allgemeinen Sinne, als den Schnittstellen zwischen unterschiedlichen Ökosystemen, wurde erst in jüngster Zeit erkannt (HOLLAND 1988, NAIMAN et al. 1988a, 1988b). Ökotone sind keine starren Grenzbereiche, sondern zeichnen sich durch dynamische Veränderung in Zeit und Raum aus und haben verbindenden Charakter für die benachbarten Ökosysteme (DÉCAMPS & NAIMAN 1990, RISSER 1990, GIBERT 1991). Sie beeinflussen das Mosaik der Landschaft und ihrer Systeme durch die elastische, interaktive Regulierung von Energie- und Stoffflüssen (GIBERT et al. 1990, PINAY et al. 1990).

Fließgewässer werden durch Interaktionen zwischen Aue, Ufer, Bach und Grundwasser beeinflußt (PLENET et al. 1992). Kleinere Fließgewässer können daher als Ganzes als Ökotone betrachtet werden (BRETSCHKO 1991b, BRETSCHKO & MOSER 1993). Sie vermitteln in longitudinaler und transversaler Richtung zwischen terrestrischen und aquatischen Ökosystemen, in ihrer vertikalen Ausdehnung zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser. Die Beschreibung und Definition dieser Oberflächenwasser-Grundwasser-Ökotone erweist sich als ausgesprochen schwierig, da feste Grenzen nicht existieren (WILLIAMS 1984,

BRETSCHKO & MOSER 1993). CHAPPUIS (1942), ORIGHAN (1959) und SCHWOERBEL (1961) erkannten als erste die Bedeutung dieser Bereiche. ORIGHAN (1959) führte dafür den Namen hyporheisches Interstitial ein, der durch die grundlegenden Arbeiten SCHWOERBELS (1961, 1967) dann allgemeine Verbreitung gefunden hat. Letzterer (1961) definiert das hyporheische Interstital als den lichtlosen Raum zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser, dessen chemische und physikalische Bedingungen erheblichen Schwankungen unterworfen sind. Diese Amplituden werden jedoch mit zunehmender Sedimenttiefe geringer, bis mit dem Beginn des Grundwassers weitgehende Konstanz erreicht wird. Den durch das Vorkommen von Hydrachnellen (Hydrocarina) sowie überwiegend epigäische Fauna und Oberflächenwasser geprägten Bereich des hyporheischen Interstitials bezeichnet HUSMANN (1966) als α-Stygorhithron, den überwiegend grundwasserbeeinflußten, von Porohalacariden bewohnten, hydrachnellenfreien Abschnitt als β-Stygorhithron. Daß diese Einteilung anhand der Wassermilbenfauna nicht auf alle Gewässer übertragbar ist, stellten DANIELOPOL (1976) in der Donauaue, wie auch WILLIAMS (1984) an einem kanadischen Bach fest. BRETSCHKO (1983, 1991a, 1992, 1994), BRETSCHKO & KLEMENS (1986) und BRETSCHKO & MOSER (1993) betrachteten den als Bettsedimente bezeichneten, oberflächenwassergeprägten Bereich als integralen Teil des Benthals. DANIELOPOL (1989, 1991) stellte aufgrund seiner Befunde, die eine klare, faunistische Trennung von oberflächenwasser- und grundwassergeprägten Bereichen nicht ermöglichen, das hyporheische Interstitial als eigenständigen Lebensraum zur Disposition.

WILLIAMS (1984), CREUZÉ des CHÂTELLIERS & REYGOBELLET (1990), CREUZÉ des CHÂTELLIERS (1991), MARMONIER (1991) und PLENET et al. (1992) wiesen auf die zeitlich-räumliche Dynamik des hyporheischen Interstitials unter dem Einfluß aufsteigenden Grundwassers, des Abflusses und der Fließgeschwindigkeit des Oberflächenwassers hin.

Die Bedeutung des hyporheischen Interstitial für die Evolution und die Verbreitung der Limnofauna wird seit langem intensiv und teilweise sehr gegensätzlich diskutiert (HUSMANN 1964, SCHWOERBEL 1961, 1967, WILLIAMS 1984, DANIELOPOL & ROUCHE 1987, 1991, BOTOSEANU & HOLSINGER 1991).

Unser Bild von der Bedeutung des hyporheischen Interstitials für das trophische Gefüge kleinerer Fließgewässer hat sich in den vergangenen 20 Jahren erheblich gewandelt. Nach der klassischen Vorstellung basiert das Nahrungsnetz naturnaher Fließgewässer niederer Ordnung auf dem Eintrag allochthonen, partikulären Materials, hauptsächlich des Fallaubes, während die authochthone Primärproduktion kaum eine Rolle spielt (FENCHEL & JØRGENSEN 1977, VANNOTE et al. 1978, LEICHTFRIED 1991, MOSER 1991, ESCUDERO et al. 1992, MOSER 1994). Die Nährstoffversorgung des heterotrophen, hyporheischen Interstitials geschieht durch das Einspülen von CPOM und vor allem von FPOM und DOM (LEICHTFRIED 1986, BRETSCHKO 1991b), wobei es zu erheblichen Anreicherungen im Sediment kommt (LEICHTFRIED 1991, WAGNER et al. 1993).

Heute wissen wir, daß nicht das allochthone, partikuläre Material die größte Kohlenstoffquelle kleiner Fließgewässer ist. Das durch Grundwasser und Hangzug- oder Bodenwasser („interflow") diffus zugeführte DOM wird auf und im Sediment fixiert und übertrifft in vielen Fällen den allochthonen Eintrag von POM erheblich (WALLIS 1978, MARXSEN 1980a, 1981, 1988, WALLIS et al. 1981, HYNES 1983, EDWARDS et al. 1990, FIEBIG et al. 1990, FIEBIG 1992). Eine umfassende Darstellung der trophischen Interaktionen in Fließgewässern gab SCHWOERBEL (1994).

Heterotrophe Bakterien und Pilze fixieren den gelösten Kohlenstoff in großen Mengen und nehmen damit als Sekundärproduzenten eine überragende Stelle im Kohlenstoffhaushalt limnischer Ökosysteme ein (MARXSEN 1981, 1988, OVERBECK 1981, STABEL 1981, HYNES 1983, BÄRLOCHER & MURDOCH 1989, EDWARDS et al. 1990, FIEBIG & LOCK 1991, MEIER 1991, PUSCH & SCHWOERBEL 1992). Dieser hyporheische Biofilm ist in der Lage, äußerst schnell und effektiv stark schwankende Mengen gelösten, organischen Materials zu fixieren (HYNES 1983, FIEBIG & LOCK 1991, FIEBIG & MARXSEN 1992, FIEBIG 1992). Heterotrophe Nannoflagellaten, Ciliaten und andere Bakterienfresser (FENCHEL & JØR-

GENSEN 1977, MEIER 1991, SCHWOERBEL 1994) führen den fixierten Kohlenstoff in das limnische Nahrungsnetz zurück. Genaue Angaben zu Art und Umfang der Nutzung des bakteriell festgelegten Kohlenstoffes liegen bisher allerdings nicht vor (ZWICK 1993, SCHWOERBEL 1994). Diese mikrobielle Schleife (microbial loop), neben der Detritusnahrungskette und den Primärproduzenten die dritte Quelle organischen Kohlenstoffes in limnischen Ökosystemen, ist gleichermaßen in lotischen (SCHWOERBEL 1994) wie in lenitischen Systemen (MEIER 1991) wirksam.

Das hyporheische Interstitial puffert sehr elastisch und wirkungsvoll Stoßbelastungen aus Oberflächenwasser und Grundwasser ab, reguliert also, entsprechend der oben aufgeführten Ökotondefinition, die Stärke der Stoffflüsse zwischen diesen benachbarten Ökosystemen. Gleichzeitig ist es jedoch auch ein Ort der heterotrophen Kohlenstoffixierung und des „microbial loop". Damit geht seine Bedeutung weit über die einer Brutstätte oder eines Refugialraumes für epigäische und phreatische Organismen hinaus. Oberflächenwasser-Grundwasser-Ökotone sind demnach nicht nur Regulatoren der intersystemaren Energie- und Stoffflüsse, sondern zeigen als herausragende Eigenheit die heterotrophe Kohlenstoffixierung. Ist Hangzugwasser oder Bodenwasser an diesen Vorgängen beteiligt, muß man konsequenterweise von einem Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökoton sprechen.

Die Ausprägung solcher Interaktionen ist sehr stark vom Einzugsgebiet abhängig (EDWARDS et al. 1990, CREUZÉ DES CHÂTELLIERS 1991, ZWICK 1993). Dies scheint in besonderem Maße für Buntsandsteinbäche zu gelten. Buntsandsteinbäche besitzen, wie erste Untersuchungen von WAGNER et al. (1993) zeigen, nur ein sehr gering ausgebildetes hyporheisches Interstitial (im Sinne BRETSCHKOS: Bettsedimente).

Den herausragenden Einfluß homogener Einzugsgebiete auf die Biologie kleinerer Fließgewässer zeigt die Beobachtung einer Hyporheischen Verockerungszone in einem oligotrophen Sandbach des Pfälzerwaldes. Die in etwa 12 - 15 cm Sedimenttiefe beginnende Hyporheische Verockerungszone ist in erster Linie eine Folge der geologischen und hydrogeologischen Besonderheiten des Buntsandsteineinzugsgebietes.

Die Entstehung von Eisenocker hat in den meisten Fällen biologische Ursachen (GLATHE & OTTOW 1972, SCHULZE & SCHWEISFURTH 1975, KUNTZE 1978, DVWK 1988). Verockerungen wirken sich äußerst nachteilig auf die betroffenen Zoozönosen aus (PARSONS 1968, LETTERMANN & MITSCH 1978, SCULLION & EDWARDS 1980, SODE 1983, RASMUSSEN & LINDEGAARD 1988, WESTERMANN 1990, EJBYE-ERNST & LARSEN 1991, RIBE AMT 1991). Die Betrachtung der hyporheischen Verockerung ist daher nicht nur unter trophischen Aspekten von Interesse, sondern es liegt hier der besondere Fall vor, daß einem Ökoton der sonst so typische, ökosystemverbindende Charakter weitgehend fehlt. Die Hyporheische Verockerungszone blockiert die Wanderbewegungen der Fauna zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser.

Nachfolgend sollen die Eigenheiten der Hyporheischen Verockerungszone in Form einer Arbeitshypothese vorgestellt und diskutiert werden.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Der Pfälzerwald

Der Pfälzerwald ist mit 1770 km² eines der größten geschlossenen Waldgebiete Deutschlands und die zentral gelegene Landschaft der Pfalz. Das Gebiet liegt im Übergangsbereich von atlantischem zu kontinentalem Klima. Die Jahresamplitude der Lufttemperatur schwankt, abhängig von der lokalen Klimasituation, zwischen 16,5 und 17,5 °C (ROWECK et al. 1987). Im Jahresmittel empfängt der Pfälzerwald zwischen 650 und 950 mm Niederschlag (GEIGER 1981, 1987).

Der Pfälzerwald wird durch die verschiedenen Schichten des Buntsandsteins geprägt. Dominierende Formation im Untersuchungsgebiet ist der Mittlere Buntsandstein. Dieses Gestein ist ein Poren- und Kluftgrundwasserleiter mit sehr hohem Speicher- und Rückhaltevermögen (Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz 1992). Beides führt zu ausgeglichenen Abflußraten bei den zahlreich das Gebiet entwässernden Bächen.

Die holozänen, sandigen Sedimente der Bachtäler sind wassergesättigt. Das in aller Regel gespannte Grundwasser der Kastentäler kommuniziert mit dem Kluftwasser des Buntsandsteins (HEITELE et al. 1987) (Abb. 1). Als charakteristische Besonderheit auch der tiefen Grundwässer im Buntsandstein des Pfälzerwaldes muß ihr hoher Sauerstoffgehalt gelten.

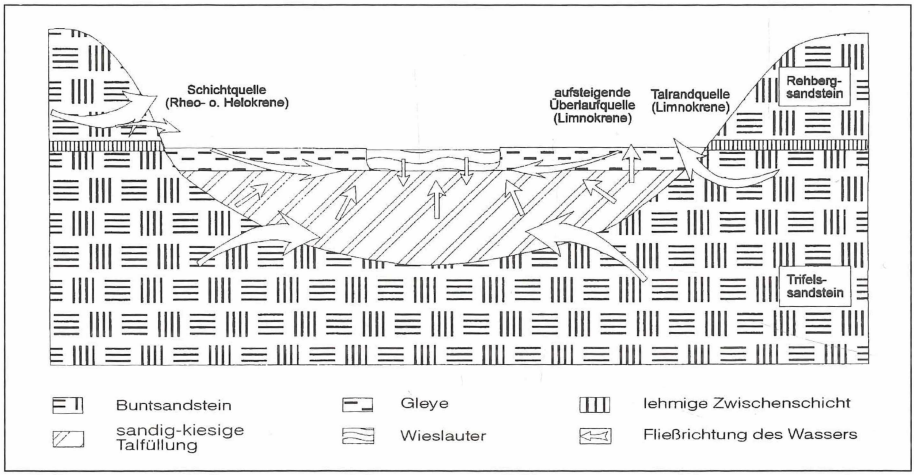


Abb. 1: Hydrogeologie des Wieslautertales im Querschnitt

Die Bachtäler des Pfälzerwaldes sind meist enge Kerbtäler mit steilen Hängen und sehr schmaler Sohle. Vor allem im Südteil des Gebietes öffnen sie sich jedoch infolge der starken, rückschreitenden Erosion im Buntsandstein (PREUSS 1981) bald zu den typischen Kastentälern mit breiter Sohle und sehr geringem Gefälle. Bei den darin fließenden Wasserläufen handelt es sich um montane bis submontane Silikatbäche des geologischen Sondertyps Sandbach (OTTO 1991, KINSINGER 1994).

Eine Verlagerung der Kiese und Schotter findet kaum statt, jedoch kann die hohe Geschiebeführung binnen kürzester Zeit zur Übersandung ganzer Bachabschnitte führen.

2.2 Die Wieslauter

Die vorliegenden Untersuchungen, und damit auch die weiteren Ausführungen, beschränken sich auf den Oberlauf der Wieslauter im zentralen Pfälzerwald nördlich von Hinterweidenthal (Abb. 2).

Der Oberlauf der Wieslauter und ihre Quellbäche entwässern ein bewaldetes Buntsandsteineinzugsgebiet von insgesamt 25,8 km2 Ausdehnung. Während die beiden Quellbäche Wartenbach und Scheidbach dem Verlauf steiler Kerbtäler folgen, fließt die Wieslauter durch ein weites, Zieglertal genanntes Kastental. Im Einzugsgebiet befinden sich außer einem als Wieslauterhof bezeichneten Wochenendhaus keine Siedlungen. Eine gewisse Belastung für die Gewässer stellen die zahlreichen Fischteiche dar (vgl. auch HAHN 1991).

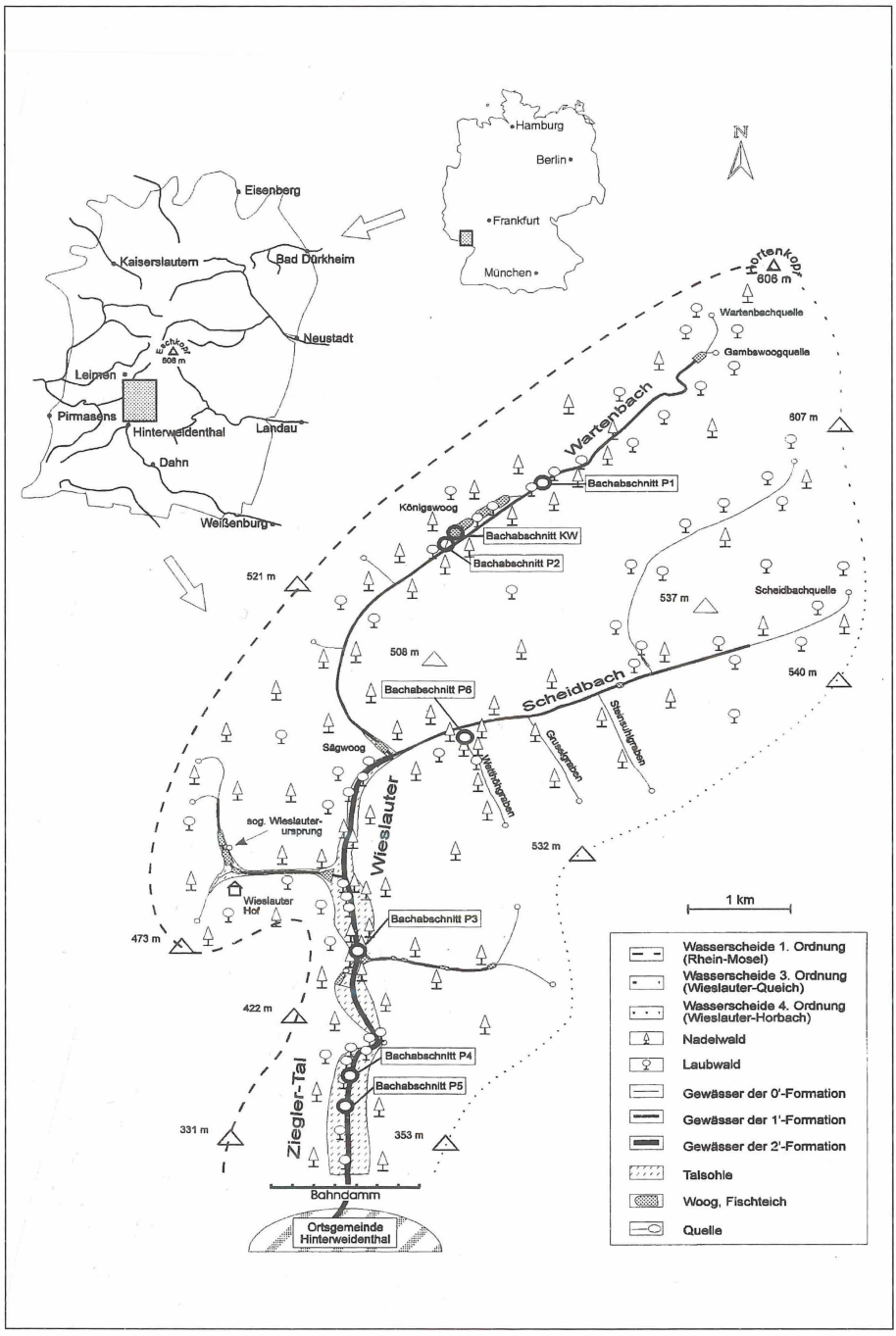


Abb. 2: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Die beprobten Bachabschnitte sind durch Kreise gekennzeichnet.

Das Wasser der Wieslauter ist sommerkühl, sehr weich (< 1,7° dH), elektrolyt-, eisen- und nährstoffarm (Abb. 3). Der pH-Wert liegt trotz der Pufferarmut des Buntsandsteins dauerhaft bei Werten über 6. Durch zuströmendes, unbelastetes Grundwasser tieferer Schichten werden die in den Quellbereichen feststellbaren, starken Versauerungen bereits nach wenigen hundert Metern Fließstrecke schnell und wirksam abgepuffert (HAHN 1996).

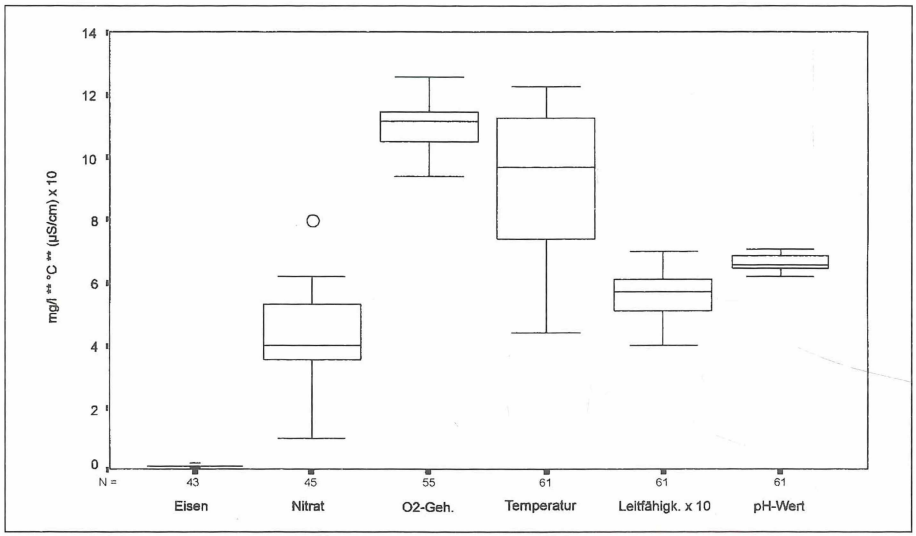


Abb. 3: Streuungsdiagramme wichtiger chemisch-physikalischer Wasserparameter der Wieslauter im Zieglertal, gemessen von April 1993 bis Juni 1994.

Die geringmächtige Füllung der Kerbtäler besteht aus grobem Sandsteingeröll mit hohem Sandanteil. Die Lockergesteinssedimente des Kastentales sind quartären Ursprungs. Etwa 7 m mächtig füllen sie im Zieglertal den Talgrund. Die ersten 20 cm sind humos, danach folgt Sand (70 cm), Sand-Kies-Gemisch (50 cm) und dann sog. Fließsand. Der darunter anstehende Trifelssandstein ist leicht tonig (Staatliches Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft Neustadt/Weinstraße 1994, schriftl. Mitt.). Bei den Talböden dominieren grundwassergeprägte Naß- oder Anmoorgleye. Sie erreichen Stärken von mehr als einem Meter.

Die nassen Talauen wurden ursprünglich in der sog. Schemelwirtschaft (vgl. ROWECK et al. 1987) als Grünland genutzt. Diese traditionelle Wirtschaftsweise wurde nach dem Kriege aufgegeben. Heute liegen die meisten Wiesen brach oder werden extensiv als Grünland bewirtschaftet (PREUSS 1981, 1987, ROWECK et al. 1987). Das auf den Wiesen an die Oberfläche drückende Boden- und Talgrundwasser ist von einer Kahmhaut überzogen. Wo es sich in Pfützen sammelt, bildet oftmals Eisenocker schwammige Beläge.

Mit dem fast 20 m hohen Damm der Eisenbahnlinie Pirmasens-Landau, der das Wieslautertal nach Süden hin verschließt, endet das Untersuchungsgebiet 9,6 km von der Quelle entfernt.

Tab. 1: Hydrogeologische Kenndaten der Wieslauter im unteren Zieglertal * = Die Daten wurden dem Wasserwirtschaflichen Rahmenplan Rheinpfalz 1982 entnommen.

Hochwert:	54 52 82	Talform:	Kastental
Rechtswert:	34 09 15	Nutzungsart der Aue:	Grünland/Brache
Höhe ü. NN:	224 m	Böden der Aue:	Naß- und Anmoorgleye
Quellentfernung:	8,6 km	Gefälle, geschätzt:	4 ‰
Gewässerregion:	Mesorhithral	Gewässerbreite :	4,50 m
Einzugsgebiet:	25 km²*	Mittlere Wassertiefe:	0,20 m
Nutzung des Einzugsgebietes:	Wald	Mittlere Fließgeschwindigkeit:	0,33 m/s*
Mittlere Abflußspende:	9,77 l/s.km²*	Mittlerer Abfluß (MNQ):	250 l/s

Die Wieslauter ist ein Sandbach. Sand dominiert alle Bachabschnitte in starkem Maße. Die Korngrößensummenkurve (Abb. 4) der verschiedenen Substrate zeigt, daß dabei die Anteile der Feinsande unter 200 µm selbst im Kies 20 % nicht unterschreiten. Diese Feinsande verstopfen das Lückensystem. Substrate mit einer mittleren Korngröße unter 200 µm gelten als besiedlungsfeindlich (SCHWOERBEL 1967, TILZER 1968, GIERE 1993), was die niedrigen Abundanzen des Makrobenthons (HAHN 1991) in der Wieslauter erklärt.

Während die Quellbäche im Kerbtal als Folge des Triftverbaus sehr monoton sind, zeichnen sich die naturnahen Bachabschnitte im Zieglertal durch hohe Strukturdiversität aus. Das Querprofil ist meist flach mit niedrigen Uferkanten. Wo Erlen den Bach beschatten, verläuft die Uferlinie sehr unregelmäßig mit Buchten und Spornen. Substrate des Bachbettes sind Schlamm und Sande verschiedener Korngrößen in den lenitischen Bereichen und Kies mit eingestreuten größeren Steinen in den lotischen Zonen. Auf diesen Steinen wächst *Scapania undulata,* vereinzelt auch *Brachytetium* sp. und *Hygrohypnum* sp.

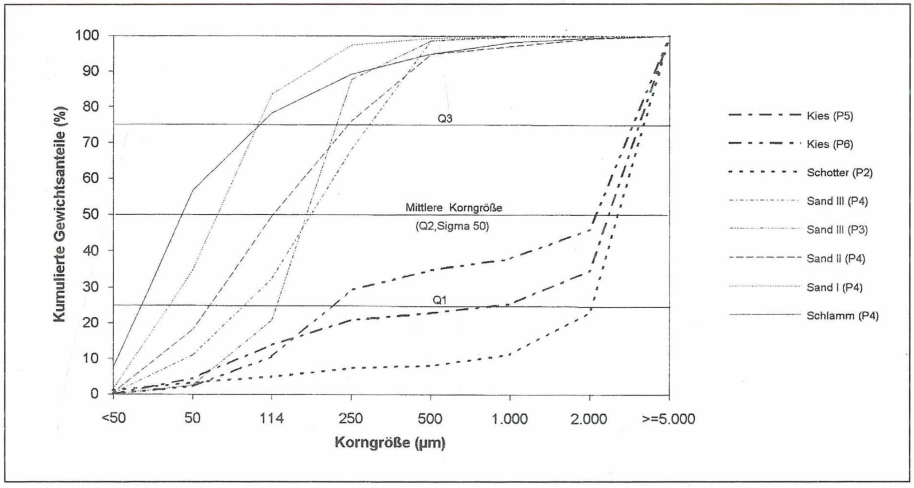


Abb. 4: Summenkurven der Korngrößenanteile von Sedimentproben verschiedener Bachabschnitte der Wieslauter.

Das Grundwasser des Zieglertales ist elektrolytarm, zirkumneutral und sauerstoffreich. Messungen der Verfasser an zahlreichen Quellen des Gebietes und im oberflächennahen Talgrundwasser (in 1,20 m Tiefe) des Wieslautertales ergaben Sauerstoffkonzentrationen von meistens über 9 mg/l. Das Staatliche Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft Neustadt/Weinstraße (1994, schriftl. Mitt.) nennt für Tiefengrundwasser aus dem Zieglertal mit beigemischtem Quellwasser 10,8 mg Sauerstoff/l. Ursache für diesen ungewöhnlich hohen Sauerstoffgehalt sind die durchlässigen und flachgründigen Sandböden des Gebietes. Die Passage des sauerstoffreichen Niederschlagswassers durch diese Böden geschieht so schnell, daß die Sauerstoffzehrung durch reduzierende, biologische Abbauprozesse sehr gering bleibt..

Ebenfalls repräsentativ für andere Kastentäler des Gebietes ist der erhöhte Druck des Grundwassers im Zieglertal. Messungen im Wieslautertal im Rahmen dieser Untersuchung ergaben in 1,20 m Sedimenttiefe einen Druck von etwa 0,03 bar. Ursache dürften die Gleyböden sein, die die Bachtäler abdecken und das aus den Klüften des Buntsandsteinuntergrundes zuströmende Wasser zurückstauen.

3 Material und Methoden

In regelmäßigem Turnus wurden Proben von fließender Welle, Interstitialwasser sowie der Ostracoden- und Harpacticidenfauna genommen. Die großen Feinsandmengen erschwerten die Gewinnung des Interstitialwassers und die Entnahme der Tiere erheblich.

An sieben Bachabschnitten wurden insgesamt 18 Probestellen, entsprechend der vorhandenen Choriotoptypen, eingerichtet. Im Zieglertal, wo die Verockerungen festgestellt worden waren, befanden sich die drei beprobten Bachabschnitte P3, P4 und P5 (Abb. 2) mit zusammen 11 Probestellen, an denen 305 Proben gezogen und analysiert wurden.

Jeder Bachabschnitt wurde zwischen April 1993 und Juni 1994 im Abstand von 6 Wochen begangen. Darüber hinaus wurde am 8. und am 10. November 1994 entlang eines Transsektes quer zum Bachabschnitt P4 jeweils einmalig aus kiesigem Sediment, aus Schlammablagerungen und aus ufernahem Talboden (Uferabstand 6 m) Interstitialwasser bis in eine Tiefe von 1,20 m zur Analyse entnommen und bis zu einer Tiefe von 1,40 m per Augenschein auf die Anwesenheit von Ocker überprüft. Interstitalwasser aus dem ufernahen Talboden konnte wegen der schlechten Zügigkeit der Gleye erst ab 80 cm unter Flur gewonnen werden. Eine weitere Probennahme erfolgte, am 14. Dezember, im Kies des oberhalb gelegenen Bachabschnittes P3 sowie im ufernahen Talboden des Bachabschnittes P4 . Hierbei wurde das Interstitialwasser bis zu einer Tiefe von 1,55 m lediglich auf Eisenocker kontrolliert, weitergehende Analysen erfolgten nicht.

Zur Entnahme des Wassers wurde ein perforiertes Schlagrohr aus Edelstahl und ein umgebauter, evakuierter Exikator als Pumpe eingesetzt.

Das mit einer Zentimetermarkierung versehene, 3 cm starke Schlagrohr aus Edelstahl ist geschlossen und durch einsetzbare Zwischenstücke verlängerbar. Die Löcher (Ø 1,5 mm) der Perforation sind zum Schutz vor Sand und Schlamm mit Planktongaze (Maschenweite 80 µm) und einem darüber liegenden Messingnetz (Maschenweite 160 µm) bespannt.

Die entnommenen Wasserproben wurden auf Sauerstoffgehalt, Temperatur, pH-Wert, Leitfähigkeit, Ammonimum-, Nitrit-, und Nitratgehalt sowie die Konzentration von Gesamteisen und Sulfat untersucht. Bei der Entnahme des tieferen Interstitialwassers am 8. und am 10. November 1994 wurden zusätzlich auch Redox-Spannung, gelöster organischer Kohlenstoff (DOC), Sulfidkonzentration sowie der Gesamteisen-, Stickstoff- und Kohlenstoffgehalt des Probenfiltrates, nicht jedoch die Wassertemperatur, gemessen.

Die Ermittlung des gelösten, organische Kohlenstoffes (DOC) sowie des Gehaltes des Probenfiltrates an Gesamteisen, Stickstoff und Kohlenstoff wurde von der Landwirtschaftlichen Untersuchungs- und Forschungsanstalt (LUFA) Speyer durchgeführt.

Im Gelände erfolgte die Messung von Sauerstoffgehalt, Redox-Spannung, Wasser- und Lufttemperatur, alle anderen Analysen wurden im Labor durchgeführt.

Tab. 2: Methoden der Erfassung der chemisch-physikalischen Wasserparameter sowie der Wasserinhaltsstoffe

Lufttemperatur	Alkoholthermometer mit 1°C Einteilung
Wassertemperatur	Quecksilberthermometer L 36048 mit 0,1 °C Einteilung
Sauerstoffgehalt	WTW Oximeter 96 B mit WTW Durchflußzusatz D 201
Leitfähigkeit	Phywe Leitfähigkeitsmeßgerät 65967.00
pH-Wert	pH-Meter Schott CG 817 T mit Glaselektrode N 6480
Redoxspannung	WTW pH-Meter 96 B mit Redoxelektrode PT 4805/S7 und Durchflußzusatz D 530
Fließgeschwindigkeit	Salzverdünnungsverfahren mit 10%iger NaCl-Lösung und Phywe Leitfähigkeitsmeß gerät 65967.00
Ammonium	Photometrische Schnellbestimmung mit WTW-Reaktionsküvettentest und WTW Mikroprozessorphotometer MPM 1500
Nitrit	Photometrische Schnellbestimmung mit WTW-Reaktionsküvettentest und WTW Mikroprozessorphotometer MPM 1500
Nitrat	Photometrische Schnellbestimmung mit WTW-Reaktionsküvettentest und WTW Mikroprozessorphotometer MPM 1500
Sulfid	Photometrische Schnellbestimmung mit Reagenziensatz Visicolor der Fa. Macherey und Nagel und Leybold-Schulphotometer
Sulfat	Photometrische Schnellbestimmung mit WTW-Reaktionsküvettentest und WTW Mikroprozessorphotometer MPM 1500
gelöstes Eisen	Photometrische Schnellbestimmung mit WTW-Reaktionsküvettentest und WTW Mikroprozessorphotometer MPM 1500

Die regelmäßigen Aufsammlungen der Ostracoden und Harpacticoiden an den verockerten Bachabschnitten P3, P4 und P5 im Zieglertal beschränkten sich auf die ersten 25 cm des Bachbettes, wobei alle relevanten Choriotope in vier verschiedenen Schichten (A = 3 cm, B = 10 cm, C = 17 cm, D = 24 cm) besammelt wurden (Abb. 5). Für die Auswertung wurden die Tierdaten der drei Bachabschnitte aggregiert.

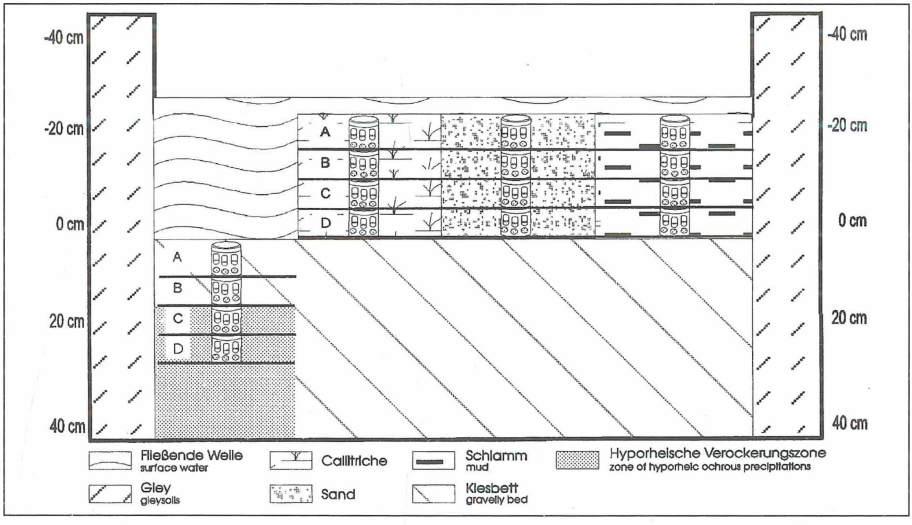


Abb. 5: Die oberflächennahen Sedimente mit den ausgebrachten Fallen im Bereich des Bachabschnittes P4

Zum Fang der Crustaceen wurden Sedimentfallen verwandt, die für sechs Wochen im Bachbett verblieben. Diese Fallen sind, den vier zu untersuchenden Sedimentschichten entsprechend, aus vier handelsüblichen 100er Salbkruken (Inhalt 125 ml) aufgebaut (Abb. 5). Die Höhe der gesamten Falle beträgt 27,5 cm, die einer jeden Kruke 6,8 cm, ihr Durchmesser 5,7 cm. Die in Deckelnähe befindlichen, länglichen Eintrittsöffnungen sind mit Gardinenstoff (Maschenweite 1,5 mm) versehen. In Bodennähe befindet sich eine Reihe mit Planktongaze (Maschenweite 80 µm) verschlossener, runder Öffnungen, die der besseren Zirkulation des Interstitialwassers dienen: Damit sollte das Entstehen von Gradienten zwischen Falleninnerem und -äußerem verhindert und einer Flucht der gefangenen Organismen vorgebeugt werden.

Näheres zur Methodik: siehe HAHN (1996).

4 Die Hyporheische Verockerungszone

Bei der Beprobung des kiesigen Bachbettes wurden große Mengen Eisenocker im Sediment festgestellt. Solche hyporheische Verockerungen treten an allen Bachabschnitten im Bereich des Kastentales auf, jedoch ausschließlich innerhalb der kiesigen Sedimente und niemals an deren Oberfläche. In den Kerbtälern waren keine Verockerungen feststellbar.

4.1 Ausdehnung der Hyporheischen Verockerungszone

Das Vorkommen hyporheischer Verockerungen ist direkt vom Substrattyp des Bachbettes abhängig. In kiesigen Sedimenten beginnt die Zone der Eisenockerablagerung bereits in einer Tiefe von 12 - 15 cm, während sich in allen anderen, dem Kiesbett etwa 20 cm stark aufgelagerten Substraten kein Ocker feststellen läßt. In Schlammablagerungen ist erst in einer Tiefe von etwa 70 cm, also bereits weit in den kiesigen Sedimenten, die charakteristische Ockerfärbung des Interstitialwassers erkennbar. In Sand und in Pflanzenpolstern, wo weder Wasserproben noch Tierfänge über eine Tiefe von 24 cm hinaus gewonnen wurden, dürften die Verhältnisse ähnlich liegen.

Abbildung 6 zeigt, daß sich im kiesigen Sediment des Bachabschnittes P4 die hyporheische Verockerungszone nicht einheitlich darstellt, sondern in einer Tiefe zwischen 40 und 60 cm vollständig verschwindet. Dort befindet sich vermutlich eine Linse feinen Fließsandes. Darauf weisen das sehr leichte Eindringen des Schlagrohrs sowie die schlechte Wasserzügigkeit des Sedimentes an dieser Stelle hin.

Zur vertikalen und horizontalen Ausdehnung der hyporheischen Verockerungszone lassen sich derzeit noch keine klaren Aussagen machen. Im Sediment der Wieslauter ist Ocker auch in einer Schlagrohrtiefe von 140 cm (Bachabschnitt P3: 155 cm) noch in großen Mengen vorhanden, während er im Uferboden nirgends feststellbar ist. Dort reichte die Beprobung bis 155 cm unter Flur, beziehungsweise 110 cm unter das Niveau des Wieslauterkiesbettes.

4.2 Erscheinungsform und Chemie des Eisenockers

Die Farbe des mit dem Interstitialwasser aus dem Sediment gewonnenen Ockers wechselt zwischen leuchtend orange, rot-braun und ockerfarben. Der Ocker tritt in winzigen Kristallen, vermutlich als Lepidokrit, und in kolloidaler Form auf. Ockerhaltiges Wasser klärt sich deshalb auch nach wochenlangem Stehen nicht vollständig. Der Ocker hat einen kleinen Anteil weißgrauen, eisenfreien und verhältnismäßig schnell sedimentierenden Schluffes, möglicherweise Kaolinit. Kaolinit tritt in Buntsandsteingebieten als Produkt der Silikatverwitterung häufig auf (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, GRIESSEMER 1987). In den Sedimentfallen waren dagegen regelmäßig dicke Flocken von Eisenocker anzutreffen. Sowohl in den flockenförmigen als auch in den fein suspendierten Ockerproben ließen sich scheidenlose, kokken- und stäbchenförmige Bakterien in geringer Zahl erkennen.

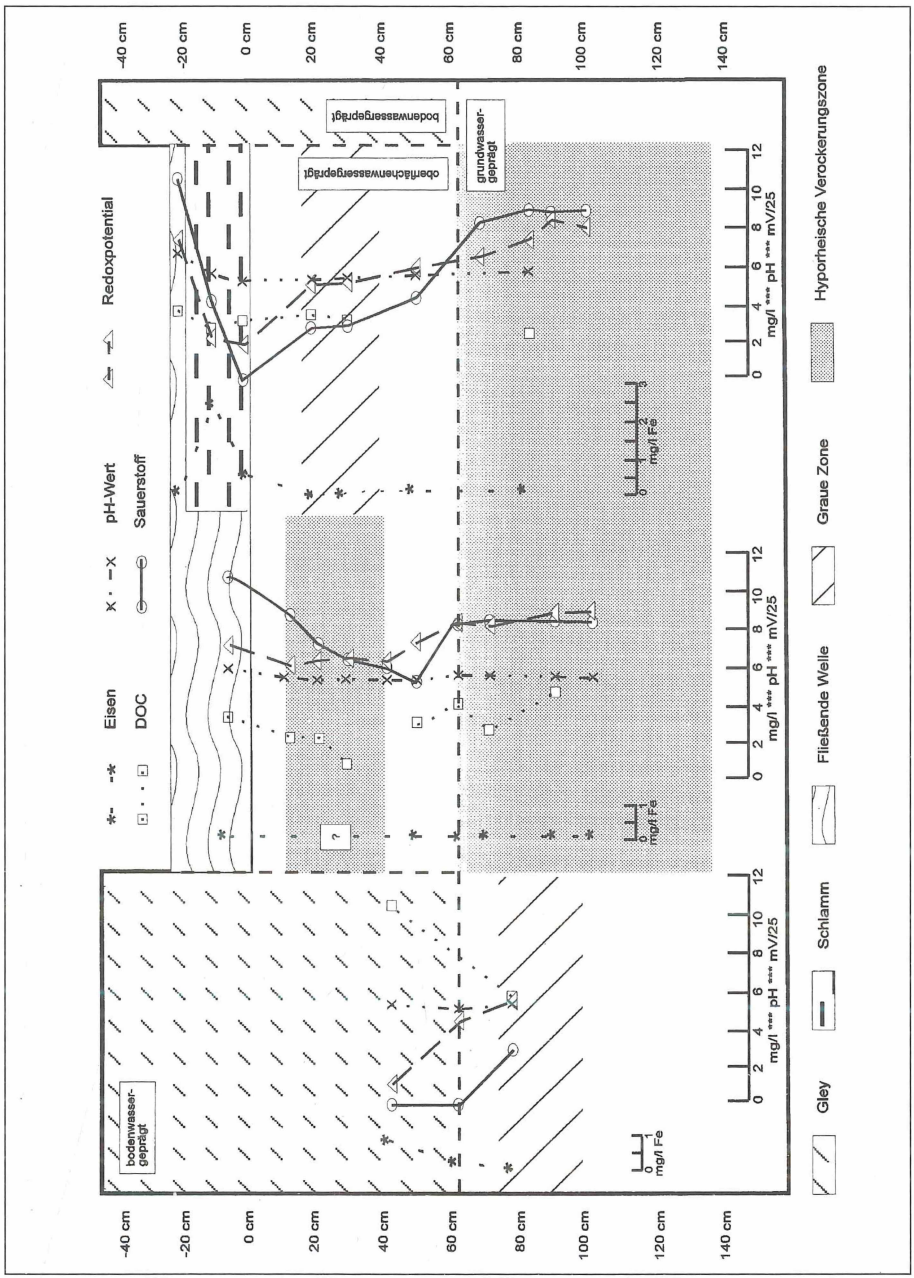


Abb. 6: Querschnitt durch die Hyporheische Verockerungszone der Wieslauter im Bereich des Bachabschnittes P4. Dargestellt sind die Verläufe chemisch-physikalischer Wasserparameter unter dem Einfluß unterschiedlicher Sedimente und Wasserkörper. Die Skalen geben die Konzentrationen und Werte an den darüberliegenden, durch Symbole gekennzeichneten Meßpunkten an. Deren Abstand zur Oberfläche des Kiesbettes wird durch die randseitigen Zentimetermarken beschrieben. Meßwerte vom 8. und vom 10. November 1994.

In einem Liter Interstitialwasser konnten bis zu 30,9 g Ocker in Trockenform festgestellt werden. Den Eisenanteil getrockneter Ockerproben aus 70 cm Tiefe ermittelte die Landwirtschaftliche Untersuchungs- und Forschungsanstalt Speyer mit 10,2 %, den Kohlenstoffgehalt mit 0,5 % und den Stickstoffanteil mit < 0,1 %. Demnach ist der Eisengehalt des Ockers etwa zehnmal so hoch wie der von Buntsandstein, für den BAUER (1994) maximale Eisenanteile von 1,7 % angibt, wobei die Mehrzahl der von ihm untersuchten Proben deutlich unter 1,0 % liegt.

4.3 Chemismus der Hyporheischen Verockerungszone und benachbarter Sedimente

Der schematisierte Querschnitt durch das Sediment der Wieslauter (Abb. 6) läßt drei verschiedene, morphologisch und hydrochemisch klar voneinander differenzierte Bereiche erkennen, nämlich die bodenwassergeprägten Naßgleye der Aue, die grundwassergeprägten alluvialen Kiese und die oberflächenwassergeprägten Bachsedimente.

Die Darstellung dieser Bereiche mittels multidimensionaler Skalierung (MDS) (Abb. 7) liefert ein sehr ähnliches Ergebnis. Die Dimension 1 spiegelt den Grad der Oxidation, geprägt durch die Faktoren Sauerstoffgehalt, Redoxpotential, Gesamteisen- und Sulfidgehalt wider, während die Dimension 2 den Umfang der direkten Beeinflussung durch die fließende Welle darstellt. Maßgebliche Parameter für diese Differenzierung sind Nitrat und Leitfähigkeit.

Die Fließsandlinse und der sauerstoffverarmte Bereich unterhalb der Schlammablagerungen, die beide als Teil der oberflächenwassergeprägten Zone an den Grundwasserkörper grenzen, werden nur indirekt durch die fließende Welle beeinflußt. Die MDS ordnet sie deshalb im negativen Abschnitt der Abszisse an. Deutlich wird auch, daß die oberflächennahen Bereiche der hyporheischen Verockerungszone (oberhalb der Fließsandlinse) vom Oberflächenwasser geprägt sind, während die tiefergelegenen ganz offensichtlich unter dem Einfluß des Grundwassers stehen.

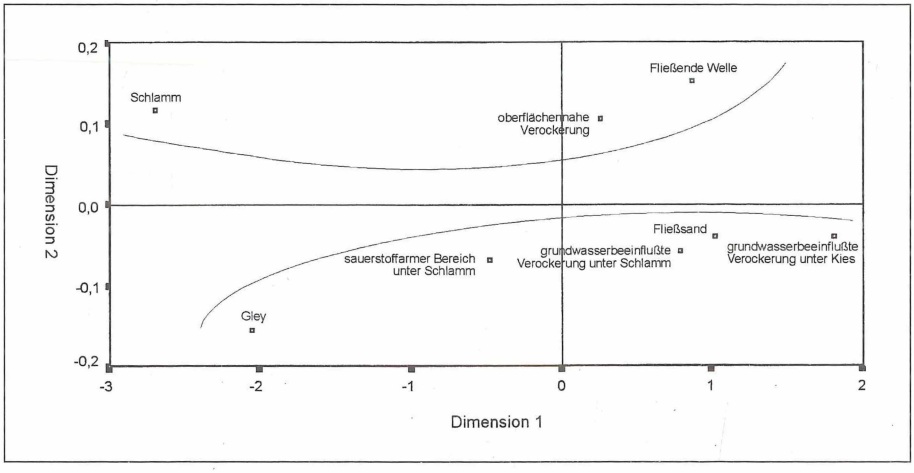


Abb. 7: Ordination des Bachabschnittes P4 und seiner Sedimente anhand der Parameter Ammonium, DOC, Gesamteisen, Leitfähigkeit, Nitrat, Nitrit, pH-Wert, Redoxpotential, Sauerstoff und Sulfid. Multidimensionale Skalierung; Euklidischer Abstand, Streß = 0,0036, RSQ = 0,9999.

4.3.1 Die bodenwassergeprägten Naßgleye

Die Gleyböden der Bachaue zeichnen sich durch sehr schlechte Wasserzügigkeit aus. Eine Wasserentnahme war deshalb erst ab einer Tiefe von 90 cm unter Flur (entsprechend 45 cm unter Kiesbettoberfläche der Wieslauter) möglich. Die Beprobung erfolgte 6 m vom Ufer entfernt bis in eine Tiefe von 155 cm unter Flur, wobei drei Wasserproben (aus 90 cm, 110 cm und 125 cm Tiefe unter Flur) zur Analyse gewonnen wurden (Abb. 6).

Der Chemismus der Naßgleye (in 90 cm Tiefe unter Flur) ist geprägt durch das vollständige Fehlen von Sauerstoff, insgesamt reduzierende Verhältnisse (31 mV), erhöhte Konzentrationen mobilen Eisens (0,9 mg/l), hohe DOC- (10,6 mg/l) und Sulfidgehalte (0,11 mg/l) sowie erniedrigte pH-Werte (5,6). Dies entspricht den üblichen Verhältnissen reduktomorpher Naßböden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).

Allerdings ist bereits 110 cm unter Flur ein deutlicher Anstieg des Redoxpotentials (114 mV) und ein Rückgang der Eisen- (0,2 mg/l) und Sulfidkonzentration (0,02 mg/l) feststellbar.

Fünfzehn Zentimeter darunter, 125 cm unter Flur, entspricht der Eisengehalt des Interstitialwassers mit 0,1 mg/l etwa dem der fließenden Welle. Erstmals ist auch Sauerstoff (3 mg/l) meßbar. Das Redoxpotential ist auf 146 mV angestiegen, der Sulfidgehalt mit 0,02 mg/l konstant geblieben. Der Gehalt gelösten organischen Kohlenstoffes ist auf 6,1 mg/l zurückgegangen.

Das bislang klare, reduzierende Interstitialwasser nimmt hier, 125 cm unter Flur, eine gräulich-trübe Färbung an. Auf stabile, oxidierende Zustände weist die leicht lehmige Färbung des Wassers 155 cm unter Flur hin. Dabei handelt es sich jedoch nicht um Ocker, sondern um schnell sedimentierendes, schluffiges Material.

Der 110 cm unter Flur beginnende, durch Trübung charakterisierte Wechsel vom reduzierenden zum oxidierenden Zustand markiert eindeutig die Grenze zwischen sauerstofffreiem Bodenwasser und gespanntem, sauerstoffreichem Grundwasser.

4.3.2 Die Bachsedimente

Sehr heterogen in ihrem Chemismus zeigen sich die Wieslautersedimente. Abhängig von dem jeweiligen Choriotoptyp und seiner Durchströmbarkeit treten unterschiedlich steile und in verschiedene Richtungen verlaufende Stoffgradienten auf. Die beiden gegensätzlichsten Choriotope, das lotische Kiesbett und die ufernahen, lenitischen Schlammablagerungen, sollen an dieser Stelle besprochen werden (s.a. Abb. 6).

4.3.2.1 Das Kiesbett

Im Gegensatz zu den Gleyeböden ihrer Aue sind die subhydrischen Kiese der Wieslauter sehr wasserzügig und gut durchströmt. Daher unterscheiden sich die Interstitialwasserparameter hier mit zunehmender Sedimenttiefe zunächst nur langsam von denen der fließenden Welle (Abb. 6). Erst in 50 bzw. 60 cm Tiefe sind bei Sauerstoffgehalt, Redoxpotential und Nitratkonzentration deutliche Diskontinuitäten erkennbar.

Der Chemismus des Interstitalwassers ist in den oberen 10 cm des Sedimentes weitgehend identisch mit dem der fließenden Welle. Erst darunter, im verockerten Bereich, beginnen die nachfolgend beschriebenen Veränderungen. Innerhalb der oberen 25 cm des Sedimentes unterscheiden sich im vertikalen Verlauf die Wasserparameter des Kastentales kaum von denen des nicht verockerten Bachabschnittes P6.

Eine gleichmäßige, negativ mit der Sedimenttiefe korrelierte Entwicklung gibt es bis zu einer Sedimenttiefe von 50 cm beim Sauerstoffgehalt (Max.: 11,5 mg/l; Min.: 6,1 mg/l; $n = 7$; $r = -0{,}965$; $p = < 0{,}001$), beim pH-Wert (Max.: 6,6; Min.: 6,1; $n = 7$; $r = -0{,}812$; $p = 0{,}026$) und bei der Leitfähigkeit (Max.: 60 µS/cm; Min.: 51 µS/cm; $n = 7$; $r = -0{,}765$; $p = 0{,}045$). Ein Rückgang des DOC ist mit der Schichttiefe korreliert, jedoch wegen zu geringer Stichprobenzahl nicht signifikant (Max.: 4,2 mg/l; Min.: 1,9 mg/l; $n = 4$; $r = -0{,}9194$; $p = 0{,}081$).

Eine exakte, photometrische Eisenbestimmung mußte wegen einer nicht entfernbaren, ockrigen Resttrübung der Proben unterbleiben. Da jedoch bereits sehr niedrige Eisenkonzentrationen > 0,2 mg/l zu einer deutlich sichtbaren Violettfärbung der Reaktionsküvette führen, was hier nicht beobachtet wurde, sind für die oberflächennahen, ockrigen Bereiche Eisengehalte um 0,1 mg/l anzunehmen.

Die Fließsandlinse in 50 cm Sedimenttiefe markiert einen Wendepunkt im Verlauf verschiedener Stoffgradienten. Der lockere, aber wenig wasserzügige Fließsand ist, im Gegensatz zu den darüber und darunter liegenden Kiesschichten, ockerfrei. Die Sauerstoffkonzentration hier ist die niedrigste im gesamten Kiesbett. Auch die Werte von Leitfähigkeit und pH werden an keiner anderen Meßstelle im Kies unterschritten. Der Eisengehalt liegt mit 0,1 mg/l an der unteren Nachweisgrenze. Der Anstieg des Redoxpotentials von 168 auf 200 mV dürfte auf verminderte mikrobielle Aktivitäten in diesem Bereich zurückzuführen sein.

Im Kies unterhalb der Fließsandlinse ist eine rasche Stabilisierung fast aller Meßparameter zu beobachten. Die zunächst schwache Rotfärbung des Interstitialwassers verstärkt sich mit zunehmender Sedimenttiefe erheblich.

Ausgehend von der Fließsandlinse, läßt sich jetzt eine mit der Schichttiefe positiv korrelierte Zunahme der Leitfähigkeit (Min.: 51 µS/cm; Max.: 56 µS/cm; $n = 5$; $r = 0{,}892$; $p = 0{,}042$) und des Redoxpotentials (Min.: 200 mV; Max.: 241 mV; $n = 5$; $r = 0{,}900$; $p = 0{,}037$) feststellen. Der Sauerstoffgehalt steigt in 60 cm Tiefe sprunghaft auf 8,8 mg/l, um dann weitgehend konstant zu bleiben (Min.: 8,8 mg/l; Max.: 9,0 mg/l; $n = 4$; $x = 8{,}9$ mg/l; $s = 0{,}082$)[1]. Die Hydroniumionenkonzentration festigt sich bei pH 6,2 ($n = 4$; $s = 0$)[2], während sich der Nitratgehalt (Min.: 3,5 mg/l; Max.: 4,4 mg/l; $n = 4$; $x = 3{,}8$; $s = 0{,}443$)[2] bei 3,5 mg/l stabilisiert.

Während sich also oberhalb der Fließsandlinse der Chemismus des Interstitialwassers durch eine erhebliche Schwankungsbreite auszeichnet, ist für das Wasser unterhalb des Fließsandes eine weitgehende Konstanz aller Faktoren charakteristisch. Solche abrupten Veränderungen sind nur durch den Einfluß eines Wassers anderer Herkunft erklärbar. Die Fließsandlinse trennt offensichtlich die grundwassergeprägten von den oberflächenwassergeprägten Bereichen. Die unterschiedliche Herkunft des Interstitalwassers der beiden Ockerzonen zeigt sich vor allem in seiner Nitratkonzentration. Die Nitratwerte der oberflächenwassergeprägten Verockerungszone sind signifikant höher als die der grundwassergeprägten (U-Test: $p = 0{,}0114$, $n = 8$), wobei innerhalb beider Gruppen die Standardabweichungen gering ausfallen (Grundwasser: s. oben; Oberflächenwasser: $n = 4$, $x = 4{,}9$ mg/l, $s = 0$).

Signifikante Unterschiede zwischen grundwasser- und oberflächenwassergeprägten Bereichen beim pH-Wert (U-Test: $p = 0{,}0404$, $n = 8$) sowie beim Redoxpotential (U-Test: $p = 0{,}0202$, $n = 8$), die in erster Linie auf Abbauprozesse innerhalb des Sedimentes zurückzuführen sind, weisen auf unterschiedliche, biologische Aktivitäten hin.

4.3.2.2 Die Schlammablagerungen

Schlammablagerungen treten nur vereinzelt in lenitischen Bereichen hinter Erlenwurzeln oder in Ufernähe auf. Sie bestehen hauptsächlich aus Kotballen von Chironomidenlarven und Oligochaeten sowie erheblichen Feinsandanteilen. Durch die hohe Besiedlungsdichte und die Aktivitäten röhrenbildender Zuckmückenlarven sind die Schlämme punktuell vielfach bis in etwa 10 Zentimeter Tiefe oxydisch oder oxidiert. Darunter herrschen reduzierende Bedingungen. In dieser Zone ist das Substrat nur in geringem Maße wasserzügig. Die Stärke der Schlammablagerungen überschreitet in der Regel 20 - 25 cm nicht. Trotzdem beeinflussen sie wegen der meist vertikalen Wasserströmungen in den oberflächennahen Bachsedimenten den Chemismus des untergelagerten Kieses in beachtlicher Weise.

[1] Werte bezogen auf Kies unterhalb der Fließsandlinse

Schlämme zeigen bezüglich ihres Sauerstoffgehaltes, des Redoxpotentials, des pH-Wertes und der Eisenkonzentrationen die steilsten Gradienten von allen Bachsedimenten (Abb. 6). Der Sauerstoffgehalt geht bis zur Sohle der Schlammauflagerung in 20 cm Tiefe auf 0 mg/l zurück, das Redoxpotential sinkt auf 49 mV, die Leitfähigkeit auf 44 µS/cm und der pH ist mit 5,5 der niedrigste, an diesem Bachabschnitt je gemessene Wert. Die Sulfidkonzentration erreicht hier den Höchstwert von 0,16 mg/l.

Die meisten Meßgrößen, außer dem Sauerstoffgehalt, haben sich allerdings bereits in 10 cm Tiefe bei vergleichbaren Werten eingestellt, der Gesamteisengehalt liegt dort bei seinem Maximum von 2,5 mg/l. Insbesondere die hohen Konzentrationen gelösten Eisens weisen darauf hin, daß gerade in dieser Schicht reduzierende, organische Abbauprozesse in großem Umfange ablaufen. Dabei erfolgt ein Austrag des mobilisierten Eisens, wohl hauptsächlich als Diffusion entlang der Redoxgradienten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992), durch die fließende Welle oder das Interstitialwasser der untergelagerten Kiese.

Daß sich in 10 cm Sedimenttiefe trotzt der scheinbar vorherrschenden, reduzierenden Verhältnisse überhaupt noch Sauerstoff nachweisen läßt, dürfte auf mehrere Ursachen zurückzuführen sein: Einerseits wechseln in vielen Sedimenten, gerade auch wegen der Aktivitäten des Benthons, reduzierte, oxydische und oxidierte Bereiche auf engstem Raume (GIERE 1993), so daß entnommenes Interstitialwasser immer das Integral seiner unterschiedlichen Herkunft ergibt. Zum andern ist ein Wasseraustausch über die Chironomidenröhren oder ein Kurzschluß mit dem Wasser der fließenden Welle entlang des Schlagrohres nicht auszuschließen.

Einen markanten Umkehrpunkt für alle Stoffgradienten (außer dem Eisen) stellt der Übergang von der Sohle des Schlammes zu den kiesigen Bachsedimenten dar. Das bislang klare Interstitialwasser ist 20 und 30 cm unter dem Kiesbett grau-trüb gefärbt, nimmt dann bei 50 cm eine leicht lehmige Färbung an, um schließlich ab 70 cm unter dem Kiesbett die typische Ockerfarbe zu zeigen. Wohl zunächst unter dem Einfluß des im Kiesbett ziehenden, seitlich zuströmenden Wassers und später, ab 70 cm Tiefe, des Grundwassers, steigen Sauerstoffgehalt (Min.: 0 mg/l; Max.: 9,2 mg/l; $n = 8$; $r = 0{,}9790$; $p < 0{,}001$), Redoxpotential (Min.: 49 mV; Max.: 211 mV; $n = 8$; $r = 0{,}9324$; $p = 0{,}001$) und pH-Wert (Min.: 5,5; Max.: 6,0; $n = 5$; $r = 0{,}9974$; $p < 0{,}001$) bis zu einer Tiefe von 120 cm (entsprechend 100 cm unter der Kiesbettoberfläche) ständig an.

Allerdings erfolgt dieser Anstieg nicht gleichmäßig, sondern er zeigt, wie beim Wechsel vom schlammigen zum kiesigen Substrat, auch beim Übergang vom unverockerten in den verockerten Bereich in 70 cm Tiefe plötzlich einen steileren Verlauf. Sowohl Sauerstoff (Min.: 8,9 mg/l; Max.: 9,2 mg/l; $n = 3$; $x = 9{,}1$ mg/l; $s = 0{,}153$) als auch Redoxpotential (Min.: 185 mV; Max.: 211 mV; $n = 3$; $x = 200$ mV; $s = 13{,}317$) stabilisieren sich dann ab 90 cm Tiefe innerhalb der Verockerungszone.

Der Beginn der Verockerungszone kennzeichnet hier den Anfang des grundwassergeprägten Bereiches. Signifikante Unterschiede im Sauerstoffgehalt (U-Test: $p = 0{,}0323$, $n = 7$) und im Redoxpotential (U-Test: $p = 0{,}0339$, $n = 7$) zwischen grundwassergeprägter Verockerungszone und oberflächenwassergeprägter Grauer Übergangszone erhärten diesen Befund. Dabei fehlt jedoch, im Vergleich zu dem schlammfreien Kiesbett, eine feste, mechanische Grenze wie die dort beschriebene Fließsandlinse. Der Übergang zwischen oberflächenwassergeprägtem- und grundwassergeprägtem Bereich ist deshalb unterhalb der Schlammablagerungen weniger scharf.

4.4 Zeitlich-räumliche Dynamik der hyporheischen Verockerungszone

Die Ausdehnung der hyporheischen Verockerungszone ist offensichtlich Schwankungen unterworfen, wobei sich allerdings keine jahreszeitliche Periodik erkennen läßt. So wurde bei der Schlagrohrprobe vom 14. Dezember 1994 im Kies des Bachabschnittes P3 festgestellt, daß der Ocker bis zu einer Sedimenttiefe von 40 cm vollständig verschwunden war. Stattdessen fand sich dort im Interstitialwasser ein grau gebleichtes, schluffiges

Substrat, das in vitro wesentlich schneller sedimentiert als Ocker. Erst ab 50 cm Tiefe, fanden sich wieder große Mengen orangeroten Ockers. Am 18. Mai 1994 wurde bei Routineuntersuchungen am Bachabschnitt P5 in 17 und 24 cm Tiefe ebenfalls solch ausgebleichter Ocker festgestellt. Das gleiche Phänomen konnte bereits zu Anfang der Untersuchungen an den Bachabschnitten P4 und P5 beobachtet werden, wurde damals aber noch nicht besonders notiert. Bei späteren Probenahmen hatte dort das Interstitialwasser wieder die typische rötliche Färbung.

Über die Art der ausgeblichenen Matrix lassen sich keine sicheren Aussagen machen. Es könnte sich dabei um Kaolinit handeln. Die Ausbleichung ist vermutlich die Folge von Reduktionsprozessen, in deren Verlauf das dreiwertige Eisen des Ockers zu zweiwertigem reduziert und damit in Lösung gebracht und ausgewaschen wird. Auslöser dürfte mit der fließenden Welle zugeführtes, gelöstes organisches Material (DOM) sein, daß von heterotrophen Bakterien fixiert wird (siehe unten). Elektronenakzeptor wäre bei diesem Vorgang das dreiwertige Eisen des Ockers. Erhöhte DOC-Gehalte treten in kleineren Fließgewässern regelmäßig nach Niederschlägen und im Herbst durch das Auslaugen (leaching) des Fallaubes auf (WALLIS 1978, WALLIS et al. 1981, MARXSEN 1980c, FIEBIG et al. 1990, GESSNER et al. 1991, GERHARDT 1992, WAGNER et al. 1993). Für diese Hypothese sprechen zwei Beobachtungen:

1.) Von der Ausbleichung ist nur der oberste, durch die fließende Welle beeinflußte Bereich des ockerhaltigen Sedimentes betroffen.
2.) Der Bleichvorgang läßt sich in vitro durch Zugabe von Glucose zu ockerhaltigen Proben simulieren. Dabei nimmt der Gesamteisengehalt des überstehenden Wassers etwa um den Faktor 1000 zu.

Mit dem Rückgang des DOM und dem Anstieg des Sauerstoffgehaltes im Sediment erhöht sich auch der eisenfällende Abbau der mit dem Bodenwasser langsam und in geringer Menge einströmenden Huminsäuren und Chelate. Als Elektronenakzeptor der heterotrophen Mikroorganismen dient nun wieder in verstärktem Maße der im Wasser gelöste Sauerstoff und roter Eisenocker fällt aus.

Ein vergleichbarer Vorgang dürfte auch bei der Überlagerung ockerhaltiger Kiese durch Sand oder Schlamm ablaufen. Der dadurch stark eingeschränkte Wasseraustausch mit der fließenden Welle verursacht zunehmend reduzierende Verhältnisse im oberflächennahen Kiesbett und das dreiwertige Eisen des Ockers wird chemisch und vor allem mikrobiell zu löslichem, zweiwertigem Eisen reduziert und ausgetragen. In solchen Bereichen ist das Interstitialwasser stets von klarer oder von grauer Farbe.

Tragen Hochwässer die Auflagerungen ab und der Sauerstoffgehalt des Interstitialwassers steigt wieder an, tritt eine erneute Verockerung des oberflächennahen Kiesbettes ein.

Im oberflächenwasserbeeinflußten Abschnitt der hyporheischen Verockerungszone läßt sich also folgende Dynamik erkennen:

1.) Bei erhöhter Zufuhr gelösten organischen Materials als Folge von Niederschlägen oder des herbstlichen Laubfalles können kurzfristig reduzierende Verhältnisse im oberflächennahen Kiesbett auftreten. Dabei geht das Eisen in Lösung, wird ausgespült und der Ocker bleicht aus. Ansteigender Sauerstoffgehalt in Verbindung mit langsam zuströmenden Eisenkomplexen oder -ionen führt zu erneuter Verockerung.
2.) Die Überlagerung kiesiger Sedimente durch Schlamm und Sand verursacht ebenfalls reduzierende Bedingungen und eine Ausbleichung des Eisenockers. Auch dieser Vorgang ist reversibel.

Über den genauen, zeitlichen und räumlichen Verlauf dieser Schwankungen lassen sich zum jetzigen Zeitpunkt noch keine Aussagen treffen.

Für den grundwasserbeeinflußten Bereich der Hyporheischen Verockerungszone sind derzeit keinerlei Veränderungen in Zeit und Raum erkennbar.

4.5 Bedeutung der Hyporheischen Verockerungszone für die tierische Besiedlung der Bachsedimente

Im oberflächennahen Kiesbett der verockerten Bachabschnitte (bis 24 cm Tiefe) wurden insgesamt 13 Entomostrakenarten festgestellt (Abb. 8). Die Fauna wird weitgehend durch Harpacticoiden, insbesondere Parastenocariden, bestimmt. Ostracoden, außer *Cryptocandona kieferi* c.f., treten zahlenmäßig kaum in Erscheinung, wobei allerdings erhebliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Sedimentschichten zu erkennen sind (Abb. 8, 10).

In keiner der 305 Proben konnten, bis auf drei einzelne *Niphargus* sp., echte Grundwasserorganismen festgestellt werden. Bei allen Kleinkrebsen handelt es sich um kaltstenotherme, ansonsten aber relativ ubiquitäre Arten. Nur die Parastenocariden sind darüber hinaus auf Kleinstlückensysteme angewiesen. Diese Tatsache belegt nachhaltig den Einfluß des Oberflächenwassers auf die untersuchten Sedimente (s. a. Abb. 6, Abb. 7) und weist auf den trennenden Charakter der hyporheischen Verockerungszone hin.

Das Auftreten der häufigen und konstanten Arten ist an den verockerten Probestellen im Kies in keiner Schicht auf dem 5 %-Signifikanzniveau voneinander verschieden (Tab. 3). Nachfolgend werden deshalb alle verockerten Probestellen als einer gemeinsamen Grundgesamtheit zugehörig betrachtet und gemeinsam dargestellt.

Tab. 3: Vergleich der verschiedenen, verockerten Bachabschnitte (P3, P4 und P5) anhand der Abundanzen der häufigen und konstanten Arten im Kies mittels Rangvarianzanalyse (H-Test). Angegeben ist die Irrtumswahrscheinlichkeit p. * = signifikant, ** = sehr signifikant, *** = höchstsignifikant. Charakterisierung der Schichten: s. Abb. 5.

Schicht	Cryptocandona kieferi c.f.	Limnocamptus echinatus	Bryocamptus zschokkei	Parastenocaris fontinalis	Tiere, gesamt
A	0,1883	0,4368	0,5348	0,0869	0,5120
B	0,3669	0,0791	0,3916	1,000	0,3444
C	0,1037	0,3315	0,3425	0,3878	0,4193
D	0,5179	1,0000	1,0000	1,0000	0,5233

Eine eindeutige Beeinflussung der Fauna durch die hyporheische Verockerungszone ist zunächst nicht erkennbar. Die verockerten Probestellen Kies C und D unterscheiden sich sowohl in den Abundanzen (U-Test: p = 0,0173*, n = 43) als auch im Aufbau ihrer Entomostrakenzönosen sehr deutlich voneinander (Wainstein-Index, K_W = 1,0). Selbst die Artenidentität nach SÖRENSEN beträgt nur 22,2 %. Geringer sind die Unterschiede zwischen den beiden nicht verockerten Probestellen Kies A und B (K_W = 13,0; Sörensen-Quotient, QS = 66,7 %). Signifikant ist auch hier die Ungleichheit der Besiedlungsdichte (U-Test: p = 0,0025**, n = 46).

Trotz signifikanter Unterschiede in den Abundanzen (U-Test: p = 0,0029**, n = 45) gibt es dagegen zwischen den Entomostrakengemeinschaften der nicht verockerten Probestelle Kies A und der verockerten Probestelle Kies C recht gute Übereinstimmungen im Artenspektrum (Sörensen-Quotient = 62,5 %) wie auch in der Zusammensetzung der Zoozönosen (Wainstein-Index = 29,8). Gemeinsame Charakterart ist *Parastenocaris fontinalis* (Abb. 8).

Der Vergleich zwischen der nicht verockerten Probestelle Kies B und der verockerten Probestelle Kies C zeigt zwar keine signifikanten Differenzen in der Abundanz (U-Test:

p = 0,8692, n = 45), läßt aber deutliche Unterschiede im Aufbau der Artengemeinschaften (Wainstein-Index = 19,2) erkennen. Die Artenidentität nach SÖRENSEN ist mit 62,5 % recht hoch. In Kies B fehlt *Parastenocaris fontinalis* vollständig, dafür kommt hier, wie auch in Kies C, *Parastenocaris germanica* vor.

Auffällig ist das regelmäßige Auftreten von Larven des Wasserkäfers *Limnius* sp. in den verockerten Bereichen. Das Taxon zeigt jedoch keine besondere Bindung an Eisenocker (χ^2-Test: p = 0,1249, n = 110), sondern reagiert als Kiesbewohner (χ^2-Test: p < 0,001***, n = 241) lediglich tolerant auf die Verockerungen. Dies deckt sich mit den Beobachtungen von SCULLION & EDWARDS (1980) und WESTERMANN (1990). Regelmäßig wurden im Ocker auch Larven von *Leuctra* sp. und *Sericostoma* c.f. *personatum,* Wassermilben und Zuckmückenlarven gefunden.

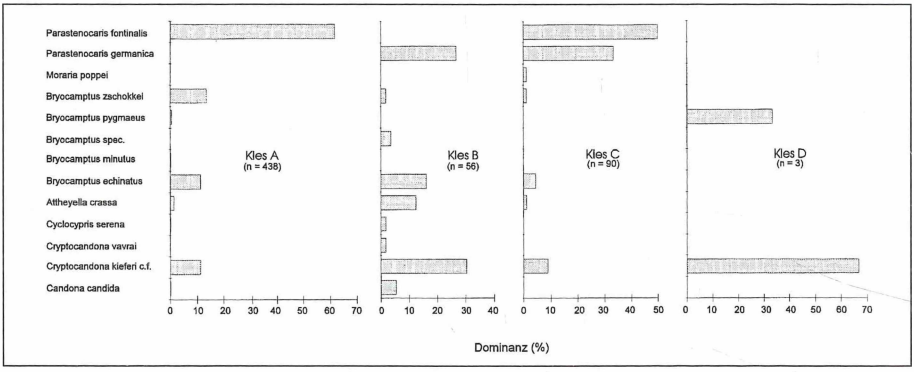


Abb. 8: Die Biozönosen der vier im Kiesbett der Wieslauter untersuchten Sedimentschichten. Charakterisierung der Schichten: s. Abb. 5.

Die vergleichende Anordnung der verschiedenen Choriotope und Sedimentschichten nach ihrer jeweiligen Ostracoden- und Harpacticoidenfauna mittels Multidimensionaler Skalierung (MDS) zeigt, daß sich alle, mit Ausnahme des in der Tiefe verockerten Kieses, innerhalb einer bestimmten Dimension ausrichten (Abb. 9). Demgegenüber erstreckt sich der Kies über beide Dimensionen.

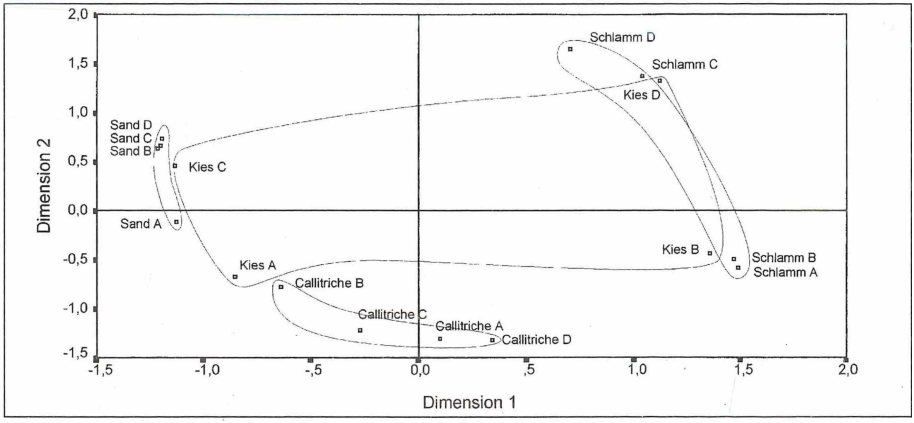


Abb. 9: Ordination der oberflächennahen Sedimente der Bachabschnitte P3, P4 und P5 anhand der Besiedlung durch Ostracoden und Harpacticoiden. Die Buchstaben A – D geben die Sedimentschicht an. Multidimensionale Skalierung; Abstandsmaß: Transformierter Wainstein-Index (|W - 100|), Streß = 0,32, RSQ = 0,6344. Charakterisierung der Schichten: s. Abb. 5.

Die Dimension 1 wird durch den Substrattypus, in der Hauptsache durch den Gegensatz Sand-Schlamm bestimmt. In faunistischer Hinsicht kommt diese Opposition vor allem durch das Vorkommen oder Fehlen des Sandlückenbewohners *Parastenocaris fontinalis* bzw. hoher oder niedriger Dominanzwerte der Ostracoden *Candona candida* und *Cryptocandona kieferi* c.f. zum Ausdruck. Prägend für die Dimension 2 ist in erster Linie die mit zunehmender Schichttiefe zurückgehende Diversität und die abnehmende Besiedlungsdichte, insbesondere der nichtparastenocariden Harpacticoiden und der Ostracoden.

Sand und Schlamm, die sich durch steile chemische Gradienten auszeichnen, orientieren sich daher auch faunistisch eindeutig an Dimension 2. Die durch guten Wasseraustausch und hohe Abundanzen geprägten *Callitriche*-Polster lassen dagegen keine Stratigraphie erkennen. Hier bestimmt das inhomogen zwischen die Pflanzenpolster eingelagerte Substrat die Artenzusammensetzung.

Weitgehend uneinheitlich stellen sich dagegen die Probestellen in dem in der Tiefe verockerten Kies dar. Zwar ist noch eine gewisse Schichtorientierung sichtbar, aber eine Substrathomogenität läßt sich nicht erkennen. Entlang der Dimension 1 wird die zwischen nicht verockertem Kies A und verockertem Kies C liegende, nicht verockerte Schicht B wegen des Fehlens von *Parastenocaris fontinalis* und des abundanten Vorkommens von *Cryptocandona kieferi* c.f. (D = 30,4 %) von der MDS in die Nähe der Schlämme gestellt, ebenso wie das tiefste Stratum D. Dagegen ähneln Kies A und C dem Sand, wo *Parastenocaris fontinalis* ebenfalls hohe Dominanzwerte von D > 50 % erreicht. Die Artenidentität nach SÖRENSEN (QS) und die Faunenähnlichkeit nach Wainstein (K_W) ist zwischen den Schichten Kies A und C einerseits und den Probestellen im Sand andererseits mit Werten zwischen 53,3 % und 83,3 % bzw. 24,7 und 53,2 deutlich höher als innerhalb des Kieses (QS = 36,7 % bis 66,7 %; K_W: 1,1 bis 29,8).

Die Auswirkungen der Verockerung werden erst bei der Betrachtung der Dimension 2 deutlich. Im negativen Bereich der Y-Achse kommen die unverockerten Schichten A und B zu liegen, die sich durch mittlere Diversität und eine höhere Anzahl canthocamptider Harpacticoiden und Ostracoden auszeichnen.

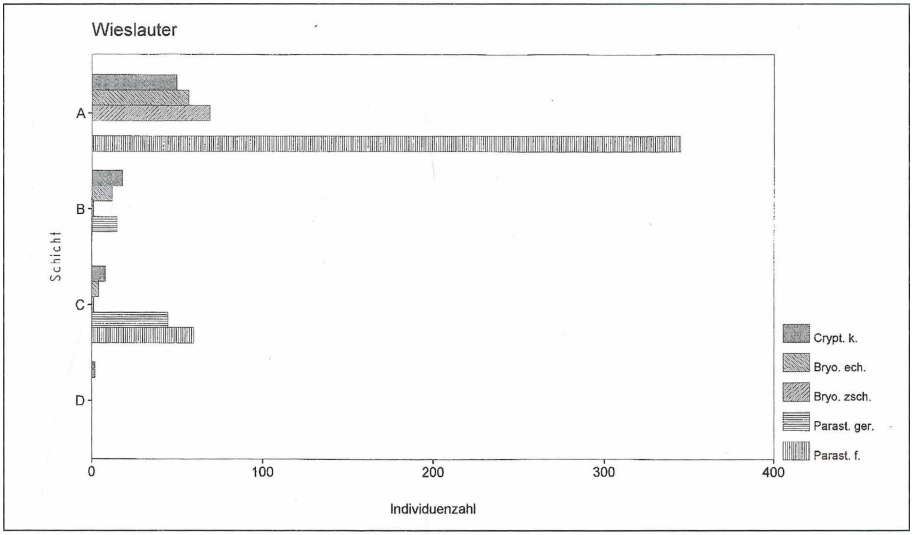


Abb. 10: Die vertikale Verteilung häufiger Entomostraken im verockerten Kiesbett der Wieslauter. Charakterisierung der Schichten: s. Abb. 5.
Crypt. k. = *Cryptocandona kieferi* c.f., *Limn. ech.* = *Limnocamptus echinatus*, *Bryo. zsch.* = *Bryocamptus zschokkei*, *Parast. f.* = *Parastenocaris fontinalis*.

Den verockerten Schichten C und D, von der MDS in den positiven Bereich der Y-Achse gestellt, sind die geringen Abundanzen dieser beiden Gruppen gemein. Hinsichtlich des Artenreichtums und der Gesamtabundanz sind Schicht C und D deutlich voneinander verschieden (Abb. 8, Abb. 10). Die fast unbesiedelten Probestellen Kies D weichen sehr deutlich von allen anderen kiesigen Probestellen (K_W = 1,0 bis 3,0; QS = 18,2 % bis 36,4 %) ab. Sandlückenbewohnende Harpacticoiden der Gattung *Parastenocaris* kommen in Stratum D nicht vor. Eine eigenständige Fauna fehlt.

Der besiedlungsfeindliche Ocker scheint zunächst die canthocamptiden Harpacticoiden und die Ostracoden zu beeinträchtigen wie in Schicht C, mit zunehmender Dichte dann auch die Parastenocariden wie in Schicht D.

Erstaunlicherweise ähnelt die ebenfalls verockerte Schicht C faunistisch der unverockerten, oberflächennahen Schicht A. Die gegenüber Kies D erhöhten Arten- und Individuenzahlen der Schicht C dürften auf den geringeren Ockeranteil an der Obergrenze der hyporheischen Verockerungszone zurückzuführen sein. In der Wieslauter markiert die *Parastenocaris*-reiche Schicht A die Grenze zur fließenden Welle, während die gleichfalls *Parastenocaris*-reiche Schicht C, obwohl selbst bereits verockert, den Grenzbereich zur faunistisch verarmten hyporheischen Verockerungszone kennzeichnet (Abb. 10).

Dies erinnert an den Grenzflächeneffekt („border effect"), den PLENET et al. (1992) von der Fauna eines Quellökotons im Übergang zwischen Grundwasser- und Quellbereich als Ausdruck seiner Begrenzung durch variable, hydrologische Bedingungen beschreiben. Der Grenzflächeneffekt markiert die Grenze des Ökotons, während der Randeffekt den Übergangsbereich zwischen zwei klar getrennten Gemeinschaften markiert (RICKLEFS 1990). Der Randeffekt, mit dem meist eine erhöhte Diversität einhergeht (MÜHLENBERG 1993), ist demnach identisch mit dem Ökoton selbst. Bezogen auf die Verhältnisse in den kiesigen Bachabschnitten der Wieslauter bedeutet dies, daß der Grenzflächeneffekt den Bereich mit typischer Sandlückenfauna, die Bettsedimente, von der darunterliegenden, verockerten Zone bzw. von der fließenden Welle trennt. Eine erhöhte Diversität ist in den Grenzbereichen, den *Parastenocaris*-reichen Schichten A und C, allerdings nicht feststellbar. Im Gegenteil, der Brioullin-Index liegt in der zentralen Schicht B mit 1,6 deutlich höher als in Kies A (1,2) oder in Kies C (1,1).

Mit der Schicht D beginnt faunistisch die zunächst epigäisch geprägte, hyporheische Verockerungszone. Obwohl aus tieferen Lagen keine Tierdaten vorliegen, erlaubt der Fang dreier *Niphargus* sp. in Kies D die Spekulation, daß in den mehr grundwassergeprägten Bereichen der hyporheischen Verockerungszone auch eine zunehmend phreatische Fauna in vermutlich sehr geringen Arten- und Individuenzahlen anzutreffen ist.

Die drastisch reduzierte Zoozönose der hyporheischen Verockerungszone bestätigt ihre wanderungs- und besiedlungshemmende Wirkung. Dafür spricht auch, daß trotz hochstehenden, gespannten Grundwassers fast keine infernalen Faunenelemente beobachtet werden konnten.

Eine zeitlich-räumliche Veränderung der Entomostrakenzönosen entsprechend der oben beschriebenen Dynamik der hyporheischen Verockerungszone konnte zunächst nicht festgestellt werden.

4.6 Diskussion

4.6.1 Ursachen der Ockerentstehung

Die Entstehung von Eisenocker kann sowohl anthropogene wie auch geogene und biogene Ursachen haben. Neben den oben bereits angesprochenen, ökologischen Schwierigkeiten, stellen Verockerungen vor allem ein wirtschaftliches Problem dar. Brunnenverockerungen, die zu vorzeitiger Brunnenalterung und Aufgabe der Brunnen führen, belasten die Wasserversorgungsunternehmen (DVGW 1970, 1992, HÜTTER 1992, PAUL 1994). Im Kulturbau verursachen Verockerungen in Dränrohren und Entwässerungsgräben

erhebliche Unterhalts- und Sanierungskosten (KUNTZE 1978, EJBYE-ERNST & LARSEN 1991; Ribe Amt 1991). In Dänemark wurde 1985 deswegen ein Ockergesetz erlassen, das die Landnutzung in verockerungsgefährdeten Gebieten regelt.

Die hier vorgestellten Untersuchungsergebnisse aus dem Pfälzerwald belegen den außerordentlichen Einfluß der Einzugsgebiete auf die Ökologie kleinerer Fließgewässer. Nicht nur der Wasserchemismus, die Geschiebeführung und die Substratverhältnisse eines Gewässers werden durch das Einzugsgebiet vorgegeben, sondern vor allem auch die Ausprägung des hyporheischen Interstitals sowie die Art und die Intensität des Stoff- und Energieflusses zwischen Grundwasser, Oberflächenwasser und Aue.

Die Ausbildung einer hyporheischen Verockerungszone, wie sie an der Wieslauter beobachtet wurde, scheint an sauerstoffreiches, weitgehend pH-neutrales, gespanntes Grundwasser, reduktomorphe Aueböden und sandig-kiesige Talsedimente gebunden. Solche Verhältnisse sind vor allem in den Kastentälern von Buntsandsteingebirgen zu finden.

Demnach müßten hyporheische Verockerungen sowohl an weiteren Bächen des Pfälzerwaldes wie auch in den Bächen anderer Buntsandsteinlandschaften auftreten. Tatsächlich beschränken sich hyporheische Verockerungen im Pfälzerwald nicht auf die Wieslauter. Besonders auffällig sind sie in den kiesigen Sedimenten des Erlenbaches nördlich von Vorderweidenthal. Wegen der geringen Wasserführung und des hohen Anteils einsickernden Bodenwassers reichen die Ockerablagerungen hier stellenweise bis an die Sedimentoberfläche.

Aus dem Schlitzer Land in Osthessen beschreibt SCHWANK (1981) Ockereinlagerungen in kiesigen Sedimenten des im Buntsandstein fließenden Breitenbaches, die er als Folge schlechter Durchströmung bei Niedrigwasser interpretiert. Schmidt (1994, mündl. Mitt.) schließt sich dieser Auffassung an. Schwoerbel (1995, mündl. Mitt.) beobachtete hyporheische Verockerungen in Buntsandsteinbächen des Fichtelgebirges (Dogger-Sandstein der Bruchschollen im Südwesten des Gebietes?). Aus anderen Gesteinsformationen ist das Phänomen nach Kenntnis des Autors bislang nicht bekannt. Der hyporheischen Verockerung grundsätzlich vergleichbar dürften die See-Erzbildung in Skandinavien und die Brunnenverockerung sein.

Über die Bedeutung der hyporheischen Verockerungszone für das Bachökosystem läßt sich derzeit nur spekulieren.

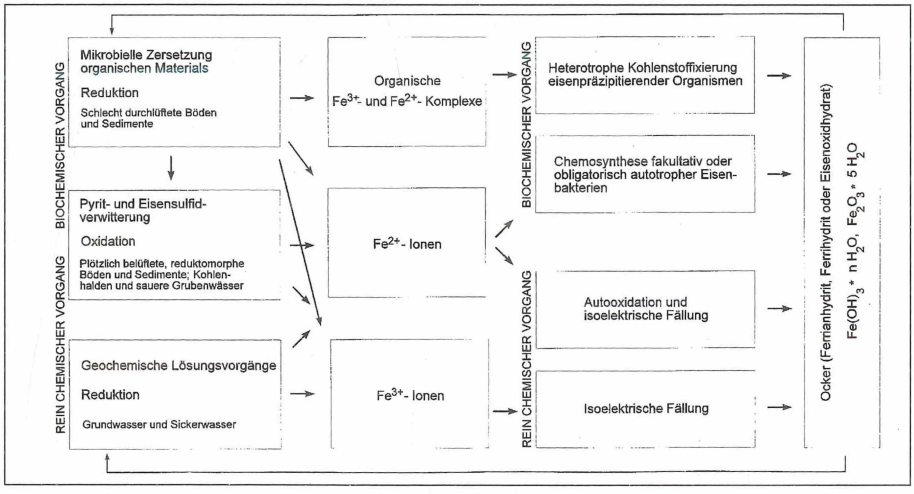


Abb. 11: Vereinfachte Darstellung der mikrobiellen und chemischen Wege des Auf- und Abbaus von Eisenocker. Sogenannte Eisenorganismen werden nicht berücksichtigt.

4.6.1.1 Allgemeine Grundlagen

Verockerung setzt das Vorhandensein mobilen Eisens in Form von Fe^{2+}- oder Fe^{3+}-Ionen oder organischen Eisenkomplexen voraus. Der Fällungsvorgang kann chemisch oder mikrobiell geprägt sein, wobei beide Reaktionen oft nebeneinander ablaufen (Abb. 11). Einen hervorragenden Überblick geben GLATHE & OTTOW (1972), KUNTZE (1978) und HULL (1991).

Die Lösung gebundenen Eisens erfolgt durch Redoxreaktionen. Wegen der schlechten Löslichkeit der meisten Eisenverbindungen überwiegen hier bei weitem die durch reduzierende, heterotrophe Bakterien und Pilze verursachten Lösungsvorgänge. (GLATHE & OTTOW 1972, DVWK 1988).

Diese Mikroorganismen nutzen dreiwertiges Eisen als Elektronenakzeptor. Mobiles Eisen ist deshalb vor allem in schlecht durchlüfteten Böden, die reich an organischem Material sind, zu finden. Als freie Ionen bleiben Fe^{2+} und Fe^{3+} nur in reduzierendem Medium in Lösung, unter oxidierenden Bedingungen fallen sie sehr schnell als Ocker aus. Sehr stabil sind dagegen ihre organischen Komplexverbindungen, z. B. in Humin- oder Fulvosäuren.

Werden dagegen schwefelkies- oder schwefeleisenhaltige Böden durch Grundwasserabsenkung oder Dränierung belüftet, führt die sog. Pyritverwitterung oder -oxidation zur Freisetzung von Fe^{2+}- und Fe^{3+}-Ionen. Gleichzeitig entsteht Schwefelsäure, wodurch der pH-Wert stark absinkt. Katalysiert wird diese Reaktion durch chemoautotrophe, acidophile Bakterien der Gattung *Thiobacillus,* die das oxidierte Eisen als Ocker abscheiden (KÖLLING 1990, BROSCHINSKI 1994).

Sauerstofffreies, reduzierendes Grundwasser enthält in aller Regel ebenfalls gelöstes, meist zweiwertiges Eisen.

Das Ausfällen des Ockers erfolgt nach GLATHE & OTTOW (1972) und KUNTZE (1978) entweder rein chemisch oder als Folge unterschiedlicher, biochemischer Prozesse.

1.) Autoxidation und isoelektrische Fällung des Ockers als Folge von Änderungen des Redoxpotentials und des pH-Wertes.
2.) Oxidation des zweiwertigen Eisens durch obligatorisch oder fakultativ chemoautotrophe Eisenbakterien wie *Thiobacillus* und die „klassischen" Eisenbakterien wie *Lepthothrix, Crenothrix, Gallionella* und *Siderobacter* zur Energiegewinnung. Der ausgefällte Ocker wird in den Zellwänden oder -scheiden abgelagert.
   Alle Eisenbakterien sind Gradientenorganismen, die im Grenzbereich zwischen oxidierendem und reduzierendem Milieu leben. Während die stäbchenförmigen Thiobacillen auf stark saure Bedingungen (pH 2,5 - 4,2) angewiesen sind, benötigen die übrigen der oben genannten, fadenförmigen Bakterien eine weitgehend neutrale Umgebung (pH 5 - 8). Thiobacillen treten vor allem in Sümpfen, entwässerten Böden und in Dränen auf, die klassischen Eisenbakterien in Gewässern, aber auch in Dränagerohren.
3.) Nutzung des organischen Liganden der Chelate durch heterotrophe Mikroorganismen, wobei als Zersetzungsprodukt Eisen frei wird und vermutlich isoelektrisch als Ocker ausfällt. Zu diesen eisenpräzipitierenden Organismen gehört eine große Zahl weit verbreiteter Bakterien und Pilze, angeblich auch eine Amöbe *(Limax).*
4.) Eisenoxidation durch sogenannte Eisenorganismen, die die Reaktion ohne Energiegewinn katalysieren. Ihre Ökologie und Rolle bei der Ockerbildung ist bislang kaum bekannt.

4.6.1.2 Die Verhältnisse an der Wieslauter

Die an der Wieslauter auftretenden Verockerungen lassen sich auf Autooxidation mit anschließender isoelektrischer Ausfällung sowie auf die Aktivitäten chemoautotropher und eisenpräzipitierender Bakterien zurückführen.

Wo die chemische Ausfällung vorherrscht, ist vor allem eine Einwanderung der Eisenionen auf osmotischem Wege anzunehmen, während in Zonen biogener Verockerung vermutlich der Transport der Ionen und organischen Komplexe mit dem Wasserstrom überwiegt.

Die in der hyporheischen Verockerungszone herrschenden Bedingungen sind mit pH-Werten von 5,8 bis 6,2 und Eh-Werten von 170 bis 240 mV für chemische und heterotrophe Eisenfixierung gleichermaßen günstig (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, GLATHE & OTTOW 1972, KUNTZE 1978, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992, BROSCHINSKI 1994). Die Verockerungsvorgänge in den Wieslautersedimenten ähneln den rezenten See-Erzbildungen skandinavischer Seen (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970) und der Brunnenverockerung (HÜTTER 1992).

Als Ursache für die Trübung des Interstitialwassers in den Überganszonen zwischen reduzierendem und oxidierendem Milieu wurde zunächst die Bildung von Siderit (Eisenkarbonat) angenommen, wie sie aus der Literatur (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, ENGELHARDT 1973) bekannt ist. FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) verwenden für diesen Bereich mariner Sedimente zwischen sogenannter O_2- und H_2S-Zone den Begriff CO_2-Zone und geben als chemisch-physikalische Kenngrößen pH-Werte zwischen 6 und 7,5 und Eh-Werte zwischen 50 und 200 mV an. In der grauen Zone der Wieslauter schwanken die pH-Werte zwischen 5,6 und 5,7 und die Eh-Werte liegen bei 140 mV.

Die Eisenanteile der grauen Trübstoffe wurden jedoch von der LUFA Speyer mit 0,32 % und 0,43 % analysiert. Dies erscheint als zu wenig für Siderit. Art und Ursprung der grauen Substanz müssen vorläufig offen bleiben.

Daß es sich bei den eisenhaltigen Ablagerungen innerhalb der Wieslautersedimente um Erosionsmaterial des Buntsandsteines handelt, ist unwahrscheinlich. Es müßte dann nämlich in allen strömungsarmen, oxidierten Gewässerbereichen anzutreffen sein.

4.6.1.2.1 Die Auenböden

Die auf den Auengleyen in oberflächlich austretendem Bodenwasser anzutreffenden Ockerablagerungen enthalten massenhaft Scheiden von *Crenothrix polyspora* oder *Lepthothrix ochracea.* In Ockern des benachbarten Horbachtales dominieren dagegen die Zöpfe von *Gallionella ferruginea.*

Auf den vernäßten Auenböden ist daher von einer überwiegend biogenen Ockerentstehung durch die Aktivitäten chemoautotropher Eisenbakterien auszugehen.

Unterhalb der Naßgleye, am Übergang zum Grundwasser, 110 cm unter Flur, befindet sich eine graugetrübte Zone. Darunter, 155 cm unter Flur, nimmt das grauweiße Material unter zunehmenden Grundwassereinfluß und der entlang des Redoxgradienten einwandernden Eisenionen eine lehmige Farbe an. Es ist davon auszugehen, daß dieses leicht sedimentierbare Material ein Gemenge aus dem grauen Trübstoff und den zu Ocker oxidierten Eisenionen darstellt. Leider liegen aus dieser Schicht weder chemische noch biologische Befunde vor.

Ob es unterhalb der Gleyeböden, an der oberen Grenze des Grundwassers zu ähnlich ausgeprägten Verockerungen wie im grundwasserbeeinflußten Kiesbett der Wieslauter kommt, muß zunächst völlig offen bleiben. Falls dies zutrifft, wäre von einer weitgehend chemisch bestimmten Ockerfällung auszugehen. Ausgedehnte Ockerablagerungen dürften jedoch eher unwahrscheinlich sein, da diese dort, wo aufsteigendes Talgrundwasser Limnokrenen bildet, zu Tage treten müßten. Dies ist nach Kenntnis der Verfasser nirgends im Gebiet der Fall.

4.6.1.2.2 Die oberflächenwassergeprägte, Hyporheische Verockerungszone

In der oberflächenwassergeprägten, hyporheischen Verockerungszone der Wieslauter lassen sich keine klassischen Eisenbakterien feststellen, dafür aber stäbchen- und kokkenförmige Bakterien. Diese Bakterientypen sind zum einen charakteristisch für die Sedimente

oligotropher Fließgewässer (MARXSEN 1980 b), zum anderen aber auch für eisenpräzipitierende Mikroben der Gattungen Enterobacter, Pseudomonas und Bacillus (GLATHE & OTTOW 1972, Ottow, mündl. Mitt. 1995).

Daß mikrobielle Prozesse maßgeblich an den Fällungs- und Ausbleichungsprozessen der oberflächennahen, hyporheischen Verockerungszone beteiligt sind, konnte experimentell belegt werden: Die Zugabe von Dextrose zu einer ockerhaltigen Wasserprobe führte binnen weniger Stunden zu einer Aggregation und Sedimentation der Ockerkolloide und einer zunehmenden Kohlendioxidentstehung. Nach 17 Tagen war der Gehalt an gelöstem Eisen von O,1mg/l auf 19,2 mg/l angestiegen. Im Laufe einiger Wochen setzte eine Ausbleichung des Ockers ein, verbunden mit einer weiteren Erhöhung des Gesamteisengehaltes im Überstand auf mehr als 100 mg/l.

Das im Überstand gelöste Eisen fiel auch nach mehrwöchiger Belüftung mit Druckluft kaum aus. Erst das Einstellen der Belüftung und damit strömungsfreier Verhältnisse führten zur Ocker- und Kahmhautbildung. Im ausgefallenen Ocker wurden Pilzhyphen und wenige Stäbchen und Kokken festgestellt.

Eine Referenzprobe aus ausgebleichtem Ocker reagierte auf die Zugabe von Traubenzucker nur wenig. Gasbildung war nur für wenige Tage und sehr schwach zu beobachten. Auch die Menge an gelöstem Eisen nahm kaum zu. Nach zweieinhalb Wochen war der Eisengehalt von 0,1 mg/l gerade auf 0,9 mg/l gestiegen, während die ockrige Vergleichsprobe bereits einen Gesamteisengehalt von 19,2 mg/l aufwies. Nach vier Monaten und mehrfacher Glucosegabe lag die Konzentration gelösten Eisens bei 9 mg/l, gegenüber einem Eisengehalt von 101 mg/l in der ockerhaltigen Wasserprobe.

Dieser einfache Versuch zeigt, daß die aeroben, stäbchen- und kokkenförmigen Bakterien der oberflächennahen, hyporheischen Verockerungszone, wie die genannten eisenpräzipitierende Organismen, in der Lage sind, dreiwertiges Eisen als Elektronenakzeptor zu verwenden. Aus diesem Grunde verlief der Glucoseabbau in der ockerhaltigen Probe sehr heftig, während in der ausgebleichten, eisenarmen Kontrolle nur träge Reaktionen festzustellen waren.

Die Beteiligung eisenpräzipitierender Bakterien an der Ockerbildung in den oberflächennahen Kiesen der Wieslauter ist deshalb als höchst wahrscheinlich anzunehmen. Dafür spricht auch die oben beschriebene, periodische Ausbleichung dieser Bereiche. Ein derartiges Verhalten des Ockers läßt sich unter den in der Wieslauter herrschenden Bedingungen mit rein chemischem Reaktionen keinesfalls erklären.

Nahrungsgrundlage der heterotrophen, eisenpräzipitierenden Bakterien dürften in erster Linie mit dem Bodenwasser in das Kiesbett langsam einsickernde, organische Verbindungen sein. Als entscheidend für das Entstehen einer Verockerung wird das langsame Zuströmen geringer Menge von eisenhaltigem DOC betrachtet, dessen gleichfalls langsamer Abbau nicht zu reduzierenden Verhältnissen führt. Bei stoßartigem Zustrom von DOC geschieht genau Letzteres und der Ocker bleicht aus. Daß die Kohlenstoffixierung gerade in Kiesen deutlich effizienter verläuft als z.B. in Sand, konnten FIEBIG & MARXSEN (1992) am Beispiel des Breitenbaches belegen.

Ein gewisser Anteil autooxidativ entstandenen Ockers ist zwar anzunehmen, derzeit jedoch nicht quantifizierbar.

4.6.1.2.3 Die grundwassergeprägte, hyporheische Verockerungszone

Die großen Mengen Ocker, die ab etwa 60 cm Tiefe überall im Bachbett anzutreffen sind, müssen als Ergebnis sowohl chemischer als auch mikrobieller Vorgänge betrachtet werden. Der Ocker enthält Stäbchen und Kokken in geringer Zahl und sein Kohlenstoffanteil fällt mit 0,5 % sehr niedrig aus. Demnach dürfte hier die isoelektrische Fällung gegenüber der mikrobiellen Ockergenese überwiegen.

Der Kies des Wieslauterinterstitials ist im Gegensatz zu den Gleyböden sehr wasserzügig. Ein „underflow" ist anzunehmen (siehe oben). Daher strömen vermutlich sowohl das Bodenwasser der Gleye als auch das obere Talgrundwasser langsam zur Wieslauter hin

(Abb. 1:). Dabei würde, neben organischen Verbindungen aus den Talböden, auch Ocker in das hyporheische Interstitial verfrachtet und angereichert.

Über die Mächtigkeit der Verockerungsschicht lassen sich derzeit keine Angaben machen.

In der grundwassergeprägten, hyporheischen Verockerungszone kann man also sowohl autochthonen als auch allochthonen Ocker chemischen wie auch mikrobiellen Ursprungs erwarten.

4.6.2 Die ökologische Bedeutung der hyporheischen Verockerungszone

Zur Stellung der hyporheischen Verockerungszone im trophischen Gefüge des Buntsandsteinbaches können keine Angaben gemacht werden. Es liegt jedoch nahe, daß die Verockerung, zumindestens im Bereich der oberflächennahen Sedimente, sichtbarer Ausdruck des Biofilms und damit der heterotrophen Kohlenstoffestlegung ist. Mit zunehmender Sedimenttiefe dürfte sich der Anteil der mikrobiellen Ockerfällung dann sukzessive zugunsten einer chemischen Eisenpräzipitierung verschieben.

Völlig offen ist die Zusammensetzung der Mikrobengesellschaften, die Art und der Umfang der dort stattfindenden Umsetzungsvorgänge sowie die Frage der Verfügbarkeit des fixierten Kohlenstoffes. HAINE (1945) vermutet aufgrund des rotbraunen Darminhaltes von Kleinkrebsen aus ockerhaltigen Brunnen, daß die Tiere den bakterienreichen Ocker als Nahrung aufnehmen. Weiter wäre zu klären, ob im Bereich der hyporheischen Verockerungszone ähnliche Gradientenzönosen eisenfällender Mikroorganismen auftreten wie in Dränen.

An dieser Stelle sei nochmals auf die Schwierigkeiten bei der Definition und Einteilung des Oberflächen-Grundwasser-Ökotons „Hyporheisches Interstitial" hingewiesen. Die Charakterisierung des hyporheischen Interstitials in ein oberflächennahes α-Stygorhithron und ein oberflächenfernes β-Stygorhithron (HUSMANN 1966) hat sich in vielen Fällen als wenig belastbar erwiesen (DANIELOPOL 1976, 1989, 1991, WILLIAMS 1989), sowohl was den Versuch einer Gliederung anhand der Hydrocarinenfauna anbelangt, als auch unter dem Aspekt einer allgemeinen zoozönotischen Klassifizierung.

Die besonderen Verhältnisse an der Wieslauter lassen jedoch eine grundsätzliche Einteilung in ein α- und in ein β-Stygorhithron als sinnvoll erscheinen. Maßgebliches Kriterium muß aber die Herkunft des Interstitialwassers sein. An der Wieslauter ist das α-Stygorhithron ausschließlich oberflächenwassergeprägt, das β-Stygorhithron dagegen immer auch durch Bodenwasser und, mit zunehmender Sedimenttiefe, durch das Grundwasser beeinflußt. Dem α-Stygorhithron entsprechen die oberflächenwassergeprägten, ockerfreien Sedimentschichten, dem β-Stygorhithron die hyporheische Verockerungszone. Das α-Stygorhithron der Wieslauter als weder boden- noch grundwasserbeeinflußter Bereich, kann demnach als identisch mit den Bettsedimenten nach BRETSCHKO (1983, 1991) angesehen werden.

Zönologisch und hydrologisch wäre die hyporheische Verockerungszone demnach dem β-Stygorhithron zuzuordnen. Die Zonierung des hyporheischen Interstitals verockerter Bachabschnitte deckt sich mit der Vorstellung von einem oberflächenwassergeprägten α-Stygorhithron und einem grundwassernahen β-Stygorhithron (HUSMANN 1966).

Die Grenzbereiche des α-Stygorhithrons werden durch Parastenocaridenzönosen geprägt. Die darunter beginnende hyporheische Verockerungszone, das grundwassernahe β-Stygorhithron, scheint sich durch extreme Arten- und Individuenarmut sowie das Fehlen eigenständiger Faunenelemente auszuzeichnen. Grundwasserarten konnten in seinem oberen Bereich nur ausnahmsweise festgestellt werden. Die Grenze des β-Stygorhithrons zum Grundwasser ist unbekannt. Hier sind weitergehende Untersuchungen erforderlich.

Eine Barrierewirkung durch die Verockerungen ist für die Migration zwischen Stygal und Benthal anzunehmen. Dadurch reduziert sich die von benthischen Organismen besiedelte Zone des Kiesbettes auf die oberen 15 bis 20 cm. Für Buntsandsteinbäche

erwächst daraus die Gefahr, daß anthropogene Eingriffe weitaus schwerwiegendere Folgen für die Zoozönose nach sich ziehen, als bei vergleichbaren Gewässern mit ockerfreiem Schotterbett. Solche Schotterbetten sind meist bis in größere Tiefen von epigäischen Arten bewohnt (DANIELOPOL 1976, 1989, 1991, MARMONIER 1988, BRETSCHKO 1991a, 1991b, 1992, PANEK 1994, MARCHANT 1995), so daß von hier aus leicht eine Wiederbesiedlung möglich ist.

Die hyporheische Verockerungszone wäre nach der gebräuchlichen Klassifikation Teil des hyporheischen Oberflächenwasser-Grundwasser-Ökotons. Dieser bestünde danach aus dem α-Stygorhithron und dem β-Stygorhithron. Beide Bereiche sind in der Wieslauter durch einen scharfen Übergang voneinander unterschieden. Das oberflächennahe α-Stygorhithron zeichnet sich durch einen oberen und unteren Grenzflächeneffekt, wie ihn LEFEUVRE & BARNAUD (1987) als typisch für die Außengrenze von Ökotonen beschreiben. Da aber Ökotone als Übergangszonen zwischen eigenständigen Biotopen definiert sind, wäre das α-Stygorhithron eigentlich als Ökoton zwischen Oberflächenwasser und hyporheischer Verockerungszone zu bewerten. Letztere weist aber selbst eindeutige Ökotoneigenschaften auf. LEFEUVRE & BARNAUD (1987) vergleichen Ökotone sehr anschaulich mit einer semipermeablen Membran. Entsprechend der Ökotondefinition regelt die hyporheische Verockerungszone sehr elastisch die Stoff- und Energieflüsse zwischen Bach und Aue, wobei sie Veränderungen in Raum und Zeit unterworfen ist. Dies wird an der Grenze zum α-Stygorhithron an den dort stattfindenden Ausbleichungs- und Wiederverockerungsprozessen sehr deutlich. Als eigentliche Schnittstelle zwischen Oberflächenwasser, Grundwasser und Bodenwasser, erscheint die hyporheische Verockerungszone als selbständiger Ökoton.

Problematisch ist hingegen der Aspekt der Durchgängigkeit und des Verbindenden, der gleichfalls als charakteristisch für Ökotone gilt. Die hyporheische Verockerungszone hat nämlich durchaus trennenden Charakter. Eine eigenständige Zoozönose, deren flexible, räumliche Begrenzung sich durch einen Grenzflächeneffekt offenbart und mit den aktuellen, äußeren Grenzen des Ökotons identisch ist, läßt sich bei der gegenwärtigen Datenlage nicht erkennen. In umgekehrter Betrachtungsweise, ausgehend vom oberflächenwassergeprägten Benthal, scheint dagegen ein Grenzflächeneffekt als Ausdruck der Grenze dieses Bereiches, die Scheidelinie zur Hyporheischen Verockerungszone klar zu definieren.

Wie sind nun die Verhältnisse in den Wieslauterkiesen zu bewerten? Das Kiesbett vermittelt zwischen Oberflächenwasser, Bodenwasser und Grundwasser und zeigt alle Eigenschaften eines Ökotons. Seine beiden Teilbereiche, die Bettsedimente und die hyporheische Verockerungszone, sind so stark voneinander verschieden, daß sie ebenfalls den Charakter von Ökotonen annehmen. Da zwei Ökotone nicht aneinander grenzen können, denn sonst wäre einer davon eben kein Ökoton mehr, ist diese Betrachtungsweise wenig schlüssig. Das hyporheische Interstitial als Ganzes muß daher als Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Ökoton betrachtet werden, dessen zwei Bestandteile, die Bettsedimente und die hyporheische Verockerungszone, sich chemisch und faunistisch scharf voneinander abheben.

5 Danksagung

Herrn Prof. Dr. E. Friedrich, der als Leiter des Institutes für Biologie der Universität Koblenz-Landau, Abt. Landau die Untersuchungen in jeder Weise förderte und sich stets die Zeit zu einem Gespräch nahm, sind wir zu großem Dank verpflichtet.

Für die Überprüfung der Parastenocariden danken wir Herrn Prof. Dr. K.-H. Schminke und Herrn P. Moura, beide Universität Oldenburg, für die Überprüfung des Ostracodenmaterials Herrn Prof. Dr. D. Danielopol, Lunz und Herrn C. Meisch, Luxemburg.

Herrn Prof. Dr. J. C. C. Ottow, Institut für Angewandte Mikrobiologie der Universität Gießen, möchten wir für seine Diskussionsbereitschaft und die Hinweise zur biologischen Ockerbildung danken, Frau Prof. Dr. A. Stipproweit, Institut für Biologie der Universität Koblenz-Landau, Abt. Landau, für die Überlassung eines Rüttelgerätes und eines Schnellveraschers zur Korngrößenanalyse.

6 Literaturverzeichnis

BÄRLOCHER, F. & MURDOCH, H. J. (1989): Hyporheic biofilms – A potential food source for interstitial animals. – Hydrobiologica, **184:** 61 - 67

BAUER, A. (1994): Diagenese des Buntsandsteins im Bereich der Rheingraben-Westrandstörung bei Bad Dürkheim. – Mitt. POLLICHIA, **81:** 215 - 289

BOTOSEANU, L., HOLSINGER, J. R. (1991): Some aspects concerning colonisation of the subterranean realm – especially of subterranean waters; a response to ROUCH & DANIELOPOL (1987). – Stygologia, **6:** 11 - 39

BRETSCHKO, G. (1983): Die Biozönosen der Bettsedimente von Fließgewässern; ein Beitrag der Limnologie zur naturnahen Gewässerregulierung. – Wasserwirtschaft, Wasservorsorge, – Forschungsarbeiten Bundesministerium f. Land- u. Forstwirtschaften, Wien: 1 - 161

BRETSCHKO, G. (1991a): Bedsediments, groundwater and stream limnology. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1957 - 1960

BRETSCHKO, G. (1991b): The limnology of a low order gravel stream (Rhirodat Lunz study area, Austria). – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1908 - 1912

BRETSCHKO, G. (1992): Differentation between epigeic an hypogeic fauna in gravel streams. – Regul. Rivers, **7:** 17 - 2

BRETSCHKO, G. (1994): Bedsediment extension, grain shape and size distribution. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **25:** 1631 - 1635

BRETSCHKO, G. & KLEMENS, W. E. (1986): Quantitative methods and aspects in the study of the interstitial fauna of runningwaters. – Stygologia, **2 (4):** 297 - 316

BRETSCHKO, G. & MOSER, H. (1993): Transport and retention of matter in riparian ecotones, - Hydrobiologica, **251:** 95 - 101

BROSCHINSKI, S. (1994): Experimentelle Studien und Modellierung von Lösung und Fällung im System Pyrit-Calcit-Wasser-Sauerstoff. – Unveröff. Diplomarbeit der Universität Mainz, Fachber. Geowissenschaften, 64 S.

CHAPPUIS, P. A (1942): Eine neue Methode zur Untersuchung der Grundwasserfauna. – Acta Sci. Math. Nat. Univ. Francisco Josephina, **6:** 3 - 7

CLEMENTS, F. E. (1905): Research methods in ecology. – Universitiy Publishing Company, Lincoln, Nebraska; zit. in NAIMANN et al. 1988b

CREUZÉ des CHATELLIERS, M. & REYGROBELLET, J. L. (1990): Interactions between geomorphological processes, benthic and hyporheic communities: first results on a by-passed canal of the French river Upper-Rhône. – Regul. Rivers, 5: 139 - 158

CREUZÉ des CHATELLIERS, M. (1991): Geomorphological processes and discontinuities in the macrodistribution of the interstitial fauna. A working hypothesis. – Verh. Internat. Verein. Limnol., 24: 1609 - 1612

DANIELOPOL, D. (1991): Spatial distribution and dispersal of interstitial Crustacea in alluvial sediments of a backwater of the Danube at Vienna. – Stygologia, 6: 97 - 110

DANIELOPOL, D. L. & ROUCHE, R. (1987): L'origine de la faune aquatique souterraine, entre le paradigma du refuge et le modèle de la colonisation active. – Stygologia, **3** (4): 345 - 372

DANIELOPOL, D. L. & ROUCHE, R. (1991): L' adaption des organismes au milieu aquatique souterrain. Réflexions sur l'apport des recherches écologiques récentes. – Stygologia, **6:** 129 - 142

DANIELOPOL, D. L. (1989): Groundwater fauna associated with riverine aquifers. – J. North Amer. Benthol. Soc., **8:** 18 - 35

DANIELOPOL, D. L: (1976): The distribution of the fauna in the interstital habitats of riverine sediments of the Danube and the Piesting. – Int. J. Speleol., **8:** 23 - 51

DÉCAMPS, H. & NAIMAN, R. J. (1990): Towards an ecotone perspective. – In: NAIMAN, R.J. & DÉCAMPS, H. (Ed.): Ecology and Management of Aquatic-Terrestrical Ecotones. – Man and the biosphere series, UNESCO Paris & Parthenon Publishing, Carnforth

DIERSCHKE; H. (1994): Pflanzensoziologie. – Stuttgart: Ulmer

DVGW Deutscher Verband des Gas- und Wasserfaches e. V. (1970): Hinweise zur Verhütung der biologischen Brunnenverockerung. – DVGW-Regelwerk W 131, 11 S.

DVGW Deutscher Verband des Gas- und Wasserfaches e. V. (1992): Brunnenregenerierung. – DVGW-Merkblatt W 130, 11 S.

DVWK (1988): Bedeutung biologischer Vorgänge für die Beschaffenheit des Grundwassers. – DVWK Schriften, **80:** 322 S.

EDWARDS, R. T., MEYER, J. L. & FINDLAY, S. E. G. (1990): The relative constribution of benthic and suspended bacteria to system biomass, production and metabolism in a low-gradient blackwater river. – J. North Amer. Benthol. Soc., **9:** 216 - 228

EJBYE-ERNST, M. & LARSEN, L. K. (1991): Okker. – Ribe Amt, Ribe Dänemark, 31 S.

ENGELHARDT, W. von (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. – 378 S., Stuttgart: Schweizerbart

ESCUDERO, A.,SANZ, S., DEL ARCO, J. M. & GARRIDO, M. V. (1991): Leaf litter decomposition in a mountain stream. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1987 - 1993

FENCHEL, T. M. & JØRGENSEN, P. P. (1977): Detritus food chains of aquatic ecosystems: the role of bacteria. – Adv. Microbiol. Ecol., **1:** 1 - 58

FIEBIG, D. M. (1992): Fates of dissolved free amino acid in groundwater disscharged through stream bed sediments. – Hydrobiologica, **235/236:** 311 - 319

FIEBIG, D. M. & LOCK, M. A. (1991): Immobilisation of dissolved organic matter from groundwater discharging through the streambed. – Freshwater Biology, **26:** 45 - 55

FIEBIG, D. M. & MARXSEN, J. (1992): Immobilisation and mineralisation of dissolved free amino acids by stream bed biofilms. – Freshwater Biology, **28:** 129 - 140

FIEBIG, D. M., LOCK, M. A. & NEAL, C. (1990): Soil water in the riparian zone as a source of carbon for a headwater stream. – J. Hydrology, **116:** 217 - 237

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. – In: ENGELHARDT, W. von, FÜCHTBAUER, H., MÜLLER, G. (Hrsg.): Sediment-Petrologie; Teil II, 726 S., Stuttgart: Schweizerbart

GEIGER, M. (1981): Wetter und Klima in der Pfalz. – In: GEIGER, M., PREUSS, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Pfälzische Landeskunde, Bd. 1: 67 - 94, Landau in der Pfalz

GEIGER, M. (1987): Der Pfälzerwald im geographischen Überblick. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (HRSG.): Der Pfälzerwald – Porträt einer Landschaft: 9 - 58, Landau in der Pfalz

GERHARDT, G. (1992): Qualitative and quantiative investigations on the detritus content of the Breitenbach (Eastern Hesse, FRG). – Arch. Hydrobiol., **124:** 1, 35 - 51

GESSNER, M., MEYER, E. & SCHWOERBEL, J. (1991): Rapid processing of fresh leaflitter in an upland stream. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1846 - 1850

GIBERT, J. (1991): Groundwater systems and their boundaries: Conceptual frame work and prospects in groundwater ecology. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1605 - 1608

GIBERT, J., DOLE-OLIVIER, M.J., MARMONIER, P. & VERVIER, P. (1990): Groundwater ecotones. – In: NAIMAN, R.J. & DÉCAMPS, H. (Ed.): Ecology and Management of Aquatic-Terrestrical Ecotones. – Man and the biosphere series, UNESCO Paris & Parthenon Publishing, Carnforth

GIERE, O. (1993): Meiobenthology. – 328 S., Berlin: Springer

GLATHE, H. & OTTOW, J. C. G. (1972): Ökologische und physiologische Aspekte zum Mechanismus der Eisenoxidation und Ockerbildung. Eine Übersicht. – Zbl. Bakteriol., Abt. II, **127:** 749 - 769

GRIESSEMER, Th. (1987): Geologische Kartierung des westlichen Rheingrabenrandes zwischen Bad Bergzabern und Klingenmünster (SW-Deutschland). – Mitt. POLLICHIA, **74:** 17 - 41

HAHN, H. J. (1991): Ergebnisse der Quellen- und Bachkartierung am Oberlauf der Wieslauter. Zoologie. – Werkvertrag der Universität Koblenz-Landau

HAHN, H. J. (1996): Die Ökologie der Sedimente eines Buntsandsteinbaches im Pfälzerwald unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden und Harpacticoiden (Crustacea). – Dissertation der Universität Gießen, 264 S.

HAINE, E. (1945): Die Fauna des Grundwassers von Bonn mit besonderer Berücksichtigung der Crustaceen. – Dissertation der Universität Bonn, 143 S.

HEITELE, H., KOTTKE, D. & FISCHER, H. (1987): Das Grundwasser und seine Nutzung. – In: GEIGER, M., PREUSS, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald – Porträt einer Landschaft: 253 - 262, Landau in der Pfalz

HOLLAND, M. M. (1988): SCOPE/MAB technical consultations on landscape boundaries; report of SCOPE/MAB workshop on ecotones. – Biology Internat., Special Issue, **17:** 47 - 106

HULL, H. van't (1991): Eisenbakterien – Querschnitt der Ökologie und des Metabolismus der eisenpräzipitierenden Bakterien. – Universität Bremen, Leistungsschein im Bereich Zell- und Molekularbiologie

HUSMANN, S. (1964): Morphologische, ökologische und verbreitungsgeschichtliche Studien über die Bathynellen (Crustacea, Syncarida) des Niederrhein-Grundwasserstromes bei Krefeld. – Gewässer u. Abwässer, **37:** 46 - 76

HUSMANN, S. (1966): Versuch einer ökologischen Gliederung des interstitiellen Grundwassers in Lebensbereiche eigener Prägung. – Arch. Hydrobiol., **62:** 231 - 268

HÜTTER, L. (1992): Wasser und Wasseruntersuchung. – 5. Aufl., 516 S., Frankfurt/Main: Salle & Sauerländer

HYNES, H. B. N. (1983): Groundwater and stream ecology. – Hydrologica, **100:** 93 - 00

KINSINGER, C. (1994): Gewässermorphologische Charakterisierung der „Sandbäche". – unveröff. Werkvertrag für das Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz

KÖLLING, M. (1990): Modellierung geochemischer Prozesse im Sickerwasser und Grundwasser. Beispiel: Die Pyritverwitterung und das Problem sauerer Grubenwässer. – Ber. FB Geowiss. Univ. Bremen, **8:** 135 S, Bremen

KUNTZE, H. (1978): Verockerungen – Diagnose und Therapie. – Schriftenreihe des KWK, **32:** 132 S.

Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz (1992): Synoptik der Grundwasserverhältnisse 1991 in Rheinland-Pfalz. – unveröff. Studie, Mainz

LEICHTFRIED, M. (1986): Mikrobielle Substrate im Schotter eines Bergbaches zweiter Ordnung (Projekt Ritrodat-Lunz). – Jber. Biol. Station Lunz, **10:** 41 - 52

LEICHTFRIED, M. (1991): POM in bed sediments of a gravel stream (Ritrodat-Lunz study area, Austria). – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1921 - 1925

LETTERMANN, R. D., MITSCH, W. J. (1978): Impact of mine drainage on a mountain stream in Pennsylvania. – Environ. Pollution, **17:** 55 - 73

MARMONIER, P. (1988): Biocenoeses interstitielles et circulation des eaux dans le sous-ecoulement d'un chenal amenagé du Haut-Rhône français. – Thèse Univ. Claude Bernard-Lyon I, 161 S.

MARMONIER, P. (1991): Effect of alluvial shift on the spatial distribution of interstitial fauna. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1613 - 1616

MARXSEN, J. (1980a): Untersuchungen zur Ökologie der Bakterien in der fließenden Welle von Bächen. I. Chemismus, Primärproduktion, CO_2-Dunkelfixierung und Eintrag von partikulärem, organischem Material. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **57:** 461 - 533

MARXSEN, J. (1980b): Untersuchungen zur Ökologie der Bakterien in der fließenden Welle von Bächen. II: Die Bakterien im Jahreslauf. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **58:** 26 - 55

MARXSEN, J. (1980c): Untersuchungen zur Ökologie der Bakterien in der fließenden Welle von Bächen. III. Aufnahme gelöster organischer Substanzen. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **58:** 207 - 272

MARXSEN, J. (1981): Bacterial biomass and bacterial uptake of glucose in polluted and unpolluted groundwater of sandy and gravelly deposits. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **21:** 1371 - 343

MARXSEN, J. (1988): Evaluation of the importance of bacteria in the carbon flow of a small open grasland stream, the Breitenbach. – Arch. Hydrobiol., **111:** 339 - 350.

MEIER, B. G. (1991): Untersuchungen zum „microbial loop" im Plußsee. – Dissertation der Universität Kiel

MOSER, H. (1991): Input of organic matter (OM) in a low order stream (Ritrodat-Lunz study area, Austria). – Verh. Internat. Verein. Limnol., **24:** 1913 - 1916

MOSER, H. (1994): Factors influencing the surface input of organic matter into an alpine woodland stream. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **25:** 1641 - 1645

MÜHLENBERG, M. (1993): Freilandökologie. – 430 S., Heidelberg: Quelle & Meyer

NAIMAN, R. J., HOLLAND, M. M., DÉCAMPS, H. & RISSER, P: G. (1988a): A new UNESCO Program: research and management of land/inland water ecotones. – Biology Internat., Special Issue, **17:** 107 - 136

NAIMAN, R. J., DÉCAMPS, H., PASTOR, J. & JOHNSTON, C. A. (1988b): The potential importance of boundaries to fluvial ecosystems. – J. North Amer. Benthol. Soc., **7:** 289 - 306

ORIGHAN, T. (1959): Ein neuer Lebensraum des unterirdischen Wassers: der hyporheische Biotop. – Arch. Hydrobiol., **55:** 392 - 414

OTTO, A. (1991): Grundlagen einer morphologischen Typologie der Bäche. – In: Beiträge zur naturnahen Umgestaltung von Fließgewässern, Mitt. Institut f. Wasserbau u. Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, V

OTTO, H. - J. (1994): Waldökologie. – 391 S., Stuttgart: Ulmer

OVERBECK, J. (1981): A new approach for estimating the overall heterotrophic activity in aquatic ecosystems. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **21:** 1355 - 1358

PANEK, K. (1994): Depth boundaries of bedsediments in an alpine stream (Ritrodat Lunz study area, Austria). – Verh. Internat. Verein.. Limnol., **24:** 1646 - 1648

PARSONS, J. (1968): The effects of acid strip-mine effluents on the ecology of a stream. – Arch. Hydrobiol., **68:** 1, 25 - 50

PAUL, K. F. (1994): Zusammenhänge zwischen Brunnenbau und den verschiedenen Arten der Brunnenalterung, Teil 1. – bbr, **6:** 26 - 27

PINAY, G., DÉCAMPS, H., CHAUVET, E. & FUSTEC, E. (1990): Groundwater ecotones. – In: NAIMAN, R.J. & DÉCAMPS, H. (Ed.): Ecology and Management of Aquatic-Terrestrical Ecotones. – Man and the Biosphere Series, UNESCO Paris & Parthenon Puplishing, Carnforth

PLENET, S., GIBERT, J. & VERVIER, P. (1992): An interstitial spring within a floodplain as an ecotone between surface water and groundwater. – Regul. Rivers, **7:** 93 - 102

PREUSS, G. (1981): Bemerkungen über Ökosysteme der Pfalz. – In: GEIGER, M., PREUSS, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Pfälzische Landeskunde, Bd. 2: 9 - 32, Landau in der Pfalz

PREUSS, G. (1987): Der Pfälzerwald, Lebensraum für Pflanzen und Tiere. – In: GEIGER, M., PREUSS, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald – Porträt einer Landschaft: 133 - 164, Landau in der Pfalz

PUSCH, M. & SCHWOERBEL, H. J. (1992): Heterotropher Stoffumsatz im Sediment eines Mittelgebirgsbaches. – Deutsche Gesellschaft f. Limnologie, Erweiterte Zusammenfass. d. Jahrestagung 1991: 381 - 385

RASMUSSEN, K., LINNEGAARD, C. (1988): Effects of iron compounds on macroinvertebrate communities in a Danish lowland river system. – Water Res., **22:** 1101 - 1108

Ribe Amt (1991): Okkerforkomsters miljoemaessige, landbrugsmaessige og samfundsoekonomiske betydning. – Ribe Amt, Ribe Dänemark, 54 S.

RICKLEFS, R. E. (1990): Ecology. – 3. Aufl., New York: Freeman

RISSER, P. G. (1990): The ecological importance of Land-Water ecotones. – In: NAIMAN, R.J. & DÉCAMPS, H. (Ed.): Ecology and Management of Aquatic-terrestrical Ecotones. – Man and the Biosphere Series. UNESCO Paris & Parthenon Puplishing, Carnforth, 199 - 225

ROWECK, H., RISSE, S. & KOHLER, A. (1987): Zur Verbreitung, Standortsökologie und morphologischen Variabilität von *Potamogeton polygonifolius* in den Fließgewässern des südlichen Pfälzerwaldes. – Mitt. POLLICHIA, **73:** 289 - 374

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. – 13. Aufl., 491 S., Stuttgart: Enke

SCHULZE, H. & SCHWEISFURTH, R. (1975): Eisenoxidierende, stäbchenförmige Bakterien. I Untersuchungen unter Verwendung von Fe(II)-Oxalat im Medium. – Z. Allg. Mikrobiol., **15:** 605 - 614

SCHWANK, P. (1981): Turbellarien, Oligochaeten und Archianneliden des Breitenbachs und anderer oberhessischer Mittelgebirgsbäche. I. Lokalgeographische Verbreitung und Verteilung der Arten in den einzelnen Gewässern in Abhängigkeit vom Substrat. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **62:** 1 - 85

SCHWOERBEL, J. (1961): Über die Lebensbedingungen und die Besiedlung des hyporheischen Lebensraumes. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **2/3:** 182 - 214

SCHWOERBEL, J. (1967): Das hyporheische Interstitial als Grenzbiotop zwischen oberirdischen und subterranen Ökosystemen und seine Bedeutung für die Primärevolution von Kleinsthöhlenbewohnern. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **33** (1): 1 - 62

SCHWOERBEL, J. (1994): Trophische Interaktionen in Fließgewässern. – Limnologica, **24,** (3): 185 - 194

SCULLION, J., EDWARDS, R. W. (1980): The effects of coal industry pollutants on the macroinvertebrate fauna of a small river in the South Wales coalfield. – Freshwater Biol., **10:** 141 - 162

SODE, A. (1983): Effect of ferric hydroxide on algae and oxygen consumption by sediment in a Danish stream. – Arch. Hydrobiol. Suppl., **1:** 134 - 162

Staatliches Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft Neustadt/Weinstraße (1994): Grundwasserbeschaffenheit des Brunnens Hinterweidenthal. – Schriftl. Mitt. v. 10. November 1994

STABEL, H. - H. (1981): In situ studies of the estimation heterotrophical bacterial activity using two types of substrates. – Verh. Internat. Verein. Limnol., **21:** 1359 - 1364

TILZER, M. (1968): Zur Ökologie und Besiedlung des hochalpinen hyporheischen Interstitials. – Arch. Hydrobiol., **65:** 253 - 308

VANNOTE, R. L., MINSHALL, G. W., SEDELL, J. R. & CUSHING, C. E. (1980): The River Continuum Concept. – Can. J. Fish. Aquat. Sci. **37:** (1): 130 -137

WAGNER, R., SCHMIDT, H. H. & MARXSEN, J. (1993): The hyporheic habitat of the Breitenbach, spatial structure and physiochemical conditions as a basis for benthic life. – Limnologica, **23:** (4): 285 - 294

WALLIS, P., M. (1978): Sources, transportation and utilization of dissolved organic matter in groundwater and streams. – Diss. Univ. Waterloo, Ontario

WALLIS, P. M, HYNES, H. B. N. & TELANG, S. A. (1981): The importance of groundwater in the transportation of allochthonous dissolved organic matter to the streams draining a small mountain bassin. – Hydrobiologia, **79:** 77 - 90

WALTER, H. (1976): Die ökologischen Systeme der Kontinente (Biogeographie). – Stuttgart: G. Fischer

WESTERMANN, F (1990): Vergleich der Makrobenthozönosen von unversauerten, versauerten, eisenbelasteten, und zeitweise trockenfallenden Waldbergbächen im Hils (Weser-Leine-Bergland, Südniedersachsen). – Deutsche Gesellschaft f. Limnologie, Erweiterte Zusammenfass. d. Jahrestagung Essen 1990: 371 - 375

WILLIAMS, D. D. (1984): The hyporheic zone as a habitat for aquatic insects and associated arthropods. – In: RESH, V. H. & ROSENBERG, D. M. (Ed.): The Ecology of Aquatic Insects. – Praeger Special Studies, 625 S .

ZWICK, P. (1993): Ökologie von Fließgewässern. – Biologie in unserer Zeit, **23** (5): 316 - 321

(bei der Schriftleitung eingegangen am 18. 11. 1996)

Anschrift der Autoren:

Dr. Hans Jürgen Hahn, Institut für Regionale Umweltforschung und Umweltbildung (IFU) an der Universität Koblenz-Landau, Abt. Landau, Im Fort 7, 76829 Landau i. d. Pfalz

Prof. Dr. Günter Preuß, Hugenottenstraße 7, 76855 Annweiler am Trifels

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: 83

Autor(en)/Author(s): Preuß Günter

Artikel/Article: Eine hyporheische Verockerungszone als Teil des Oberflächenwasser-Grundwasser-Boden-Okotons der Wieslauter (Pfalz) 209-242