





**Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und  
Quartärforschung**

Herausgegeben von JÖRG VÖLKEL

Band 7

THOMAS RAAB

**Erfassung und Bewertung von Landschaftswandel  
in (prä-)historischen Montangebieten  
am Beispiel Ostbayerns**

2005

Diese Arbeit wurde im Jahr 2005  
von der Philosophischen Fakultät III (Geschichte, Gesellschaft und Geographie)  
der Universität Regensburg als Habilitationsschrift angenommen





## **Vorwort**

Nach Abschluss der Promotion mit quartärwissenschaftlicher Fragestellung im Jahr 1999 und dem darauf folgenden Wechsel auf eine Assistentenstelle bei Herrn Professor Dr. Jörg Völkel an der Friedrich-Schiller-Universität Jena entwickelte sich im Rahmen der Mitkonzipierung eines Sonderforschungsbereiches dort vor Ort und unter Bewilligung eines gemeinsam mit Herrn Professor Völkel eingeworbenen Forschungsprojektes zu Auswirkungen des ehemaligen Uranbergbaus in Ostthüringen (DFG-AZ VO 585/10-1, -2) das wissenschaftliche Interesse des Verfassers an pedoökologischen und geomorphodynamischen Prozessen in Bergbaufolgelandschaften. Mit dem Wechsel an die Universität Regensburg im Jahr 2001 ergab sich auf Anregung von Herrn Professor Völkel die Möglichkeit, unter Mitbetreuung des Projektbereiches E „Landschaftswandel infolge mittelalterlichen Bergbaus im Vils- und Naabtal“ in dem hier von Herrn Professor Dr. Peter Schauer begründeten und bereits etablierten DFG-Graduiertenkolleg 462 „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ diesen für das Habilitationsvorhaben als einen Bearbeitungsschwerpunkt auszubauen. Die methodischen Verschränkungen zwischen den unterschiedlichen landschaftsökologischen Arbeitsansätzen in Bergbaufolgelandschaften haben Vorgehensweise und Interpretation sehr befruchtet. Das interdisziplinäre Forschungsumfeld, in welchem das Vorhaben an der Universität Regensburg maßgeblich von Herrn Professor Dr. Peter Schauer (Lehrstuhl für Vor- und Frühgeschichte) und vom GRK-Sprecher Herrn Professor Dr. Jörg Völkel (Professur für Bodenkunde) gefördert wurde, bot einen hervorragenden Rahmen. Beiden Herren Professoren danke ich sehr für die mir zu Teil gewordene Unterstützung und für das in mich gesetzte Vertrauen.

Die Arbeitsgruppe Bergbau des GRK 462 im Vils- und Naabtal setzte sich unter anderem aus den Doktorandinnen Frau Dipl.-Geogr. Sabine Beckmann, Frau Dipl.-Geol. Kerstin Hürkamp und Frau Dipl.-Geogr. Nadine Richard zusammen, die von Herrn Professor Völkel betreut werden. Deren wissenschaftliche Vorhaben haben mit ihren unterschiedlichen methodischen Konzepten und den daraus gewonnenen Ergebnissen sehr dazu beigetragen, die im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit erzielten Erkenntnisse zum anthropogen induzierten Landschaftswandel an der Vils zu erweitern. Dafür spreche ich allen Arbeitsgruppenmitgliedern meinen herzlichen Dank aus.

Die Durchführung der mehrjährigen Feld- und Laborarbeiten wurde ferner ermöglicht durch eine Vielzahl an studentischen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, denen ich ebenfalls sehr danke. Die Leitung der Arbeiten im bodenkundlich-geomorphologischen Labor des Institutes für Geographie oblag Frau Chemielaborantin Tanja Heindl sowie Frau Dipl.-Geol. Kerstin Hürkamp, denen ich dafür besonders verbunden bin. Herr Dr. Harald Huber (Lehrstuhl für

Mikrobiologie) übernahm freundlicherweise die Belange des Strahlenschutzes, die für den Betrieb der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse notwendig sind.

Die Arbeiten haben zudem wichtige Unterstützung von Seiten kommunaler und regionaler Behörden und Institutionen in Form von historischen Unterlagen, Genehmigungen, Bescheiden etc. erhalten. In diesem Zusammenhang danke ich besonders dem Bergbau- und Industriemuseum Ostbayern in Theuern und seinem ehemaligen Leiter Herrn Dipl.-Geol. Dr. Helmut Wolf, dem Wasserwirtschaftsamt (WWA) Amberg, vertreten durch die Herren Dipl.-Biol. Dr. Thomas Bittel, Dipl.-Geol. Alois Fischer, Dipl.-Ing. Christian Götz und Dipl.-Ing. Peter Fröhlich sowie dem Forstamt Amberg, ehemals vertreten durch Herrn Leitenden Forstdirektor Siegfried Kutscher (jetzt Forstdirektion Niederbayern/Oberpfalz). Das WWA Amberg hat überdies einen wichtigen Beitrag geleistet, indem eine anhaltende Forschungs-kooperation mit der Professur für Bodenkunde an der Universität Regensburg aufgebaut werden konnte, die seit 2002 im oberen Vilstal die montan bedingten Probleme des Grundwasserschutzes untersucht.

Wichtige Anregungen und Erfahrungen konnte ich auf mehreren Tagungen und Exkursionen mit Fachkollegen sammeln, die ich gemeinsam mit Herrn Professor Völkel in Regensburg und speziell im Vilstal zur Thematik des montan bedingten Landschaftswandels ausgerichtet habe. Stellvertretend möchte ich den Teilnehmern der Jahrestagung des Arbeitskreises für Bodengeographie 2003 in Regensburg danken. Ferner danke ich sehr herzlich meinem Kollegen Herrn Dipl.-Geogr. Dr. Matthias Leopold für die Diskussionen und die kritischen Anregungen.

Meiner Frau und Kollegin Dr. Alexandra Raab danke ich sehr für die Rücksichtnahme auf die zeitintensiven Arbeiten und die fachliche Unterstützung.

Dem Herausgeber der Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung danke ich für die Aufnahme der Arbeit in seiner Reihe.

Das Manuskript wurde im Mai 2005 abgeschlossen.

Regensburg, im Oktober 2005

Vorwort

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Tabellenverzeichnis

1	Einführung .....	1
1.1	Begriffsbestimmungen und Problemstellung .....	1
1.2	Zielsetzung und Konzeption .....	5
2	Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten .....	9
2.1	Veränderungen in der Lithosphäre .....	10
2.2	Veränderungen in der Reliefsphäre .....	16
2.3	Veränderungen in der Pedosphäre .....	26
2.4	Veränderungen in der Hydrosphäre .....	32
2.5	Veränderungen in der Atmosphäre .....	42
2.6	Veränderungen in der Biosphäre.....	47
3	Erfassung und Bewertung von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten – Fallstudien aus Ostbayern .....	54
3.1	Grundzüge des Naturraumes .....	54
3.2	Abriss der Montangeschichte .....	58
3.3	Fallstudie A – Boden- und Reliefveränderungen im Umfeld von historischen Eisenhammerwerken an der Vils südlich von Amberg .....	60
3.3.1	Problemstellung und Zielsetzung .....	60
3.3.2	Untersuchungsgebiet.....	61
3.3.3	Methoden.....	65
3.3.4	Ergebnisse und Diskussion .....	67
3.3.4.1	Art und Ausmaß der Reliefveränderungen.....	67
3.3.4.2	Feldmerkmale, Aufbau und Verbreitung der Böden und Sedimente.....	70
3.3.4.2.1	Böden und Sedimente im Reliefabschnitt IV .....	70
3.3.4.2.2	Böden und Sedimente im Reliefabschnitt III .....	74
3.3.4.3	Physikochemische Merkmale der Böden und Sedimente .....	78
3.3.4.3.1	Einschichtige Kolluvien.....	78
3.3.4.3.2	Mehrschichtige Kolluvien.....	82
3.3.4.4	Zur zeitlichen Einordnung der Bodenerosion .....	86
3.3.4.4.1	Zum Alter der Kolluvien in der Tiefenlinie des Trockentales .....	86
3.3.4.4.2	Zum Alter des Runsensystems.....	87
3.3.5	Schlussfolgerungen .....	89
3.3.6	Resümee und Ausblick.....	92
3.4	Fallstudie B – Erfassung montan bedingter Metallanreicherungen in der Vilsaue bei Freihung/Opf. mittels der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA).....	93
3.4.1	Problemstellung und Zielsetzung .....	93
3.4.2	Grundlagen und technische Merkmale der FP-RFA .....	95

3.4.2.1	Allgemeine Grundlagen .....	95
3.4.2.2	Spezifische Konfiguration und Funktionsweise .....	95
3.4.2.3	Interferenzen und Fehler .....	96
3.4.2.4	Analyseverfahren eines NITON XL 722s FP-RFA-Gerätes .....	96
3.4.3	Evaluierung der FP-RFA .....	98
3.4.3.1	Ex-situ-Nachweisgrenzen .....	98
3.4.3.2	Ex-situ-Genauigkeit .....	100
3.4.3.3	Ex-situ-Vergleichbarkeit .....	102
3.4.4	Anwendungsaspekte der FP-RFA – Erfassung von Schwermetallanreicherungen in Auenböden des historischen Bleibergbaugebietes von Freihung/Opf. ....	105
3.4.4.1	Problemstellung und Zielsetzung .....	105
3.4.4.2	Differenzierte und erweiterte Kennzeichnung der Schwermetallanreicherungen ...	108
3.4.4.3	Erfassung kleinräumiger Schwermetallanreicherungen .....	110
3.4.5	Resümee und Ausblick .....	114
3.5	Fallstudie C – Moore des Bayerischen Waldes als Geoarchive montan bedingter Metallanreicherungen der Atmosphäre – Vergleichende Untersuchungen zur Depositionsgeschichte von Blei und seiner Bindungsform in Torfen .....	116
3.5.1	Problemstellung und Zielsetzung .....	116
3.5.2	Untersuchungsgebiet .....	119
3.5.2.1	Lage, Kennzeichen und Profilaufbau der Moore .....	119
3.5.2.2	Potentielle lokale Schwermetallemitterten .....	121
3.5.3	Methoden .....	122
3.5.3.1	Beprobung und Aufbereitung der Torfe .....	122
3.5.3.2	<sup>14</sup> C-AMS-Datierungen .....	125
3.5.3.3	pH-Wert .....	125
3.5.3.4	Schwermetallanalytik .....	125
3.5.4	Ergebnisse und Diskussion zur Depositionsgeschichte und den Bindungsformen – Vergleichende Darstellung der <sup>14</sup> C-Alter und Bleigehalte .....	127
3.5.4.1	Zur Depositionsgeschichte – <sup>14</sup> C-Alter der Torfe und Gesamtgehalte an Blei .....	127
3.5.4.2	Zur potentiellen Mobilisierung – pH-Milieu und Bleigehalte in organischer und leicht mobilisierbarer Bindungsform .....	132
3.5.5	Schlussfolgerungen .....	138
3.5.6	Ausblick .....	139
4	<i>Analyse von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten – Synthese</i> .	141
4.1	Die Kennzeichnung des Reliefs als Grundlage der Landschaftsanalyse .....	142
4.2	Die Verknüpfung Relief-Boden-Sediment – Der Ansatz der soil geomorphology .....	150
5	<i>Zusammenfassung und Ausblick</i> .....	161
6	<i>Literaturverzeichnis</i> .....	164
7	<i>Anhang</i> .....	187

## Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1:** Gliederung der Kulturentwicklung in Mitteleuropa seit dem Ende des Neolithikums (nach Probst 1996, Lüning 1996, Rind 1997) sowie ausgewählte Gebiete Europas, in denen historischer oder prähistorischer Bergbau betrieben wurde (Auswahl der Gebiete in Anlehnung an die in dieser Arbeit dargestellten Beispiele). ..... 1
- Abb. 2:** Lage der Fallstudien A, B und C im naturräumlichen Gefüge Ostbayerns. .... 6
- Abb. 3:** Die Differenzierung der Geosphäre in Atmosphäre, Lithosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Pedosphäre nach Liebscher (1990: 4), Strasburger (1991: 831, 867ff.) und Schaefer (1992: 231) unter Berücksichtigung der Reliefsphäre nach Zepp (2004: 25f.). Darstellung verändert und erweitert nach Liebscher (1990: 4). ..... 9
- Abb. 4:** Veränderung der Lithosphäre durch Tagebau und Untertagebau. **Links:** Veränderung der Lithosphäre infolge obertägigen Abbaus von Silbereisen im Fichtelgebirge während des späten Mittelalters. Lang gestreckte Grube in einer saiger stehenden Vererzung bei Neubau am Fichtelsee. Aufnahme Oktober 2000. **Rechts:** Veränderung der Lithosphäre infolge untertägigen Abbaus von silberhaltigen Erzen im St. Ulricher Revier des Schwarzwaldes während des späten Mittelalters. Horizontaler Stollen im Birkenberg. Aufnahme September 2004. .... 11
- Abb. 5:** Ausschnitt aus dem Schachtsystem der bronzezeitlichen Kupferminen am Great Orme's Head, Wales. Aus Craddock (1995), nach Lewis (1990). ..... 12
- Abb. 6:** Freipräparierte vertikale Stollensysteme in der tertiären Molasse des neolithischen Feuersteinbergwerkes von Abensberg-Arnhofen. Aufnahme Juli 2002. .... 13
- Abb. 7:** Historische Darstellung aus dem 16. Jahrhundert von Stollenanlagen in einem Bergwerk. Neben den Handhaspeln zur Schachtförderung und den Holzverschalungen der Schächte ist auch deutlich die Zerstörung der Waldvegetation anhand der Baumstrünke zu erkennen. Aus Agricola (1980: 80). ..... 14
- Abb. 8:** Luftbildaufnahme der montan bedingten Voll- und Hohlformen am Copa Hill, Cwmystwyth, Wales, an dem bronzezeitlicher Kupferbergbau belegt ist (<http://www.rcahmw.org.uk/uplands-10years/2001-cs-0351.jpg>; Royal Commission on the Ancient and Historical Monuments of Wales; Slide No.2001-cs-0351). ..... 17
- Abb. 9:** Schematisches Blockbild zur Veränderung der Litho- und Reliefsphäre im Zuge des fortschreitenden Abbaus eines saiger stehenden Erzganges mit Übergang vom Tagebau in den Tiefbau. 1 Punktueller Ausstrich an der Oberfläche; 1' Linearer Ausstrich an der Oberfläche; 2 Punktueller Abbau in einer Trichtergrube; 3 Linearer Abbau in Streichrichtung des Ganges; 4 Umformung der Halde und Tiefbau mittels Handhaspelförderung. Darstellung der Bergbautechniken des Erzgebirges im 12. Jahrhundert. Aus Wagenbreth & Wächtler (1986: 113). ..... 18
- Abb. 10:** Trichtergruben auf der Hochfläche der Mittleren Frankenalb. Erzberg bei Traidendorf nördlich Kallmünz und westlich der Vils, Landkreis Regensburg. Aufnahme April 2001. .... 19
- Abb. 11:** Schema eines Bergschadens auf dem Freiburger Erzgang und seiner Beseitigung. **a)** Situation vor dem Bergschaden. Ein offener Schacht (A) wurde nach dem Abbau des Erzes mit Holz (H) abgestützt, um die Hohlform aufzufüllen (F) und die Oberfläche zu rekonstruieren. **b)** Bei Überbelastung und/oder Alterung der Holzdecke kommt es zum Einsturz im Bereich des ehemaligen Schachtes (b), während im bergbaulich nicht betroffenen Bereich (a) keine Nachsackungen auftreten. **c)** Durch eine neuzeitliche Betondecke (B) und Verfüllung (NF) wird der Bergschaden behoben. Etwas davon entfernt hat sich ein weiterer Bergschaden gebildet (S). Aus Wagenbreth & Wächtler (1986: 129). ..... 20
- Abb. 12:** Pinge von Altenberg, Osterzgebirge, Sachsen. Ansicht von Westen mit dem Geisingberg im Hintergrund. Aufnahme Oktober 2001. .... 21
- Abb. 13:** Montan bedingte Reliefformen im Gebiet des erzgebirgischen Zinnbergbaus mit den Grubenfeldern des Zinnseifenabbaus in der Talau sowie der Entwicklung der Pinge von Altenberg. 1 Geländerelief nach dem Waschen von Zinnstein aus Zinnseifen; 2 Pferdegöppel und Förderung von Zinnerz aus dem Zinngranit bzw. (nach 1545) die Pinge; 3 Glockenturm; 4 Aschergaben (1460); 5 Pochwerk und Zinnwäsche; 6 Zinnhütte; 7 Quergraben (1550); 8 Galgenteiche (1550); 9 Zwitterstocks Tiefer Erbstolln (1491 bis 1553, zum Wasserabfluss); 10

- Pulverhaus (17./18. Jh.); 11 Wetterschacht (20. Jh.); 12 Schachanlage des VEB Zinnerz Altenberg (um 1980); A Altenberg. Aus Wagenbreth & Wächtler (1989: Abb. 2.10). ..... 22
- Abb. 14:** Historische Darstellungen des Transports von Langholz (**oben**) und von Erz (**unten**) für die Rote Grube Sankt Nikolaus in La Croix-aux-Mines im lothringischen Bergbaurevier während des 16. Jahrhunderts. Kolorierte Federzeichnungen des Malers Heinrich Gross aus dem 16. Jahrhundert. Aus Winkelmann (1962). ..... 24
- Abb. 15:** Lineare Erosionsformen im Vilstal/Opf. **Oben:** Gully (Runse) eines Erosionssystems im Hirschwald südlich von Amberg, das von der Albhochfläche zum ehemaligen Hammerwerk Leidersdorf (vgl. Abb. 25) verläuft; Aufnahme Juni 2001. **Unten:** Fahrspuren eines Hohlwegsystems am Fischerberg nordwestlich von Kallmünz, das von den Trichtergruben am Erzberg (vgl. Abb. 10) zum ehemaligen Hammerwerk Traidendorf verläuft; Aufnahme April 2001. .... 25
- Abb. 16:** Zerstörung von Böden und ihre Betrachtung auf verschiedenen Maßstabsebenen. **Oben links:** Profil eines ungestörten Podsol im Sandholz nordwestlich von Gebenbach, Landkreis Amberg-Sulzbach. **Oben rechts:** Lage wie oben links, allerdings etwa 20 Meter entfernt im Bereich eines Forstweges; eine Horizontierung ist deutlich vorhanden, jedoch sichtlich anthropogen gestört. **Mitte:** Lage wie oben links; der Schnitt schließt einen Hohlweg quer zur Fahrtrichtung auf; der Podsol ist bis zum sandig verwitternden Ausgangsgestein abgetragen; ab 40 cm Tiefe sind humose kolluviale Verfüllungen des Hohlweges zu erkennen. **Unten:** Blick über die Schwandorfer Bucht auf den Falkensteiner Vorwald in das Restloch des Braunkohletagebaus südöstlich von Irlach, Landkreis Schwandorf; die Böden sind großflächig abgetragen. Alle Aufnahmen Mai 2001. .... 27
- Abb. 17:** Vergrabene Halden im Mansfelder Land. **Oben:** Schema zur Technologie der Haldenvergrabung und späteren Exhumierung. Aus Oertel (2003: 54). **Unten:** Profil einer vergrabenen Halde bei Hettstedt mit schwarzem, schwermetallreichem Haldenmaterial unter braunem Pflughorizont; Aufnahme Mai 2003. .... 29
- Abb. 18:** Die Anreicherung von Schwermetallen in Auenböden. **Oben:** Pochsande als schwermetallreiche Residualfraktion der Erzaufbereitung in einem Profil eines Auenbodens in der Selkeaue (Harz); Aufnahme Mai 2003. **Unten:** Karte der Bleigehalte in den Oberböden im Einzugsbereich der mittelalterlichen Bergbaureviere des südlichen Schwarzwaldes. Aus Goldenberg (2000: 113). .... 31
- Abb. 19:** Zerstörung eines Niedermooses in einer Tongrube bei Klardorf, Landkreis Schwandorf. Durch Sumpfungsmaßnahmen im Zuge des Abbaus der Lagerstätte wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt. Der ehemals permanent grundwassergesättigte Torfkörper ist trockengefallen und unterliegt seitdem einer aeroben Abbaudynamik. Aufnahme Juli 2001. .... 34
- Abb. 20:** Historische Darstellung eines Wasserkehrrades (16. Jahrhundert), das zur Sumpfung von Bergwerken eingesetzt wurde. Aus Agricola (1980: 170). .... 35
- Abb. 21:** Austretendes Grubenwasser im Selketal (Harz). Das Grubenwasser ist reich an Metallen, die am Übergang in die Selkeaue ausfallen. Im Hintergrund ist der Stolleneingang eines historischen Bergwerkes zu erkennen, aus dem das Grubenwasser ausströmt. Aufnahme September 1995. 36
- Abb. 22:** Der wieder entstehende Salzige See im Mansfelder Land, Sachsen-Anhalt. Aufnahme Mai 2003. .... 37
- Abb. 23:** Das von 44 - 54 n. Chr. angelegte Stollensystem unter dem Monte Salviano am Fuciner See in Mittelitalien. **Oben:** Aufriss des 5560 m langen Stollensystems. Aus Wilsdorf (1987: 78). **Unten:** Photo eines Horizontalstollens. Aus Campanelli (2001: 11). .... 38
- Abb. 24:** Verbreitung und Lage der Hammerwerke des Oberpfälzer Reviers im Mittelalter. Aus von Stromer (1987: 177) nach Lutz (1941). .... 40
- Abb. 25:** Das ehemalige Hammerwerk und Hammergut in Leidersdorf an der Vils südlich von Amberg. **Oben:** Ansicht des historischen Hammerwerks von Norden mit Stauhaltung der Vils; Aufnahme April 2003. **Unten:** Historische Ansicht des Hammerguts um 1730; aus „Mundi miraculum sen. S. Otto Episcop. Bamberg. Monsit. Ensdorfens“, Amberg 1730. .... 41
- Abb. 26:** Geschichte der Bleiproduktion (A) und der aus Geoarchiven rekonstruierten Bleianreicherungen der Atmosphäre (B-H) für die Zeit von 2000 BC bis 2000 AD nach verschiedenen Autoren. Aus Renberg et al. (2001). Die beiden schattierten Vertikalbalken zeigen

das Maximum der römerzeitlichen Bleiproduktion (100 BC bis 200 AD) und den mittelalterlichen Anstieg der Bleiverschmutzung (1000 bis 1200 AD).....	43
<b>Abb. 27:</b> Historische Darstellung eines Röststadels zur Erzaufbereitung aus dem 16. Jahrhundert. Aus Agricola (1980: 237). .....	44
<b>Abb. 28:</b> Historische Darstellung einer Flugstaubkammer über den Schachtöfen. Aus Agricola (1980: 348).....	46
<b>Abb. 29:</b> Abgetrenntes Ende eines hallstattzeitlichen Grubenholzes mit deutlich sichtbaren Hieben der Bronzeext. Ostgruppe, 800 - 400 v. Chr. Museum Hallstatt. Aufnahme Mai 2004. ....	47
<b>Abb. 30:</b> Historische Darstellung der Vogesen im 16. Jahrhundert. Großflächige Entwaldung bis in die Kammbereiche zur Holzkohlegewinnung. Kolorierte Federzeichnung des Malers Heinrich Gross aus der Bildfolge „Die Rote Grube Sankt Nikolaus in La Croix-aux-Mines“. Aus Winkelmann (1962). .....	48
<b>Abb. 31:</b> Moderne Verteilung zwischen Wald- und Offenland in den Vogesen. Weitflächige Hochwaldnutzung der Hänge, Hochlagen und Kammbereiche. Das Relief zeichnet sich durch die für höhere Mittelgebirge Zentraleuropas typischen lang gestreckten Hänge aus. Aufnahme Mai 2002.....	49
<b>Abb. 32:</b> Historische Darstellung des Ortes Hall in Tirol aus dem 16. Jahrhundert. Ausschnitt aus einer Tafel im Anhang des Schwazer Bergbuches von 1556 in der Ausgabe Kodex Dip 856 des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum in Innsbruck. Beachtenswert ist der große Holzplatz, auf dem Baumstämme für die Saline gelagert sind. Aus Fettweis (2004: 142). .....	51
<b>Abb. 33:</b> Vegetationsdepressionen bei Benndorf im Mansfelder Land im Jahr 1997. Aus Oertel (2003: 50). Das zurückbleibende Getreide zeigt deutlich die Muster des schwermetallreichen Haldensubstrates aus dem mittelalterlichen Kupferschieferbergbau, das ab Mitte des 19. Jahrhunderts vergraben wurde, um nachfolgend eine landwirtschaftliche Nutzung zu ermöglichen (vgl. auch Kap. 2.2). .....	53
<b>Abb. 34:</b> Lage der Fallstudien A, B und C im naturräumlichen Gefüge Ostbayerns. ....	55
<b>Abb. 35:</b> Geologische Übersicht von Bayern und Lage der Fallstudien. Aus Wolf (1986). ....	55
<b>Abb. 36:</b> Relief, Vegetation und Klima Ostbayerns mit der Lage der Fallstudien. <b>Oben links:</b> Höhengschichten. Aus BayFORKLIM (1996: Karte 01). <b>Oben rechts:</b> Satellitenbild. <b>Unten links:</b> Tagesmittel der Lufttemperatur im Jahr. Aus BayFORKLIM (1996: Karte 02). <b>Unten rechts:</b> Niederschlagssumme im Jahr. Aus BayFORKLIM (1996: Karte 25). .....	57
<b>Abb. 37:</b> Denkmäler und Landschaftsveränderungen des historischen Montanwesens an der Vils südlich von Amberg und ihr kausaler Zusammenhang. Weitere Ausführungen im Text. ....	61
<b>Abb. 38:</b> Das Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf. Lage im Vilstal, Relief. Datengrundlage: Digitales Geländemodell DGM 25 des Bayer. Landesvermessungsamtes, Nutzungserlaubnis vom 15.10.2002, AZ: VM 3820 B-3094; Entwurf und Bearbeitung: T. Raab & S. Beckmann; (prä-)historische Boden- und Bergbaudenkmäler nach Stroh (1975); Verbreitung von Erosionsformen im östlichen Hirschwald nach eigenen Befunden.....	64
<b>Abb. 39:</b> Morphogenetische Differenzierung des Erosions-Akkumulationssystems im Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf. 50 cm-Isohypsenkarte basierend auf tachymetrischen Aufnahmen. Kartenausschnitt rechts unten aus TK 1:25.000 Blatt 6637 Rieden. ....	69
<b>Abb. 40:</b> Reliefformen, Böden und Sedimente der Catena I. ....	72
<b>Abb. 41:</b> Ansicht der Bodenprofile der Catena I. <b>Oben:</b> Profil 6637-155 (links) und -150 (rechts). <b>Mitte:</b> Profil 6637-154 (links) und -151 (rechts). <b>Unten:</b> Profil 6637-153 (links) und -152 (rechts). ....	73
<b>Abb. 42:</b> Reliefformen, Böden und Sedimente der Catena II. ....	76
<b>Abb. 43:</b> Ansicht der Bodenprofile der Catena II. <b>Oben:</b> Profil 6637-156 (links) und -160 (rechts). <b>Mitte:</b> Profil 6637-157 (links) und -158 (rechts). <b>Unten:</b> Profil 6637-161 (links) und -5 (rechts). .	77
<b>Abb. 44:</b> Physikochemische Kennwerte des Profils 6637-5. Ein einschichtiges Kolluvium überlagert zwei Basislagen (II und III). ....	79

<b>Abb. 45:</b> Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus dem Kolluvium des Profils 6637-5 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). <b>Oben:</b> 6637-5/DS1 (10-18 cm = Al). <b>Unten:</b> 6637-5/DS2 (30-38 cm = Al+Bt).....	80
<b>Abb. 46:</b> Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus dem Kolluvium des Profils 6637-5 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). <b>Oben:</b> 6637-5/DS3 (50-58 cm = Al+Bt). <b>Unten:</b> Detailansicht (x 3) 6637-5/DS3 (50-58 cm = Al+Bt).....	81
<b>Abb. 47:</b> Physikochemische Kennwerte des Profils 6637-3. Ein dreischichtiges Kolluvium überlagert zwei Basislagen (IV und V).....	83
<b>Abb. 48:</b> Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus den Kolluvien des Profils 6637-3 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). <b>Oben:</b> 6637-3/DS1 (12-20 cm = Al). <b>Unten:</b> 6637-3/DS2 (36-44 cm = IIBt/IIIBt).....	84
<b>Abb. 49:</b> Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus den Kolluvien des Profils 6637-3 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). 6637-3/DS3 (64-72 cm = III Bt). .....	85
<b>Abb. 50:</b> Altersbestimmungen an Proben aus den Kolluvien ( <sup>14</sup> C und IRSL). .....	87
<b>Abb. 51:</b> Reliefformen, Böden und Sedimente des Schnittes A sowie Altersbestimmungen ( <sup>14</sup> C). .....	89
<b>Abb. 52:</b> Modell der Landschaftsentwicklung mit den Hauptphasen des menschlichen Eingriffes. Nicht maßstabsgerechter Querschnitt. ....	91
<b>Abb. 53:</b> Konfiguration und Funktionsweise eines feldportablen Röntgenfluoreszenzanalysators (FP-RFA) der Serie XL 700 der Firma NITON. Aus NITON (2001). .....	96
<b>Abb. 54:</b> Durchführung der FP-RFA. <b>Links:</b> <i>In situ</i> an einem Bodenmonolith. <b>Rechts:</b> <i>Ex situ</i> an gemahlene Proben in Analysebechern mittels einer Probenhalterung. ....	97
<b>Abb. 55:</b> Ex-situ-Nachweisgrenzen der FP-RFA als 3,3-fache Standardabweichung einer Blindwertmessreihe (t = 60s, n = 47). Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.....	99
<b>Abb. 56:</b> Ex-situ-Nachweisgrenzen der Elemente Blei, Arsen und Zink in Abhängigkeit der Analysedauer bestimmt als 3,3-fache Standardabweichungen von Blindwertmessreihen (n = 12). .....	100
<b>Abb. 57:</b> Gemittelte Blei-, Arsen- und Zinkgehalte einer Messreihe (n = 12) an zwei Referenzstandards, bestimmt mittels FP-RFA in Abhängigkeit der Analysedauer. Standardabweichungen sind als Fehlerbalken dargestellt. Zertifizierte Gehalte stehen jeweils rechts (schraffierte Signatur). <b>Linke Reihe:</b> NIST 2709. <b>Rechte Reihe:</b> NIST 2710. ....	101
<b>Abb. 58:</b> Lineare Korrelation der mittels ICP-MS und FP-RFA bestimmten Gehalte an Blei von Bodenproben der Vilsaue zwischen Vilseck und Freihung/Opf. (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab).....	104
<b>Abb. 59:</b> Lineare Korrelation der mittels ICP-MS und FP-RFA bestimmten Gehalte an Zink von Bodenproben der Vilsaue zwischen Vilseck und Freihung/Opf. (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab).....	104
<b>Abb. 60:</b> Lage des Arbeitsgebietes im oberen Vilstal mit den Stellen der Rammkernsondierungen ( <b>oben</b> ) und bodenkundlich-sedimentologisches Idealprofil der Vilsaue im Untersuchungsgebiet ( <b>unten</b> ). Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.....	106
<b>Abb. 61:</b> Prozentuale Verteilung der Bleigehalte in den fünf untersuchten Tiefenstufen der Aue. Gehalte bestimmt im Königswasser mittels ICP-MS (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp). .	107
<b>Abb. 62:</b> Absolutgehalte an Blei, Zink und Arsen in der Tiefenstufe 0 – 100 cm der Aue. Gehalte bestimmt im Königswasser mittels ICP-MS (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp). .....	108
<b>Abb. 63:</b> Gehalte an Blei, Zink und Arsen in den Auenböden des oberen Vilstales in Abhängigkeit der Bodenhorizonte bestimmt mittels FP-RFA. Dargestellt sind Mittelwerte und Standardabweichungen aus 1915 Einzelmessungen. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab. ....	109
<b>Abb. 64:</b> Schema der Entnahme von Bodenmonolithen und der In-situ-Messungen mittels FP-RFA zur Kennzeichnung der kleinräumigen Verteilung der Bleigehalte in den Oberböden der Vilsaue bei Gressenwöhr. Dargestellt ist auch das Schema der Beprobung für die Ex-situ-Messung (Entwurf	



und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab).....	110
<b>Abb. 65:</b> Verteilung der Bleigehalte (mg/kg) in den Bodenmonolithen bei Gressenwöhr bestimmt mittels In-situ-FP-RFA. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab. ....	112
<b>Abb. 66:</b> Vergleich der <i>in situ</i> bestimmten Bleigehalte (mg/kg) in den Bodenmonolithen mit den <i>ex situ</i> ermittelten Gehalten der sieben Tiefenstufen. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab. ....	113
<b>Abb. 67:</b> Statistische Auswertung der Ex-situ- vs. In-situ-FP-RFA Messungen. Anteil der gemittelten Ex-situ-Gehalte an den In-situ-Gehalten. 1 sigma Vertrauensbereich (68,3 %): gepunktete Linie; 2 sigma Fehler (95,4 %): durchgezogene Linie.....	114
<b>Abb. 68:</b> Lage der untersuchten Moore. <b>Oben:</b> Übersicht. <b>Mitte:</b> Kleiner Arbersee-Moor. <b>Unten:</b> Rotfilz. Alle Ausschnitte aus Top50 CD-ROM Bayern (Nord) des Bayerischen Landesvermessungsamtes, 1997 (Oben: TK 1:200.000, Mitte und Unten: TK 1:50.000). ....	119
<b>Abb. 69:</b> Kennzeichen der Moore und Aufbau der untersuchten Profile. ....	121
<b>Abb. 70:</b> Schema der Probennahme im Gelände und Beprobung der Torfkerne im Labor. ....	124
<b>Abb. 71:</b> Ergebnisse der <sup>14</sup> C-AMS-Datierungen (cal, 2σ) von Torfproben aus dem Rotfilz und dem Kleiner Arbersee-Moor. ....	128
<b>Abb. 72:</b> Gesamtgehalte mit Standardabweichungen der Bleianalysen (HNO <sub>3</sub> -Aufschluss) in den Torfkernen vom Kleiner Arbersee-Moor und vom Rotfilz und Darstellung der Gehalte als geglätteter Graph (Gehalt : Tiefe = 1 : 2). Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71. ....	130
<b>Abb. 73:</b> Vergleich der geglätteten Gesamtgehaltkurven des Bleis (vgl. Abb. 72) mit den <sup>14</sup> C-Datierungen (cal, 2σ) sowie dem Profilaufbau in beiden Mooren. Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71. ....	132
<b>Abb. 74:</b> Tiefenverlauf der pH <sub>CaCl2</sub> -Werte im Kleiner Arbersee-Moor und im Rotfilz. Tiefenachse: 1 = 0 - 2 cm, 2 = 4 - 6 cm, 3 = 8 - 10 cm etc. Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71. ....	133
<b>Abb. 75:</b> Bleigehalte inkl. Standardabweichungen der HNO <sub>3</sub> -, EDTA- und NH <sub>4</sub> NO <sub>3</sub> -löslichen Fraktionen im Kleiner Arbersee-Moor ( <b>oben</b> ) und im Rotfilz ( <b>unten</b> ). Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.....	135
<b>Abb. 76:</b> Mobilisierbare Anteile der Bleigehalte im Kleiner Arbersee-Moor und im Rotfilz, dargestellt als Prozentanteil der Fraktion NH <sub>4</sub> NO <sub>3</sub> an der Fraktion HNO <sub>3</sub> . Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.....	136
<b>Abb. 77:</b> Gehalte in der mobilisierbaren Fraktion und deren Anteile an den Gesamtgehalten im Rotfilz und im Kleiner Arbersee-Moor in Abhängigkeit der pH-Werte. <b>Oben:</b> Bleigehalte in Abhängigkeit der pH-Werte (CaCl <sub>2</sub> ). <b>Unten:</b> Anteile des NH <sub>4</sub> NO <sub>3</sub> -löslichen Bleis an den Bleigesamtgehalten (HNO <sub>3</sub> -Fraktion) in Abhängigkeit der pH-Werte (CaCl <sub>2</sub> ). ....	137
<b>Abb. 78:</b> Zusammenfassende Darstellung der Depositionsgeschichte für das atmosphärisch in Moore eingetragene Blei im Arbergebiet im Vergleich mit den Befunden zu Blei aus anderen Geoarchiven nach Renberg et al. (2001); vgl. Kap. 2.5, Abb. 26.....	139
<b>Abb. 79:</b> Vergleich der Darstellung von Runsen und Hohlwegen in Topographischen Karten und Geomorphologischen Karten. <b>Oben:</b> Hohlwegsystem an der Vils, dargestellt in einer Topographischen Karte. Die Darstellung des Hohlweges enthält keine morphometrisch-morphographischen Angaben (Ausschnitt aus TK 1 : 25.000, 6637 Rieden; Karte im Original in Farbe). <b>Unten:</b> Hohlwege am Rand des Oberrheingrabens südöstlich Ehrenstetten (Kreis Freiburg i. Br.). Die Hohlwege sind morphometrisch-morphographisch klassifiziert dargestellt. Ausschnitt aus GMK 1 : 5.000 aus Leser & Zollinger (1987: Beilage 1); Karte unmaßstäblich verkleinert. ....	143
<b>Abb. 80:</b> Digitale Geländemodelle von zwei Talabschnitten der Vils basierend auf 50-m-Rasterdaten des Bayerischen Landesvermessungsamtes (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, S. Beckmann, T. Raab). <b>Oben:</b> Vilstal im Raum Freihung-Vilseck. <b>Unten:</b> Vilstal zwischen Theuern und Rieden. ....	145
<b>Abb. 81:</b> Isohypsenkarte mit Detailansichten von Erosionsformen eines Hohlweg- und Runsensystems im Hirschwald bei Leidersdorf (vgl. Kap. 3.3.3), erstellt aus Vermessungsdaten einer tachymetrischen Geländeaufnahme.....	147

- Abb. 82:** Historische Karte des Gebietes von Schmidmühlen an der Vils, welche die Landnutzung und den Verlauf der Vils im 17. Jahrhundert zeigt (BHStA München, Karte Nr. 3602 „Plan von Emhofen und Schmidmühlen an der Vils in der Pfalz-Neuburg“, Autor unbekannt). Digitale Reproduktion: N. Richard. .... 148
- Abb. 83:** Ergebnis eines Vergleiches der Vilsläufe von 1632, 1832 und 1996 auf Basis Historischer Kartographie und Auswertung mittels eines Geographischen Informationssystems (GIS). Dargestellt sind Mäanderradius, Mäanderwellenlänge und Windungsgrad. Verwendete Karten: Karte Nr. 3602 aus dem BHStA München (siehe oben), Urkataster von 1832 (Nr. 5411 und 5412) und Orthophotos von 1996 (Nr. 5411 und 5412). Aus Raab et al. (2005). .... 148
- Abb. 84:** Analyse mehrerer Datenebenen aus unterschiedlichen historischen Zeiten im GIS am Beispiel der Modellierung morphologischer Veränderungen an der Vils (Entwurf und Bearbeitung: N. Richard). Aus: Raab et al. (2003a: 152). .... 149
- Abb. 85:** Verknüpfung der Daten aus Sedimentologie, Pedologie, Reliefanalyse und Absolutdatierung am Beispiel einer Runse im Hirschwald bei Leidersdorf an der Vils. .... 151
- Abb. 86:** Querprofil Wolfsbach, Niederfeld (Vilstal/Opf.). Vereinfachte Skizze der Geomorphologie, Geologie, Landnutzung und des Paläoreliefs. Deutlich zu erkennen ist die Verschneidung alluvialer und kolluvialer Sedimente, die belegt, dass die ehemalige Aue eine größere Ausdehnung in Richtung des westlichen Talhanges hatte (Entwurf und Bearbeitung: S. Beckmann). Aus Raab et al. (2005). .... 153
- Abb. 87:** Sediment- und Bodenprofile mit physikalischen und chemischen Parametern des Querprofils Wolfsbach, Niederfeld (vgl. Abb. 86). 6637-71 = Aue; 6637-64 = Unterhang (Entwurf und Bearbeitung S. Beckmann). Aus Raab et al. (2005). .... 154
- Abb. 88:** Wechselnde Stratigraphie der Auensedimente an der Vils nördlich von Vilseck, dargestellt in einem Querschnitt mit acht Rammkernsondierungen bei Flusskilometer 72. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp und T. Raab. .... 155
- Abb. 89:** Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte und Landnutzungsgeschichte im Raum Poign bei Bad Abbach, Niederbayern, abgeleitet aus pedologisch-sedimentologischen Studien an Kolluvien, <sup>14</sup>C-Datierungen und vor allem palynologischen Untersuchungen an fossilisierten Niedermoortorfen. Aus Raab A. et al. (2005). .... 156
- Abb. 90:** Lage des Baggerschnittes und Fund des Eichenholzes in der Vilsaue südlich von Schmidmühlen im Jahr 2002. **Oben:** Ansicht der Vilsaue mit Blick nach Süden. **Unten:** Lage des Holzes in den basalen Auensedimenten der Vils (Detailaufnahme des Eichenholzes: F. Herzig). .... 158
- Abb. 91:** Dünnschliffe aus dem Baggerschnitt durch die Vilsaue südlich von Schmidmühlen. Deutlich ist der feinstratigraphische Wechsel zwischen den beiden Beprobungstiefen (180 – 188 cm, oben; 195 – 203 cm, unten) in den unterschiedlichen Bodenarten und der Kornformen zu erkennen. Beide Proben stammen aus einem Bereich unter dem Grundwasserspiegel der Vilsaue, der durch Sumpfungsmaßnahmen für mehrere Tage trocken gelegt wurde. .... 159
- Abb. 92:** Prospektion verfüllter Schächte in einer Grabung am neolithischen Feuersteinbergwerk von Arnhofen bei Abensberg mittels *Ground Penetrating Radar (GPR)*. Aus Leopold & Völkel (2004). .... 160

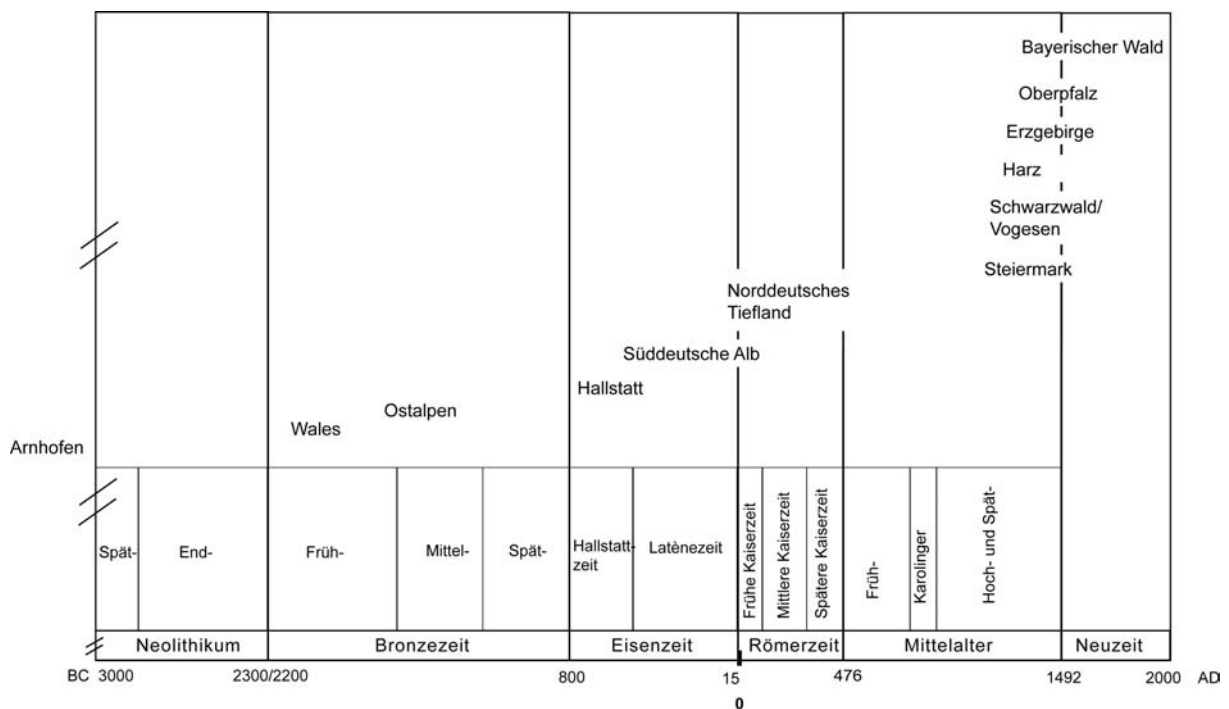
## **Tabellenverzeichnis**

<b>Tab. 1:</b> Die Entwicklungsstufen der Schachtfördertechnik im Freiburger Revier. Gekürzte Zusammenstellung nach Wagenbreth & Wächtler (1986: 34). .....	15
<b>Tab. 2:</b> Labormethoden und Verfahren der Geländeaufnahme.....	66

# 1 Einführung

## 1.1 Begriffsbestimmungen und Problemstellung

Neben den in Mitteleuropa vor 7500 Jahren beginnenden sozioökonomischen Umbrüchen der neolithischen „Revolution“ ist die später sich durchsetzende Metallverarbeitung eine der entscheidendsten und folgenreichsten Errungenschaften des frühgeschichtlichen Menschen (Sherratt 1996, Whittle 1996, Lennart 2004). Nicht zuletzt sind Metalle wie Kupfer und Eisen oder Legierungen wie Bronze namengebend für die postneolithischen Kulturen bis zur Römischen Kaiserzeit (Cunliffe 1996, Harding 1996, Sherratt 1996; Abb. 1).



**Abb. 1:** Gliederung der Kulturentwicklung in Mitteleuropa seit dem Ende des Neolithikums (nach Probst 1996, Lüning 1996, Rind 1997) sowie ausgewählte Gebiete Europas, in denen historischer oder prähistorischer Bergbau betrieben wurde (Auswahl der Gebiete in Anlehnung an die in dieser Arbeit dargestellten Beispiele).

Die Grundlage aller metallführenden Kulturen, bis hin zu den modernen, war beziehungsweise ist ein Montanwesen, welches die Prospektion, den Abbau, die Aufbereitung, die Verarbeitung und den Handel erhaltiger Rohstoffe gewährleistet (Wilsdorf 1987, Craddock 1995, Steuer & Zimmermann 2000, Craddock & Lang 2003). Aufgrund der über Jahrtausende währenden Persistenz montanwirtschaftlich geprägter Kulturen muss das Montanwesen nach Rodung und Ackerbau als der wesentliche landschaftsverändernde Faktor des Jungholozäns betrachtet werden. Infolgedessen ist ein Gebiet, in dem historischer oder

prähistorischer Bergbau intensiv und anhaltend betrieben wurde, auch eine besondere Form der Kulturlandschaft, die sich ihrerseits definiert als eine „durch menschliche Tätigkeit dauerhaft beeinflusste und strukturierte Landschaft (...)“. Damit ist die Kulturlandschaft das „(...) Gegenstück zu einer in Mitteleuropa aufgrund anthropogener Einflüsse nicht mehr anzutreffenden Naturlandschaft“ (Bork et al. 1998: 318). In Anlehnung an dieses Begriffsverständnis von Bork et al. (1998) definieren sich daher in dieser Arbeit prähistorische und historische Montanlandschaften als Landschaften, die durch ehemalige montanwirtschaftliche Aktivitäten und damit unmittelbar in Verbindung stehenden menschlichen Tätigkeiten dauerhaft beeinflusst und strukturiert wurden. Dabei werden im Folgenden prähistorische und historische Zeitscheiben als (prä-)historisch bezeichnet, soweit eine Differenzierung nicht möglich oder notwendig ist.

Im Rahmen der terminologischen Abgrenzung ist grundlegend zu beachten, dass der Begriff Kulturlandschaft in den verschiedenen Fachdisziplinen unterschiedlich definiert wird (Birks et al. 1988, Simmons 1989, McKibben 1990, Bayerl & Meyer 2003, Fowler, 2003a). Eine der klassischen Definitionen geht auf das frühe 20. Jahrhundert zurück (Sauer 1925). Sie betrachtet dabei drei Bereiche, nämlich die Kulturgruppe als schaffende Kraft, die Naturlandschaft als sich veränderndes Medium und die Kulturlandschaft als Resultat der Umgestaltung: „The cultural landscape is fashioned from a natural landscape by a culture group. Culture is the agent, the natural area the medium, the cultural landscape the result“ (Sauer 1925: 20). Aus diesem Verständnis heraus haben sich weitere, stärker differenzierte Blickrichtungen und Definitionen entwickelt, die unter anderem bei Fowler (2003b: 17) zusammengetragen sind. Sie alle basieren auf der Interaktion zwischen Mensch und Natur. So definiert vor dem Hintergrund der Schutzwürdigkeit die Organisation der Vereinten Nationen für Bildung, Wissenschaft, Kultur und Kommunikation (UNESCO) Kulturlandschaften als „(...) aus der Wechselwirkung von Mensch und Natur entstanden“ (Deutsche UNESCO-Kommission e.V. 2004: 2, vgl. auch Rössler 2003). Dabei unterscheidet das Welterbekomitee der UNESCO drei Arten von Kulturlandschaften: (i) durch Menschen bewusst konzipierte und geschaffene Landschaften, (ii) Landschaften in denen Menschen aufgrund ihrer Arbeit Charakteristisches geleistet haben und (iii) Landschaften, die sich durch religiöse, spirituelle oder geschichtliche Werte auszeichnen (UNESCO World Heritage Centre 1999: 9f., Deutsche UNESCO-Kommission e.V. 2004). Demnach sind Montanlandschaften sicherlich in die zweite Kategorie einzuordnen, in der (prä-)historische Formen durch die Subkategorie (iia) fossil beziehungsweise reliktsch berücksichtigt sind. Aktuell sind 37 Kulturlandschaften in die Liste der *World Heritage Cultural Landscapes* aufgenommen (<http://whc.unesco.org/exhibits/cultland/landscape.htm>). Darunter befindet sich auch die Region Hallstatt-Dachstein, die sich unter anderem durch einen bis in die Bronzezeit zurückreichenden Salzbergbau auszeichnet. Weitere historische Bergbauregionen und -stätten

haben von der UNESCO den Status eines Welterbes erhalten, wie etwa die Große Kupfermine im schwedischen Falun oder der Rammelsberg bei Goslar. Andere historische Montanregionen in Cornwall und Österreich unternehmen zurzeit Anstrengungen, von der UNESCO als Welterbestätte oder als Kulturlandschaft anerkannt zu werden ([www.cornish-mining-org.uk](http://www.cornish-mining-org.uk), <http://www.eisenstrasse.info/eisenstrasse/unesco.shtml>). Diese Aktivitäten verdeutlichen, dass (prä-)historische Montanlandschaften hinsichtlich ihrer Schutzwürdigkeit stärker in den internationalen Fokus rücken. Dennoch sind sie im Vergleich mit anderen Kulturlandschaften in den nationalen und internationalen Schutzprogrammen deutlich unterrepräsentiert.

Ein grundsätzliches Problem in Montangebieten jeglicher Art sind landschaftsökologische Folgen, die durch den Bergbau verursacht sind und tief greifenden und/oder anhaltenden Einfluss auf die Stoff- und Energieflüsse von Landschaftsökosystemen nehmen. In diesem Zusammenhang definiert sich das Landschaftsökosystem als „(...) ein in der Realität hochkomplexes Wirkungsgefüge von physiogenen, biotischen und anthropogenen Faktoren, die mit direkten und indirekten Beziehungen untereinander einen übergeordneten Funktionszusammenhang bilden, dessen räumlicher Repräsentant die ‚Landschaft‘ ist“ (Leser 1997: 50f.). Die Umgestaltung der Landschaft ihrerseits basiert auf der Ausbeutung mineralischer und organischer Rohstoffe, die im montangeologischen, bergmännischen und bergrechtlichen Sinne als Bodenschätze bezeichnet werden (vgl. Wohrab et al. 1995: 13). Mit der Industrialisierung seit dem Ende des 19. Jahrhunderts ist bis heute die Exploitation von Bodenschätzen weltweit rasant angestiegen (Chamley 2003: 178ff.). Dies betrifft sowohl die metallischen Rohstoffe (v.a. Eisenerz und Bauxit) als auch die Energierohstoffe (Kohle, Erdöl, Erdgas) und die Industriemineralien (Steine und Erden). Im Zuge der Ausbreitung von Tagebauen (v.a. Braunkohle), aber auch infolge des intensivierten Abbaues von Metallerzen (z.B. Uran, Blei) und des Einsatzes chemischer Aufbereitungsverfahren für Erze (z.B. Amalgamation von Golderz) veränderte der industrielle Bergbau die Landschaft großflächig und nachhaltig (Bayerische Akademie der Wissenschaften 2000). Aufgelassene, sanierte oder rekultivierte Bergbaugelände sind heute größtenteils eigenständige Landschaftsökosysteme, die als so genannte Bergbaufolgelandschaften Gegenstand umfangreicher Studien sind (u.a. Merkel et al. 1995, Hüttl et al. 1999, Bongarts 2004, Gläßer 2004). Dagegen wird der Begriff Folgelandschaft für Montanregionen mit historischem oder sogar prähistorischem Ursprung gemeinhin nicht verwendet (Pflug 1998). Dennoch weisen auch diese spezifisch montan bedingte Charakteristika auf, wie etwa Massenverlust, Aufhaldung und Störung geochemischer Kreisläufe, die direkte Folgen des ehemals aktiven Bergbaus und damit der ehemaligen Bergbaulandschaft sind (vgl. Kap. 2). Zudem ist sicherlich für größere Bergbauregionen, die während (prä-)historischer Zeitscheiben lang anhaltend bewirtschaftet wurden, davon auszugehen, dass nicht nur einzelne Areale, sondern vielmehr

die gesamte Landschaft verändert wurde. Es stellt sich die Frage, ob diese Veränderungen heute noch direkt sichtbar oder zumindest indirekt nachweisbar sind und inwieweit sie für die Stoff- und Energieflüsse des Ökosystems verantwortlich sind. Damit wäre die Verwendung des Begriffes Bergbaufolgelandschaft sicherlich auch für (prä-)historische Montangebiete zutreffend (vgl. hierzu auch Klemm 2003: 7).

Ein weiteres Problem in (prä-)historischen Bergbauregionen ist, dass der Ursprung und die Entwicklung montanwirtschaftlich bedingter Folgen nicht immer exakt räumlich und zeitlich differenzierbar sind. Viele Regionen in Europa wurden permanent oder zumindest intermittierend bergbaulich genutzt, beginnend mit den ersten prähistorischen Siedelphasen bis hin zu den Montanbetrieben der Moderne (Wilsdorf 1987, Steuer & Zimmermann 2000, Fettweis 2004). So ergeben sich nicht nur kausale Bezüge zwischen den unterschiedlich alten Phasen der Montanwirtschaft. Auch bezüglich der Erfassung und landschafts-ökologischen Bewertung von Folgen des Bergbaus bestehen Zusammenhänge. Beispielsweise steht bei der Problematik bergbaubedingter Schwermetallkontaminationen in Böden aus der Sicht des Bodenschutzes zwar zunächst im Vordergrund, mittels welcher Verfahren das Ausmaß und das aktuelle Gefahrenpotential einzugrenzen sind (Singh 1997). Vermeintlich zweitrangig erscheint die Frage nach dem Alter und der Genese der Kontamination. Beide Fragenkomplexe („wie zu erfassen“ vs. „wann, wie und weshalb entstanden“) sind allerdings untrennbar verbunden, da die Entstehungsgeschichte einer Kontamination in jedem Fall Einfluss auf das Gefahrenpotential nimmt beziehungsweise schon längst genommen hat (Allen & Salomons 1997). Unter Umständen verändert sich der funktionale und räumliche Charakter einer Schwermetallkontamination im Laufe von Jahrtausenden, Jahrhunderten oder sogar nur Jahrzehnten (Salomons et al. 1995). Verwitterungsprozesse in der Pedosphäre führen zu einer Veränderung der Bindungsformen der Metalle und damit ihrer Mobilität (Selim & Amacher 1997), oder die Kontamination erreicht andere, ökologisch sensiblere Bereiche der Umwelt, wie etwa die Hydrosphäre (Allan 1995, Ódor et al. 1998). Daher sind zum Verständnis des aktuellen und zukünftigen Verhaltens eines Schadstoffes, sowohl auf Standort- als auch auf Landschaftsebene, die Kenntnisse seiner Entstehung von grundlegender Bedeutung.

Grundsätzlich sind umfassende, interdisziplinäre Ansätze zur Erfassung der landschafts-ökologischen Folgen in (prä-)historischen Montangebieten selten (vgl. Kap. 2). Vielmehr werden diese Gebiete vor allem aus der Sicht der Montanarchäologie und -geschichte untersucht (u.a. Wilsdorf 1987, Eibner 1989, Goldenberg et al. 1992; Steuer & Zimmermann 1993, Behrens 1994, Landesdenkmalamt Baden-Württemberg 1995, Morteani & Northover 1995, Jöns, 1997, Haffner et al. 2000, Rieser & Schrattenthaler 2002, Craddock & Lang 2003, Hunt Ortiz 2003, Klemm 2003). Erkenntnisse zu (prä-)historischen Umweltbelastungen durch Bergbau und Hüttenwesen stammen aus historischen Quellen (u.a. Agricola 1980,

Steinsiek 1996, Suhling 1996) oder aus eher allgemeinen Betrachtungen (Goldenberg 2000). Darüber hinaus liegen eine Reihe von Detailstudien vor, die zumeist spezifische und herausragende Probleme einer ehemaligen Bergbauregion untersuchen, wie etwa die Schwermetallbelastung von Auenböden (u.a. Dobler 1999, Foellmer 1999, Hudson-Edwards & Macklin 1999) oder die Devastierung von Wäldern (Gleitsmann 1984, Augustin 1991).

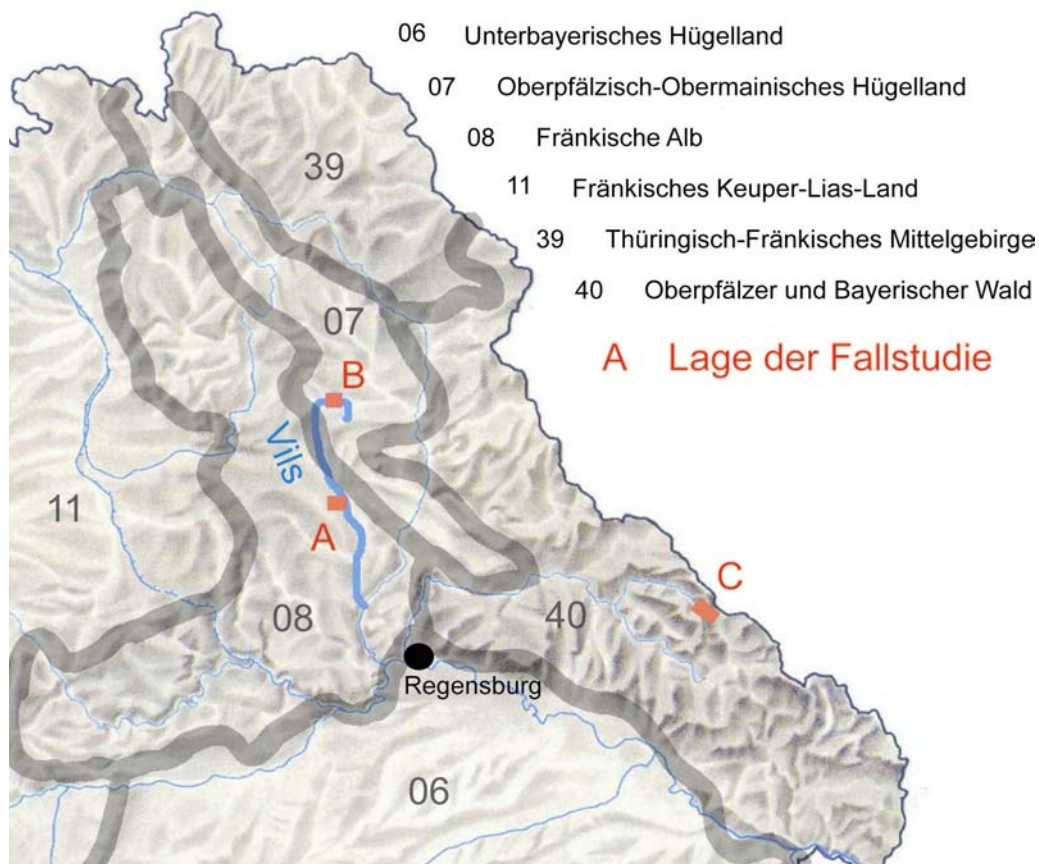
Viele (prä-)historische Montanregionen zeichnen sich durch eine außerordentliche Kontinuität in der Nutzung aus (u.a. Steiermark, Oberpfalz), auch wenn Phasen der wirtschaftlichen Schwäche und Stärke alternierten (z.B. Dreißigjähriger Krieg, Industrialisierung). Die Mehrzahl der ehemaligen Bergbauregionen in Europa ist jedoch heute montanwirtschaftlich bedeutungslos (Fettweis 2004). Der mit dieser Entwicklung einhergehende Nutzungswandel in diesen Regionen vom Bergbau zur verarbeitenden Industrie oder zur Land- und Forstwirtschaft überprägt in aller Regel die historischen oder sogar prä-historischen Landschaftselemente des Bergbaus und vor allem die seiner geoökologischen Folgen. Dieser Prozess des Wandels ist nicht nur Herausforderung und Chance für die wirtschaftliche Entwicklung einer Region, sondern beinhaltet auch ökologische Risiken. Zugleich stellt sich die Aufgabe, das kulturhistorische Erbe zu bewahren, etwa im Rahmen nationaler oder internationaler Programme zum Schutz von Kulturlandschaften (s.o.; Fowler 2003a). In diesem Konflikt zwischen Umweltschutz, Landschafts- und Regionalplanung sowie Kulturlandschaftspflege sind alle Bereiche der Gesellschaft gefordert, sich einzubringen. Der Forschungsseite kommt die Aufgabe zu, grundlagenorientierte und in der Regel auf Einzelstudien basierende Erkenntnisse über (prä-)historische Montangebiete zu erarbeiten, um diese den Anwendern in der planerischen Praxis und dem Vollzug als Entscheidungshilfen an die Seite zu stellen (Bayerl & Meyer 2003, Dix 2003).

## **1.2 Zielsetzung und Konzeption**

Zur landschaftsökologischen Bewertung von Kulturlandschaften müssen grundlegend die paläoökosystemaren Zusammenhänge erkannt und soweit möglich entschlüsselt werden (Birks et al. 1988, Bork et al. 1998). Diese Aufgabe übernimmt die Paläoökosystemforschung unter Einsatz verschiedenster Untersuchungsmethoden, die in den Bio-, Geo- und Geschichtswissenschaften verankert sind (Schauer 2001, Völkel 2003). Unabhängig von der fachwissenschaftlichen Blickrichtung setzen die Detailstudien an den Faktoren Relief, Boden, Klima, Wasser, Flora und Fauna sowie Mensch an. Die sich daraus ableitenden Befunde können über den Fachbereich der Landschaftsökologie, der in der Geographie begründet ist und von ihr mitgeprägt wurde (Troll 1939, Neef 1967, Schmithüsen 1976), zu einer integrativen Analyse und Bewertung geführt werden (Leser 1997: 18ff.).



Die hier vorgestellten Forschungsaktivitäten in Ostbayern sollen dazu beitragen, dass den Folgen des (prä-)historischen Montanwesens gemäß ihrer Bedeutung für die Landschaftsökologie (s.o.), aber auch für die Kulturlandschaftsgeschichte und -pflege (vgl. Kap. 1.1), die Landschaftsplanung und den Umweltschutz zukünftig ein größerer Stellenwert beigemessen wird. Ziel dieser Arbeit ist es, nachhaltige Auswirkungen ehemaligen Bergbaus auf die Landschaft in Ostbayern an drei Fallbeispielen zu erfassen und zu bewerten (Kap. 3). Jede der drei Fallstudien beinhaltet eine eigenständige Problemstellung und Zielsetzung, die jeweils eine spezifische methodische Herangehensweise unter Einsatz entsprechender analytischer Verfahren erfordert (Kap. 3.3, 3.4, 3.5). Übergeordnetes Ziel ist es, anthropogene und geogene Landschaftsveränderungen zu differenzieren und soweit möglich zeitlich einzuordnen. Zentraler Bestandteil der drei Fallstudien ist jeweils die gelände- und laboranalytische Charakterisierung des Reliefs, des Bodens und der Sedimente in ausgewählten Untersuchungsgebieten, die sich auf drei naturräumliche Haupteinheiten Ostbayerns verteilen (s.u. und Abb. 2). Diese Gebiete sind in verschiedenen (prä-)historischen Kulturepochen mehr oder weniger intensiv und in unterschiedlichster Art und Weise montanwirtschaftlich genutzt wurden. Sie repräsentieren damit drei charakteristische (prä-)historische Montanlandschaften Ostbayerns.



**Abb. 2:** Lage der Fallstudien A, B und C im naturräumlichen Gefüge Ostbayerns.

Die beiden ersten Untersuchungen (Fallstudie A und B) sind im oberpfälzischen Vilstal lokalisiert (Abb. 2), das im späten Mittelalter und der frühen Neuzeit zu einem der wichtigsten Zentren der Eisenproduktion in Mitteleuropa avancierte. Das Untersuchungsgebiet der Fallstudie C liegt im Hinteren Bayerischen Wald, der vergleichsweise spät aufgesiedelt wurde. Montanwirtschaftlich bedeutsam waren hier vor allem Glashütten, die verstärkt im 16. Jahrhundert betrieben wurden. Dagegen blieb der Abbau und die Verarbeitung von Erzen lokal beschränkt. Im Einzelnen lassen sich die drei Fallstudien wie unten aufgelistet beschreiben. Die jeweilige Problemstellung und Zielsetzung sowie die Methoden und Untersuchungsgebiete werden in den entsprechenden Abschnitten der Kapitel 3.3 bis 3.5 ausführlicher dargelegt. Diesen voraus gehen zwei Kapitel mit einer übergreifenden Beschreibung des ostbayerischen Naturraumes (Kap. 3.1) und seiner Montangeschichte (Kap. 3.2).

- **Fallstudie A – Boden- und Reliefveränderungen im Umfeld von historischen Eisenhammerwerken an der Vils südlich von Amberg (Kap. 3.3):** Fallstudie A erfasst die Umgestaltung der Geomorphologie und Pedologie in einem kleinen bewaldeten Einzugsgebiet am Ostrand der mittleren Frankenalb (Abb. 2) und bewertet diese im Kontext der montanhistorischen Nutzung. Zum Einsatz kommen dabei feldbodenkundliche Profilaufnahmen im Catenaprinzip in Verbindung mit einer Reliefanalyse, verschiedene bodenphysikalische und -chemische Labormethoden und Techniken der absoluten Altersbestimmung. Im Einzelnen stellen sich die Fragen, in welcher Form und in welchem Ausmaß das Relief durch Bodenerosion verändert wurde, welche Merkmale die Böden an Erosions- und Akkumulationsstandorten besitzen, wann die Bodenerosion stattfand und ob ein Zusammenhang zwischen Bodenerosion, montanzeitlichen Nutzungsperioden und prähistorischen Siedelphasen besteht.
- **Fallstudie B – Erfassung montan bedingter Metallanreicherungen in der Vilsaue bei Freihung/Opf. mittels der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA) (Kap. 3.4):** Fallstudie B untersucht Metallanreicherungen in Auenböden und -sedimenten des oberen Vilstales, wo seit dem späten Mittelalter bis zum Ende des Zweiten Weltkrieges Bleierz abgebaut und verarbeitet wurde (Abb. 2). Folgen dieses über Jahrhunderte währenden Bergbaus sind Bleianreicherungen in Pedo- und Hydrosphäre, die eine außerordentlich große räumliche Variabilität hinsichtlich ihrer Gehalte aufweisen. Diese Variabilität ist ein aktuelles Problem der Bodengeographie und des Bodenschutzes. Die Fallstudie überprüft die Leistungsfähigkeit eines noch jungen analytischen Verfahrens, der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA). Erstmals wird die FP-RFA im Rahmen einer landschaftsgeschichtlichen Fragestellung eingesetzt und erstmalig werden die Einsatzmöglichkeiten dieser

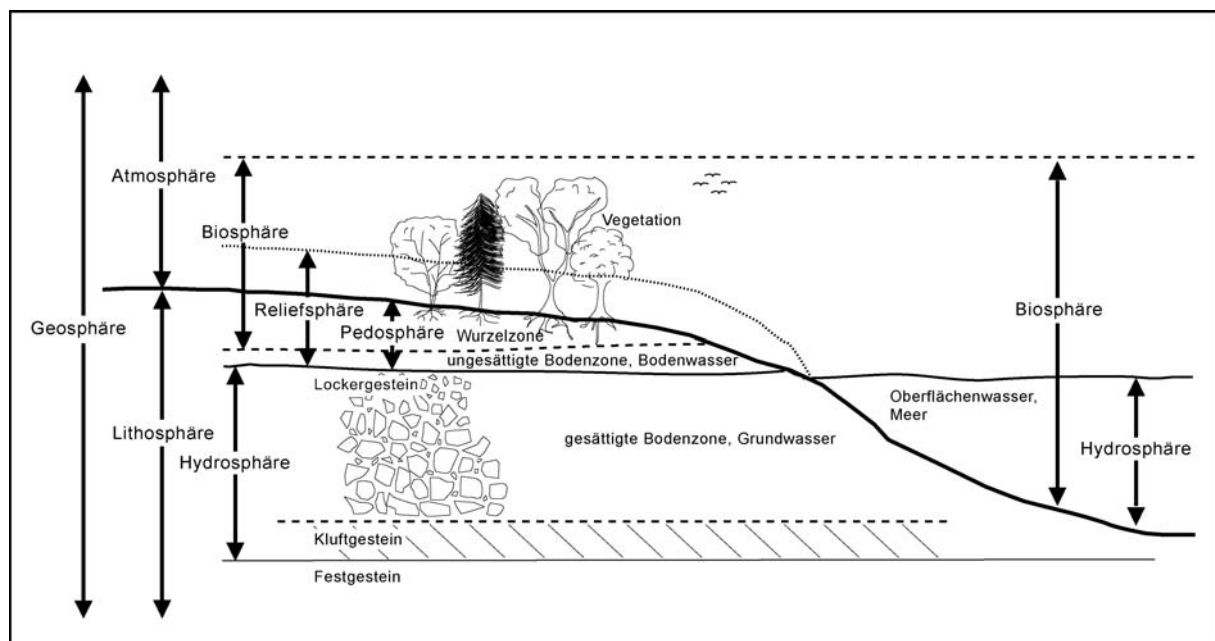
Technik bei Fragen bergbaubedingter Metallanreicherungen in Böden und Sedimenten bewertet. Dabei ist insbesondere die Anwendbarkeit von In-situ-Untersuchungen, d.h. zerstörungsfreien Vor-Ort-Analysen ohne Probenvorbehandlung, von Interesse.

- **Fallstudie C – Moore des Bayerischen Waldes als Geoarchive montan bedingter Metallanreicherungen der Atmosphäre – Vergleichende Untersuchungen zur Depositionsgeschichte von Blei und seiner Bindungsform in Torfen (Kap. 3.5):** Im Vordergrund steht der Themenkomplex (prä-)historischer Metalleinträge in die Atmosphäre. Moore des Hinteren Bayerischen Waldes dienen als Geoarchive der atmosphärischen Depositionsgeschichte (Abb. 2). Dabei werden zum ersten Mal Hoch- und Niedermoore einer Region vergleichend und mittels unterschiedlicher nasschemischer Verfahren untersucht, um die Bindungsformen der Metalle in den Torfproben festzustellen. Ziel der Studie ist es auch, die Grenzen dieses geoarchivalischen Ansatzes zur Rekonstruktion der Umweltgeschichte zu bewerten.

Grundsätzlich ist in allen Fallstudien von besonderer Bedeutung, ob und in welchem Ausmaß anthropogene Veränderungen bis heute landschaftsökologisch relevant sind und wie diese analytisch gekennzeichnet werden können. Damit schlägt diese Arbeit letztlich eine methodisch fundierte Brücke von den grundlagenorientierten Geschichts- und Geowissenschaften zu den angewandten Fragen des Umweltschutzes, der Landschaftsplanung und der Kulturlandschaftspflege. Die Arbeit endet mit einem Konzept (Kap. 4), das die Analyse von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montan-gebieten ermöglichen soll. Dabei steht ein Ansatz zur integrativen Erfassung der Faktoren Relief, Boden und Sediment im Vordergrund, der hinsichtlich spezifischer Methoden offen bleibt, um auch in anderen Kulturlandschaften angewendet werden zu können.

## 2 Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten

Die folgenden Ausführungen stellen eine Zusammenschau von Befunden dar, die über diverse Montangebiete Europas und insbesondere Deutschlands gesammelt wurden. Diese Zusammenschau fokussiert auf den Landschaftswandel, der direkt oder indirekt durch den (prä-)historischen Bergbau bedingt ist. Dabei stehen die geoökologischen Folgen der Eingriffe im Vordergrund. Der strukturellen Differenzierung der Geosphäre folgend (Liebscher 1990: 4, Strasburger 1991: 831, 867ff., Schaefer 1992: 231) werden die Auswirkungen des Montanwesens dargestellt in den fünf Unterkapiteln Lithosphäre (Kap. 2.1), Pedosphäre (Kap. 2.3), Hydrosphäre (Kap. 2.4), Atmosphäre (Kap. 2.5) und Biosphäre (Kap. 2.6). Ferner wird in Kapitel 2.2 beschrieben, wie sich die Reliefsphäre als räumlicher Bezug der Geomorphologie (vgl. Zepp 2004: 15f.) unter dem Einfluss des (prä-)historischen Montanwesens verändert. Da sich diese sechs Sphären zu einem komplexen Wirkungsgefüge überlagern, sind Eingriffe in Teilbereiche von Ökosystemen mit Rückkopplungs- und Wechselwirkungsprozessen auf andere Sphären verbunden (Abb. 3).



**Abb. 3:** Die Differenzierung der Geosphäre in Atmosphäre, Lithosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Pedosphäre nach Liebscher (1990: 4), Strasburger (1991: 831, 867ff.) und Schaefer (1992: 231) unter Berücksichtigung der Reliefsphäre nach Zepp (2004: 25f.). Darstellung verändert und erweitert nach Liebscher (1990: 4).

Die in diesem Kapitel vorgestellten Folgen des ehemaligen Bergbaus basieren mehrheitlich auf einem Quellen- und Literaturstudium. Darüber hinaus wurden Geländebegehungen in

(prä-)historischen Montangebieten durchgeführt und die beschriebenen Veränderungen in Augenschein genommen. Dazu zählen unter anderem die Ostalpen (Kärnten, Steiermark, Salzburger Land), der Schwarzwald und die Vogesen, das Osterzgebirge, der Harz und das Mansfelder Land sowie der gesamte ostbayerische Raum.

## **2.1 Veränderungen in der Lithosphäre**

Grundlage jedes Montanwesens ist der Abbau eines Rohstoffes. Mit Ausnahme oberflächennaher, pedogen oder sedimentär entstandener Bodenschätze, wie etwa Raseneisenerze, Sinterkalke (Kalktuff) und Lehme, sind die Rohstoffe Teil der Lithosphäre. Die Lithosphäre (*griech. lithos = Stein*) ist die Erdkruste und der obere Bereich des Mantels im Schalenbau der Erde, der von festen Gesteinen gebildet wird (vgl. Brinkmann 1990: 253, Press & Siever 1995: 14). Sie umfasst damit den namensgebenden Bereich des bergmännisch schwer zu erschließenden Gebirges (*lat. montanus = Berge, Gebirge betreffend*).

In Abhängigkeit von Lagerung und Tiefe erfolgt die Rohstoffausbeutung in Form des Tagebaus oder des Untertagebaus. Beide Arten des Bergbaus sind und waren mit charakteristischen Folgen für die Landschaft verbunden, die sich morphologisch über die dabei entstehenden oder induzierten Formen darstellen und daher im Überschneidungsbereich zwischen Relief- und Lithosphäre liegen (vgl. Kap. 2.2). Dabei ist zu berücksichtigen, dass Formen verschliffen oder durch jüngere Bergbauaktivitäten zerstört sein können, da im Regelfall einem obertägigen Abbau ein untertägiger folgte. Zu den direkt entstandenen Formen zählen die Stollen (Abb. 4) und deren assoziierte Bestandteile, wie Stollenmundlöcher, die in diesem Abschnitt behandelt werden. Dagegen sind die indirekten Formen morphologische Folgeerscheinungen des Bergbaus, wie Pingen oder Halden, die später betrachtet werden (Kap. 2.2).

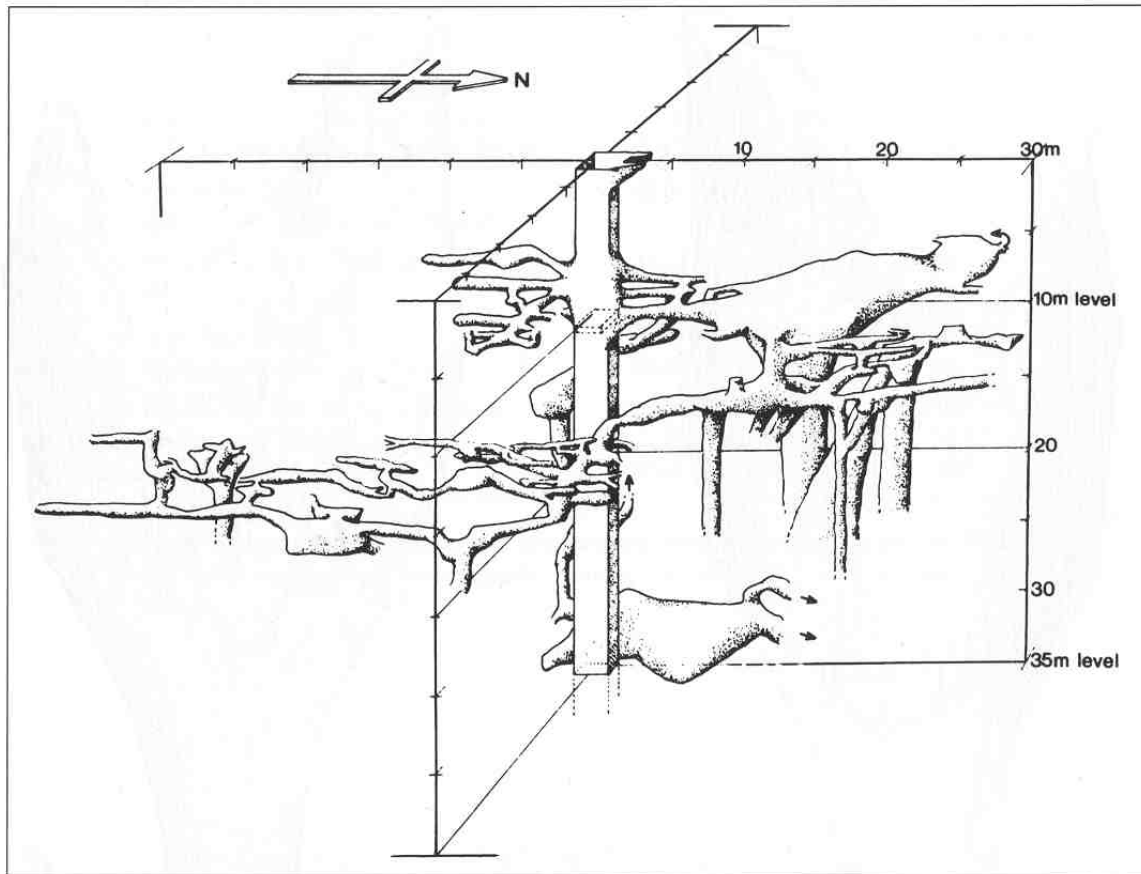
Selbst mittels moderner ingenieurgeologischer Verfahren ist der Abbau in der bis zu 120 km mächtigen Lithosphäre auf den vergleichsweise kleineren Teil der obersten zehn Kilometer beschränkt. Unter präindustriellen Bedingungen waren die Abbautiefen weitaus geringer und reichten von einigen Dekametern bis zu Hunderten von Metern. Gesicherte und exakte Angaben zu den Ausmaßen prähistorischer Bergwerke sind nur durch detaillierte Grabungen und/oder Begehungen von Schächten möglich. Im Gegensatz zu den umfangreichen Studien an oberflächennahen Bodendenkmälern (v.a. Schmelzplätze, Pingen, Stollenmundlöcher) sind montanarchäologische Untersuchungen der tiefer gelegenen Bergbaurelikte (Vortriebsstollen, Wetterschächte etc.) selten (vgl. Steuer & Zimmermann 1993, Morteani & Northover 1995, Stöllner 2002). Daten über die maximalen Abbautiefen in prähistorischen Bergwerken liegen daher nur vereinzelt vor. Der Beleg von über 40 m tiefen Schächten in den bronzezeitlichen Kupferminen am Great Orme's Head in Nordwales (James 1990, Lewis 1990)

bezüglich der Britischen Inseln als Ausnahmefund für den Bergbau in der zweiten Hälfte des 2. Jahrtausends vor Christus (Craddock 1995; Abb. 5). Für den bronzezeitlichen Abbau am Mitterberg bei Bischofshofen, Land Salzburg, sind immerhin Sohlteufen von 60 - 100 m belegt (Eibner 1989). Bis zu 120 m Teufe erreichen die Stollen von Laurion auf Attika, wo die Griechen seit etwa 1500 v. Chr. und bis weit in die Römerzeit hinein silberhaltige Bleierze abgebaut haben (Healy 1978: 77f., Suhling 1983: 39ff., Shepherd 1993: 86ff.).



**Abb. 4:** Veränderung der Lithosphäre durch Tagebau und Untertagebau. **Links:** Veränderung der Lithosphäre infolge obertägigen Abbaus von Silbereisen im Fichtelgebirge während des späten Mittelalters. Lang gestreckte Grube in einer saiger stehenden Vererzung bei Neubau am Fichtelsee. Aufnahme Oktober 2000. **Rechts:** Veränderung der Lithosphäre infolge untertägigen Abbaus von silberhaltigen Erzen im St. Ulricher Revier des Schwarzwaldes während des späten Mittelalters. Horizontaler Stollen im Birkenberg. Aufnahme September 2004.





**Abb. 5:** Ausschnitt aus dem Schachtsystem der bronzezeitlichen Kupferminen am Great Orme's Head, Wales. Aus Craddock (1995), nach Lewis (1990).

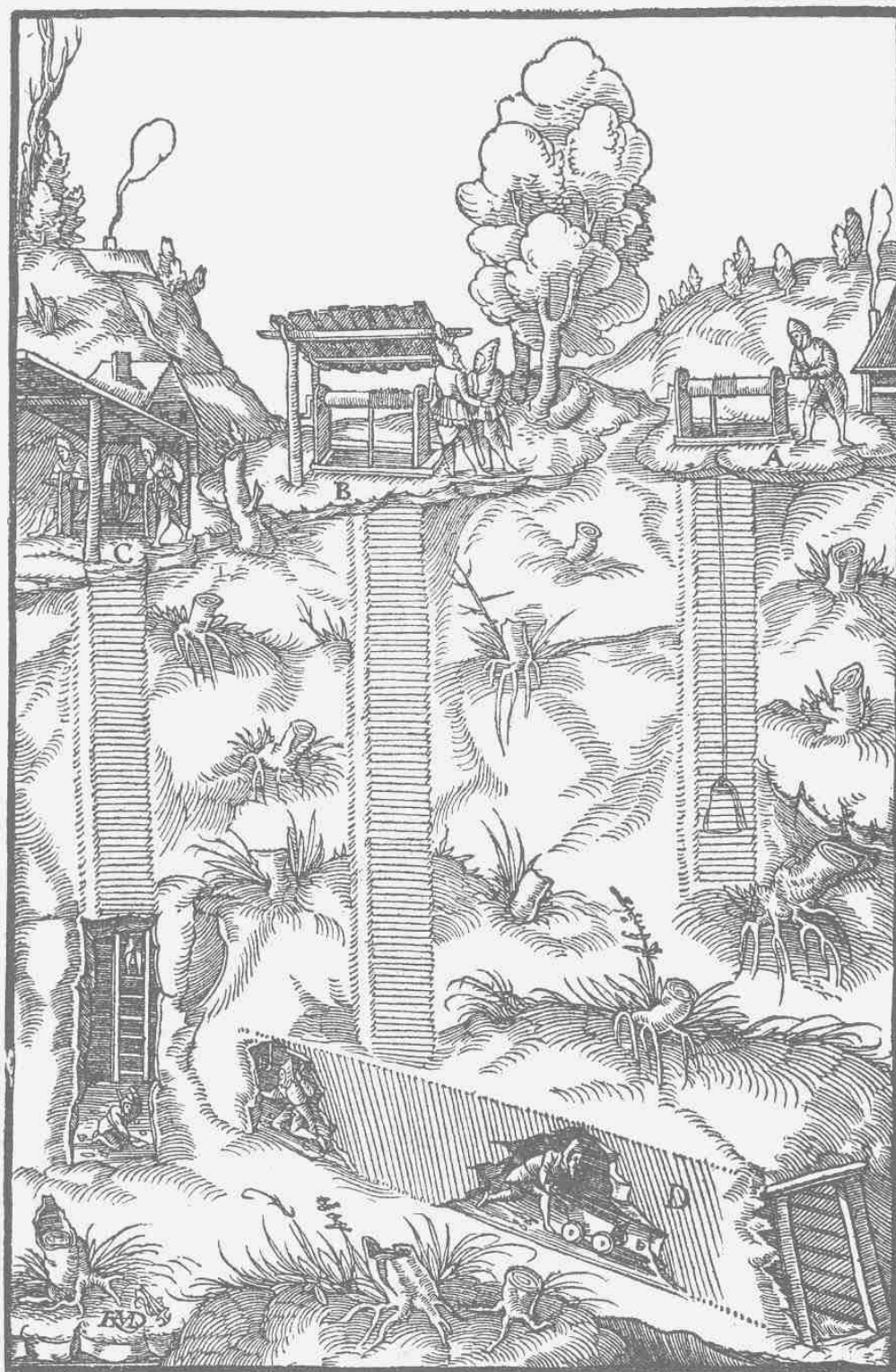
Weniger tief, allerdings etwa 3000 Jahre älter sind die Schächte im neolithischen Feuersteinbergwerk von Abensberg-Arnhofen (Rind 2000, Eisele et al. 2003a; Abb. 6). Die Schächte sind Teil eines ausgedehnten montanwirtschaftlich genutzten Areals im Landkreis Kelheim (Niederbayern), das trotz seiner bisher noch nicht endgültig fassbaren Maximalgröße als größtes Silexbergwerk Deutschlands gilt (Rind 2000, Eisele et al. 2003b). Das Alter des Bergwerkes kann über  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an zahlreichen Holzkohleproben aus den Verfüllungen der vertikalen, in charakteristischer Duckelbauweise abgeteuften Schächte auf die Zeit zwischen ca. 5650 und 4250 cal BC eingegrenzt werden (Eisele et al. 2003a). Demnach haben bereits 4500 Jahre vor Christus mittelneolithische Bergleute bis zu 8,5 m tiefe Schächte mit Durchmessern von durchschnittlich 0,8 m in die kiesigen und sandigen Sedimente des Pleistozäns und des Tertiärs vorangetrieben, um an der Basis Feuersteinknollen höchster Qualität abbauen zu können (Abb. 6).



**Abb. 6:** Freipräparierte vertikale Stollensysteme in der tertiären Molasse des neolithischen Feuersteinbergwerkes von Abensberg-Arnhofen. Aufnahme Juli 2002.

Die maximalen Abbautiefen in den Bergwerken des frühen Mittelalters unterscheiden sich kaum von denen prähistorischen Ursprungs, da keine grundlegenden Innovationen der Bergwerkstechnik bekannt sind (Weisgerber 2000: 99ff.). Dies bedeutet auch, dass zur Deckung des steigenden Erzbedarfes weniger in die Tiefe als in die Fläche abgebaut wurde, so dass sich die Landschaftszerstörung in den mittelalterlichen Bergbauregionen drastisch ausdehnte (vgl. Kap. 2.2). Als wichtigstes Element der Schachtförderung wurde weiterhin das seit der Antike bekannte Prinzip eines Holzzylinders benutzt, der ein Förderseil auf- und abwickelt (Agricola 1980: 94 und 131ff.; Abb. 7).





*Drei säigere Schächte. Der erste Schacht, der noch nicht bis zum Stollen geteuft ist A.  
 Der zweite Schacht, der den Stollen erreicht hat B.  
 Der dritte Schacht, bis zu dem der Stollen noch nicht vorgetrieben ist C. Der Stollen D.*

**Abb. 7:** Historische Darstellung aus dem 16. Jahrhundert von Stollenanlagen in einem Bergwerk. Neben den Handhaspeln zur Schachtförderung und den Holzverschalungen der Schächte ist auch deutlich die Zerstörung der Waldvegetation anhand der Baumstrünke zu erkennen. Aus Agricola (1980: 80).

Limitierende Faktoren des Tiefbaus waren zumeist die Wetterführung und die Wasserhaltung (Agricola 1980: 120ff., Craddock 1995: 73ff.). Bereits aus den bekannten Minen der Antike liegen Belege für Wasserhaltung vor, die ein hohes technisches Niveau hatten. So beurteilt Craddock (1995: 78) die Wasserräder der Römer, wie in dem berühmten Fund vom Rio Tinto in Spanien, als sehr fortgeschrittene Vorrichtungen (vgl. auch Wilsdorf 1987: 71, Shepherd 1993: 204ff.). Noch ältere Hinweise auf Wasserhaltungen liegen aus den bronzezeitlichen Kupferbergwerken in Wales vor. Ein etwa 3800 Jahre alter ausgehöhlter Erlenstamm in den Minen am Copa Hill gilt als das älteste zur Drainage eingesetzte Bauholz, das bisher in einem prähistorischen Bergwerk *in situ* gefunden wurde (Timberlake 2003: 32f.).

Vom hohen Mittelalter bis zur frühen Neuzeit entwickelten sich sehr vielfältige neue Techniken zur Lösung dieser Probleme, so dass von einer technischen Revolution gesprochen wird (Weisgerber 2000, vgl. Kap. 2.4). Neben der Hebung des zuströmenden Grubenwassers mittels so genannter Wasserkünste (u.a. Agricola 1980: 143 ff.) wurde das Wasser mit Hilfe von horizontalen Stollen (Wasserlösungsstollen) aus dem Berg geleitet. Insbesondere in den tief eingeschnittenen Tälern des Erzgebirges war diese Methode weit verbreitet (Wagenbreth & Wächtler 1990: 55ff.), aber ebenso in den Hochgebirgen. So geht aus dem Tridentiner Bergrecht von 1185 - 1214 hervor, dass im Jahr 1213 „(...) schwierige und komplizierte Fragen des übergreifenden Wasserabzugstollens mitten im Abbaugbiet [Kühberg bei Trient] zu lösen waren“ (Hägermann & Ludwig 1986: 12). Unterschiedliche Schachttiefen zwischen den Revieren sind zumeist begründet in der Höhenlage der Bergwerke zur Vorflut, bei der in der Regel die tiefsten Sohlen der Bergwerke erreicht sind. So liegt der Gipfel des Erzberges in Amberg nur ca. 100 m über dem mittleren Wasserstand der Vils (Götschmann 1985: 29). Dagegen sind in den Hochgebirgen vor allem infolge der hohen Reliefenergie durchaus tiefere Schächte möglich gewesen. Bei Schwaz in Tirol ist in den Jahren 1515 bis 1533 ein 2,5 x 3 m weiter Schacht bis auf 237 m abgeteuft worden, der mittels damals zur Verfügung stehender Möglichkeiten der Wasserhaltung gesümpft werden konnte (Egg, 1989: 4, vgl. Kap. 2.4). Für den Freiburger Bergbau des Mittelalters und der frühen Neuzeit belegt die Geschichte der Schachtförderung die maximalen Schachttiefen (Wagenbreth & Wächtler 1986: 34; Tab. 1).

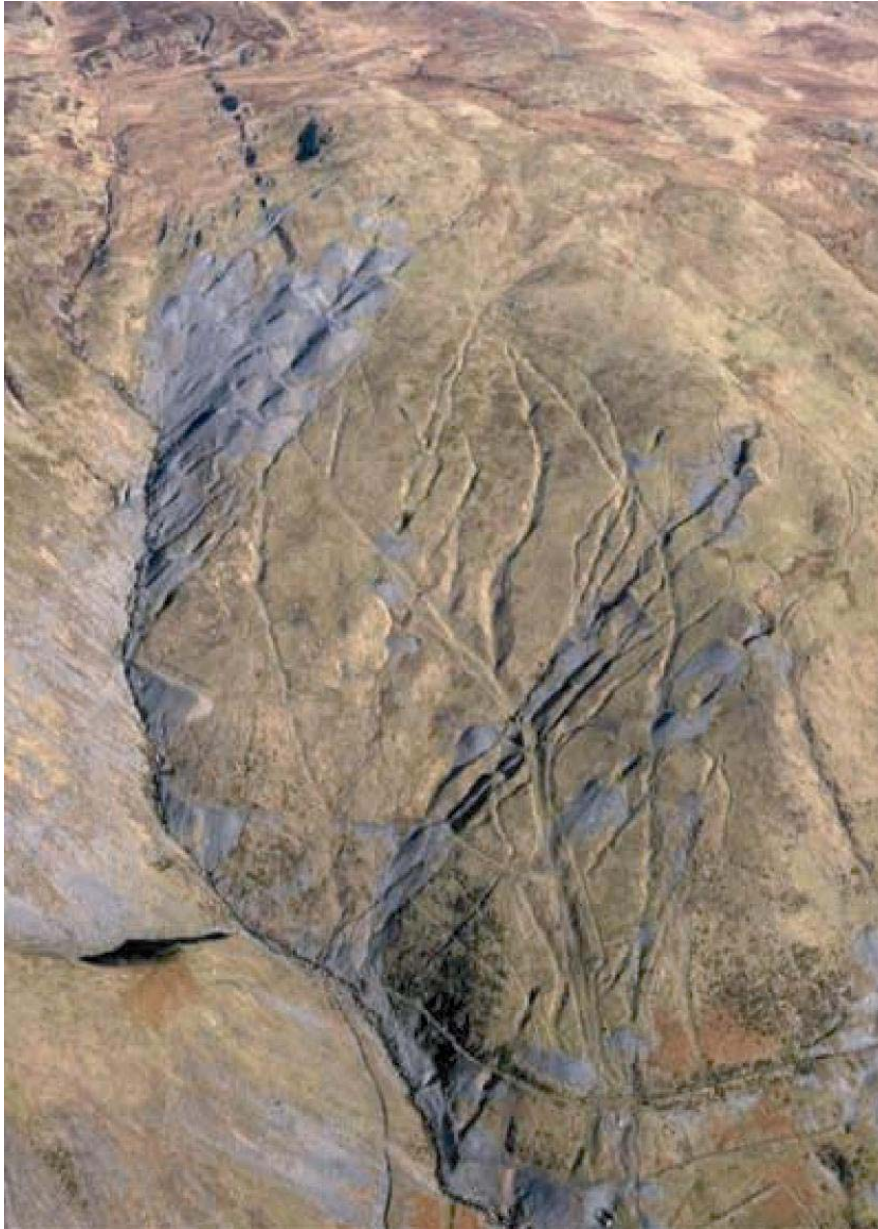
<i>Schachtfördermaschine</i>	<i>Handhaspel</i>	<i>Pferdegöppel</i>	<i>Wassergöppel (Kehrrad)</i>	<i>Dampf-fördermaschine</i>	<i>Elektrische Fördermaschine</i>
Historischer Zeitraum	1168 – ca. 1800	15. Jh. – 1870	1769 – 1913 (erster 1563)	1844 – 1913	1943 – 1970
Maximale Schachttiefe (m)	45 (in Ausnahme bis 100)	250	550	650 (in Ausnahme mehr)	700 (größere Tiefe möglich)

**Tab. 1:** Die Entwicklungsstufen der Schachtfördertechnik im Freiburger Revier. Gekürzte Zusammenstellung nach Wagenbreth & Wächtler (1986: 34).

Es lässt sich resümieren, dass die Anlage von Schächten in all ihren unterschiedlichen Formen (vgl. Abb. 4, 5 & 6) ein bedeutender Eingriff in die Lithosphäre ist, der nachhaltige Umweltveränderungen zur Folge hat. Grundsätzliches Problem ist neben dem Massenverlust die Störung des geochemischen Kreislaufes (vgl. Mason & Moore 1985: 313), da in allen Fällen das Abteufen von Schächten zu einer Veränderung des geologischen Aufbaus führt. Diese aus geologischer Sicht kurzfristigen Eingriffe in den obersten Bereich der Erdkruste initiieren hoch aktive hydrochemische Prozesse. Offene Stollen oder auch verfüllte Schächte stellen künstlich geschaffene hydrogeologische Leitbahnen in der obersten Lithosphäre dar. Die eindringenden Grubenwässer sind zumeist geochemisch sehr reaktiv gegenüber den Oberflächen in den Stollen. Unzählige Untersuchungen aus aktiven Bergbaugebieten und jungen Bergbaufolgelandschaften belegen die negativen Folgen von Lösungsvorgängen in Form eines Austrages von Metallen in die Hydrosphäre. Dieser als *Acid Mine Drainage (AMD)* oder *Acid Rock Drainage (ARD)* bekannt gewordene Prozess zählt weltweit zu den nachhaltigsten und ökologisch bedeutendsten Folgen des modernen Bergbaus (u.a. Boulton 1996, Geletneký & Büchel 1998, Jenk et al. 1998 sowie <http://earthsci.org/mindep/acid/acid.html> mit weiterführenden Links und Literaturangaben). Im Rahmen des Kapitels 2.4 wird dieses Phänomen nochmals aus der Sicht (prä-)historischer Montangebiete näher betrachtet.

## **2.2 Veränderungen in der Reliefsphäre**

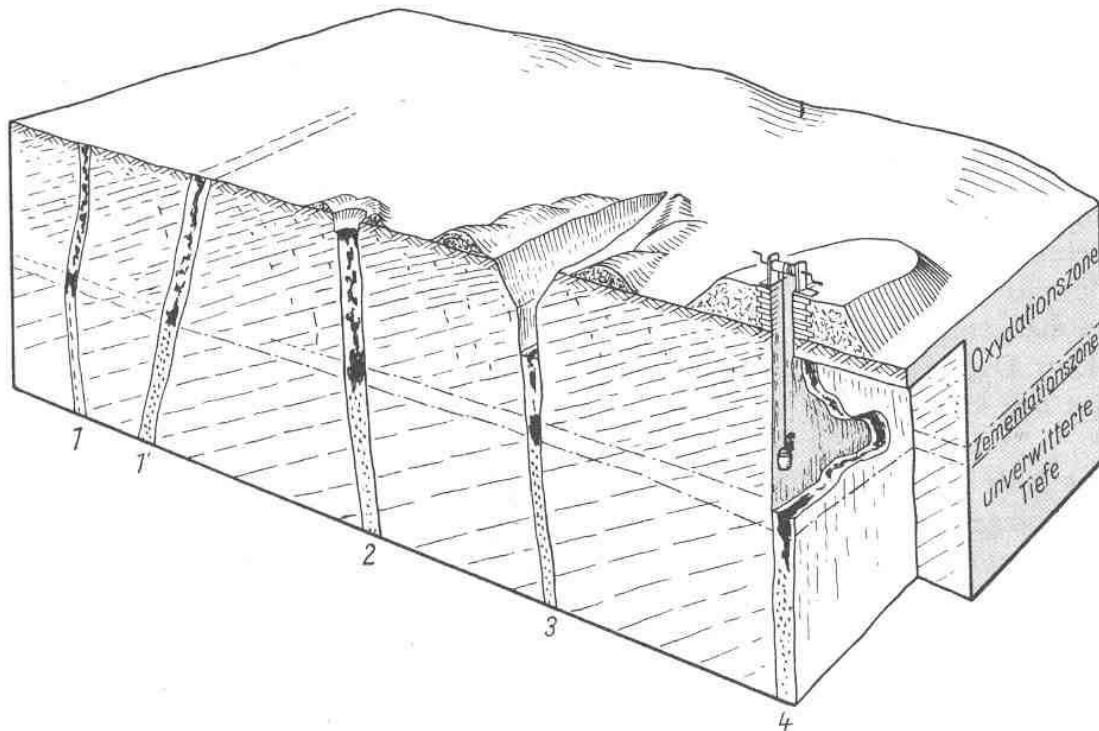
Die Reliefsphäre als dreidimensionaler Ausschnitt aus der Landschaftshülle der Erde (vgl. Leser 1993: 29f., Zepp 2004: 15f. und Abb. 3) verändert sich unter dem Einfluss des Bergbaus direkt und indirekt. Während des bergmännischen Abbaues, aber auch im Zuge der weiteren Verarbeitung von Rohstoffen (Zerkleinern, Schmelzen etc.) werden große Mengen lithogener Materialien bewegt, von denen viele nicht weiter verwendet werden können (Abraum). Sie verbleiben daher vielfach obertägig in der Landschaft und bilden neue, anthropogen **direkt** geschaffene Vollformen wie etwa Halden. Gemeinsam mit den beim Abbau geschaffenen Hohlformen entstehen dabei komplexe Reliefstrukturen, die sich teilweise seit der Bronzezeit erhalten haben (Abb. 8).



**Abb. 8:** Luftbildaufnahme der montan bedingten Voll- und Hohlformen am Copa Hill, Cwmystwyth, Wales, an dem bronzezeitlicher Kupferbergbau belegt ist (<http://www.rcahmw.org.uk/uplands-10years/2001-cs-0351.jpg>; Royal Commission on the Ancient and Historical Monuments of Wales; Slide No.2001-cs-0351).

Oftmals hängen Veränderungen in der Lithosphäre charakteristisch mit Umgestaltungen in der Reliefsphäre zusammen. Diesen Zusammenhang zeigen sowohl die Luftbildaufnahmen der bronzezeitlichen Kupferminen am walisischen Copa Hill (Abb. 8) als auch das schematische Blockbild zur Bergbautechnik des 12. Jahrhunderts im Freiburger Revier (Abb. 9). Der Abbau beginnt zunächst punktuell an der Stelle, wo der Erzgang zu Tage tritt. Das taube Material wird ringförmig um die Grube vor Ort aufgehaldet. Im Folgenden erweitert sich die obertägige Förderung linienhaft entlang des Erzganges. Daran orientierend werden länglich gestreckte Halden geformt. Schließlich kommt es zu einer Umformung der Halden

beim Übergang zum Tiefbau (Abb. 9). Trotz dieser morphologischen, aber auch funktionalen Veränderungen des Georeliefs bleibt die grundsätzliche räumliche Verknüpfung zwischen Lagerstätte und Halde erhalten. Daher sind Halden neben den Stollenmundlöchern Bergbaurelikte, die in ihrer obertägigen Verbreitung Hinweise auf das Netz der untertägigen Bergwerke geben.



**Abb. 9:** Schematisches Blockbild zur Veränderung der Litho- und Reliefsphäre im Zuge des fortschreitenden Abbaus eines saiger stehenden Erzganges mit Übergang vom Tagebau in den Tiefbau. 1 Punktueller Ausstrich an der Oberfläche; 1' Linearer Ausstrich an der Oberfläche; 2 Punktueller Abbau in einer Trichtergrube; 3 Linearer Abbau in Streichrichtung des Ganges; 4 Umformung der Halde und Tiefbau mittels Handhaspelförderung. Darstellung der Bergbautechniken des Erzgebirges im 12. Jahrhundert. Aus Wagenbreth & Wächtler (1986: 113).

Andere weit verbreitete Oberflächenformen des Bergbaus sind so genannten Grubenfelder. Dabei handelt es sich um eine Vergesellschaftung vielgestaltiger Voll- und Hohlformen, die durch Prospektion oder obertägigen Abbau flachgründiger Lagerstätten mit entsprechenden Aufhaldungen entstanden sind. Grubenfelder erstrecken sich in der Regel über weite Areale von teilweise mehreren Quadratkilometern und sind in fast allen (prä-)historischen Bergbaurevieren vorhanden, wenn auch vielfach morphologisch überprägt oder zerstört (Wolf 1986, Vogt-Eisenschink 1987, Kempa 1991, Klemm 2003). Häufig liegen Grubenfelder auch in den Talauenbereichen, wo sie als Relikte des Abbaus von Seifenlagerstätten



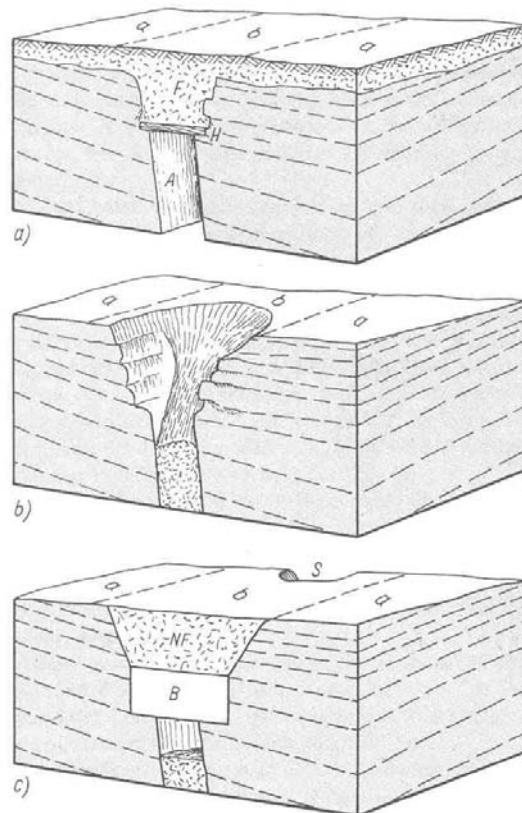
erhalten geblieben sind. Bekannte Beispiele aus Deutschland sind die Goldseifen im ostbayerischen Kristallin (Lehrberger 1996) und die Zinnseifen im Erzgebirge (Wagenbreth & Wächtler 1990: 195ff.; siehe auch Abb. 13).

Da bis in die frühe Neuzeit die Abbauverfahren keine grundlegenden Änderungen erfahren haben (vgl. Kap. 2.4), ist eine zeitliche Einordnung von Bergbauspuren über das Georelief nicht immer ohne weitere Untersuchungen möglich. So sind zum Beispiel Trichtergruben und ganze Grubenfelder auf der gesamten Süddeutschen Alb zu finden (Vogt-Eisenschink 1987, Kempa 1991; Abb. 10), ohne dass über die Form der Trichtergruben an sich stichhaltig zwischen prähistorischem und historischem Alter differenziert werden kann (u.a. Wolf 2004: 23). Definitive Altersbestimmungen sind erst mittels datierbaren Fundguts aus Grabungen in den Halden oder in den Schächten möglich, die allerdings nur in wenigen Fällen durchgeführt sind (vgl. hierzu auch Mighall et al. 2002, Timberlake 2003). Zumeist richtet sich das Interesse auf die Stätten der Verarbeitung, wie etwa beim Dietzhölzta-Projekt (Jockenhövel 1995a). Überdies sind die Schächte vielfach fundleer, so dass keine Datierung möglich ist (Vogt-Eisenschink 1987). So bleibt die Altersfrage in der Regel ungeklärt oder im Widerspruch zu älteren Meinungen (vgl. u.a. Zahn 1981).



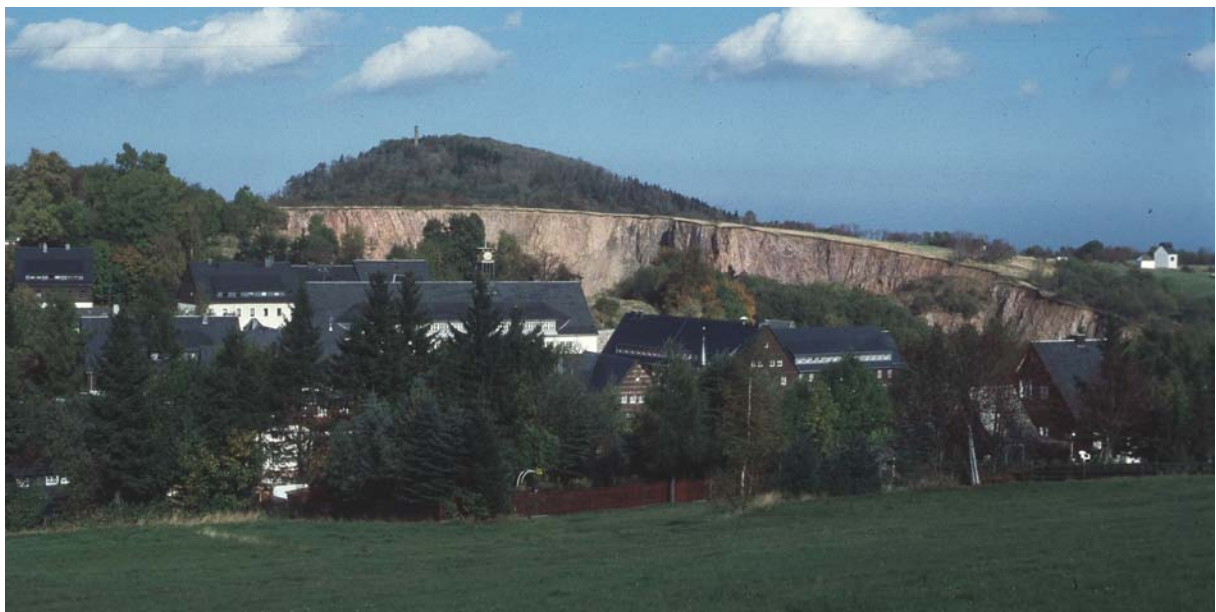
**Abb. 10:** Trichtergruben auf der Hochfläche der Mittleren Frankenalb. Erzberg bei Traidendorf nördlich Kallmünz und westlich der Vils, Landkreis Regensburg. Aufnahme April 2001.

Zu den **indirekten** Folgen zählen Veränderungen der Reliefsphäre, die ursächlich mit dem Montanwesen in Verbindung stehen, allerdings zeitlich später auftreten oder andere, nicht direkt vom Bergbau beeinflusste Landschaftsteile betreffen. Die morphologisch eindrucksvollsten Reliefformen sind Pingen, die Durchmesser von mehreren hundert Metern erreichen können (s.u.). Es sind Hohlformen, die durch Einbrüche in Bergbaugebieten entstehen und durch den bergbaubedingten Massenverlust untertage verursacht wurden (Abb. 11). Einbrüche dieser Art sind auf historische Bergbaureviere beschränkt, in denen untertägig abgebaut wurde. Pingenbrüche treten bis heute auf und können insbesondere in Gebieten, die nach bergbaulichen Nutzungsperioden besiedelt und bebaut wurden, zu großen Schäden an Bauwerken führen. Jüngste Beispiele finden sich u.a. im Stadtgebiet Siegens (<http://www.siegener-loch.de/>). Ähnlich wie Halden können Pingen zur Lokalisation der im Untergrund liegenden Stollen dienen.



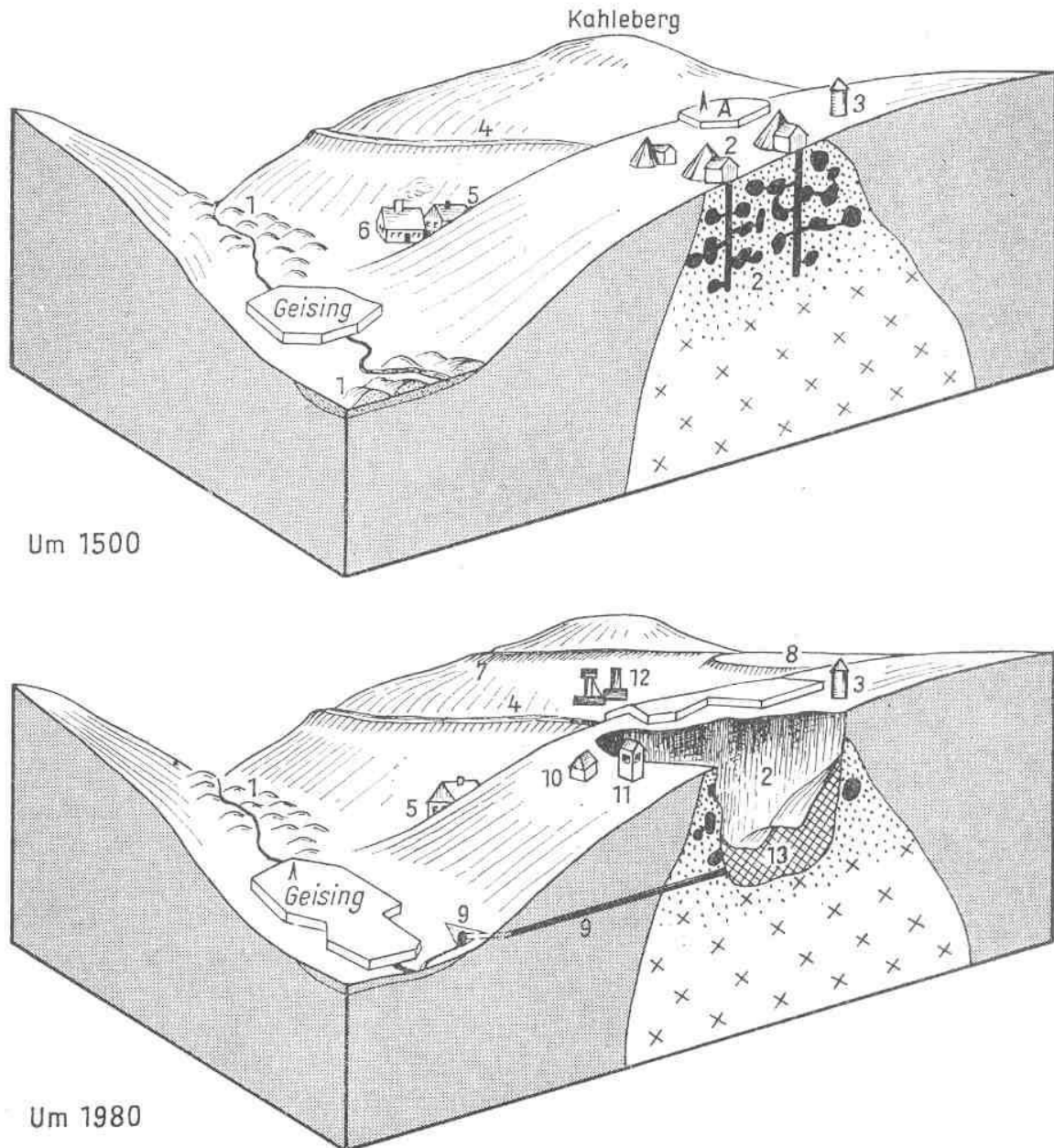
**Abb. 11:** Schema eines Bergschadens auf dem Freiburger Erzgang und seiner Beseitigung. **a)** Situation vor dem Bergschaden. Ein offener Schacht (A) wurde nach dem Abbau des Erzes mit Holz (H) abgestützt, um die Hohlform aufzufüllen (F) und die Oberfläche zu rekonstruieren. **b)** Bei Überbelastung und/oder Alterung der Holzdecke kommt es zum Einsturz im Bereich des ehemaligen Schachtes (b), während im bergbaulich nicht betroffenen Bereich (a) keine Nachsackungen auftreten. **c)** Durch eine neuzeitliche Betondecke (B) und Verfüllung (NF) wird der Bergschaden behoben. Etwas davon entfernt hat sich ein weiterer Bergschaden gebildet (S). Aus Wagenbreth & Wächtler (1986: 129).

Bekannte Beispiele bereits historisch entstandener Pingen gibt es im schwedischen Falun (Wilsdorf 1987: 238) und im Zinnbergbauggebiet des östlichen Erzgebirges (Wagenbreth & Wächtler 1986, Wagenbreth & Wächtler 1990: 157ff.). Die Pinge der Kupfermine in Falun resultiert aus einem großen Einbruch im Jahr 1687. Die 300 x 350 m große und 90 m Tiefe Hohlform ist seit dem Jahr 2001 Teil des UNESCO-Welterbes *Historic cultural landscape of the Great Copper Mountain Falun* (<http://www.worldheritagesite.org/>). Seine überregionale Bedeutung erlangte dieser Bergbau im 17. Jahrhundert, als die Mine in Falun 70 % der weltweiten Kupferproduktion abdeckte ([http://whc.unesco.org/archive/advisory\\_body\\_evaluation/1027.pdf](http://whc.unesco.org/archive/advisory_body_evaluation/1027.pdf)). Die größte Pinge im Erzgebirge liegt bei Altenberg und ist noch heute weithin als Bergbaudenkmal sichtbar (Abb. 12). Hier begann um 1440 der Abbau im zinnhaltigen Granit. Knapp einhundert Jahre später kam es 1545 zu ersten Einbrüchen, die bis heute anhalten (Wagenbreth & Wächtler 1986; Abb. 13). Dies zeigt auch, welche lang anhaltenden Wirkungen Eingriffe des montan wirtschaftenden Menschen haben können.



**Abb. 12:** Pinge von Altenberg, Osterzgebirge, Sachsen. Ansicht von Westen mit dem Geisingberg im Hintergrund. Aufnahme Oktober 2001.



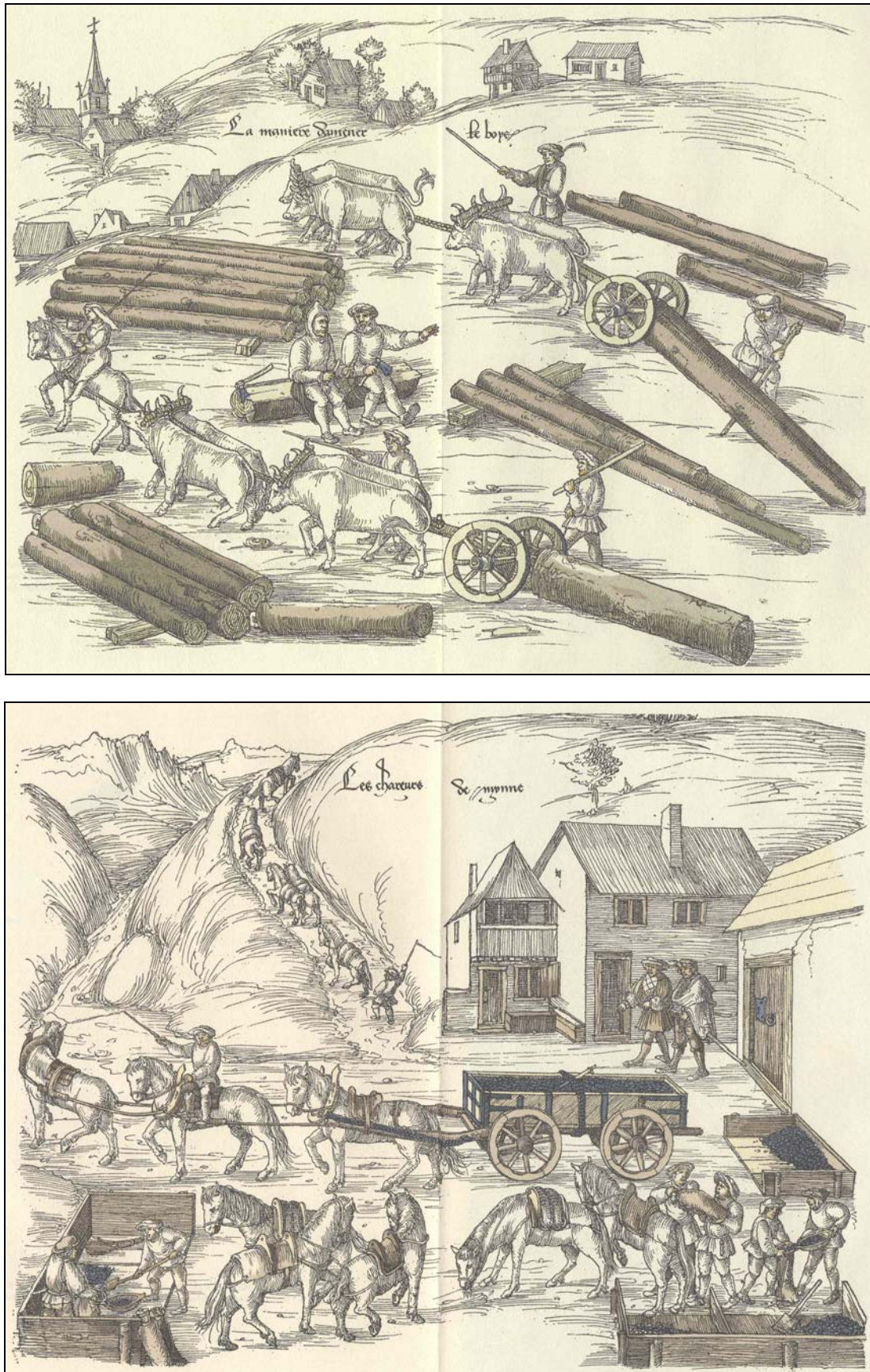


**Abb. 13:** Montan bedingte Reliefformen im Gebiet des erzgebirgischen Zinnbergbaus mit den Grubenfeldern des Zinnseifenabbaus in der Talaue sowie der Entwicklung der Pinge von Altenberg. 1 Geländere Relief nach dem Waschen von Zinnstein aus Zinnseifen; 2 Pferdegöppel und Förderung von Zinnerz aus dem Zinngranit bzw. (nach 1545) die Pinge; 3 Glockenturm; 4 Aschergraben (1460); 5 Pochwerk und Zinnwäsche; 6 Zinnhütte; 7 Quergraben (1550); 8 Galgenteiche (1550); 9 Zwitterstocks Tiefer Erbstolln (1491 bis 1553, zum Wasserabfluss); 10 Pulverhaus (17./18. Jh.); 11 Wetterschacht (20. Jh.); 12 Schachanlage des VEB Zinnerz Altenberg (um 1980); A Altenberg. Aus Wagenbreth & Wächtler (1989: Abb. 2.10).

Zu den vom Bergbau induzierten Oberflächenformen lassen sich im weitesten Sinne auch Folgeerscheinungen zählen, die durch Prozesse entstanden sind, welche in direktem oder indirektem kausalen Bezug zum (prä-)historischen Bergbau gestanden haben. Bezüge dieser Art sind insbesondere die Nutzung von Naturressourcen (v.a. Holz, Wasser) als Grundlage für den Bergbau oder für die Aufbereitungsprozesse. Übermäßige Abholzungen

sind für historische Bergbaugebiete wiederholt schriftlich oder bildlich dokumentiert (Agricola 1980 und Kap. 2.6). Im Zusammenhang mit der Holznutzung war der Transport von Langholz mit Hilfe von Fuhrwerken zum Zwecke des Grubenbaus besonders bedeutsam für die Reliefentwicklung. Die physikalische Beanspruchung des Bodens durch Druck-, Zug- und Scherbewegungen, die von den Fuhrwerken und ihren nachgeschleiften Baumstämmen ausging (Abb. 14), hatte zwangsläufig die Offenlegung der Bodenkrume an den nicht befestigten Wegen zur Folge. Ebenso muss damit gerechnet werden, dass auch beim Transport anderer montan relevanter Güter und Produkte (v.a. Erz und Holzkohle) Fuhrwerke Bodenerosion initiierten (Abb. 14). Insbesondere die Altstraßenforschung geht davon aus, dass bei der Talfahrt durch die Verwendung des Bremschuhs der oberflächennahe Untergrund stark aufgerissen wurde (u.a. Manske 1987, Codreanu-Windauer & Manske 2004: 120). Somit ließen sich parallel verlaufende, unterschiedlich tiefe Erosionsrinnen als Fahrspuren eines tal- und eines berggerichteten Transportsystems erklären.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass der bergbauforcierte Wandel in der Landnutzung gemeinsam mit dem Transportwesen eine Reihe von Erosionsformen verursachte. Wie in anderen (prä-)historisch intensiv genutzten Landschaften sind Hohlwege, Gullies und Schwemmfächer auch in ehemaligen Montangebieten weit verbreitet. Im Vilstal südlich von Amberg sind mehrere dieser Hohlweg-Gully-Schwemmfächer-Systeme in Vergesellschaftung mit den seit dem 14. Jahrhundert an der Vils betriebenen Eisenhämmern vorhanden (Abb. 15). Die Eisenhämmer waren neben den Erzgruben die größten Holzverbraucher im ostbayerischen Revier und mussten ihren Bedarf aus den nahegelegenen Wäldern decken (Vangerow 1987). Merkmale, Eigenschaften und Alter dieser Erosionsformen werden im Rahmen der Teilstudie A detailliert untersucht.



**Abb. 14:** Historische Darstellungen des Transports von Langholz (**oben**) und von Erz (**unten**) für die Rote Grube Sankt Nikolaus in La Croix-aux-Mines im lothringischen Bergbaurevier während des 16. Jahrhunderts. Kolorierte Federzeichnungen des Malers Heinrich Gross aus dem 16. Jahrhundert. Aus Winkelmann (1962).





**Abb. 15:** Lineare Erosionsformen im Vilstal/Opf. **Oben:** Gully (Runse) eines Erosionssystems im Hirschwald südlich von Amberg, das von der Albhochfläche zum ehemaligen Hammerwerk Leidersdorf (vgl. Abb. 25) verläuft; Aufnahme Juni 2001. **Unten:** Fahrspuren eines Hohlwegsystems am Fischerberg nordwestlich von Kallmünz, das von den Trichtergruben am Erzberg (vgl. Abb. 10) zum ehemaligen Hammerwerk Traidendorf verläuft; Aufnahme April 2001.

### **2.3 Veränderungen in der Pedosphäre**

Da sich Böden im Überschneidungsbereich verschiedener Sphären befinden (u.a. Strasburger 1991: 831; Abb. 3), die einzeln oder insgesamt vom Bergbau beeinflusst sein können, sind montan bedingte Veränderungen in der Pedosphäre vielgestaltig hinsichtlich ihres Umfangs und Charakters. Böden sind Teil der obersten, belebten Lithosphäre (vgl. Kap. 2.1), die durch Humus- und Gefügebildung, Verwitterung und Mineralbildung sowie Verlagerung von Zersetzungs- und Verwitterungsprodukten umgestaltet sind (Scheffer & Schachtschabel 2002: 2). Sie haben in Form weit verbreiteter grundwasserbeeinflusster Böden (AG Boden 1996: 207ff.) unmittelbar einen großen Anteil an der Hydrosphäre (vgl. Kap. 2.4). Darüber hinaus stehen fast alle Böden mit der Hydrosphäre indirekt funktional und räumlich in Verbindung, da Stoffflüsse in der Pedosphäre mehrheitlich über die Lösungsphase ablaufen. Ein Austausch von Stoffen zwischen Pedo- und Hydrosphäre erfolgt also langfristig immer. Gleiches gilt für den Stoff- und Energieaustausch mit der Atmosphäre und natürlich der Biosphäre (vgl. Kap. 2.5 & 2.6). Es ergeben sich daher durch die Verknüpfung mit anderen Sphären eines Ökosystems unzählige Veränderungen von Böden, die in ihrer Gesamtheit, Quantität und zeitlicher Variabilität nur unter großem Aufwand zu erfassen sind. In jedem Fall belegen die wenigen umfassend angelegten Ökosystemstudien, dass Böden entscheidende Quellen- und Senkenfunktionen im Kreislauf der Stoffflüsse einnehmen (u.a. Einsele 1986, Ellenberg et al. 1986). Im Folgenden sind die wichtigsten montan bedingten Veränderungen in der Pedosphäre berücksichtigt.

Die durch den Abbau von Rohstoffen verursachten **direkten** Umgestaltungen in der Relief- und Lithosphäre gehen in erster Linie einher mit einer irreversiblen Zerstörung von Böden als gewachsenen Bestandteilen einer Landschaft. Dabei reichen die Zerstörungen von der topischen bis zur chorischen Dimension im Sinne der Landschaftsökologie (vgl. Leser 1997: 198ff.), respektive von einzelnen Polypedalen (Pedotope) bis hin zu Bodenprovinzen (Pedomakrochore) im Sinne der Bodenverbreitung (Scheffer & Schachtschabel 2002: 459). Während im (pedo-)topischen Maßstab bereits der Abtrag von Bodenhorizonten eine signifikante Zerstörung des Bodens bedeutet, beinhaltet eine Bodenzerstörung in der chorischen Dimension den flächenhaften Abtrag des Bodens bis hin zum Ausgangssubstrat. Ähnlich wie beim Georelief ergibt sich also eine maßstabsorientierte Betrachtungsweise der Böden (Abb. 16).



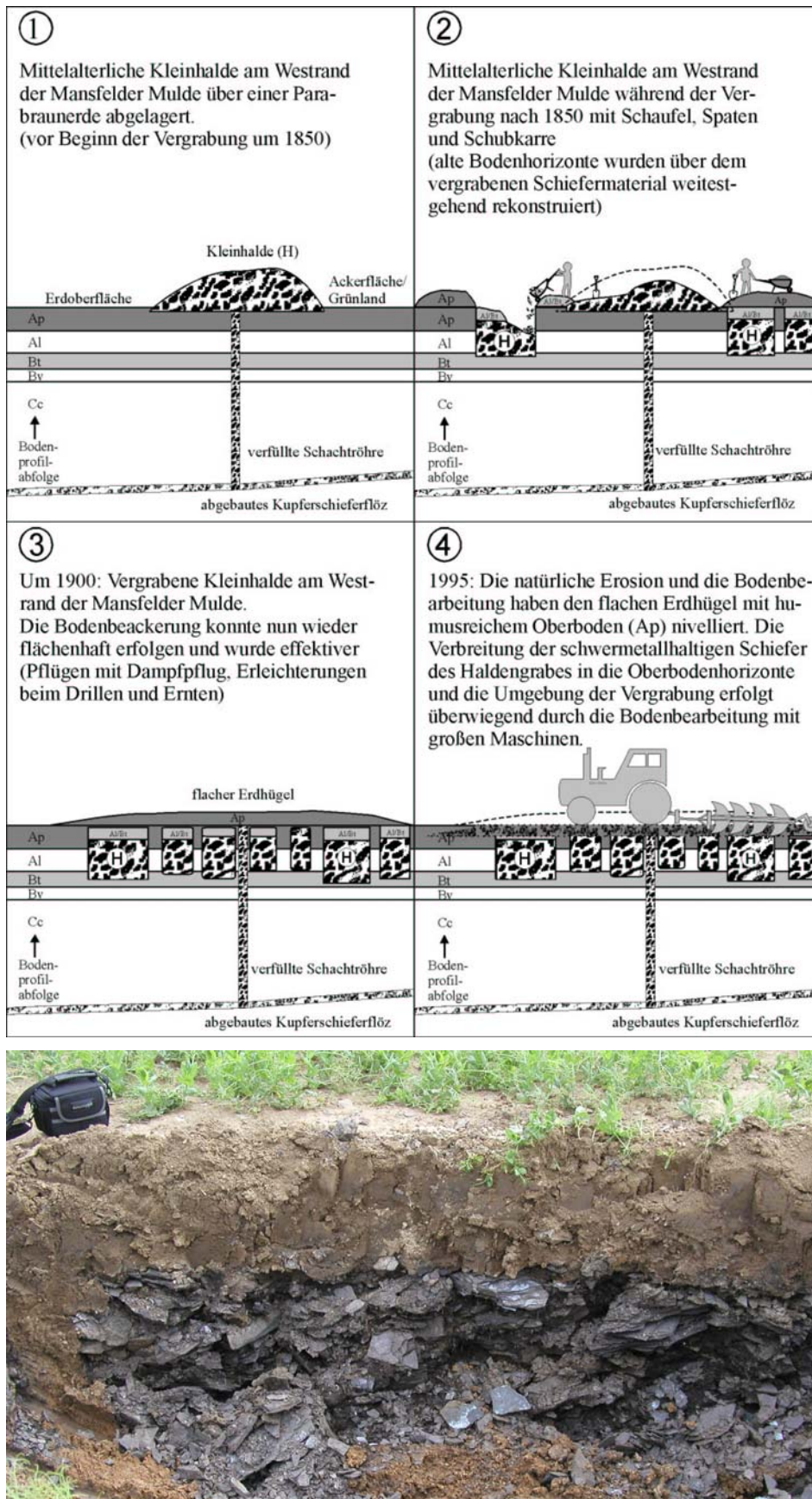
**Abb. 16:** Zerstörung von Böden und ihre Betrachtung auf verschiedenen Maßstabsebenen. **Oben links:** Profil eines ungestörten Podsols im Sandholz nordwestlich von Gebenbach, Landkreis Amberg-Sulzbach. **Oben rechts:** Lage wie oben links, allerdings etwa 20 Meter entfernt im Bereich eines Forstweges; eine Horizontierung ist deutlich vorhanden, jedoch sichtlich anthropogen gestört. **Mitte:** Lage wie oben links; der Schnitt schließt einen Hohlweg quer zur Fahrtrichtung auf; der Podsol ist bis zum sandig verwitternden Ausgangsgestein abgetragen; ab 40 cm Tiefe sind humose kolluviale Verfüllungen des Hohlweges zu erkennen. **Unten:** Blick über die Schwandorfer Bucht auf den Falkensteiner Vorwald in das Restloch des Braunkohletagebaus südöstlich von Irlach, Landkreis Schwandorf; die Böden sind großflächig abgetragen. Alle Aufnahmen Mai 2001.



Zeitgleich mit dem Abbau und der Zerstörung nativer Böden entstehen neue Böden in den durch den Bergbau bereitgestellten Materialien, v.a. den Halden (siehe auch Abb. 9). Gemäß (AG Boden 1996: 262) werden diese Halden als Kippsubstrate bezeichnet (vgl. auch AK für Bodensystematik 1998: 135ff.). Diese Substrate haben in Abhängigkeit ihres Ursprunges (technogen vs. natürlich) sehr unterschiedliche mineralogische, chemische und physikalische Eigenschaften mit weit reichenden Folgen für die Bodenentwicklung und Bodenökologie. In Bergbau(folge)landschaften des Industriezeitalters sind die Kennzeichnung und Bewertung der pedologischen Verhältnisse an Neulandstandorten von großer Bedeutung. Neuzeitlich entstandene Bergbauböden sind daher Gegenstand zahlreicher, teilweise sehr umfassender Untersuchungen (vgl. Hüttl et al. 1999, Hüttl et al. 2004 mit weiterführender Literatur).

Detaillierte bodenkundliche Studien an Kippsubstraten des (prä-)historischen Bergbaus sind überaus selten und zumeist Randerscheinungen im Kontext einer primär archäologisch oder auch landschaftsgeschichtlich ausgerichteten Fragestellung (u.a. Emmerer et al. 2003). Nur wenige Arbeiten fokussieren auf pedologische Inhalte und wenden dabei die aus der Bodenkunde bekannten Methoden und Terminologien an, wie etwa die Studien von Oertel (2003). Im historischen Bergbaugesamt des Mansfelder Landes im Raum Eisleben-Hettstedt (Sachsen-Anhalt) konnte nachgewiesen werden, dass Oberböden von Ackerflächen stark mit Schwermetallen belastet sind. Diese Schwermetallanreicherung ist dadurch verursacht, dass am Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts Klein- und Kleinsthalden des mittelalterlichen Kupferschieferbergbaus vergraben wurden. Ziel dieser Maßnahme war es, eine intensivlandwirtschaftliche Nutzung zu ermöglichen. Um eine kulturfähige Ackerscholle zu erhalten, wurde das schwermetallreiche Haldensubstrat mit dem Solum von Parabraunerden abgedeckt, die im Umfeld native Böden darstellen. Infolge jahrzehntelanger Bodenbearbeitung und -erosion wird das Haldensubstrat exhumiert und in die Ap-Horizonte eingearbeitet (Abb. 17). So überschreiten die Schwermetallgehalte in den Oberböden regelhaft die Maßnahmewerte der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (Oertel 2003).

Dieses Beispiel zeigt auch, wie stark in einer historischen Bergbauregion der sozio-ökonomisch forcierte Wandel in der Landnutzung – vom mittelalterlichen Bergbau zurück zur neuzeitlichen Agrarwirtschaft – Einfluss auf die rezente Landschaftsbelastung nehmen kann. Dabei führt dieser Landnutzungswandel neben den direkten Kontaminationen der Pedosphäre auch zu Belastungen der anderen Bereiche, vor allem der Hydro- und Biosphäre. Wachstumsstörungen der Kulturpflanzen und Ernteauffälle zeichnen dabei zweidimensionale Formen in die landwirtschaftlichen Areale, welche die ehemaligen Vergrabungsmuster wiedergeben (vgl. auch Kap. 2.6, Abb. 35).

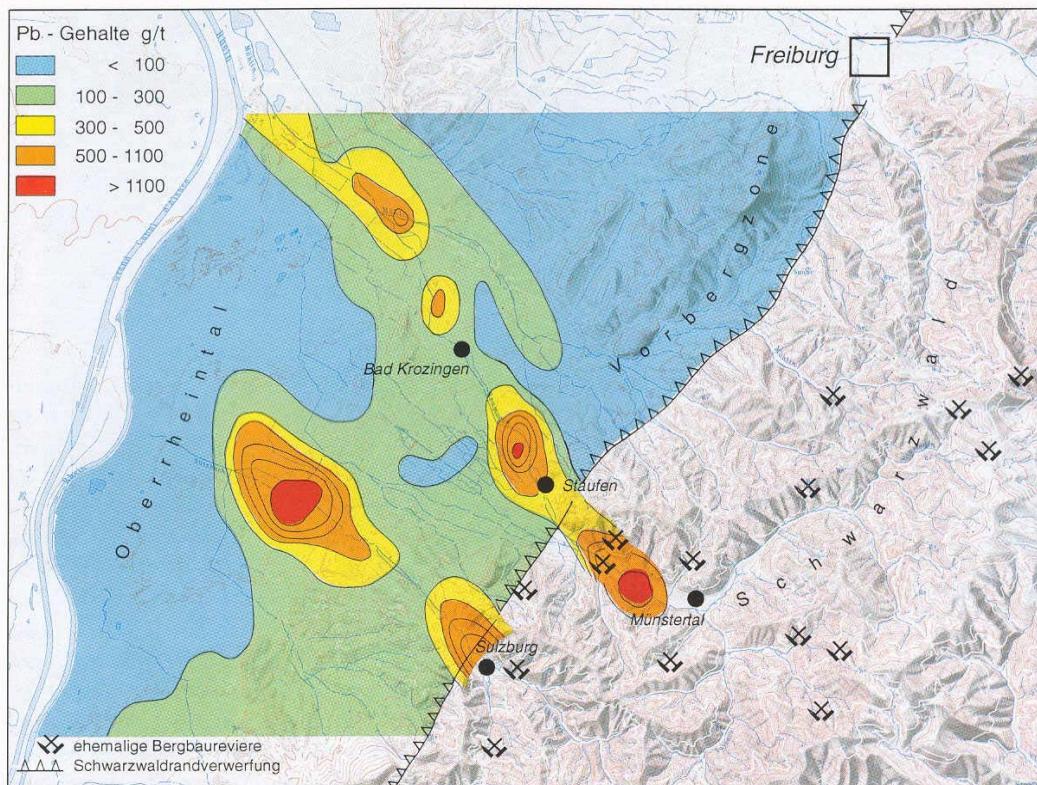


**Abb. 17:** Vergrabene Halden im Mansfelder Land. **Oben:** Schema zur Technologie der Haldenvergrabung und späteren Exhumierung. Aus Oertel (2003: 54). **Unten:** Profil einer vergrabenen Halde bei Hettstedt mit schwarzem, schwermetallreichem Haldenmaterial unter braunem Pflughorizont; Aufnahme Mai 2003.



Neben den Bergwerkshalden als typische Begleiterscheinungen in (prä-)historischen Montangebieten sind Halden an den Stätten der Weiterverarbeitung (z.B. mittelalterliche Hammerwerke) weit verbreitete Zeugen des ehemaligen Bergbaubetriebes. Die ökologische Relevanz der Halden an diesen Lokalitäten liegt zumeist in ihrem Schadstoffpotential, welches primär von der Lithologie der Lagerstätte gesteuert wird. Weitere Faktoren, wie etwa die Mobilisierbarkeit und die hydrologischen Standortbedingungen, nehmen ebenfalls Einfluss.

Die **indirekten Folgen** des (prä-)historischen Montanwesens auf die Pedosphäre sind mannigfaltig infolge der zentralen Stellung von Böden in Ökosystemen und der damit verbundenen großen Anzahl beeinflussender Faktoren (s.o.). Zu den bedeutendsten und nachhaltigsten Auswirkungen zählen Stoffimmissionen über den hydrologischen und atmosphärischen Pfad (vgl. Kap. 2.4 & 2.5). Aufgrund ihrer Persistenz reichern sich bei anhaltendem Eintrag insbesondere Schwermetalle in Böden an. Primärquellen der Schwermetalle sind lithogene Metallanreicherungen, d.h. in der Regel die abgebauten Erze oder Armerze, die durch den Abbau reaktiviert wurden. Durch die Prozesse der Erzaufbereitung und Verhüttung werden die Metalle freigesetzt und über die Medien Wasser und Luft in direkte und mittelbare Bereiche der Landschaft verfrachtet. Die in Abhängigkeit der Kulturstufen unterschiedlichst ausgeprägten Technologien der Aufbereitung und Verhüttung steuern maßgeblich den Pfad, das Ausmaß und die Verbreitung der Bodenkontamination. So sind charakteristischerweise Auenböden erst verstärkt kontaminiert worden, seitdem sich im 13. Jahrhundert die Ausnutzung der Wasserkraft etabliert hatte und im Zuge dessen die Verhüttung von Eisen und Buntmetallen in die Talauen der Flüsse konzentriert wurde (Tylecote 1987). In deutschen Mittelgebirgen wie dem Schwarzwald (Foellmer 1999) und dem Harz (Matschullat et al. 1997, Dobler 1999) sind daher ebenso wie in anderen europäischen Bergbaugebieten des Mittelalters (u.a. Hudson-Edwards et al. 1997, Hudson-Edwards & Macklin 1999) deutliche Anreicherungen von Schwermetallen in den Talauen zu finden (Abb. 18). In diesem Zusammenhang ist klar belegt, dass so genannte Pochsande als Residualfraktion der Erzaufbereitung für die Kontamination der Auenböden verantwortlich sein können (u.a. Kleßen & Chrobok 1989, Dobler 1999).



**Abb. 18:** Die Anreicherung von Schwermetallen in Auenböden. **Oben:** Pochsande als schwermetallreiche Residualfraktion der Erzaufbereitung in einem Profil eines Auenbodens in der Selkeaue (Harz); Aufnahme Mai 2003. **Unten:** Karte der Bleigehalte in den Oberböden im Einzugsbereich der mittelalterlichen Bergbaureviere des südlichen Schwarzwaldes. Aus Goldenberg (2000: 113).

Weitere indirekte Folgen des (prä-)historischen Montanwesens sind alle Umgestaltungen der Bodendecke, die im Zuge montan bedingter Landnutzung erfolgt sind. Hierzu zählen insbesondere die Phänomene der Bodenerosion, wie sie in Kapitel 2.2 (Reliefsphäre) dargestellt sind. Im Gegensatz zu den oftmals lokal beschränkten Eingriffen in die Pedosphäre durch den (prä-)historischen Abbau, wie etwa durch die Anlage von Trichtergruben (vgl. Kap. 2.2, Abb. 10), sind die Folgen der Bodenerosion auf die Bodenverbreitung in einer Landschaft großflächiger. Grundsätzlich ist die Erosion von Böden immer mit der Akkumulation eines korrelaten Bodensedimentes, eines Kolluviums, verbunden, das bodensystematisch als Kolluvisol in die Klasse der terrestrischen anthropogenen Böden gestellt wird (AG Boden 1996: 204). Während Phasen intensiver (prä-)historischer Landnutzung können durchschnittliche jährliche Bodenabtragswerte erreicht werden, die Erosionswerten in modernen Agrarlandschaften entsprechen (Völkel et al. 1998). Das gestalterische Potential der Bodenerosion kann so weit gehen, dass Landschaftselemente gänzlich zerstört werden. So konnte Leopold (2003) die Existenz vormalig weitflächiger Niedermoorareale im nördlichen Tertiärhügelland belegen, die mit der prähistorisch einsetzenden Bodenerosion an den Hängen und der Kolluviensedimentation in den Talräumen begraben wurden. Die ehemaligen Niedermoore liegen heute stellenweise über einen Meter unter Flur und sind mit Kolluvien bedeckt, die rezent teilweise eine ackerbauliche Nutzung ermöglichen. Dies zeigt, dass neben den Hängen insbesondere die Tallandschaften vom Phänomen der Bodenerosion betroffen sind, wo Kolluvien in Auensedimente übergehen oder sich mit diesen stratigraphisch verschneiden. Die durch den (prä-)historischen Menschen ausgelöste Bodenerosion und ihre nachhaltigen Folgen sind Thema zahlreicher Studien, die von Niller (1998: 9ff.) umfassend zusammengetragen sind. Eine gründliche Betrachtung der Bodenerosion vor dem Hintergrund der montanwirtschaftlichen Nutzung fehlt bisher.

#### **2.4 Veränderungen in der Hydrosphäre**

Gemäß ihrer Stellung in den Geowissenschaften fällt in erster Linie der Hydrologie die Untersuchung der Hydrosphäre zu: „Zur Hydrosphäre [...] gehört das auf der Erdoberfläche stehende (Seen, Meere etc.) und fließende Wasser (Flüsse etc.). Der Bereich im Untergrund (Locker- und Kluffgestein), der entweder vollständig (gesättigte Bodenzone, Grundwasser), teil- oder zeitweise (ungesättigte Bodenzone, Bodenwasser) mit Wasser in flüssiger Phase gefüllt ist, gehört sowohl zur Lithosphäre [und/oder Pedosphäre] als auch zu Hydrosphäre“ (Liebscher 1990: 3; vgl. Abb. 3). Von großer Bedeutung ist dabei die Wasserbeschaffenheit. Diese ist gekennzeichnet durch diverse physikalische Charakteristika (v.a. Temperatur, Dichte, Trübung, Transportraten der Lösungs- und Schwebfracht) und chemische Eigenschaften (pH-Wert, Zusammensetzung der gelösten Stoffe). Für die hier im Vordergrund stehenden Fragen zu Veränderungen in der Hydrosphäre ist entscheidend, dass diese

physikalischen und chemischen Eigenschaften ebenfalls in Raum und Zeit variieren (Liebscher 1990: 2). Konkret sind zum Beispiel unter dem Einfluss des montan wirtschaftenden Menschen Flüsse mit gelösten oder partikulären Stoffen befrachtet worden, und das in unterschiedlichster Art und zu verschiedensten Zeiten gemäß den angewendeten Bergbau- und Aufbereitungstechniken sowie den Nutzungsperioden (vgl. Kap. 2.3). Natürlich stehen diese Veränderungen in Verbindung zu ingenieurwissenschaftlichen und wasserwirtschaftlichen Bereichen, wie im Folgenden gezeigt wird.

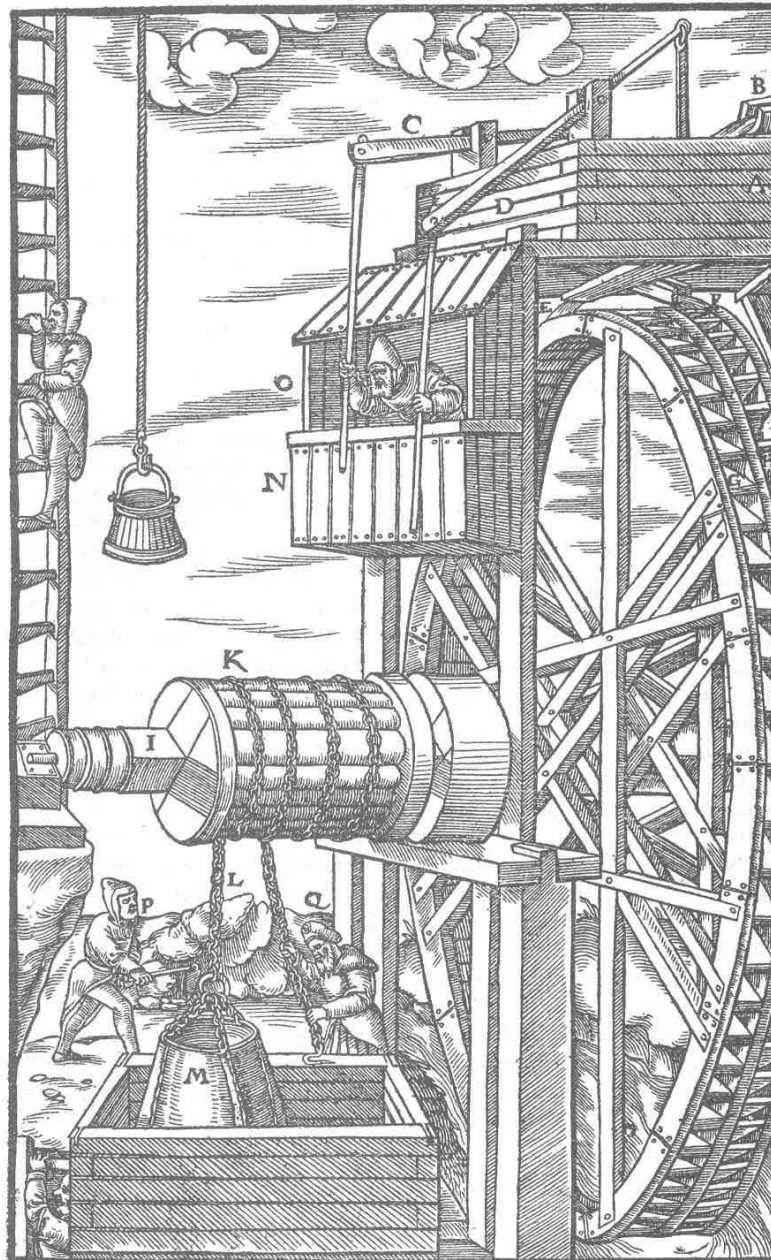
Zu den grundlegendsten Eingriffen des Bergbaus in die Hydrosphäre zählen alle Formen der Wasserhaltung in Bergwerken und Tagebauen. Die Wasserhaltung ist eine notwendige und temporäre Maßnahme, um untertägige Grubenbereiche oder Tagebaulöcher von zuströmendem Wasser trocken zu halten (Wohlrab et al. 1995). Inwieweit eine nachhaltige Zerstörung von Ökosystemen stattgefunden hat, die an hohe Grundwasserstände gebundenen sind (v.a. Moore), kann sicherlich nicht umfassend geklärt werden. Für die Mehrzahl der Bergbaugebiete, die sich in den Mittelgebirgen und insbesondere in den Hochgebirgen befinden, ist dieser Eingriff als gering einzuschätzen, da sich Areale mit niedrigen Flurabständen des Grundwassers aufgrund der vergleichsweise hohen Reliefenergie zumeist auf die Talauen beschränken. Mit Ausnahme der Seifenlagerstätten wurde dort nicht abgebaut (u.a. Shepherd 1993: 5ff., Craddock 1995: 26f.). Dagegen müssen in Becken, Tiefländern und breiten Talauen weitflächige und anhaltende Maßnahmen zur Grundwasserabsenkung durchgeführt werden, um dort oberflächennahe Rohstoffe abbauen zu können. Topogene Niedermoore, die nur bei hoch anstehendem Grundwasser entstehen und fortbestehen können, werden dadurch zerstört (Abb. 19). Speziell die Nutzung von Mooren lässt sich in Mitteleuropa bis ins Jungpaläolithikum nachweisen (Succow & Joosten 2001: 404ff.). Allerdings sind nachhaltige und umfangreiche Eingriffe in diese Ökosysteme aus der Sicht des Montanwesens erst im Zuge der Abbaus von Raseneisenerzen während der Eisenzeit belegt (Dörfler 2000, Wiethold 2000). Ob dabei allerdings schon gezielt der Wasserhaushalt reguliert wurde, bleibt fraglich. In jedem Fall wurden mit der Holzverknappung in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts Drainagemassnahmen in Mooren eingeleitet, um den Abbau von Torfen als Brennstoff in großem Umfang betreiben zu können (Richard 1990).





**Abb. 19:** Zerstörung eines Niedermoors in einer Tongrube bei Klardorf, Landkreis Schwandorf. Durch Sumpfungsmaßnahmen im Zuge des Abbaus der Lagerstätte wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt. Der ehemals permanent grundwassergesättigte Torfkörper ist trockengefallen und unterliegt seitdem einer aeroben Abbaudynamik. Aufnahme Juli 2001.

Im untertägigen Bergbau bleiben die unzureichenden technischen Möglichkeiten der Wasserhaltung bis zur Renaissance der limitierende Faktor. So war der Bergbau des 14. Jahrhunderts „(...) noch nicht über jenes Niveau hinausgelangt, das uns im antiken römischen Bergbau begegnet war“ (Suhling 1983: 86). Umfassende Ausführungen und detaillierte Abbildungen von Maschinen zur Wasserhaltung im sechsten Buch Agricolas belegen die herausragende Bedeutung, welche der Lösung dieses Problems noch im 16. Jahrhundert beigemessen wurde (Agricola 1980: 120ff.; Abb. 20). So wurde beispielsweise das Wasserkehrad, das außer bei Agricola (1980) auch im Schwazer Bergbuch wiedergegeben ist (Akademische Druck- und Verlagsanstalt Graz 1989), zeitweise als achtes Weltwunder bezeichnet (Fettweis 2004: 115). Eine dieser so genannten Wasserkünste ersetzte die Arbeitskraft von 500 bis 600 Wasserknechten, was von großer betriebswirtschaftlicher Bedeutung gewesen sein muss. So ist bekannt, dass der über 200 m tiefe Stollen bei Schwaz in Tirol erst wieder im Jahr 1556 durch den Einsatz des Wasserkehrrades wirtschaftlich rentabel angefahren werden konnte, nachdem die Sumpfungsmaßnahmen wegen der zu hohen Lohnkosten 1545 eingestellt worden waren (Egg 1989: 4).



Der Wasserbehälter A. Das Gerinne B. Die Hebel C, D. Die Gerinne unter den Schützen E, F. Die zwei Schaufelkränze G, H. Die Welle I. Der Kettenkorb K. Die Förderkette L. Die Bulge M. Die hängende Bühne N. Der Maschinenwärter O. Die Arbeiter, welche die Bulgen entleeren P, Q.

**Abb. 20:** Historische Darstellung eines Wasserkehrrades (16. Jahrhundert), das zur Sumpfung von Bergwerken eingesetzt wurde. Aus Agricola (1980: 170).

Die durch die Schachtanlagen verursachten Veränderungen in der Lithosphäre sind auch aus hydrologischer Sicht nur teilweise reversibel. Zwar steigt mit dem Ende des aktiven Bergbaus und dem Einstellen der Wasserhaltungsmaßnahmen der Grundwasserspiegel wieder an, doch liegen darin oftmals erst die nachhaltigen hydrogeologischen Schwierigkeiten, wie sie aus modernen Bergbaufolgelandschaften unter den Schlagworten der Flutungsproblematik oder des *Acid Mine Drainage* (AMD) beziehungsweise des *Acid Rock Drainage* (ARD) bekannt sind (vgl. Kap. 2.2). Auch in (prä-)historischen Montangebieten

können die Schächte bis heute als überaus effektive Fließbahnen fungieren. Stoffaustausch zwischen den Wässern und den Gesteinsoberflächen kann durch die hohe Reaktivität der frischen Lithotypen erfolgen (Schüring et al. 2000, Schulz & Teutsch 2002). Auswirkungen dieser Prozesse können aus alten Schächten austretende Wässer sein, deren Lösungsfrachten durch Ausfällungen sichtbar werden (Abb. 21).



**Abb. 21:** Austretendes Grubenwasser im Selketal (Harz). Das Grubenwasser ist reich an Metallen, die am Übergang in die Selkeau ausfallen. Im Hintergrund ist der Stolleneingang eines historischen Bergwerkes zu erkennen, aus dem das Grubenwasser ausströmt. Aufnahme September 1995.

Gegensätzlicher Art sind die Folgen des untertägigen Bergbaus im Falle einer lithosphärisch orientierten Fließbewegung des Wassers. Eindrucksvolles Beispiel ist die wechselhafte Geschichte des Salzigen Sees am Rande der Mansfelder Mulde in Sachsen-Anhalt. Von der Ausstreichzone am Rande der Mulde ist der Bergbau auf Kupferschiefer seit dem 12. Jahrhundert ins Muldenzentrum gewandert, wo das Flöz in 1000 m Tiefe lagert und bis 1969 abgebaut wurde (Wagenbreth & Wächtler 1989: 67). Neben den etwa 100 m hohen Spitzhalden, die als obertägige Relikte des industriellen Bergbaus weithin sichtbar sind, wurden



weite Bereiche der Mansfelder Mulde untertägig erschlossen. Als eine Folge des Bergbaus sind gegen Ende des 19. Jahrhunderts an mehreren Stellen Wässer in die Schächte eingebrochen (Albrecht 1974, Langelüttich 2003). Das natürliche Grundwasserabflussregime war somit irreversibel zerstört und führte in der Folge zum Rückgang oberflächennaher Grundwasserkörper. Im Jahr 1894 wurde der Salzige See, das mit 880 ha ehemals größte natürliche Binnengewässer Mitteldeutschlands, vollständig trockengelegt und nachfolgend intensiv landwirtschaftlich genutzt (Schmidt 1995). Erst durch das Einstellen der Wasserhaltung in den Gruben nach dem Ende des Bergbaus stieg der natürliche Grundwasserspiegel wieder an, so dass sich in den letzten Jahren des 20. Jahrhunderts ein neuer See gebildet hat (Abb. 22). Die Gewässerqualität des wieder entstehenden Salzigen Sees hängt stark ab von den naturräumlichen Gegebenheiten des Mitteldeutschen Trockengebietes. Sie ist aber auch eine Folge der sich verändernden Landnutzung und der Montangeschichte. Im Rahmen laufender geoökologischer Studien wird daher die Gewässerqualität bewertet, um Grundlagen für die Landnutzungsplanung zu erarbeiten (Schmidt & Frühauf 2000, 2002).

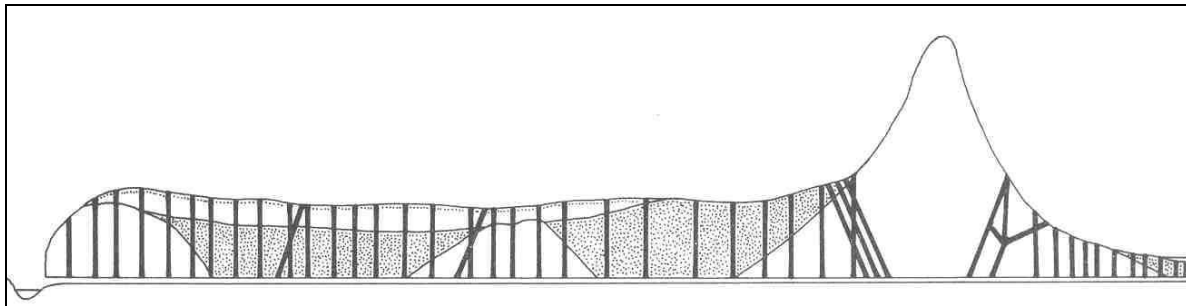


**Abb. 22:** Der wieder entstehende Salzige See im Mansfelder Land, Sachsen-Anhalt. Aufnahme Mai 2003.

Ähnliche Eingriffe und Folgen, die allerdings bis in die Römische Kaiserzeit zurückreichen und nicht zu einem exploitierenden Bergbau zählen, sind vom Fuciner See (Lago Fucino, Lago di Celano) in Italien bekannt (Wilsdorf 1987: 78). Das südlich der Stadt Avezzano gelegene abflusslose Binnengewässer war bis zu seiner vollständigen Trockenlegung im Jahr 1875 mit 155 km<sup>2</sup> das größte seiner Art in Mittelitalien (Campanelli 2001). In elfjähriger



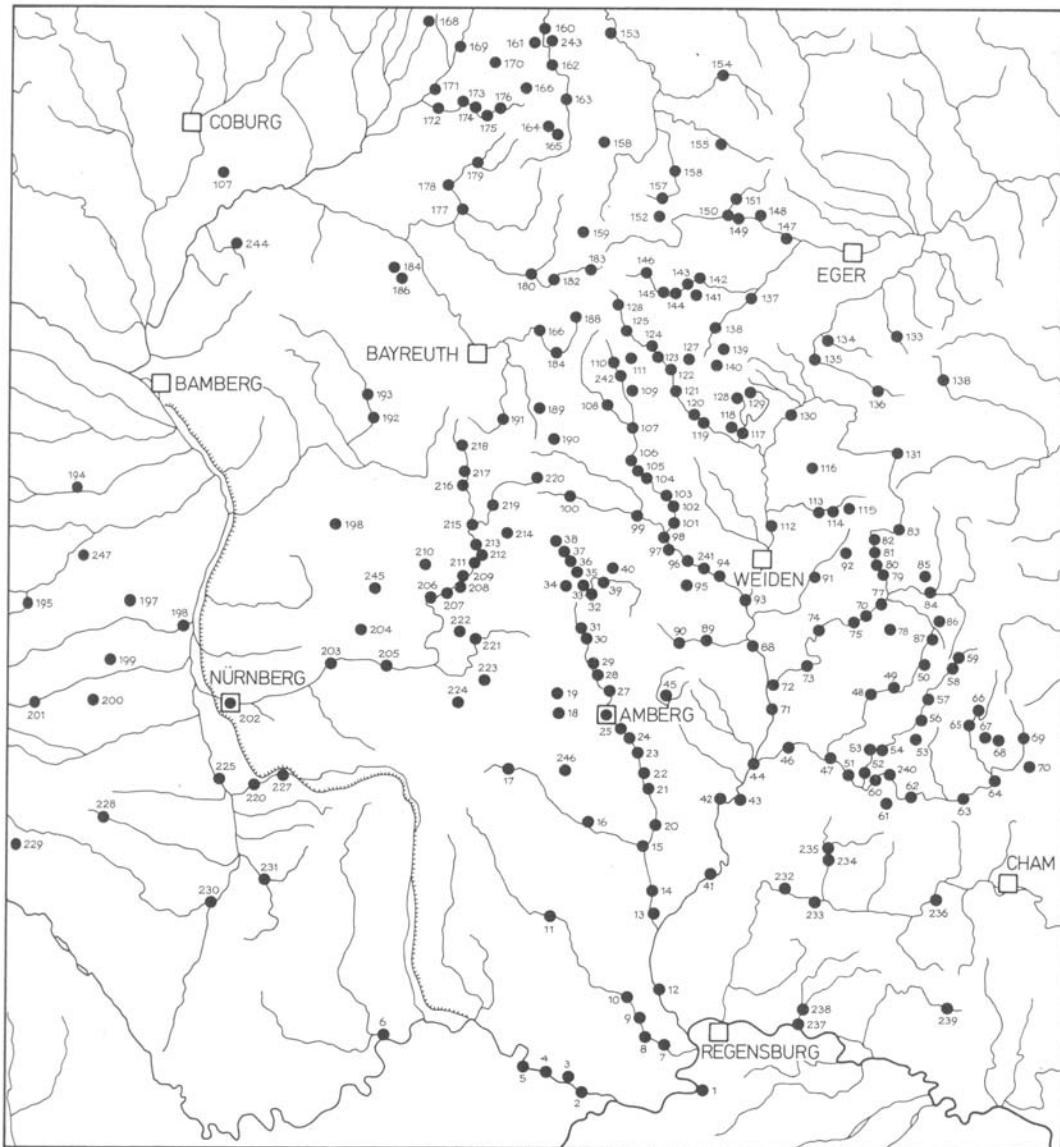
bergmännischer Arbeit hatten unter Kaiser Claudius 30.000 Arbeiter einen 5560 m langen Wasserabzugsstollen für den Fuciner See gegraben, um die Überschwemmungsgefahr zu mindern und Ackerland zu gewinnen. Dieser Kanal inklusive seiner 42 Hilfsschächte mit 84 Arbeitspunkten in den bis zu 120 m mächtigen Geröllmassen und Festgesteinen unter dem Monte Salviano (Abb. 23) war bis zum Bau des Alpentunnels unter dem Mont Cenis im Jahr 1865 die größte Anlage, welche die römische Montantechnik zustande gebracht hat (Wilsdorf 1987: 78). Allerdings scheiterte das Vorhaben der anhaltenden vollständigen Trockenlegung des Sees durch die häufigen Einbrüche der Stollen und die hohe Reparaturbedürftigkeit. Trotz wiederholter Versuche durch die Kaiser Trajan und Hadrian sowie Friedrich II., den See trockenulegen, gelang es erst 1875 das Binnengewässer vollständig abzulassen und in eine der ertragreichsten landwirtschaftlichen Regionen Italiens umzuwandeln (Campanelli 2001).



**Abb. 23:** Das von 44 - 54 n. Chr. angelegte Stollensystem unter dem Monte Salviano am Fuciner See in Mittelitalien. **Oben:** Aufriss des 5560 m langen Stollensystems. Aus Wilsdorf (1987: 78). **Unten:** Photo eines Horizontalstollens. Aus Campanelli (2001: 11).

Im Bereich der Oberflächengewässer sind die möglichen Folgen des Bergbaus, die über die bereits oben skizzierten hinausgehen, vergleichbar umfangreich wie im Bereich der Böden (vgl. Kap. 2.3). Veränderungen können sowohl die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Mediums Wassers betreffen (z.B. Metalleinträge) als auch den von ihm eingenommenen Raum (z.B. Flüsse, Seen etc.). Im Kontext zu Letzterem stehen alle natürlichen oder anthropogenen Oberflächenformen von Gewässern, die von der Geomorphologie und ihren Teilgebieten der Fluvialen Geomorphologie und der Anthropogenetischen Geomorphologie untersucht werden (vgl. auch Kap. 2.2). Dabei sind auch Bauwerke der bergmännischen und hüttentechnischen Wasserwirtschaft von Bedeutung, die weit reichende Veränderungen auf die Hydromechanik und Hydraulik der Fließgewässer ausüben (Liebscher 1990: 5).

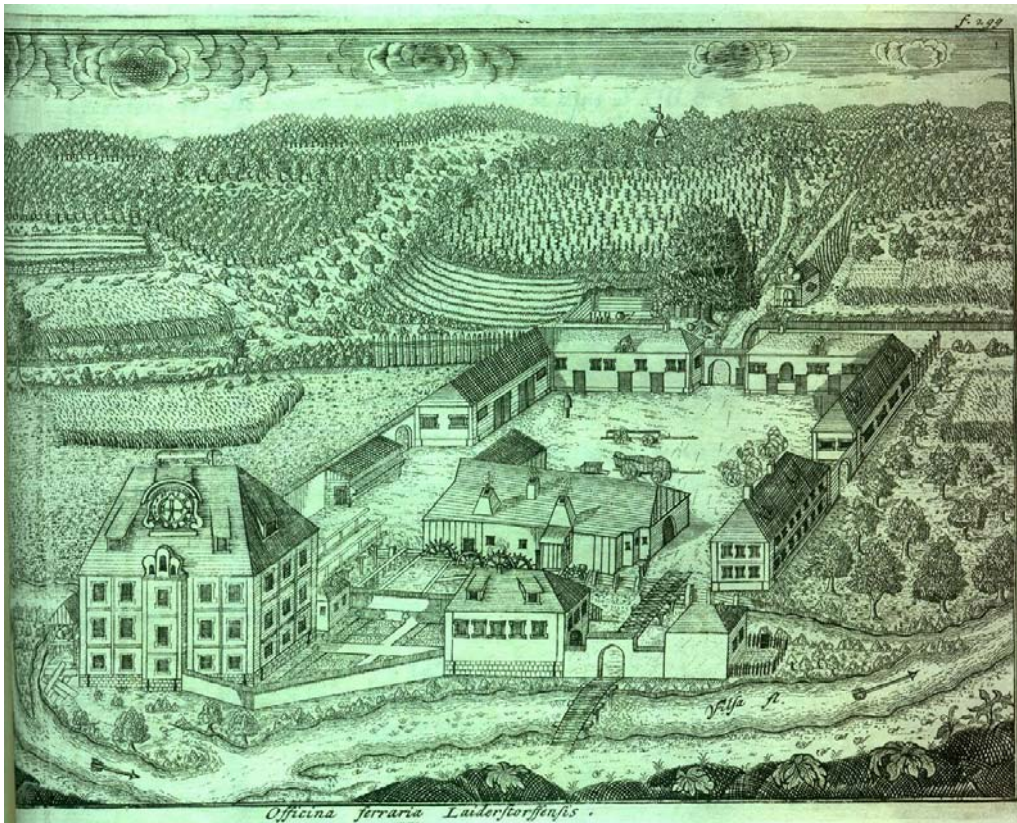
Zu den wichtigsten Wasserbauwerken der (prä-)historischen Montanwirtschaft zählen künstliche Gräben und Teiche (Wagenbreth & Wächtler 1986: 62ff., Mende 2003; Abb. 13). Außerdem wurden Wehre an den Flüssen errichtet, um über die Stauhaltung die Wasserkraft für Hammerwerke zu nutzen. Insbesondere im Oberpfälzer Revier des frühen Mittelalters waren Stauhaltungen weit verbreitet, an denen hauptsächlich Schien-, Blech- und Eisenhämmer betrieben wurden (Wittmann 1960, Zimmermann 2000). Erste urkundliche Belege für Hammerwerke im ostbayerischen Raum gehen in die Mitte des 13. Jahrhunderts zurück (Ress 1950). Für das 15. Jahrhundert sind insgesamt über 200 Hammerwerke belegt (Lutz 1941, Ambronn 1983; Abb. 24).



**Abb. 24:** Verbreitung und Lage der Hammerwerke des Oberpfälzer Reviers im Mittelalter. Aus von Stromer (1987: 177) nach Lutz (1941).

Im Vilstal südlich von Amberg sind die Stauhaltungen und die Hammerherrenschlösser bis heute vielerorts erhalten (Zimmermann 2000; Abb. 25). Die Auswertung historischer Karten und der Vergleich mit aktuellen Daten belegen die Persistenz von Wehren über Jahrhunderte. Im Rahmen des Dissertationsvorhabens von N. Richard werden die Folgen dieser wasserbaulichen Maßnahmen genauer untersucht (Richard 2005). Die Befunde weisen unter anderem darauf hin, dass es zu Flusslaufverlagerungen im Abstrombereich von Stauhaltungen gekommen ist und somit die baulichen Veränderungen einen nachhaltigen Einfluss auf die fluviale Morphodynamik genommen haben.



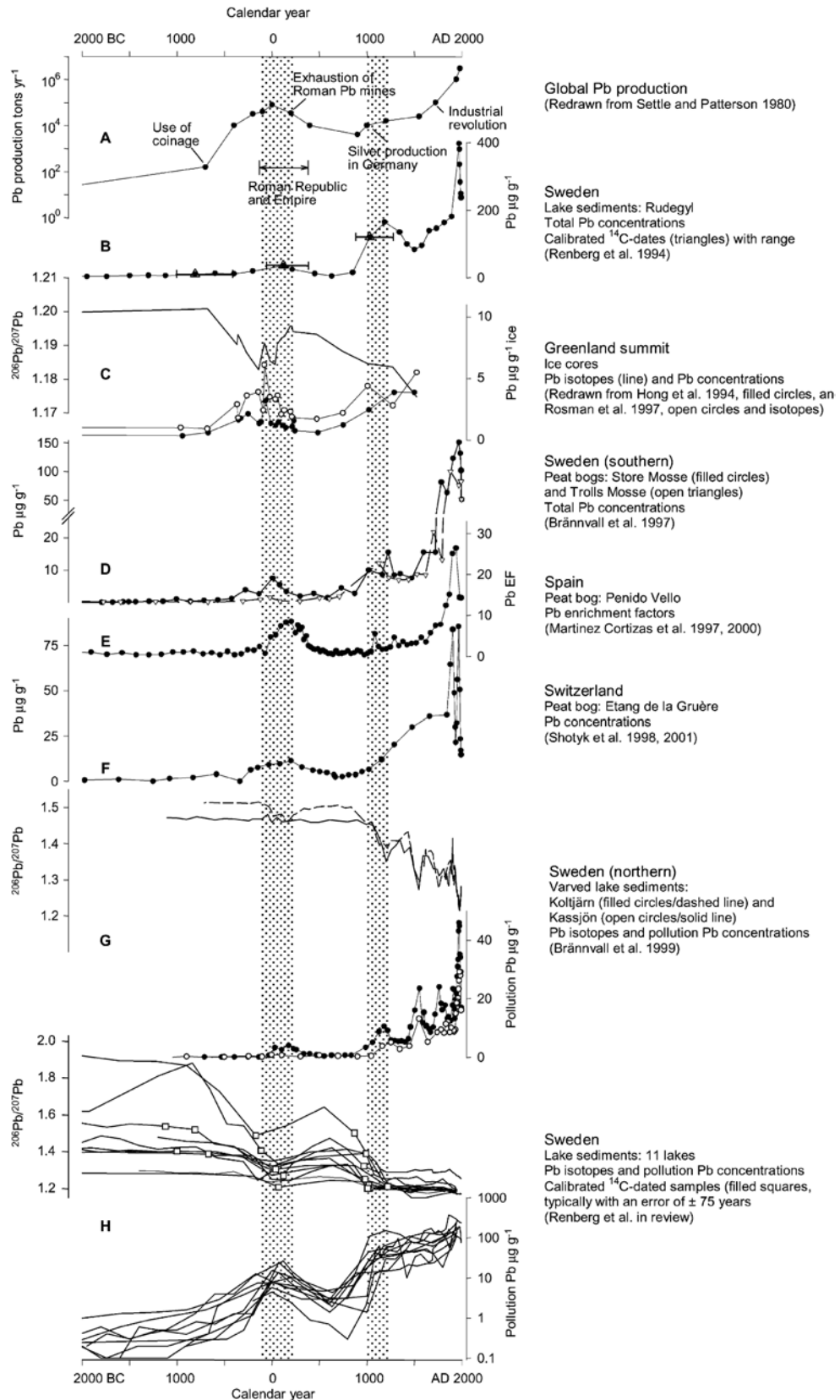


**Abb. 25:** Das ehemalige Hammerwerk und Hammergut in Leidersdorf an der Vils südlich von Amberg. **Oben:** Ansicht des historischen Hammerwerks von Norden mit Stauhaltung der Vils; Aufnahme April 2003. **Unten:** Historische Ansicht des Hammerguts um 1730; aus „Mundi miraculum sen. S. Otto Episcop. Bamberg. Monsit. Ensdorfens“, Amberg 1730.

## **2.5 Veränderungen in der Atmosphäre**

Die Grundmasse der verschiedenen Gase und gasförmigen Elemente, aus welchen sich die Lufthülle der Erde zusammensetzt, ist in der unteren Atmosphäre bis 20 km Höhe zeitlich und örtlich stark wechselnd vermischt mit gasförmigen, flüssigen oder festen Stoffen, die in der Summe oder einzeln als luftverunreinigend bezeichnet werden und zu Schäden an Organismen führen können (Heinrich & Hergt 1990: 163). Aussagen verschiedener Schriftsteller des Altertums und des Mittelalters sowie bildliche Darstellungen aus jenen Zeiten belegen, dass auch durch Luftverunreinigungen des präindustriellen Montanwesens schädliche Wirkungen ausgegangen sind (vgl. Ludwig & Gruber 1987: 90). Bereits Strabo schreibt im 3. Buch seiner *Geographica*: „Die Schmelzöfen auf Silber macht man hoch, dass der Rauch von den Masseln in die Höhe geführt werde, denn er ist schwer und schädlich“ (zitiert in Goldenberg 2000: 110f.). Zum Umgang mit Blei ist in der *Naturalis Historica* (34, 167) von Plinius dem Älteren aus dem 1. Jahrhundert n. Chr. zu lesen: „Beim Erhitzen empfiehlt es sich, die Atemwege zu schützen; andernfalls atmet man den schädlichen und ungesunden Dunst der Bleiöfen ein, der am ehesten den Hunden zusetzt“ (Projektgruppe Plinius 1989: 23). Ähnliche Aussagen zur Gesundheitsschädlichkeit finden sich bei Xenophon *Mem.* 3,6,12., bei Dioscur. *mat.med.* V 81 und bei Vitruv 8,6,11.

Vergleichbar zu den Emissionen aus neuzeitlichen Anlagen verblieben die Luftverunreinigungen aus (prä-)historischen Montanbetrieben nur temporär in der Atmosphäre und resultierten früher oder später in einer Immission in terrestrische oder aquatische Ökosysteme. Insbesondere persistente Stoffe, wie Schwermetalle, reichern sich während Phasen intensiver Nutzung an und lassen sich in einer Vielzahl von Geoarchiven, wie Seen, Mooren oder Gletschern, nachweisen (u.a. Hong et al. 1996, Renberg et al. 2001; Abb. 26). Im Rahmen der Fallstudie C wird dieser geoarchivalische Ansatz näher beschrieben und in einem Testgebiet des Hinteren Bayerischen Waldes angewendet. Die nachhaltige landschaftsökologische Bedeutung vorindustrieller Stoffveränderungen der Atmosphäre liegt vor allem in ihrem Einfluss auf andere Sphären (insbesondere die Pedosphäre), die teilweise bis heute Quellen oder Senken dieser (prä-)historisch eingetragenen Stoffe darstellen. Stoffart, Verbreitungsmuster, Belastungshöhe und Eigenschaften sind maßgeblich gesteuert von den ehemaligen Bedingungen während der Emission in die Luft, der Transmission durch die Atmosphäre und der Deposition daraus.



**Abb. 26:** Geschichte der Bleiproduktion (A) und der aus Geoarchiven rekonstruierten Bleianreicherungen der Atmosphäre (B-H) für die Zeit von 2000 BC bis 2000 AD nach verschiedenen Autoren. Aus Renberg et al. (2001). Die beiden schattierten Vertikalbalken zeigen das Maximum der römischen Bleiproduktion (100 BC bis 200 AD) und den mittelalterlichen Anstieg der Bleiverschmutzung (1000 bis 1200 AD).

Montan bedingte Einträge in die Atmosphäre werden meist durch die thermische Behandlung von Erzen zum Zwecke der Metallproduktion verursacht. Neben dem eigentlichen Prozess des Schmelzens und der Verhüttung erfordert die Herstellung von Metallgütern auch eine Aufbereitung der Erze (Healy 1978: 139ff., Agricola 1980: 178ff., Craddock 1995: 156ff.). Die physikalische Aufbereitung der Erze, d.h. insbesondere die Zerkleinerung (das Pochen), das Sieben und das Waschen, führt in erster Linie zu einer Stoffbefrachtung der Fließgewässer (vgl. Kap. 2.3). Allerdings finden auch hier Staubeentwicklungen (z.B. durch Trockenpochwerke) statt, die durch die direkte Exposition der Berg- und Hüttenleute und eine inhalative Aufnahme eine Gesundheitsschädigung zur Folge haben (Wilsdorf 1987: 162). In jedem Fall ist die thermische Aufbereitung (das Rösten), wie sie u.a. im VIII. Buch bei Agricola (1980: 178ff.) beschrieben ist, mit einer gas-, dampf- oder staubförmigen Freisetzung von Stoffen verbunden (Abb. 27), welche zu Schädwirkungen in der Umwelt führt (s.u.).



*Der Röststadel A. Die Hölzer B. Das Erz C. Die Gestalt des Kegels D. Das Wassergerinne E.*

**Abb. 27:** Historische Darstellung eines Röststadels zur Erzaufbereitung aus dem 16. Jahrhundert. Aus Agricola (1980: 237).



Wie beim Rösten der Erze sind auch beim Schmelz- und Verhüttungsprozess hauptsächlich die Erzart und deren Chemismus für die Stoffgarnitur der Immission verantwortlich. So entstehen zum Beispiel beim Schmelzen schwefelhaltiger Erze unter bestimmten Bedingungen schwefelige Säure oder sogar Schwefelsäure, welche die Vegetation direkt schädigen oder nachfolgend eine Bodenversauerung verursachen können. Bei der Buntmetallverhüttung ist dagegen eher mit Schwermetallbelastungen (v.a. Blei, Nickel) zu rechnen. Die grundlegenden Möglichkeiten der Stoffzusammensetzung werden dabei durch die metallurgische Forschung untersucht, wobei sich die Subdisziplin der Archäometallurgie der Metallherstellung unter (prä-)historischen Bedingungen widmet (u.a. Tylecote 1987, Shepherd 1993, Ottaway 1994, Morteani & Northover 1995, Ganzelewski 2000, Craddock & Lang 2003).

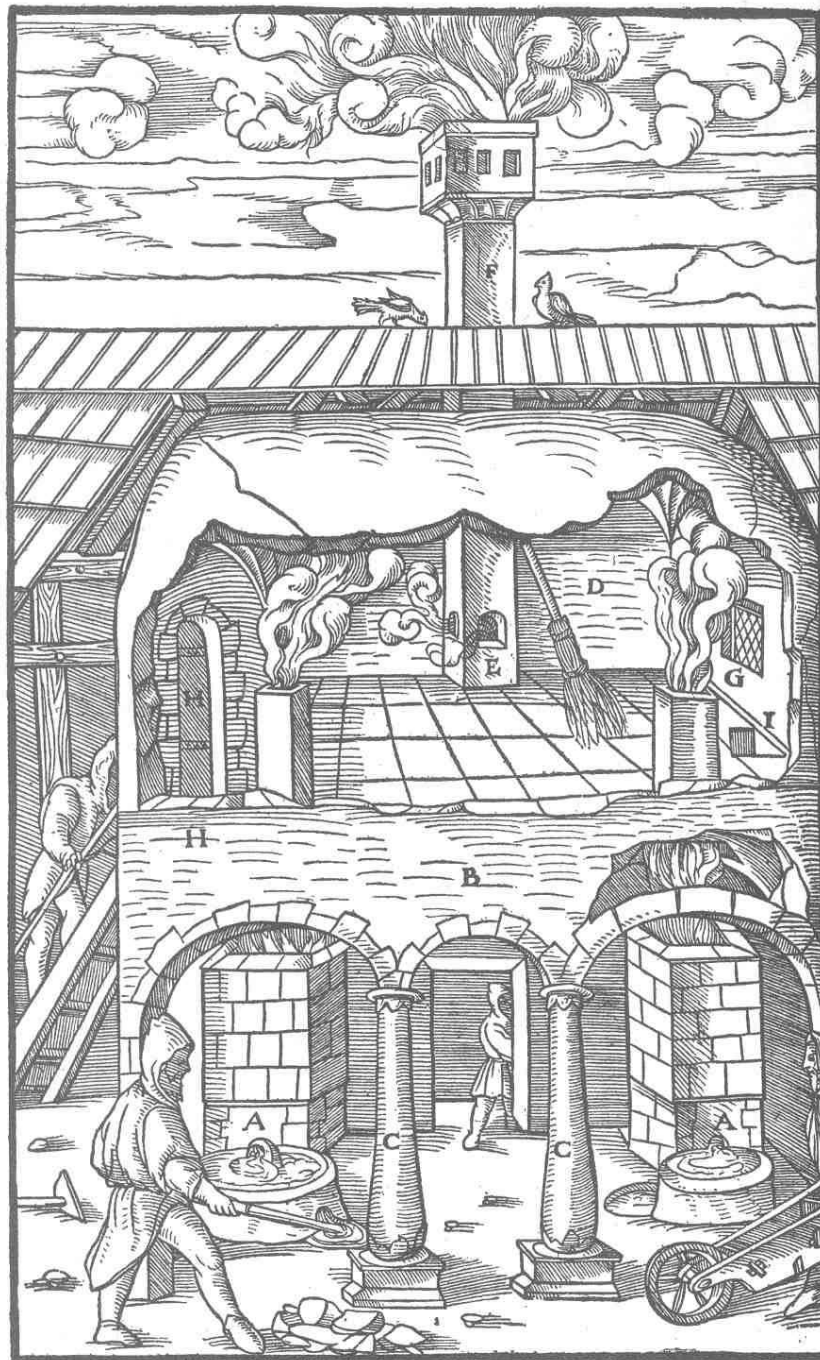
Die große Bedeutung dieser atmosphärischen Umweltbelastungen spiegelt sich auch in der frühen wissenschaftlichen Auseinandersetzung mit diesem Problemfeld wider (vgl. Suhling 1996). Bereits seit Ende des 19. Jahrhunderts liegt mit der Monographie „Die Beschädigung der Vegetation durch Rauch und die Oberharzer Hüttenrauchschäden“ eine umfassende und dezidierte naturwissenschaftliche Studie zur Ursachenforschung vor (von Schroeder & Reuss 1883). Darin wird einleitend konstatiert: „Die Benachtheiligung der Vegetation durch Hüttenrauch, durch Steinkohler Rauch und durch die Exhalation mancher Fabriken sind eine im Allgemeinen wohl bekannte und zugegebene Thatsache“ (von Schroeder & Reuss 1883: 1).

Weiteren Einfluss auf die Immissionssituation nehmen lokale oder regionale technische Besonderheiten und insbesondere die naturräumlichen Verhältnisse der (prä-)historischen Bergbauregion. Wie in modernen Industriegebieten muss ein Zusammenhang bestanden haben zwischen Emission, Transmission und Immission von Luftschadstoffen, und zwar in Abhängigkeit von Klimafaktoren (vorherrschende Windrichtungen, Nebelhäufigkeit, Niederschlagsverteilung etc.), Relieffaktoren (Hangposition, Kessellage etc.) und anderen Faktoren (v.a. Vegetation und Boden). Entsprechend fasst Steinsiek (1999: 204f.) historische Quellen zusammen, bei denen im Harz mögliche Belastungen durch Hüttenrauch auf land- und forstwirtschaftliche Flächen beschrieben sind, die in Abhängigkeit von Exposition, Höhenlage und Windrichtung auftreten.

Auch die Bauart der Schmelzstätten war für die atmosphärische Belastung von Bedeutung. So ist bei der Eisenherstellung die Entwicklung vom Rennofen zu den Hochöfen verbunden mit Veränderungen der Ofentemperaturen und der chemischen Umwandlungsprodukte (u.a. Jockenhövel 1995b). Außerdem reduzierte zum Beispiel die Einführung so genannter Flugstaubkammern in den mittelalterlichen Schmelzhütten sicherlich die Staubfracht in die Atmosphäre (Abb. 28). Agricola berichtet diesbezüglich, dass die Flugstaubkammern „(...) die mit dem Rauch entweichenden metallischen Teile auffangen“ (Agricola 1980: 347). In diesem Zusammenhang macht Steinsiek (1999: 204) auf die Versuche Zimmermanns aus dem 18. Jahrhundert aufmerksam, der im Harz Stoffemissionen abschätzte, indem er die



Gewichtsverluste zwischen eingehenden und ausgehenden Komponenten bestimmte. Er kommt zu dem Schluss, dass die Atmosphäre mit mineralischen Teilen angefüllt sein muss, die alle durch den Niederschlag zur Erde zurückkehren (Zimmermann 1775: 50ff.). Zusammenfassend sind daher die Eingriffe aufgrund der großen Zahl Einfluss nehmender technologischer und naturräumlicher Faktoren als außerordentlich mannigfaltig zu bewerten.



*Die Öfen A. Das Gewölbe B. Die Pfeiler C. Die Flugstaubkammer D. Die Öffnung E. Der Rauchfang F. Das Fenster G. Die Tür H. Der Kanal I.*

**Abb. 28:** Historische Darstellung einer Flugstaubkammer über den Schachtöfen. Aus Agricola (1980: 348).

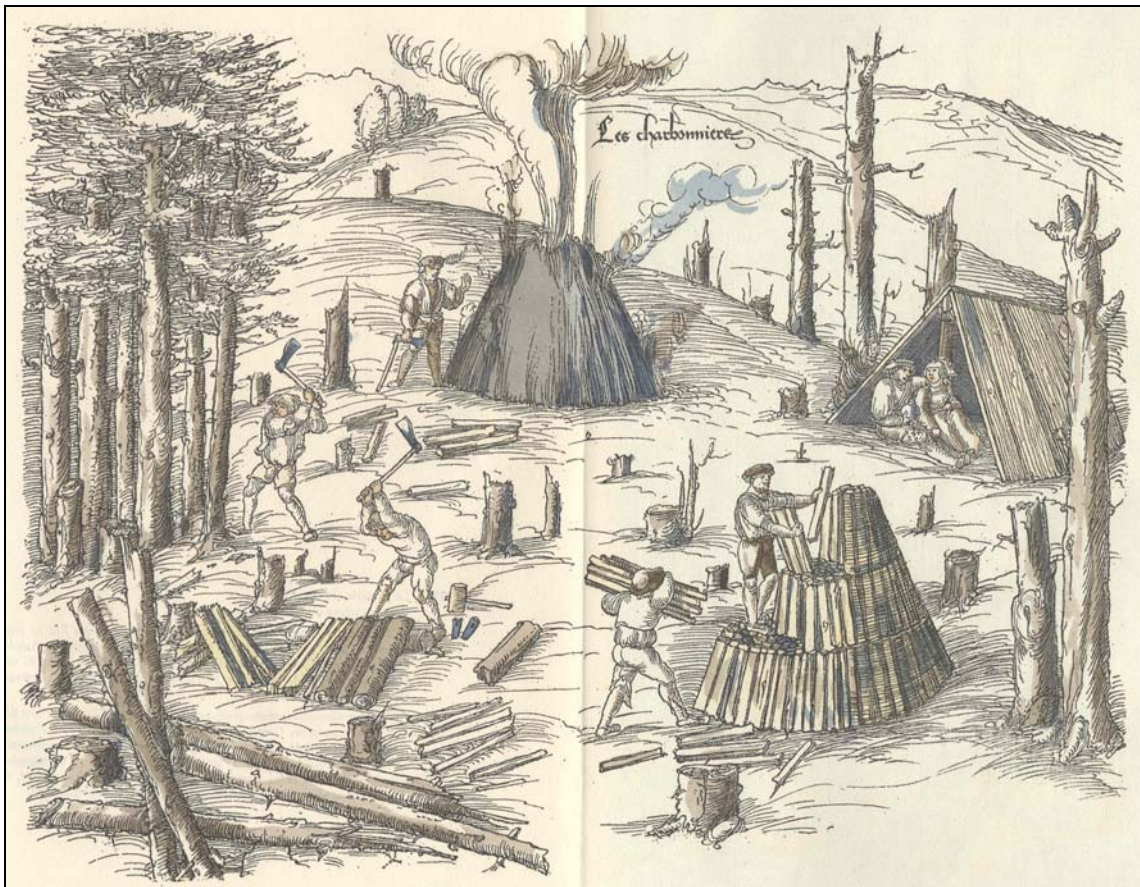
## 2.6 Veränderungen in der Biosphäre

Die Biosphäre umfasst den von Organismen bewohnten Bereich der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Lithosphäre inklusive der Relief- und Pedosphäre (vgl. Schubert & Wagner 1991: 107, Strasburger 1991: 831; Abb. 3). Im Sinne der Landschaftsökologie stehen die biotischen Faktoren in einem gegenseitigen Wirkungsgefüge mit den abiotischen Faktoren (Leser 1997: 137ff.). Daher resultieren Veränderungen der abiotischen Faktoren Klima, Wasser, Gestein, Relief und Boden (vgl. Kap. 2.1 bis 2.5) immer in einer Umgestaltung der biotischen Faktoren Flora und Fauna – und umgekehrt.

Zu den bedeutendsten und bekanntesten anthropogenen Veränderungen der Biosphäre zählen die Degradierung und die Zerstörung der Waldvegetation seit der Neolithisierung in Europa (Ellenberg 1996: 38ff.). Für die Bau-, Brenn- und Werkholznutzung sowie für die Schaffung von Ackerflächen wurden Waldareale gerodet, so dass die potentielle natürliche Vegetation nachhaltig umgestaltet wurde (Jacomet & Kreuz 1999: 241ff.). In (prä-)historischen Bergbauebieten war der Holzbedarf enorm. Zusätzlich zu der im Rahmen der Siedlungsaktivitäten durchgeführten Holzentnahme benötigte die Montanwirtschaft Grubenholz für die Bergwerke (Abb. 29) und Holzkohle für die Erzverarbeitung (Abb. 30). Die Landschaftseingriffe müssen daher zu den Zeiten des aktiven Bergbaus außerordentlich augenscheinlich gewesen sein, da geschlossene Waldgesellschaften durch andauernde und wiederholte Bewirtschaftung aufgelichtet oder sogar vollständig devastiert wurden (u.a. (Hasel & Schwartz 2002: 217ff.).



**Abb. 29:** Abgetrenntes Ende eines hallstattzeitlichen Grubenholzes mit deutlich sichtbaren Hieben der Bronzezeit. Ostgruppe, 800 - 400 v. Chr. Museum Hallstatt. Aufnahme Mai 2004.



**Abb. 30:** Historische Darstellung der Vogesen im 16. Jahrhundert. Großflächige Entwaldung bis in die Kammbereiche zur Holzkohlegewinnung. Kolorierte Federzeichnung des Malers Heinrich Gross aus der Bildfolge „Die Rote Grube Sankt Nikolaus in La Croix-aux-Mines“. Aus Winkelmann (1962).

Verstärkt durch den Bedarf der wachsenden Bevölkerung in den montanwirtschaftlich florierenden Regionen verschlechterte sich die Brennholzversorgung bis ins Zeitalter der Industriellen Revolution dramatisch, und das auch teilweise mit unterschiedlichen volkswirtschaftlichen Folgen: „In Frankreich reichte die Waldfläche von 16 % [während der Industrialisierung] nicht aus, um den Bedarf der wachsenden Bevölkerung an Brennholz und die zunehmende Nachfrage der Eisenhütten und -hämmer nach Holzkohle zu decken. (...) Großbritannien hatte bei Beginn der Industrialisierung weder eine ausreichende Waldfläche noch wurde die Forstwirtschaft staatlich beaufsichtigt. Dennoch ist die Brennholzfrage kein volkswirtschaftliches Problem geworden. Die Londoner Haushalte waren bereits im 17. Jahrhundert auf die Steinkohle ausgewichen, der Engpaß in der Beschaffung von Holzkohle für die Eisenherstellung wurde nach 1750 durch die Verkokung der Steinkohle überwunden“ (Rubner 1967: 164f.). Obwohl Deutschland einschließlich der österreichischen Länder um 1800 über den dreifachen Holzvorrat Frankreichs verfügt haben dürfte (Rubner 1967: 194), kam es lokal und regional zu drastischen Holzdefiziten in der Montanwirtschaft (s.u.). Die



nachhaltige Bewirtschaftung der Wälder spielte daher bereits vor der Industrialisierung eine große Bedeutung, was sich im Besonderen in diversen Verordnungen zum Schutz der Wälder ausdrückt, wie etwa der Oberpfälzer Holzordnung von 1499 (Vangerow 1987: 328). Allerdings unterlagen die Nachhaltigkeit und der Waldschutz dem Druck sozioökonomischer Veränderungen (Steinsiek 1999: 263), so dass letztlich die montanwirtschaftlichen Rahmenbedingungen die forstliche Nutzung und damit die Waldentwicklung bestimmten.

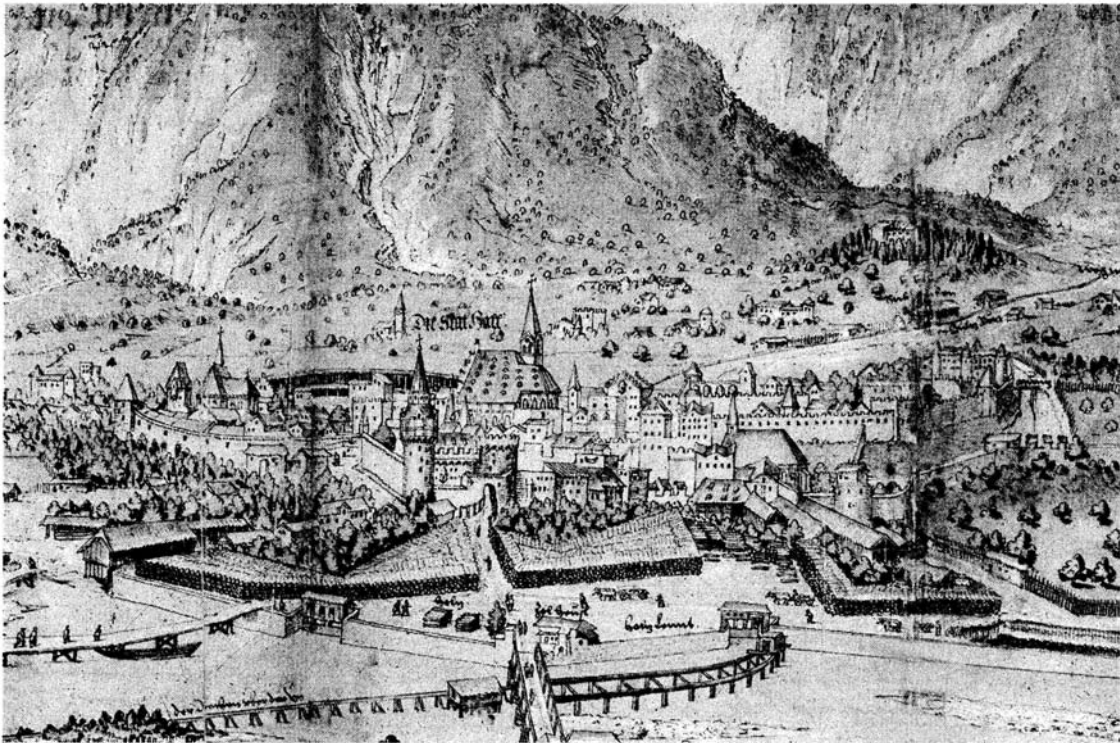
Während und nach der Industriellen Revolution wurden insbesondere in den historischen Montangebieten der Mittelgebirge wieder größere geschlossene Forstgesellschaften etabliert (Hasel & Schwartz 2002, Rubner 1967: 60ff., 289ff.; Abb. 31). Trotz dieser quantitativen Regeneration der Gehölzvegetation unterscheiden sich die modernen Forstkulturen deutlich hinsichtlich ihrer ökologischen Vielfalt, Vitalität und Dynamik von naturnahen Wäldern, so dass eine nachhaltige qualitative Umgestaltung stattgefunden hat (Thomasius & Schmidt 1996). In jedem Fall hat sich das Landschaftsbild aus der Sicht der Wald-Offenlandverteilung in den mittelalterlichen bis frühneuzeitlichen Montanrevieren über die Jahrhunderte hin mehrmals verändert.



**Abb. 31:** Moderne Verteilung zwischen Wald- und Offenland in den Vogesen. Weitflächige Hochwaldnutzung der Hänge, Hochlagen und Kammbereiche. Das Relief zeichnet sich durch die für höhere Mittelgebirge Zentraleuropas typischen lang gestreckten Hänge aus. Aufnahme Mai 2002.

Zweifellos waren die Folgen der Montanwirtschaft für die Landschaft sowie die kausalen Zusammenhänge zwischen biotischen und abiotischen Faktoren bereits in geschichtlichen Zeiten bekannt. Wiederholt liegen dafür Hinweise und Belege in historischen Quellen vor (vgl. auch Übersichten bei Dobler 1999: 3ff., Steinsiek 1999: 204f., Goldenberg 2000: 110f.). Das bekannteste Zitat findet sich in Agricolas Werk, der in seinem I. Buch von den großen Meinungsverschiedenheiten über den Bergbau und seinen Nutzen berichtet. So gibt er die Beweisführung einer Gruppe von Gegnern des Bergbaus wie folgt wieder: „Durch das Schürfen nach Erz werden die Felder verwüstet (...) Wälder und Haine werden umgehauen; denn man bedarf zahlloser Hölzer für die Gebäude und das Gezeug sowie, um die Erze zu schmelzen. Durch das Niederlegen der Wälder und Haine aber werden die Vögel und andere Tiere ausgerottet, von denen sehr viele den Menschen als feine und angenehme Speise dienen. Die Erze werden gewaschen; durch das Waschen aber werden, weil es die Bäche und Flüsse vergiftet, die Fische entweder aus ihnen vertrieben oder getötet. Da also die Einwohner der betreffenden Landschaften infolge der Verwüstung der Felder, Wälder, Haine, Bäche und Flüsse in große Verlegenheit kommen, wie sie die Dinge, die sie zum Leben brauchen, sich verschaffen sollen, und da sie wegen des Mangels an Holz größere Kosten zum Bau ihrer Häuser aufbringen müssen, so ist es vor aller Augen klar, daß bei dem Schürfen mehr Schaden entsteht, als in den Erzen, die durch den Bergbau gewonnen werden, Nutzen liegt“ (Agricola 1980: 6).

Speziell die Situation des Waldes wird in den historischen Quellen mehrfach beleuchtet und dabei mit dem Bergbau in Zusammenhang gebracht. Das Schwazer Bergbuch gibt im dritten Abschnitt die Gemeine Waldordnung von Ferdinand I. vom 17. August 1551 wieder, in der sehr ausführlich der Umgang mit der Naturressource Holz geregelt ist. So soll der Holzbedarf gedeckt, die Wälder sollen aber bei Strafe nicht verwüstet werden (Egg 1989: 10). Dieses Dekret belegt, wie stark die Wälder auch in den Alpen durch den Bergbau beansprucht waren. Dabei war neben Erzbergbau- und -verarbeitung (s.u.) die Salzindustrie von Bedeutung (Fettweis 2004). Die Sudhütten der Salinen in Tirol, dem Salzkammergut und dem salzburgischen Hallein hatten einen derart hohen Holzverbrauch, dass beispielsweise in Hall in Tirol eigens ein großer Holzplatz vorhanden war (Abb. 32).



**Abb. 32:** Historische Darstellung des Ortes Hall in Tirol aus dem 16. Jahrhundert. Ausschnitt aus einer Tafel im Anhang des Schwazer Bergbuches von 1556 in der Ausgabe Kodex Dip 856 des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum in Innsbruck. Beachtenswert ist der große Holzplatz, auf dem Baumstämme für die Saline gelagert sind. Aus Fettweis (2004: 142).

Insbesondere in den Ostalpen blühte der Bergbau durch sehr höffige Metallerzlagerstätten seit dem 16. Jahrhundert wiederholt auf und erlangte europaweite Bedeutung (Ludwig & Gruber 1987, Fettweis 2004: 135ff.). Die im habsburgischen Tirol gelegenen Reviere von Schwaz und Röhrebichl bei Kitzbühel stellten zwischen 1506 und 1545 mit jährlich 24 Tonnen Silber 40 % der Gesamtproduktion in Europa westlich von Russland; die Kupferherstellung bewegte sich in diesem Zeitraum zwischen 1500 und 2000 Tonnen pro Jahr und hatte damit etwa 30 % Anteil am europäischen Markt (Egg 1989, Fettweis 2004: 142). Schwaz war im 16. Jahrhundert mit 20000 Einwohnern nach Wien die größte Siedlung auf dem Gebiet des heutigen Österreich. Neben dem montanindustriellen musste also auch ein hoher bäuerlicher und bürgerlicher Holzbedarf aus dem Umland gedeckt werden.

Der Eisenerzbergbau am steirischen Erzberg, der seit mehr als 1000 Jahren nachzuweisen ist (Klemm 2003: 9), findet noch heute statt. Im 16. Jahrhundert lieferte diese einzige ostalpine Großlagerstätte jährlich 13000 bis 14000 Tonnen Roheisen, die im Umkreis des Berges erschmolzen wurden. Damit umfasste nach Fettweis (2004: 141) die Eisenproduktion in den Ostalpen 10 bis 15 % der Gesamtproduktion in Europa und übertraf sogar die Produktion der Oberpfälzer Eisenwirtschaft im 15. Jahrhundert, für die Lutz (1941) eine Jahresproduktion von immerhin 9000 Tonnen errechnete (vgl. auch Sprandel 1987). In

beiden Fällen sind enorme Mengen an Holzkohle für die Eisenhütten und -hämmer notwendig gewesen, die aus den Wäldern der Region gewonnen werden mussten (zur Quantität s.u.).

Für das Oberpfälzer Eisenzentrum des 14. Jahrhunderts fasst von Stromer (1987) verschiedene historische Belege bezüglich Holzknappheit und Verwüstung der Wälder zusammen. Aus dem Rechtsbuch des Bamberger Bischofs Friedrich von 1348 für das Amt Vilseck zitiert er: „*Nota: quod plures erant mallei ibidem, sed desolati sunt ex eo, quod carbonarii silvam ibidem totaliter consumpserunt.* (Wisse, dort gab es mehrere Hämmer, doch sind sie verfallen, weil die Köhler den Wald dort gänzlich verbraucht haben)“ (von Stromer 1987: 172). Ferner berichtet Vangerow (1987) aus verschiedenen Quellen über den Zustand der Wälder in der Oberpfalz unter dem Einfluss der Eisenwirtschaft bis ins 16. Jahrhundert. Abschätzungen des bis gegen 1600 ausgewiesenen jährlichen Holzbezugs der Oberpfalz summieren sich auf 1,44 Mio. Fm, wobei alleine 348000 Fm auf Kohlholz für die Eisenhämmer entfallen (Vangerow 1987: 346). Diesem forstwirtschaftlichen Soll steht ein Haben der Oberpfälzer Wälder von 1,34 Mio. Fm gegenüber, so dass in einem Jahrhundert eine defizitäre Holzbilanz von 10 Mio. Fm oder 7 Jahreszuwächsen aufläuft. Vangerow resümiert daher: „Da die Holzversorgung aller Bevölkerungsteile jährlich im Durchschnitt sowieso schon über eine Million Festmeter erforderte, kam den Hammerwerken in der Tat eine ausschlaggebende Bedeutung für den Wald zu“ Vangerow (1987: 347). Dagegen lässt sich nach Wiesemann (1996: 86) die These von einer spätmittelalterlichen Holznot zumindest für den historischen Steinkohlebergbau im Raum Aachen vorerst nicht ausreichend absichern.

Neben den direkten, historischen Belegen sind Veränderungen der Vegetation indirekt über verschiedene Methoden der Archäobotanik (Jacomet & Kreuz 1999) beziehungsweise der Vegetationsgeschichte (Lang 1994) nachweisbar. Aus diversen paläobotanischen Einzelstudien ist bekannt, wann und wie sich die Gehölzvegetation in (prä-)historischen Montangebieten verändert hat. Aufgrund der Fülle dieser Untersuchungen sei hier auf die jüngsten Lokalarbeiten verwiesen, die in erster Linie auf Pollen- und Makrorestanalyse an Torfkernen basieren (u.a. Küster 1995, Beug et al. 1999, Speier 1999, Friedmann 2000, Mighall et al. 2002). Holzkohleanalyse an ehemaligen Meilerplätzen ermöglichen quantitative Abschätzungen der Waldzusammensetzung (Thommes 1998, Ludemann 1999). Außerdem geben Studien historischer Flurnamen Hinweise auf die ehemalige Verteilung von Baumarten (Augustin 1991). Eine recht aktuelle überregionale Diskussion der pollenanalytischen Untersuchungen zu den ökologischen Folgen frühgeschichtlicher Eisenproduktion in Europa legte Dörfler (2000: 187ff.) vor. Zuletzt diskutierten Beug et al. (1999: 50ff.) in beachtenswert kritischer Weise den Einsatz der Pollenanalyse in Verbindung mit der Untersuchung von Schwermetallgehalten in Torfen zur Darstellung der Bergbau- und Vegetationsgeschichte im



Harz. Dies ist insbesondere für die Untersuchungen der Fallstudie C von Relevanz (vgl. Kap. 3.5).

Trotz der Fülle an Quellen und Informationen über die bergbaubedingten Veränderungen der Gehölzvegetation (s.o.) sind die Auswirkungen des Montanwesens auf andere Vegetationsgesellschaften nicht zu unterschätzen. Vor allem in der Pedosphäre können persistente Schadstoffe wie Schwermetalle über lange Zeitspannen akkumuliert werden (Kap. 2.2). Durch den für (prä-)historische Montangebiete typisch hohen Schwermetallumsatz in der Landschaft muss auch mit nachhaltigen Schäden an Pflanzen zum Beispiel in Form von Nekrosen gerechnet werden. So belegt zum Beispiel Oertel (2003), dass im Mansfelder Land Vegetationsdepressionen und Ernteausfälle auf Ackerstandorten durch die vergrabenen Haldensubstrate des mittelalterlichen Kupferschieferbergbaus verursacht sind (Abb. 33, vgl. auch Kap. 2.2).



**Abb. 33:** Vegetationsdepressionen bei Benndorf im Mansfelder Land im Jahr 1997. Aus Oertel (2003: 50). Das zurückbleibende Getreide zeigt deutlich die Muster des schwermetallreichen Haldensubstrates aus dem mittelalterlichen Kupferschieferbergbau, das ab Mitte des 19. Jahrhunderts vergraben wurde, um nachfolgend eine landwirtschaftliche Nutzung zu ermöglichen (vgl. auch Kap. 2.2).



### **3 Erfassung und Bewertung von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten – Fallstudien aus Ostbayern**

#### **3.1 Grundzüge des Naturraumes**

Die naturräumliche Gliederung Ostbayerns ist infolge der erdgeschichtlichen Entwicklung und der aktuellen physiogeographischen Faktoren außerordentlich differenziert (Abb. 34). Im Besonderen gibt die Geologie die vier prägenden naturräumlichen Haupteinheiten Ostbayerns vor (Abb. 35). In der ältesten geologischen Einheit des Moldanubikums s. str. (Rohrmüller et al. 1996: 16ff.) bilden Oberpfälzer und Bayerischer Wald das zu Tage tretende kristalline Grundgebirge. Im Osten Bayerns folgt dieser Naturraum in einem stellenweise über 50 km breiten Saum der Landesgrenze zur Tschechischen Republik von der Wegscheider Hochfläche östlich von Passau bis zum Vorderen Oberpfälzer Wald nordöstlich von Weiden i. d. Opf., wo er an das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge grenzt (Abb. 34). Als weiteren, klar über die Geologie definierten Naturraum bauen mehrheitlich die Gesteine des Jura die Fränkische Alb (Frankenalb) auf. Diese beginnt in einem nach Nordwesten geöffneten Bogen südlich von Coburg, überschreitet an ihrem Scheitel bei Regensburg deutlich die Donau und wird an ihrem südwestlichen Ende durch das Nördlinger Ries von der Schwäbischen Alb getrennt. Beide Haupteinheiten werden vom Scharniergebiet des Oberpfälzisch-Obermainischen Hügellandes getrennt (vgl. Manske 1981/1982), welches aufgrund seiner intensiven postvariszischen Bruchtektonik eine sehr vielfältige und oftmals kleinräumige Geologie aufweist. Als letzte Haupteinheit nimmt das Unterbayerische Hügelland den Raum südlich der Donau ein, bestehend aus tertiären und quartären Lockersedimenten, die insbesondere durch kaltzeitliche Hangdenudation und Zertalung umgestaltet wurden.

Die im Weiteren beschriebenen Fallstudien A bis C verteilen sich auf drei der vier oben skizzierten naturräumlichen Haupteinheiten (Abb. 34). Für das Gebiet Ostbayerns nördlich der Donau sind sogar alle drei Haupteinheiten vertreten: die Fränkische Alb mit der Fallstudie A, das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland mit der Fallstudie B und der Oberpfälzer und Bayerische Wald mit der Fallstudie C. Dabei verbindet das Vilstal die beiden ersten Untersuchungsgebiete. Es nimmt damit eine besondere Rolle im Landschaftsgefüge Ostbayerns ein. Insbesondere vor dem Hintergrund der montangeschichtlich intensiven Nutzung an der Vils seit mindestens dem 13. Jahrhundert (vgl. Kap. 3.2) sind das Vilstal und der Fluss ein gewichtiger Faktor in der Kulturlandschaftsentwicklung Ostbayerns.



Abb. 34: Lage der Fallstudien A, B und C im naturräumlichen Gefüge Ostbayerns.

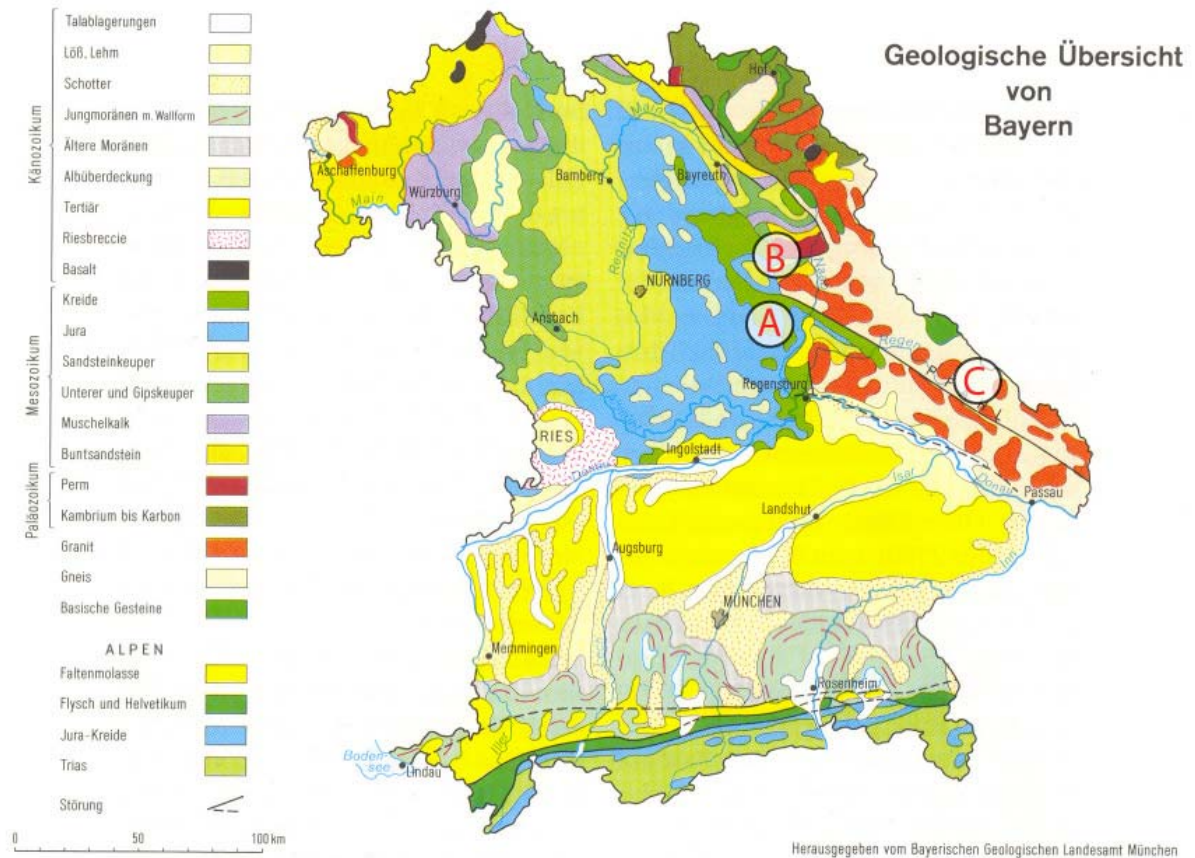
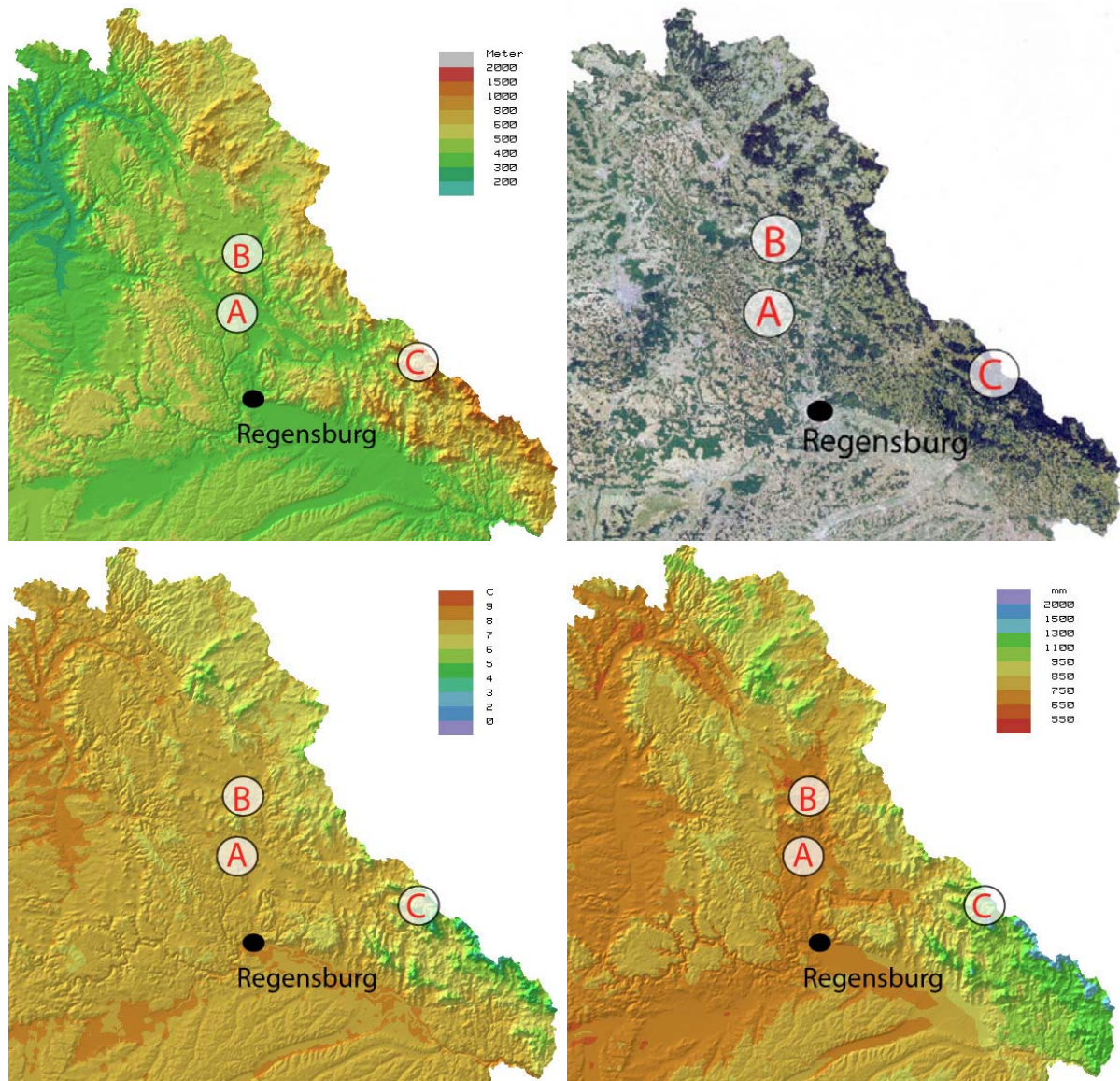


Abb. 35: Geologische Übersicht von Bayern und Lage der Fallstudien. Aus Wolf (1986).

Der Untersuchungsraum **Vilstal** ist geologisch Teil des ostbayerischen Mesozoikums, das sich durch mehrere bruchtektonische Störungen vom kristallinen Grundgebirge des Oberpfälzer und des Bayerischen Waldes erdgeschichtlich sowie landschaftlich deutlich abhebt (Abb. 35). Die Geologie ist maßgeblich verantwortlich für eine morphologisch-hydrologische Zweiteilung des 1096 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebietes der 87 km langen Vils (Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft 1996). Im Oberlauf nördlich von Amberg, im Bereich der Fallstudie B, entwässert die Vils über einen relativ flachen Talquerschnitt und über eine breite Aue die Vilsecker Mulde mit ihren morphologisch weichen Sandsteinen der Trias und der Kreide. Südlich von Amberg, im Bereich der Fallstudie A, trifft die Vils auf die morphologisch harten Kalksteine und Dolomite des Malm, die sie bis zu ihrer Konfluenz mit der Naab bei Kallmünz in einem engen, für die Alb typischen Sohlental durchschneidet (vgl. Kap. 4.2, Abb. 90). Die Gewässernetzdichte ist aufgrund von Karstphänomenen in der Frankenalb deutlich niedriger als im Oberpfälzischen Hügelland. Die Verbreitung und Kennzeichen der Böden und des oberflächennahen Untergrundes sind kleinräumig sehr komplex und werden im Detail in der jeweiligen Fallstudie beschrieben. Das Klima ist bezogen auf das Einzugsgebiet noch gemäßigt mit Spannweiten in den Jahresmitteltemperaturen von 6° bis 7° C und in den jährlichen Niederschlagssummen von 550 bis 800 mm (BayFORKLIM 1996; Abb. 36). Zum Teil ist bereits der für den ostbayerischen Raum typische kontinentale Charakter mit ausgesprochener Trockenheit im Winterhalbjahr und einem hohen Anteil an sommerlich konvektiven Niederschlägen vorhanden (BayFORKLIM 1996). Im Raum Amberg werden mit über 8° C ähnlich hohe Jahresmitteltemperaturen wie in Regensburg erreicht. Die räumliche Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen spiegelt deutlich den Abschattungseffekt der Fränkischen Alb gegenüber den von Westen eingetragenen Niederschlägen wider. Die 750 mm Isohyete verläuft auffallend deckungsgleich mit dem Vilstal von Nord nach Süd und trennt Ostbayern in die feuchtere Frankenalb im Westen und das trockenere Oberpfälzische Hügelland im Osten (Abb. 36). Erst in den höheren Lagen des östlich anschließenden Oberpfälzer und Bayerischen Waldes nehmen die Niederschlagssummen wieder zu (vgl. auch Abb. 36: Relief).





**Abb. 36:** Relief, Vegetation und Klima Ostbayerns mit der Lage der Fallstudien. **Oben links:** Höhenschichten. Aus BayFORKLIM (1996: Karte 01). **Oben rechts:** Satellitenbild. **Unten links:** Tagesmittel der Lufttemperatur im Jahr. Aus BayFORKLIM (1996: Karte 02). **Unten rechts:** Niederschlagssumme im Jahr. Aus BayFORKLIM (1996: Karte 25).

Die naturräumliche Ausstattung des Untersuchungsraumes **Hinterer Bayerischer Wald** im Gebiet der Fallstudie C (Arbermassiv) unterscheidet sich deutlich von der des Vilstales. NW-SE verlaufende Gebirgszüge und solitäre Gebirgsstöcke aus Magmatiten und Metamorphiten, mehrheitlich Granite, Paragneise und Glimmerschiefer, reichen bis auf Höhen um 1450 m NN (Abb. 36). Lang gestreckte Hänge und weit über 500 m tief eingeschnittene Kerbtäler sind typische Reliefelemente, ähnlich denen in den Vogesen (vgl. Kap. 2.6, Abb. 30). Das Anstehende ist vielfach tiefgründig saprolithisiert und mit wenigen Ausnahmen von metermächtigen Lockersedimenten bedeckt, den periglaziären Lagen (AG Boden 1996) respektive periglazialen Deckschichten (Völkel et al. 2002). Sie stellen weitflächig das Ausgangssubstrat der Böden dar, die in erster Linie zu den Typen und

Subtypen der Braunerde zählen (vgl. Völkel 1995). In den höher gelegenen Talschlüssen und Tälern bildeten sich im Pleistozän lokale Kar- und Talgletscher aus, die den Charakter des Reliefs, der Hydrologie sowie der Substrate und Böden maßgeblich beeinflussten (Raab 1999). Die Klimaparameter unterliegen deutlich dem für höhere Mittelgebirge typischen hypsometrischen Wandel (Abb. 36). Aufgrund vieler mesoskaliger Hohlformen (Becken, Senken, Täler etc.) sind die Gradienten der Jahresmitteltemperaturen sowie der jährlichen Niederschlagssummen teilweise außerordentlich hoch. Die Spannen reichen von 7° C und 900 mm in den Niederungen bis auf 2° C und über 1500 mm in den Kammlagen (BayFORKLIM 1996). Das Vegetationsbild ist dominiert von Forstflächen, die im größeren Maße nur in den klimatisch begünstigten Niederungen von agrarischen Kulturen unterbrochen werden (Abb. 36). Kleinere Weideareale auf den Hochflächen, so genannte Schachten, sowie Hochmoore sind eine lokale Besonderheit des Bayerischen Waldes, jedoch flächenmäßig von geringer Bedeutung.

### **3.2 Abriss der Montangeschichte**

Ähnlich wie in vielen anderen Regionen Europas (Erzgebirge, Schwarzwald, Steiermark etc.) intensivierten sich in Nordostbayern die Bergbauaktivitäten im 14. Jahrhundert. In der heutigen Oberpfalz etablierte sich um die Städte Amberg und Sulzbach ein Eisenhüttenzentrum mit überregionaler Funktion (Götschmann 1985). Grundlage dieses Montanwesens waren kretazische marin-sedimentäre Eisenerze der so genannten „Amberger Erzformation“ (Pfeuffer 1983, Gudden 1987). Diese Erze wurden am Ostrand der Oberpfälzer Alb, urkundlich belegt ab 1270, sehr wahrscheinlich jedoch bereits wesentlich früher, zunächst obertägig, bald jedoch auch untertägig abgebaut (Waldner & Hofmann 1987). Das Eisenerz wurde in den Bergwerken gefördert, die sich größtenteils direkt im Umland der Städte Amberg und Sulzbach befanden. Von dort wurde das Eisenerz vor allem zu den an den Flüssen Vils und Naab gelegenen Eisenhämmern transportiert, wo die Aufbereitung und Verhüttung stattfand. In der direkten Umgebung einer dieser ehemaligen Eisenhammerstandorte ist die **Fallstudie A** lokalisiert. Die Halbfertigprodukte (v.a. so genanntes Schienenisen) wurden weiter nach Regensburg und von dort über den ostbayerischen Raum hinaus vertrieben. Dem Vilstal kam dabei in mehrfacher Hinsicht eine zentrale Rolle zu, da der Fluss sowohl als Transportweg für das Erz aus dem Amberg-Sulzbacher Revier als auch als Standort und Energieträger für die Eisenhämmer südlich von Amberg diente. Alleine für die 43 km lange Laufstrecke von Amberg bis zum Zusammenfluss von Naab und Vils bei Kallmünz sind 15 Hämmer belegt (vgl. Kap. 2.4, Abb. 24).

Neben dem historischen Eisenzentrum Amberg/Sulzbach etablierte sich im ausgehenden Mittelalter am Oberlauf der Vils ein lokal bedeutsames Montanwesen auf Blei, das im Mittelpunkt der **Fallstudie B** steht. An der Freihunger Störungszone stehen oberflächennah



keuperzeitliche Benkersandsteine an, die mit sulfidischen und sekundär karbonatischen Bleierzten imprägniert wurden (Tillmann 1958: 65ff., Gudden 1975). Eine erste urkundliche Erwähnung des Bleibergbaus bei Freihung datiert aus dem Jahr 1427 (Pscherer 1969). Der Höhepunkt des Abbaus lag mit 6000 t/a in den Jahren 1880 - 1884, nachdem bereits 1877 die Bavarian Lead Mining Company Ltd. den untertägigen Bergbau intensiviert hatte (Strunz 1952). Während des Zweiten Weltkrieges fanden letzte Versuche der bergmännischen Gewinnung statt, bevor 1945 der Abbau endgültig eingestellt wurde. Die Relikte des historischen Bleibergbaus sind bis heute Bestandteil der Landschaft im Raum Freihung-Vilseck-Grafenwöhr. Ältere Pingen und Grubenfelder sind unter Forst vorhanden. Allerdings lassen sich Lage und Anzahl nicht exakt bestimmen, da sich ein Großteil im US-militärischen Sicherheitsbereich des Truppenübungsplatzes Grafenwöhr befindet. Die markanteste und bedeutendste Hinterlassenschaft außerhalb des Übungsplatzes ist das ehemals obertägige Bergbaugelände der jüngsten Grube Vesuv bei Freihung, das nach wie vor als Bergbauareal ausgewiesen ist.

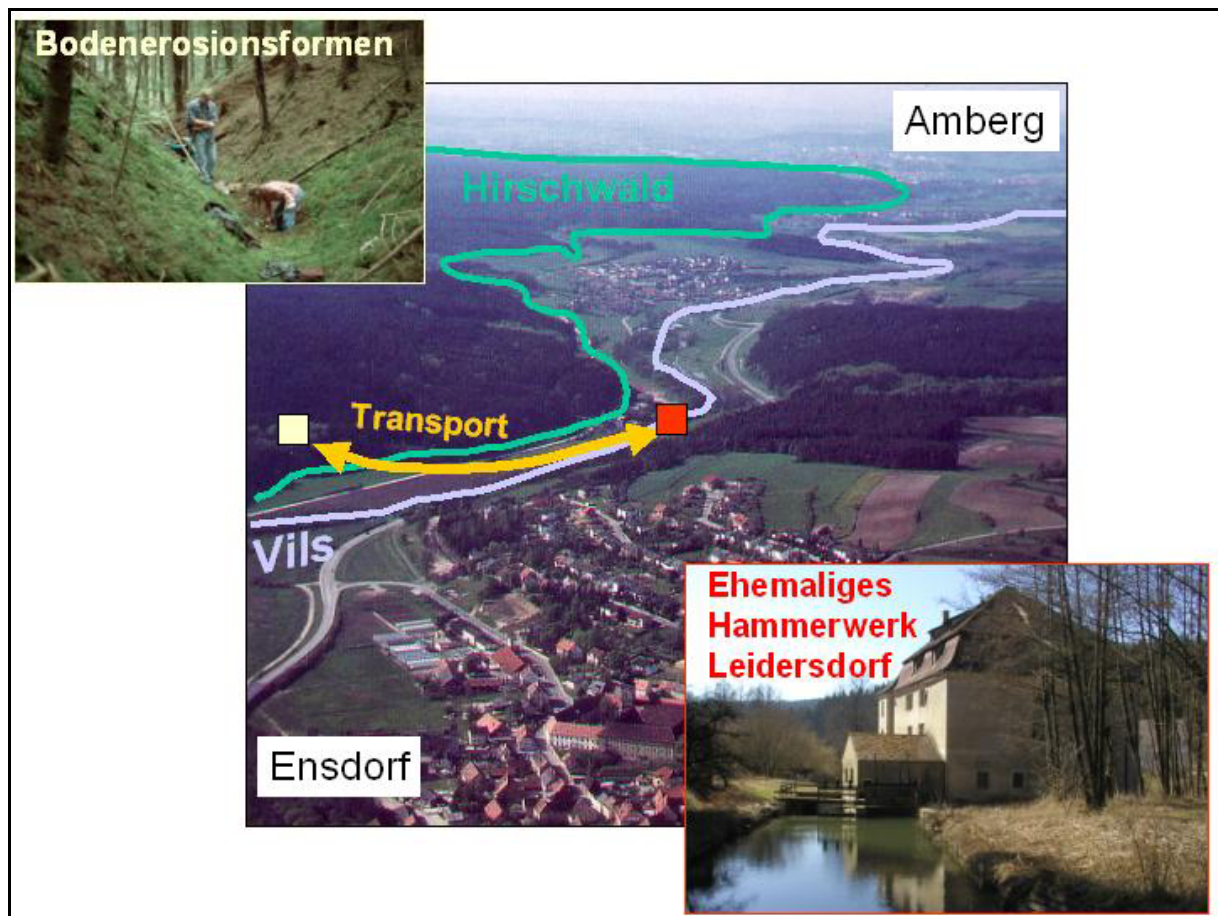
Der Bergbau im Arbergebiet des Hinteren Bayerischen Waldes, wo sich die Untersuchungsstandorte der **Fallstudie C** befinden, erreichte im ausgehenden 20. Jahrhundert nicht mehr den Stellenwert früherer Zeiten (Bayerisches Geologisches Landesamt 1987). Zudem hatte im Bayerischen Wald das Montanwesen im Vergleich mit dem historischen Eisenzentrum im Raum Amberg und Sulzbach seit jeher nicht dessen große überregionale Bedeutung (Wolf 1986). Die regional wichtigsten montanwirtschaftlichen Zweige waren daher die weit verbreiteten, aber isoliert stehenden Glashütten (Winkler 1988) und der vereinzelte Abbau mineralischer Lagerstätten (Troll 1981). Der dem Arbermassiv nordwestlich vorgelagerte Lamer Winkel wurde seit dem 13. Jahrhundert durch das Benediktinerkloster Rott am Inn gerodet und besiedelt (Fehn 1965, Winkler 1981). Bereits am Ende des 13. Jahrhunderts und verstärkt im 16. Jahrhundert siedelten sich hier Glashüttenmeister an. Anfang des 20. Jahrhunderts stellte die letzte familiär betriebene Glashütte im Lamer Winkel ihren Betrieb ein (Winkler 1981). Seither sind Glashütten im Umfeld der untersuchten Moore auf wenige Standorte wie Bodenmais und Zwiesel beschränkt. Der historisch bedeutendste Bergbau auf mineralische Rohstoffe im Arbergebiet fand am Südrand des Arbermassivs im Raum Bodenmais statt. Dort wurde am Silberberg von 1436 bis 1952 eine Magnetkieslagerstätte ausgebeutet, die neben dem namensgebenden Magnetkies ( $\text{FeS}$ ) auch Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) sowie als Nebenbestandteile Zinkblende ( $\text{ZnS}$ ), Kupferkies ( $\text{CuFeS}_2$ ), Bleiglanz ( $\text{PbS}$ ), Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) und Markasit ( $\text{FeS}_2$ ) enthält (Blendinger & Wolf 1981). Ab der Mitte des 17. Jahrhunderts trat die Eisenproduktion in den Hintergrund zugunsten der Vitriolherstellung ( $\text{M}^{\text{II}}\text{SO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ), bei der das für die Glasherstellung wichtige Polierrot ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) als Nebenprodukt anfällt.

### **3.3 Fallstudie A – Boden- und Reliefveränderungen im Umfeld von historischen Eisenhammerwerken an der Vils südlich von Amberg**

#### **3.3.1 Problemstellung und Zielsetzung**

Erosionsformen vom Charakter der Hohlwege und Runsen respektive Gullies sind aus vielen bewaldeten Mittelgebirgen Zentraleuropas bekannt (u.a. Dotterweich et al. 2003, Schmitt et al. 2003, Semmel 1995, Vanwalleghem et al. 2003). Ihre Genese betreffend existieren unterschiedliche Theorien. Während Langohr & Sanders (1985) für Gullies im heute bewaldeten Lössgürtel Belgiens eine Entstehung unter periglazialen Bedingungen annehmen, ist für die Mehrzahl der in Deutschland untersuchten Runsen zumindest ein anthropogener Einfluss beziehungsweise Auslöser belegt (z.B. Bork 1983, Thiemeyer 1988, Bauer 1993). In mehreren Detailstudien haben Bork et al. (1998, 2003) gezeigt, dass während des Mittelalters Phasen hoher Niederschlagsintensität jeweils mit einer Intensivierung der Bodenerosion einhergingen. Gleichzeitig unterlagen die untersuchten Gebiete tief greifenden Umbrüchen in der sozioökonomischen Struktur, die zuvorderst eine Erhöhung des Landverbrauches, d.h. eine Ausweitung der landwirtschaftlichen Nutzflächen zu Lasten der Waldareale, mit sich brachte.

In der Oberpfalz des ausgehenden Mittelalters und der frühen Neuzeit wurden sozioökonomische Veränderungen hauptsächlich durch das Montanwesen ausgelöst und gesteuert (Götschmann 1985, Sprandel 1987, Waldner & Hofmann 1987). Daher haben die im Zuge der historischen Montanwirtschaft betriebene Abholzung und Übernutzung der Wälder auch in diesem Raum noch heute sichtbare geomorphologische Spuren in Form von Hohlwegsystemen und Gullies hinterlassen (vgl. Kap. 2.2, Abb. 15). Initiiert durch den Transport montanwirtschaftlicher Rohstoffe (Holz, Holzkohle, Erz) auf unbefestigten Wegen von den Hochflächen der Alb über die Hänge des Vilstales zu den Eisenhämmern an der Vils, setzten lineare Bodenerosionsprozesse ein (Abb. 37). Insbesondere in den weit verbreiteten, dem Vilstal zulaufenden Trockentälern sind teilweise mehrere Meter tief eingeschnittene Runsen vorhanden, die an den Oberhängen und den Kulminationsbereichen der Albhochfläche in Hohlwege übergehen. Derartige anthropogene Veränderungen der Relief- und Pedosphäre durch Bodenerosion und -akkumulation im Umfeld historischer Eisenhammerwerke sind besonders südlich von Amberg zu finden, wo sich die Hammerwerke entlang der Vils agglomerierten. Allerdings ist nicht bekannt, wann diese verändernden Prozesse aktiv waren und in welchem Ausmaß sie die Landschaft nachhaltig gestaltet haben. Ebenso ist gänzlich ungeklärt, ob auch während prähistorischer Siedelphasen, die im Vilstal durchaus über Bodendenkmäler dokumentiert sind, Böden erodiert und nachfolgend als Kolluvien akkumuliert wurden.



**Abb. 37:** Denkmäler und Landschaftsveränderungen des historischen Montanwesens an der Vils südlich von Amberg und ihr kausaler Zusammenhang. Weitere Ausführungen im Text.

Ziel dieser Fallstudie ist es, die Relief- und Bodenveränderungen eines kleinen Einzugsgebietes zu erfassen und diese im Kontext der montanhistorischen Nutzung zu bewerten. Dabei werden feldbodenkundliche Profilaufnahmen im Catenaprinzip sowie die laboranalytische Kennzeichnung der Bodenphysik und -chemie mit einer geomorphologischen Analyse verknüpft. Verschiedene Verfahren der Absolutdatierung unterstützen die zeitliche Einordnung. Im Einzelnen stellen sich die Fragen, in welcher Form und in welchem Ausmaß das Relief durch Bodenerosion verändert wurde, welche Merkmale die Böden an Erosions- und Akkumulationsstandorten besitzen, wann die Bodenerosion stattfand und ob sich ein Zusammenhang zwischen Bodenerosion und prähistorischen Siedelphasen belegen lässt.

### 3.3.2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf (Abb. 38) befindet sich zwölf Kilometer südlich von Amberg, gelegen an den Talhängen westlich der Vils und im östlichen Randbereich eines fast 100 km<sup>2</sup> großen, zusammenhängenden Staatsforstes (vgl. auch Kap. 3.1, Abb. 36). Das Untersuchungsgebiet ist eingebettet in einen Raum, der nachweislich seit der

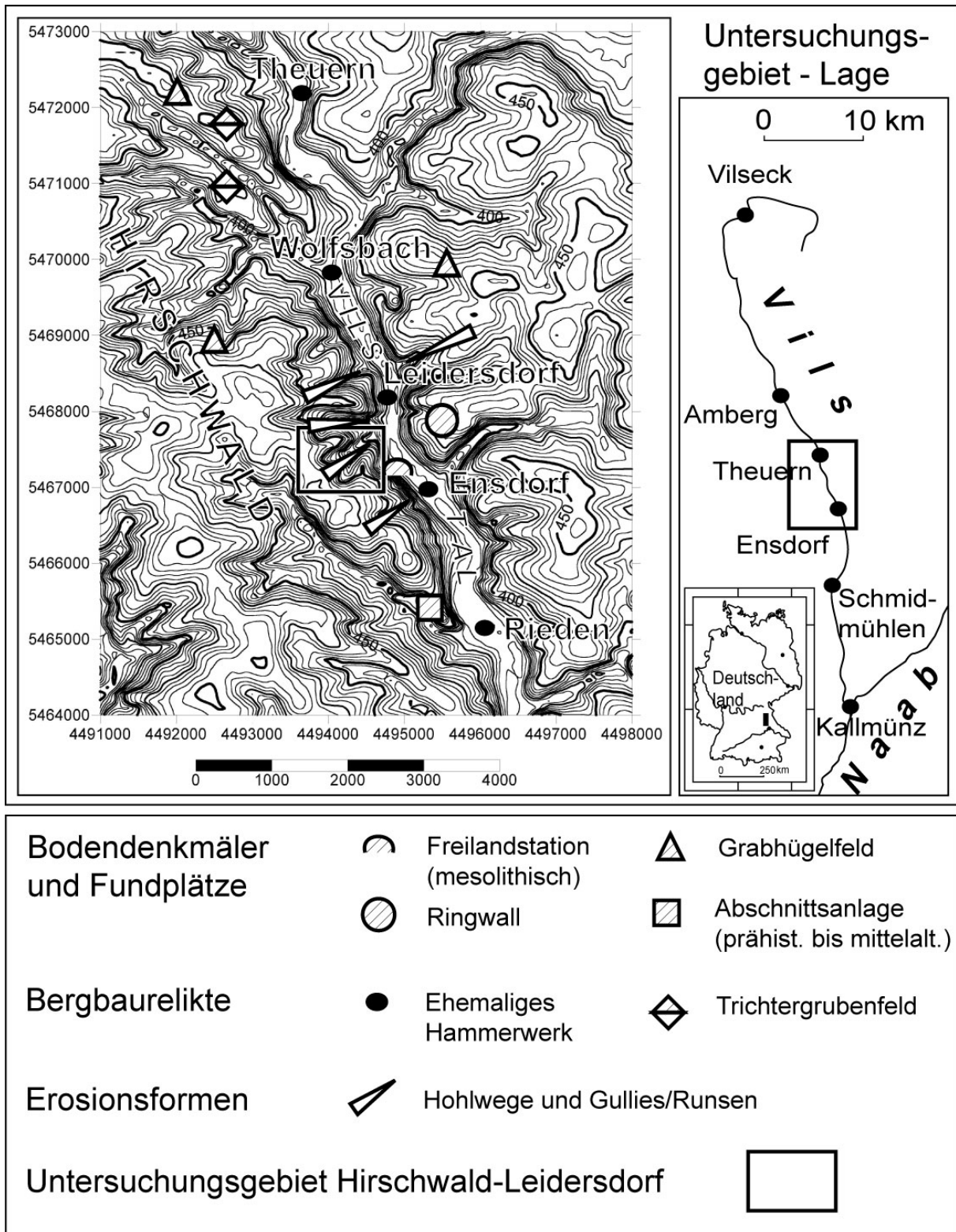
Bronzezeit besiedelt war und bereits im Paläolithikum begangen wurde (Stroh 1975, Codreanu-Windauer et al. 2004). So ist im Vilstal neben den für die süddeutsche Alblandschaft typischen paläo- und mesolithischen Höhlenfunden eine Vielzahl an bronzezeitlichen, aber auch eisenzeitlichen Besiedlungsspuren vorhanden. Mehrere Bodendenkmäler liegen in direkter Umgebung des Untersuchungsgebietes, so dass bereits eine einfache Zusammenschau der (prä-)historischen Befunde die Intensität der Besiedlung an der Vils verdeutlicht (Abb. 37). Ein forschungsgeschichtlich bedeutsamer Fundplatz ist die mesolithische Freilandstation an der Steinbergwand, die im Vilstal westlich von Ensdorf im Jahr 1930 entdeckt wurde (Pasda 2004). Weiterhin erwähnenswert ist das Grabhügelfeld westlich von Theuern, das durch die große Anzahl von 61 Grabhügeln aus den übrigen Befunden der Alb im Raum Amberg herausragt (Stroh 1975: Beilage 27). Aus montangeschichtlicher Sicht ist die Häufung von Eisenhammerwerken hervorzuheben, die urkundlich belegt seit mindestens 1326 an der Vils betrieben wurden (vgl. Kap. 2.4). Letztlich ungeklärt ist weiterhin, ob die Anlage der Trichtergruben westlich von Theuern zeitlich mit der spätkeltischen Eisenverhüttung im Raum Regensburg-Parsberg-Kelheim korreliert, oder ob dieser Tagebau in eine jüngere Phase der montanwirtschaftlichen Nutzung an der Vils datiert. Bisher konnte keine Eisenverhüttung in Rennöfen im Nahbereich dieser Trichtergruben nachgewiesen werden (Wolf 2004).

Die geologisch-pedologischen Verhältnisse, die neben den Relief- und Klimaparametern entscheidend die Bodenerosion steuern, stellen sich gemäß eigenen Geländebefunden aus den Jahren 2001 und 2002 sowie unterstützt durch die Ergebnisse der geologischen Kartierung (Diez 1968) wie folgt dar. Auf den Albhochflächen östlich und westlich der Vils bei Leidersdorf und Ensdorf ist die kretazische Bedeckung in Form von Sandsteinen unterschiedlicher Fazies noch weit verbreitet. Zusammen mit pleistozänen Fließerden respektive periglazialen Deckschichten ergibt sich daher ein sehr heterogenes, in Abhängigkeit des Reliefs kleinräumig wechselndes Mosaik der Geologie, welches folglich für die Verbreitung der Böden verantwortlich ist. Die landwirtschaftliche Nutzung und die dadurch ausgelöste Bodenerosion haben zu einer weiteren Differenzierung der Bodenvergesellschaftung geführt, so dass allgemeingültige Aussagen zur genauen kleinräumigen Bodenverbreitung unsicher bleiben. Die Spanne der Böden reicht von rezenten Kolluvien in den Talungen und Unterhängen über Rendzinen aus Bankkalken und Dolomiten an den Steilhängen sowie Braunerden oder Parabraunerden aus Fließerden an den länger gestreckten Hängen bis hin zu podsoligen Braunerden aus karbonatarmen kreidezeitlichen Sandsteinen oder mehr oder weniger mächtigen *Terrae fuscae* aus Dolomit an den Oberhängen. Auch Pseudogleye sind auf den Hochflächen vorhanden (vgl. Diez 1968: 45).

Die weitaus größte Bedeutung hinsichtlich der Bodenverbreitung besitzen die quartären Lockersedimente. Diese in der quartärgeologischen Signatur (Diez 1968) als Fließerden (s.o)

zusammengefassten Sedimente sind überwiegend mehrschichtig und viele Meter mächtig. Sie weisen oftmals fossile Bodenmerkmale in Form von verlagertem Kalksteinverwitterungslehm (fT-Horizont beziehungsweise -Material) auf und/oder besitzen mehr oder weniger hohe Anteile an äolisch eingetragenerem Feinmaterial. Die allochthone äolische Komponente zeichnet sich bereits im Geländebefund deutlich bei der Bodenartenansprache durch die vergleichsweise hohen Schluffgehalte aus. Diese Merkmale weisen deutlich auf den polygenetischen Charakter der Fließerden hin, der ihre genaue zeitliche und genetische Einordnung erschwert, was allerdings im Rahmen dieser Untersuchungen von untergeordneter Bedeutung ist. Zumindest bleibt in Anbetracht der hier behandelten Fragestellung festzuhalten, dass sich gerade die jüngsten, oberflächennahen Bildungen dieser in der jüngeren Literatur als periglaziale Deckschichten oder Hangsedimente bezeichneten Substrate (vgl. Völkel et al. 2002) durch hohe Schluffgehalte auszeichnen. Diese bedingen die vergleichsweise weite Verbreitung der Parabraunerden, welche die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung und Erschließung des Raumes aus edaphischer Sicht sicherlich entscheidend begünstigte.





**Abb. 38:** Das Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf. Lage im Vilstal, Relief. Datengrundlage: Digitales Geländemodell DGM 25 des Bayer. Landesvermessungsamtes, Nutzungserlaubnis vom 15.10.2002, AZ: VM 3820 B-3094; Entwurf und Bearbeitung: T. Raab & S. Beckmann; (prä-)historische Boden- und Bergbaudenkmäler nach Stroh (1975); Verbreitung von Erosionsformen im östlichen Hirschwald nach eigenen Befunden.

### 3.3.3 Methoden

Der im Rahmen dieser Fallstudie angewendete methodische Ansatz beruht in erster Linie auf dem Konzept der *soil geomorphology*, welcher sich nach Birkeland wie folgt definiert: „Soil geomorphology is basically an assessment of the genetic relationships of soils and landforms“ Birkeland (1999: 2). Damit stimmt dieser Ansatz weitestgehend mit der bodenkundlich arbeitenden Geomorphologie des deutschen Sprachraumes überein (v.a. Rohdenburg 1969, 1971), die einen engen Kausalzusammenhang zwischen der Genese bzw. Verbreitung von Böden und der Reliefformung betont. Indes fehlt bis dato eine treffende Übersetzung des englischen Begriffes, so dass im Folgenden mit dem Terminus *soil geomorphology* im Sinne von Birkeland (1999) gearbeitet wird. In der hier vorgestellten Arbeit wird die klassische Vorgehensweise der feldbodenkundlichen Geländeaufnahme reliefbedingter, d.h in der Regel nach dem Catenaprinzip angelegter Bodenprofile verknüpft mit nachgeschalteten Laboruntersuchungen an der Feinbodenfraktion aus charakteristischen Horizont- und Schichtproben.

Das Relief wird zur qualitativen und quantitativen Kennzeichnung des Kleinformenschatzes im Gelände mittels Tachymetrie eingemessen (vgl. Raab 1999: 58ff.). Auf Basis dieser Vermessung wird eine großmaßstäbliche Isohypsenkarte generiert, in der die exakte Lage der Bodenprofile eingetragen ist, die in Form von Schürfgruben oder Baggerschnitten angelegt sind. Die Bodenprofile wurden durch den Verfasser während Geländearbeiten in den Jahren von 2001 bis 2003 hinsichtlich Schicht- und Horizontaufbau angesprochen und in Anlehnung an AG Boden (1996) beschrieben, dokumentiert und beprobt. Insgesamt sind 18 Schürfgruben und ein Baggerschnitt in die vorliegende Auswertung eingeflossen.

Mit Ausnahme der Absolutdatierungen und der Herstellung der Gefügedünnschliffe wurden alle Analysen der Bodenproben im Labor der Physischen Geographie und Bodenkunde des Instituts für Geographie der Universität Regensburg durchgeführt. Die Analysen erfolgten nach den von Völkel (1995) bekannt gemachten Verfahren oder den daraus hervorgehenden, leicht modifizierten Formen nach Mahr (1998) gemäß der Zusammenstellung in Tabelle 2.

Holzkohlen aus den Profilen wurden im Gelände beprobt und anschließend bei 40° C im Labor getrocknet. Die getrockneten Proben wurden als Auftragsarbeit durch das Geozentrum Hannover, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Prof. Dr. M. Frechen), datiert und mit dem Programm INTCAL98 nach Stuiver et al. (1998) kalibriert. Proben für die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz-Datierung (IRSL) wurden mittels Metall Dosen (Länge 11 cm, Durchmesser 8 cm) an frisch präparierten Profilen entnommen. Die Datierungen erfolgten ebenfalls in Hannover über die Bestimmung der akkumulierten Strahlendosis (Paläodosi) seit der letzten Lichtexposition in den Quarz- und Feldspatmineralen der

Fraktion 4-11 µm sowie über die Messung der natürlichen Dosisleistung der Probe. Zur Analyse der Paläodosis wurde das *additive multiple aliquot*-Verfahren (MAA) verwendet. Die Alter wurden mit dem Programm von R. Grün berechnet (schriftl. Mitt. Dr. A. Techmer, Hannover 2004).

Ungestörte, orientierte Proben zur Herstellung von Dünnschliffpräparaten wurden mittels Kubiena-Rahmen der Größe 8 x 6 x 4 cm (Höhe x Breite x Tiefe) entnommen. Die Präparate mit Dicken von ca. 25 µm fertigte Herr Dipl.-Ing. T. Beckmann (Schwülper-Lagesbüttel) nach dem Standardverfahren an (vgl. Raab 1999: 69). Für eine digitale Übersichtsanalyse wurden die Dünnschliffe mit einem Durchlichtscanner (MICROTEK, Artixscan 2500) in einfach und doppelt polarisiertem Licht gescannt. Für die Analyse mikromorphologischer Merkmale wurde ein Polarisationsmikroskop (OLYMPUS, BH-2) verwendet.

<b>Parameter</b>	<b>Verfahren / Messprinzip</b>	<b>Dokumentation</b>
Farbbestimmung	Visuell mittels Munsell-Farbtafeln	
Korngrößenverteilung	Kombinierte Sieb- und Schlämmmethode nach Köhn	Völkel (1995: 19)
pH (H <sub>2</sub> O)	In wässriger Lösung (H <sub>2</sub> O dest : Boden = 1 : 2,5) mittels Glaselektrode (WTW, Typ 521)	Völkel (1995: 20)
pH (CaCl <sub>2</sub> )	In wässriger Lösung (0,01 m CaCl <sub>2</sub> : Boden = 1 : 2,5) mittels Glaselektrode (WTW, Typ 521)	Völkel (1995: 20)
Gehalt an CaCO <sub>3</sub>	Gasvolumetrisch nach Scheibler & Finkener	Völkel (1995: 20)
Gehalt an Corg	Nasse Veraschung nach Rauterberg & Kremkus und kolorimetrische Bestimmung am UV-VIS Spektralphotometer (PERKIN ELMER, Lambda 2)	Völkel (1995: 20)
Effektive Kationenaustauschkapazität (KAKeff)	Schüttelextrakt (1 m NH <sub>4</sub> Cl : Boden = 1 : 10) und Messung der Gehalte von Fe, Al, Mn, K, Na, Mg und Ca mittels FAAS (ATI UNICAM, Solaar 939)	Mahr (1998: 51f.)
Gehalte der pedogenen Eisen-, Aluminium- und Manganoxide in sequentieller Extraktion	Dreistufige sequentielle Schüttelextraktion mit jeweiliger Messung der Gehalte von Fe, Al und Mn mittels FAAS (ATI UNICAM, Solaar 939) 1. Pyrophosphatextraktion 0,1 m Na <sub>4</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub> + 0,5 m Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 2. Oxalatextraktion 17,56 g C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O <sub>4</sub> · 2 H <sub>2</sub> O + 28,40 g (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> C <sub>2</sub> O <sub>4</sub> · H <sub>2</sub> O 3. Dithionitextraktion 0,3 n C <sub>6</sub> H <sub>5</sub> Na <sub>3</sub> O <sub>7</sub> + 5 ml NaHCO <sub>3</sub>	Mahr (1998: 76ff.)
Gefügedünnschliffe	Beprobung mittels Kubiena-Rahmen 8 x 6 x 4 cm mit nachfolgender Einbettung in Polyesterharz; Aushärten, Schneiden und Schleifen auf ca. 25 µm durch T. Beckmann (Schwülper-Lagesbüttel)	Raab (1999: 69)
Relief / Isohypsen	Tachymetrie mittels LEICA, TC 600 und Trigonometrie mittels LEICA Vermessungssoftware, LISCADplus S.E.E. (Vers. 3.12)	Raab (1999: 58ff.)

**Tab. 2:** Labormethoden und Verfahren der Geländeaufnahme.

### 3.3.4 Ergebnisse und Diskussion

Im Hauptteil dieser Fallstudie sind Ergebnisse zusammengefasst, mit deren Hilfe die Relief- und Bodenveränderungen im Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf rekonstruiert werden (Kap. 3.4.5). Diese Ergebnisse basieren überwiegend auf Gelände- und Laborarbeiten der Jahre 2001 bis 2003. Dargestellt wird zunächst die geomorphologische Charakteristik des Untersuchungsgebietes. Dabei wird gezeigt, in welcher Form und in welchem Ausmaß Prozesse der Bodenerosion Voll- und Hohlformen geschaffen haben (Kap. 3.3.4.1). In einem zweiten Teil werden ausgewählte Profile beschrieben, die auf Basis der Reliefanalyse in Form zweier Catenen (Toposequenzen, Reliefsequenzen) angelegt wurden. Daraus resultieren eine Kennzeichnung der Pedo- und Morphostratigraphie sowie eine Beschreibung der Verbreitung der Böden und des oberflächennahen Untergrundes respektive der Sedimente und Festgesteine (Kap. 3.3.4.2). In einem dritten Ergebniskapitel werden die physikochemischen Merkmale der Böden und Sedimente vorgestellt. Im Vordergrund stehen Profile mit kolluvialer Genese, die wichtige Hinweise auf die Rekonstruktion der Relief- und Bodenveränderungen geben (Kap. 3.3.4.3). In einem letzten Teil werden die Befunde gesammelt, die Aussagen zum Alter der anthropogen induzierten Umgestaltungen ermöglichen (Kap. 3.3.4.4). Damit basieren die Schlussfolgerungen auf absoluten Altersdatierungen ( $^{14}\text{C}$ , IRSL) und einer Integration der vorangestellten Befunde der Morpho- und Pedostratigraphie sowie der physikochemischen Boden- und Sedimentcharakteristik (Kap. 3.3.5). Der Gesamtbefund wird abschließend in Bezug zu der historischen Montangeschichte sowie der prähistorischen Besiedlung resümiert (Kap. 3.4.6).

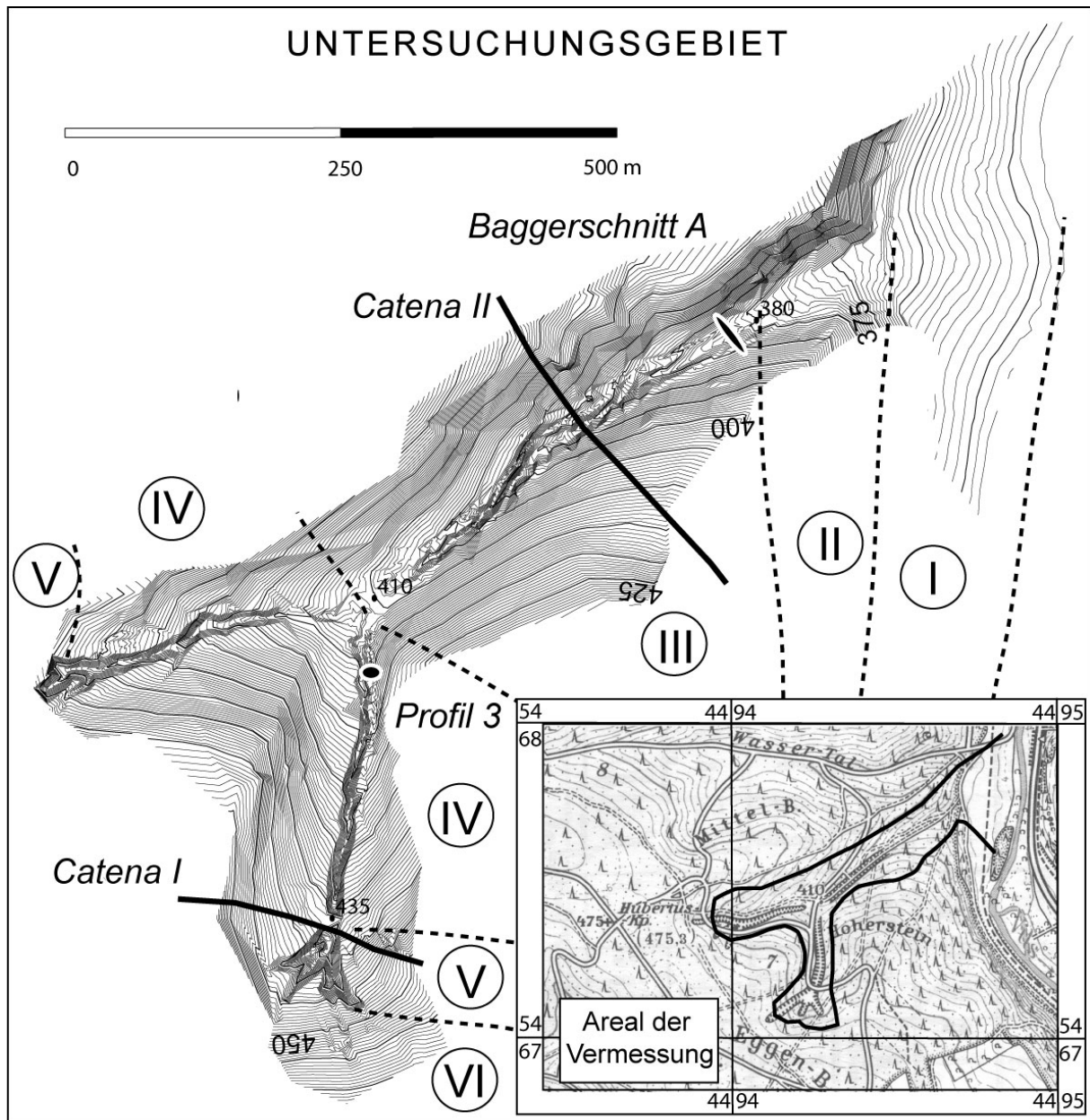
#### 3.3.4.1 Art und Ausmaß der Reliefveränderungen

Im Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf haben Prozesse der Bodenerosion Voll- und Hohlformen geschaffen, die sich in überwiegend erosive und dominierend akkumulative Areale einteilen lassen. Diese Erosions-Akkumulationssysteme liegen in Trockentälern, die von der Hochfläche des Hirschwaldes senkrecht zum Vilstal verlaufen. Durch das Kartenstudium und Geländebegehungen sind alleine im östlichen Hirschwald mindestens acht kleinere und größere Erosions-Akkumulationssysteme bekannt, von denen nur die größeren kartiert sind (Abb. 38). Viele der Formen wurden geschliffen, verfüllt und vor allem im Zuge des moderner Forstwegebbaus und durch Maßnahmen der Flurbereinigung zerstört. Ein außerordentlich gut erhaltenes Erosions-Akkumulationssystem befindet sich westlich von Ensdorf am Ostrand des Hirschwaldes in der Forstabteilung Hoher Stein und verläuft vom Eggenberg in Richtung des ehemaligen Hammerwerkes in Leidersdorf (Abb. 38 & 39). Das System zeichnet sich insbesondere durch mehrgliedrige Runsen aus, die sich in das Trockental eingeschnitten haben. Aus dem Tal heraus wurde ein Schwemmfächer zur Vils hin geschüttet. Das Trockental endet auf einem parallel zum Vilstal liegenden Höhenrücken,

der sich in Richtung Rieden gegen Südosten hin spornartig verschmälert. Das Erosions-Akkumulationssystem ist morphologisch in die Abschnitte I bis VI differenzierbar, die im Folgenden beschrieben werden (Abb. 39).

Abschnitt I ist ein landwirtschaftlich genutzter Schwemmfächer im Vilstal, der an den Talhängen der Vils bei 372 m NN ansetzt und bis zur rezenten Vilsaue bei 363 m NN reicht (Linie des HHW gemäß hundertjährigem Hochwasser, Quelle: Wasserwirtschaftsamt Amberg). Am Ostrand des Hirschwaldes geht der Schwemmfächer in einen flachen, noch mehrere Dekameter breiten Trockentalboden über (Abschnitt II). Dieser Talboden verengt sich innerhalb einer kurzen Längsstrecke von wenigen Dekametern zu einer Breite von zehn Metern. Zwischen 380 m und 410 m NN ist in der Tiefenlinie eine mehr oder weniger gut ausgeprägte, 400 m lange, zweigliedrige Runse vorhanden (Abschnitt III). Diese zweigliedrige Runse teilt sich auf in einen weniger tiefen nördlichen Teil (1 m Maximaltiefe) und einen markant eingeschnittenen südlichen Teil (5 m Maximaltiefe). Die beiden Runsen werden durch einen entlang der Tiefenlinie verlaufenden Rücken getrennt, der als Grat, aber auch als schwach geneigte Fläche mit Breiten von einigen Metern ausgebildet ist. Bei 410 m NN teilt sich das Trockental in zwei Arme, in denen die Runsen nicht mehr zweigliedrig sind (Abschnitt IV). Weniger als einen Meter tiefe Fahrspuren der neuzeitlichen Forstwirtschaft verlaufen parallel zu den Runsen. Die Runse im nördlichen Talabschnitt ist 500 m lang und bis zu 5 m tief. Sie hat einen teilweise markant flachen Runsenboden, der eine Breite von bis zu 8 m erreichen kann. Maschinelle Fahrspuren weisen auf eine rezente Nutzung als Rückewege im Rahmen der forstwirtschaftlichen Nutzung hin. Die Runse im südlichen Teil ist ebenfalls 300 m lang und bis zu 5 m tief. Allerdings fehlt ein flacher Boden aufgrund der maximalen Breite von 1 m, und die Runse erhält dadurch eine Kerbtalform. In beiden Armen des Trockentales sind die Unterhänge auffallend flach. Insbesondere im südlichen Ausläufer weitet sich der Talgrund etwas auf, und die Runsen treten dadurch deutlicher hervor. Bei einer Höhe von 435 m NN teilt sich in beiden Seitenarmen die jeweilige Runse in mehrere Äste fingerartig auf (Abschnitt V). Die Tiefe der Runsen nimmt dabei auf kurze Distanz stark ab. Einige der Einzeläste gehen in flache, bis zu 0,5 m tiefe Hohlwege über (Abschnitt VI), die auf dem Oberhang auslaufen.





**Abschnitte mit markanten Akkumulationsformen**

- Ⓘ Schwemmfächer                      Ⓜ Breites Trockental

**Abschnitte mit markanten Erosionsformen**

- Ⓜ Trockental mit zweigeteilter Runse    Ⓥ Wurzelbereich der Runse
- Ⓧ Trockental mit einfacher Runse       Ⓦ Oberhang mit Hohlwegen

**Abb. 39:** Morphogenetische Differenzierung des Erosions-Akkumulationssystems im Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf. 50 cm-Isohypsenkarte basierend auf tachymetrischen Aufnahmen. Kartenausschnitt rechts unten aus TK 1:25.000 Blatt 6637 Rieden.

### 3.3.4.2 Feldmerkmale, Aufbau und Verbreitung der Böden und Sedimente

Von den insgesamt 28 im Hirschwald angelegten Profilen sind im Rahmen dieser Studie im Folgenden 18 beschrieben. Dabei handelt es sich um die Profile der beiden Catenen Hirschwald-Leidersdorf I und II, nachfolgend verkürzt als Catena I und Catena II bezeichnet. Die Lage der Toposequenzen (Abb. 39) leitet sich ab aus der grundlegenden morphologischen Differenzierung zwischen dem Reliefabschnitt IV mit einer einfachen Runse (Catena I) und dem Reliefabschnitt III mit einer zweigliedrigen Runse (Catena II). Eine dezidierte Darstellung der feldbodenkundlichen Profilaufnahmen sowie der Laboranalysen aller hier vorgestellten Bodenprofile findet sich in Anhang A.

#### 3.3.4.2.1 *Böden und Sedimente im Reliefabschnitt IV*

Im Wurzelbereich des Runsensystems am Übergang zur Hochfläche ist die Bodenabfolge klar relief- und substratabhängig. Prozesse der Bodenerosion haben eindeutig die Bodenverbreitung mitgestaltet. In Form von Runsen und Kolluvien liegen sowohl Belege für Bodenabtrag als auch für Bodenauftrag vor. Im Detail teilt sich die Toposequenz in drei Bereiche: in die (i) Kulminationsbereiche, den (ii) Mittelhang und den (iii) Unterhang inklusive Runse (Abb. 40 & 41).

##### (i) Kulminationsbereiche

In den hängigen Kulminationsbereichen (Profile 6637-150 und 6637-155) wird das anstehende karbonatreiche Festgestein bereits nach wenigen Dezimetern erreicht (Abb. 40). Zwischen dem Ah- und dem cmC-Horizont sind lediglich geringmächtige mineralische Verwitterungsbildungen vorhanden. Auf dem westlichen Höhenrücken (Profil 6637-150) sind diese als rötlich-brauner, tonig-lehmiger T-Horizont einer Terra fusca ausgeprägt. Der Übergang zwischen Solum und Anstehendem ist als T+cmC-Horizont ausgebildet, wo sich der Residualton aus der Lösungsverwitterung typischerweise in bis zu wenige Zentimeter breiten Klüften des Karbonatgesteins angereichert hat (Abb. 41). Dagegen sind am Ostende der Catena im Profil 6637-155 die charakteristischen Merkmale der so genannten Dolomitasche vorhanden (Diez 1968), die einen gelblichen, sandigen, extrem karbonatreichen cCv-Horizont bildet. Beide Verwitterungsbildungen sind typisch für die Dolomitgesteine der Alb, die hier offensichtlich aufgrund eines faziellen Wechsels im anstehenden Dolomit eng benachbart an gegenüberliegenden Hängen vorkommen. Dieser Wechsel der Lithologie erklärt auch die Anlage des Tales als solches. Festzuhalten bleibt, dass periglaziale Deckschichten und insbesondere die Hauptlagen als jüngstes, gewöhnlich sehr schluffreiches Schichtglied an beiden Kulminationsbereichen des Trockentales fehlen. Während die Mittellagen (LM) allgemein nur in erosionsgeschützten Positionen vorhanden sind (vgl. AG Boden 1996: 365), überrascht das Fehlen der normalerweise

immer ausgebildeten Hauptlagen (LH) in der Deckschichtenabfolge. Eine Verkürzung der Profile infolge bodenerosiver Prozesse ist daher sehr wahrscheinlich; eine Interpretation, die durch die weiteren Profilmefunde unterstützt wird.

#### (ii) Mittelhänge

In den Mittelhangabschnitten ist das dolomitische Festgestein von einer (Profil 6637-154) oder zwei (Profil 6637-151) Basislagen (LB) überdeckt (Abb. 40). Im ost-exponierten Hang nimmt die Mächtigkeit des Solums schon nach einigen Metern hangabwärts zu (Profil 6637-151). Im Profil ist eine Schichtung im Sinne o.a. periglazialer Deckschichten deutlich vorhanden (Abb. 40 & 41). Allerdings fehlen weiterhin die beiden jüngsten Schichtglieder, die Haupt- und Mittellage. Die Terra ist nunmehr als Bv-T-Horizont beziehungsweise II cmC+T-Horizont stark von Sedimentmerkmalen geprägt. Die Basislagen sind sehr reich an kantigem Skelett, zumindest größtenteils allochthon, wenn auch nur wenige Meter hangabwärts verlagert, und bedecken die autochthone, taschenförmig ins Anstehende eingreifende Kalksteinverwitterung (T+cmC). Am gegenüberliegenden, westexponierten Mittelhang ist die Basislage und damit die Terra fusca geringmächtiger (Abb. 40). Ein knapp 20 cm mächtiges Kolluvium bedeckt hier die Basislage. Neben der bereits erwähnten Profilverkürzung ist dies ein weiterer Beleg für die ehemals in den Hängen abgelaufene Bodenerosion.

#### (iii) Unterhang und Runse

Im Nordwesthang der Catena differenziert sich der Mittel- vom Unterhang deutlich durch einen Hangknick mit einer Abnahme in der Neigung (vgl. Abb. 39 & 40). In diesen relativ flachen Unterhangbereichen wird das anstehende Festgestein in den Profilen (Profile 6637-152 und 6637-153) nicht mehr erreicht. Hier liegen mehrere Meter mächtige periglaziale Lockersedimente, vereinzelt auch Kolluvien (Profil 6637-152). Im Profil 6637-153 sind mit einer Haupt- und Mittellage nun auch die beiden jüngsten Schichtglieder vorhanden. Die Hauptlage ist im Profil 6637-153 durch hohe Schluffgehalte von über 65 % gekennzeichnet. Auch sind Skelettbruchstücke nur noch sehr vereinzelt vorhanden, so dass der äolische Charakter hier in den Vordergrund tritt (Lösslehmfließerde). Als Folge hat sich eine Parabraunerde in der Hauptlage entwickelt, welche die Mittellage mit einem fossilen Bt-Horizont überlagert. Auch in Profil 6637-152 ist ein fossiler Boden vorhanden. Allerdings handelt es sich dabei um eine Terra fusca (III fT) in einer Basislage, die durch eine jüngere Basislage (II Bt+T) sowie ein Kolluvium bedeckt wird. Eventuell befand sich in Profil 6637-152 vormalig eine Hauptlage (und Mittellage), die allerdings erodiert worden ist, bevor sich das Kolluvium abgelagert hat. Insgesamt sind im Unterhangbereich fossile und/oder reliktsche Bodenbildungen (fT und/oder fBt-Horizonte) deutlich durch hohe Tongehalte

von stellenweise über 70 % sowie Toncutane und ein polyedrisches Gefüge gekennzeichnet. Schließlich hat die lineare Bodenerosion in der Tiefenlinie der Runse die periglazialen Deckschichten bis auf das Festgestein ausgeräumt, so dass der cmC-Horizont oberflächennah unter einer geringen kolluvialen Bedeckung ergraben wird (Profil 6637-162).

Es ist zusammenfassend festzuhalten, dass in Catena I mehrfach Befunde vorhanden sind, die Bodenerosion nicht nur in der linearen Form der Runse nachweisen, sondern auch flächenhaft an den Hängen belegen. Kolluvien liegen in den Unterhängen und dokumentieren damit, dass erodiertes Solummaterial von höheren Hangbereichen eingetragen worden sein muss. Hinweise auf verkürzte Boden- und Deckschichtenprofile in den Mittelhang- und Kulminationsbereichen decken sich mit diesem Befund.

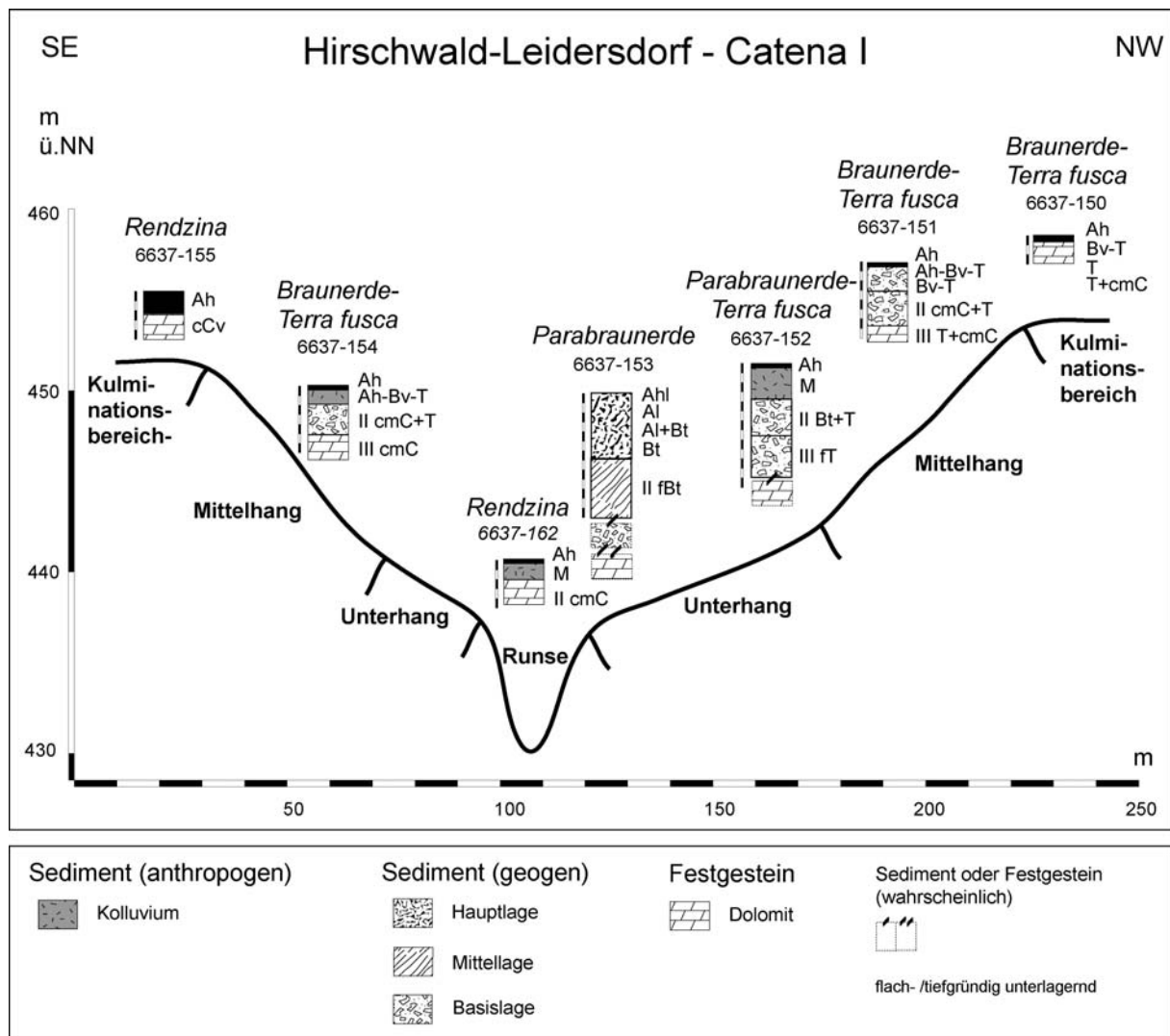
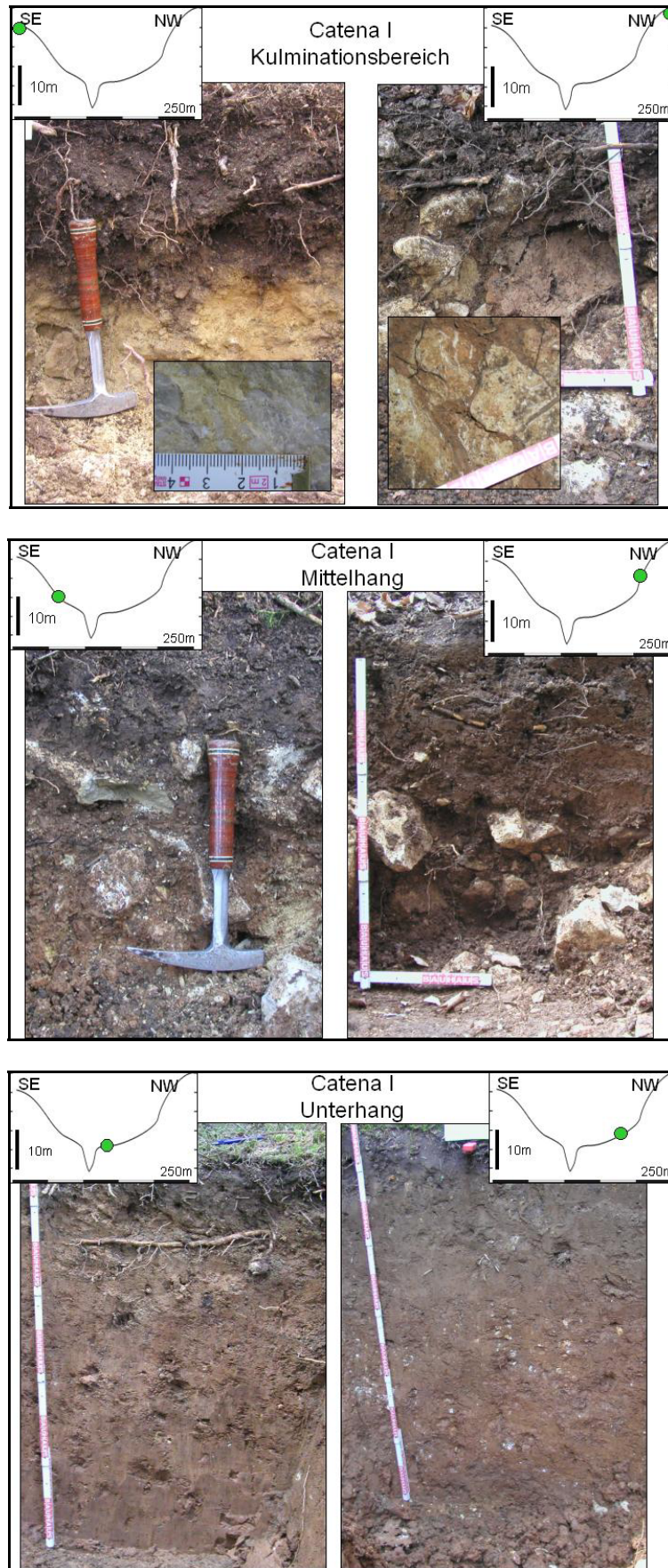


Abb. 40: Reliefformen, Böden und Sedimente der Catena I.



**Abb. 41:** Ansicht der Bodenprofile der Catena I. **Oben:** Profil 6637-155 (links) und -150 (rechts). **Mitte:** Profil 6637-154 (links) und -151 (rechts). **Unten:** Profil 6637-153 (links) und -152 (rechts).



### 3.3.4.2.2 Böden und Sedimente im Reliefabschnitt III

Catena II legt einen Talquerschnitt im Abschnitt III des Erosionssystems, wo sich das Relief insbesondere durch eine deutliche Zweigliederung der Runsen auszeichnet (Abb. 39). An den Kulminationsbereichen sind die Profile nahezu identisch mit den Profilen in Catena I, während sich der Deckschichtenaufbau und die kolluviale Bedeckung im Mittelhang und am Hangfuß unterscheiden (Abb. 40 & 42). Hinweise auf erosiv verkürzte Profile sind durch das Fehlen der Hauptlagen und das oberflächennahe Anstehen von Basislagen wie in Catena I vorhanden. Kolluvien sind in den Hängen weit verbreitet. Von besonderer Bedeutung hinsichtlich des zeitlichen Ablaufes der Bodenerosion ist, dass am Boden des Trockentales ein kolluvialer Sedimentkörper auf einem Rücken liegt, der die beiden Teilrunsen trennt. Dies belegt, dass die Runsenerosion, zumindest in der nördlichen Teilrunse, erst nach einer Phase der kolluvialen Sedimentation in der Tiefenlinie stattgefunden hat. Im Detail ist der Sediment- und Bodenaufbau in der Catena II wie folgt (Abb. 42 & 43).

#### (i) Kulminationsbereiche

Die Horizontabfolge ist mit Ausnahme des Fehlens der Dolomitasche mit der Abfolge an den hängigen Kulminationsbereichen in Catena I identisch. Am hängigen Kulminationsbereich des westlichen Talhanges ist in Profil 6637-160 der Catena II eine flachgründige Terra fusca aufgeschlossen, die *in situ* auf dem anstehenden Dolomit liegt (Abb. 42). In charakteristischer Weise reicht der T-Horizont taschenförmig in das sich aus dem Verband lösende Festgestein (Abb. 43). Gegenüber, auf dem schwach geneigten Kulminationsbereich im östlichen Talhang (Profil 6637-156), liegt der Ah-Horizont direkt dem karbonatreichen Festgestein auf. Karbonatverwitterungslehm oder Dolomitasche fehlen hier, so dass sich eine Rendzina entwickelt hat.

#### (ii) Hänge

Während der südexponierte Mittelhang relativ steil und gleichförmig ist, baut sich der nordexponierte Hang komplexer auf und unterteilt sich in drei Teilabschnitte (von oben): in einen steil-linearen Oberhang, einen flach-linearen Mittelhang und einen steil-konvexen Unterhang (Abb. 42). Der Unterhang geht ohne ausgeprägte Neigungsänderung in die Tiefenlinie über. Im steil-linearen Oberhang (Profil 6637-157) und im steil-konvexen Unterhang (Profil 6637-159) ist der Schicht- und Horizontaufbau identisch. Wie in den Mittelhangprofilen der Catena I sind Terrae fuscae in Basislage vorhanden. In beiden Profilen der Catena II liegen Kolluvien von weniger als 20 cm Mächtigkeit an der Oberfläche und belegen damit bodenerosive Aktivität in den Hängen. Im flach-linearen Mittelhang zwischen den Profilen 6637-157 und 6637-159 ist die kolluviale Bedeckung mit 55 cm deutlich mächtiger (Profil 6637-158). Hier, wo sich

der Hang etwas verflacht, ändern sich auch die Sediment- und Bodenverhältnisse im oberflächennahen Untergrund. Auf zwei differenzierbare Kolluvien folgen eine Hauptlage und eine Basislage. Die Kolluvien unterscheiden sich deutlich von der liegenden Hauptlage durch eine fahlbraune Farbe, lockere Lagerung, ein subpolyedrisches Gefüge und einen hohen Anteil an Holzkohleflittern. In den ersten drei Sedimenten (Kolluvium I, Kolluvium II & Hauptlage) liegt eine Phäno-Parabraunerde vor.

(iii) Hangfuß und Runse

Das kennzeichnendste Reliefmerkmal des Trockentalbodens ist die zweigliedrige Runse (Abb. 42). Im tiefer eingeschnittenen südlichen Runsenast wird im Profil 6637-161 der schlagfeste Dolomit unter einer lediglich 20 cm mächtigen kolluvialen Bedeckung erreicht. Damit ist dieses Profil identisch mit Profil 6637-162 an der Basis der Runse in Catena I. Der ebene Rücken zwischen den beiden Runsen wird am Top von einem 60 cm mächtigen Kolluvium aufgebaut (Profil 6637-5). Dieses Runsensystem belegt daher einen Wechsel kolluvialer und erosiver Prozesse. Es ist offensichtlich, dass im Zuge tiefenlinienparallelen Bodenabtrages eine Reliefumkehr entstanden ist.

In Hinblick auf die kolluvialen Belege aus Catena I ist für Catena II zusammenzufassen, dass auch in diesem Reliefabschnitt Bodenerosion sowohl an den Hängen als auch in der Tiefenlinie belegt ist. Darüber hinaus ist durch das Vorliegen einer nach Kolluvienbedeckung zerschnittenen Runse eine Zweiphasigkeit der Erosion gesichert.

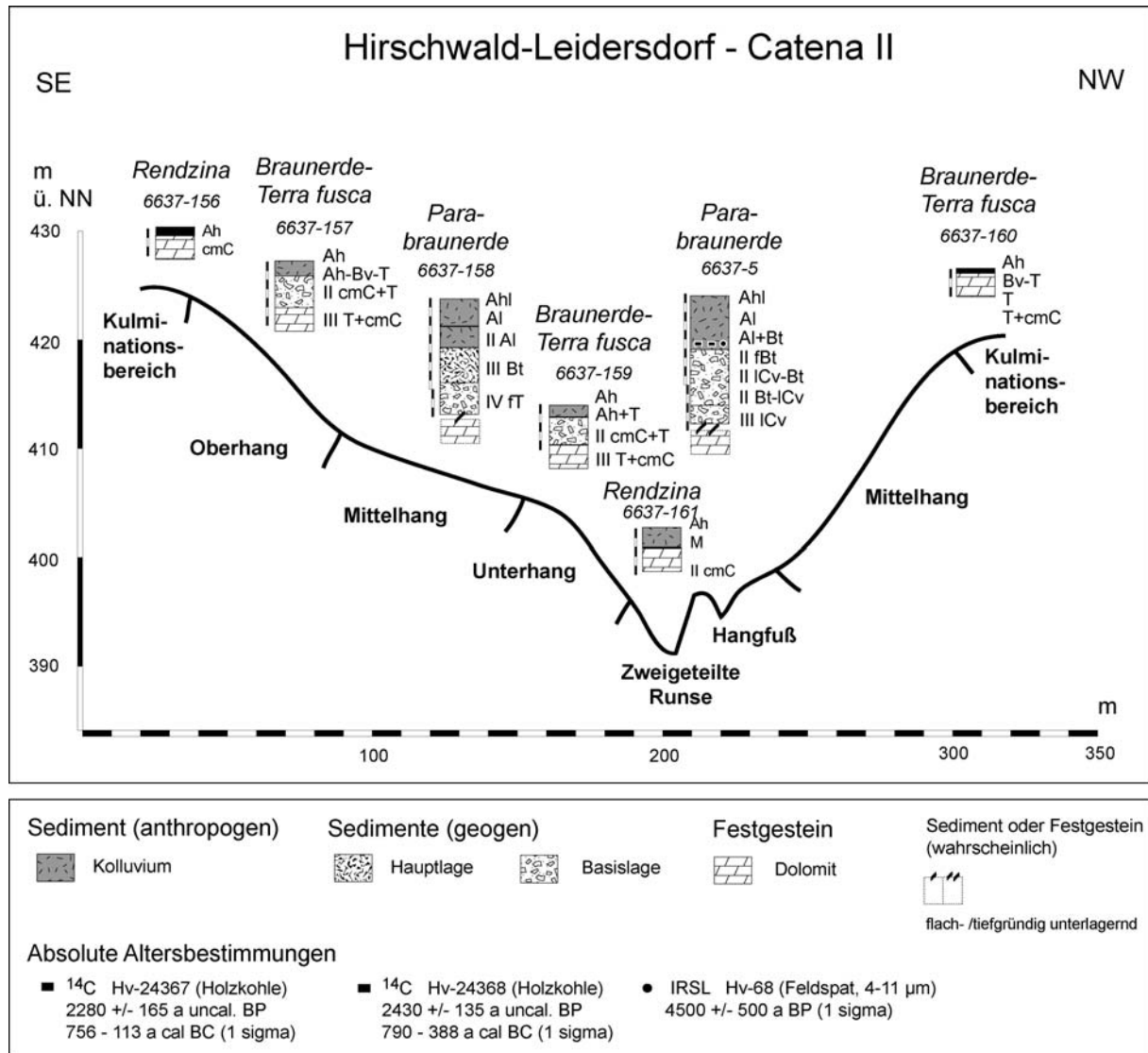
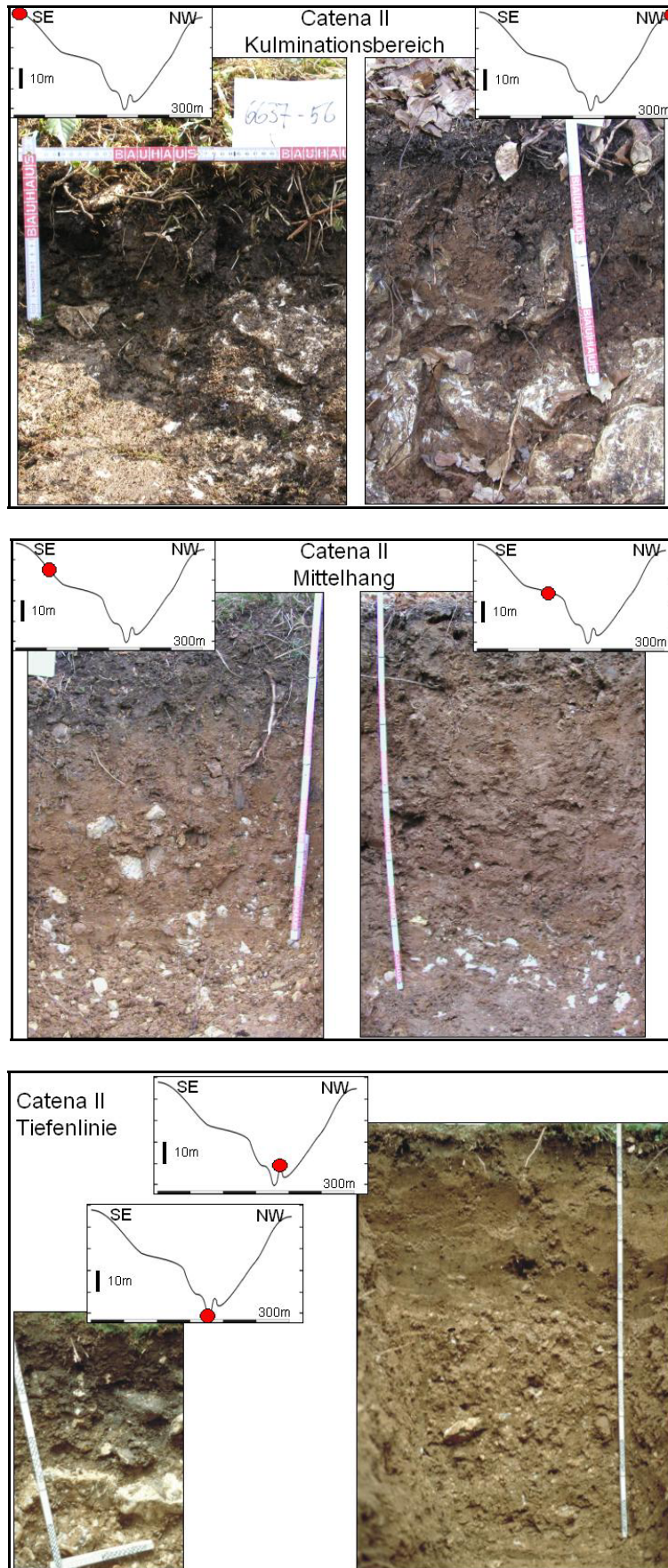


Abb. 42: Reliefformen, Böden und Sedimente der Catena II.



**Abb. 43:** Ansicht der Bodenprofile der Catena II. **Oben:** Profil 6637-156 (links) und -160 (rechts). **Mitte:** Profil 6637-157 (links) und -158 (rechts). **Unten:** Profil 6637-161 (links) und -5 (rechts).

### 3.3.4.3 Physikochemische Merkmale der Böden und Sedimente

Erosiv verkürzte Bodenprofile sind generell in ihrer bodengenetischen Entwicklung mehr oder weniger stark degradiert, weil durch das Fehlen von Ober- und Unterbodenhorizonten die Pedogenese in den Untergrundhorizonten neuerlich ansetzt. Dabei beeinflusst insbesondere in den Mittelgebirgen der gemäßigten Breiten die Präsenz pleistozäner Lockersedimente entscheidend die Solummächtigkeit (vgl. Semmel 1983, Semmel 1991, Völkel et al. 2002). Sind diese Sedimente geogen oder anthropogen bis auf das Festgestein abgetragen, haben sich in der Regel initiale Rohböden entwickelt, die das Ah/C-Stadium nicht überschreiten (u.a. Semmel 1985, Raab 1999: 78). Daher stehen bei der Frage nach dem Einfluss der Bodenerosion auf die physikochemischen Eigenschaften der Böden die Kolluvien im Vordergrund des Interesses. Nachfolgend sind zwei charakteristische, kolluvial geprägte Bodenprofile aus dem Untersuchungsgebiet Hirschwald-Leidersdorf beschrieben. Eine umfassende Dokumentation der physikalischen und chemischen Parameter aller Profile ist im Anhang gegeben (Tab. A19 - A40).

#### 3.3.4.3.1 *Einschichtige Kolluvien*

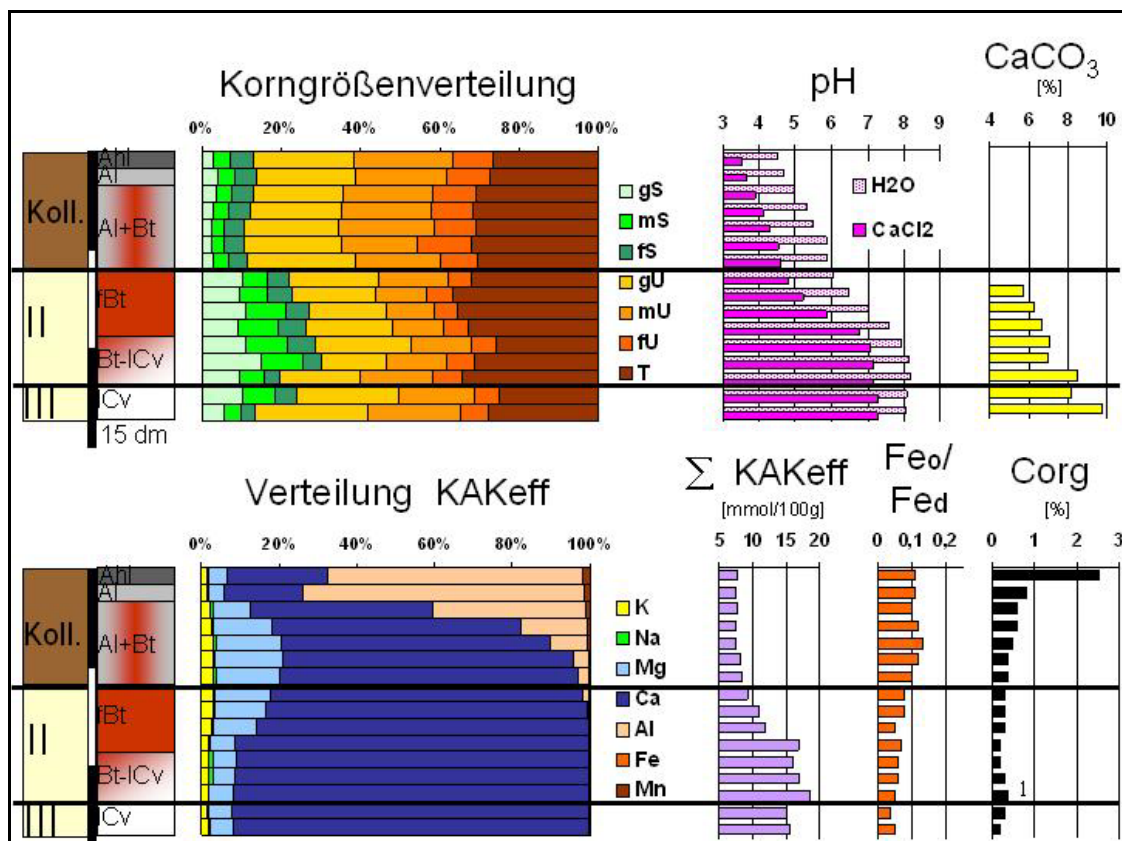
Das Bodenprofil 6637-5 auf dem schwach geneigten Rücken zwischen den beiden Runsen ist ein typischer Vertreter mit einem einschichtigen Kolluvium (Abb. 42 & 43). Auf ein 60 cm mächtiges Kolluvium mit einer Parabraunerdeabfolge (AhI/Al/Al+Bt) folgt über eine scharfe Schicht- und Horizontuntergrenze (Abb. 44) eine Basislage mit einem fossilen Tonanreicherungshorizont (II fBt/ICv-Bt/Bt-ICv) an. Diese überlagert bei 124 cm eine weitere, mindestens 20 cm mächtige Basislage, die profilmorphologisch keine pedogenen Merkmale besitzt (III ICv).

Das Kolluvium ist mit Korngrößenanteilen von 27 % bis 32 % Ton, 56 % bis 60 % Schluff und 11 % bis 14 % Sand deutlich schluffdominant. Die Sandgehalte nehmen zum II fBt-Horizont sprunghaft um 11 % zu. Die im Labor ermittelten Skelettgehalte erhöhen sich ebenfalls von 14 % auf 35 %. Beide Zunahmen erklären sich durch die Fließerdegenese und sind eindeutige Schichtungsbelege. Die Korngrößenverteilung in den Basislagen ist gegenüber dem Kolluvium ausgesprochen schwankend, was wiederum in erster Linie sedimentgenetisch verursacht ist. Im Kolluvium selbst weisen Tongehaltsdifferenzen von 6 % auf eine schwache Lessivierungsdynamik hin, die seit der Ablagerung das Bodensediment nochmals *in situ* erfasst hat. Bei  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ -Werten zwischen 3,8 im AhI-Horizont und 4,9 im Al+Bt-Horizont ist eine intensive Tonverlagerung rein bodenchemisch auch nicht mehr zu erwarten (Scheffer & Schachtschabel 2002: 455ff.), so dass die geringe Lessivierung trotz der noch relativ hohen Tongehalte nicht verwundert. In jedem Fall hat eine Tonverlagerung vor Ort stattgefunden. Dies belegen die Dünnschliffe, in denen Tonanreicherungen besonders zur Basis hin in Form von orientierten Tonbelägen an den Porenwänden zu erkennen sind (Abb. 45 & 46).

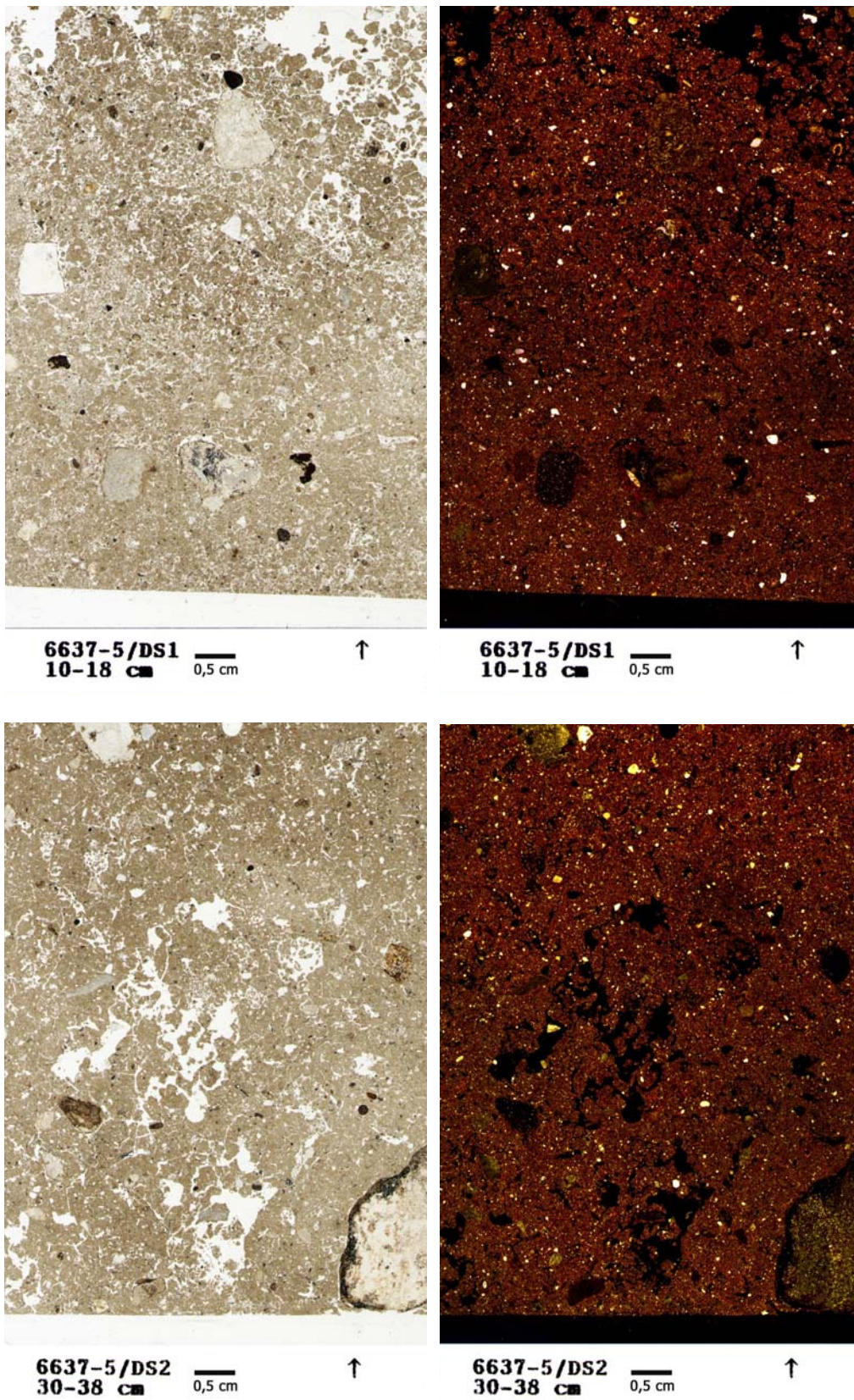


Bei den bodenchemischen Parametern sind die parallel verlaufenden Tiefengradienten der pH-Werte, des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes, der KAKeff und der Basensättigung auffallend (Abb. 44). Diese Gradienten belegen eine progrediente Versauerungsdynamik, die das Kolluvium und darüber hinaus die liegende Basislage erfasst hat. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind im Ahl-Horizont typischerweise erhöht und gehen bereits im Al-Horizont auf Werte unter 1 % zurück. Geringfügige Schwankungen im Bereich von 0,1 % Corg in den tieferen Profilabschnitten sind kaum interpretierbar. Der Aktivitätsgrad der Eisenoxide ( $\text{Fe}_o/\text{Fe}_d$ ) ist mit Werten um 0,1 deutlich niedriger als in den Oberböden aus karbonatreichen Lockersedimenten des ostbayerischen Raumes (vgl. Völkel 1995, Niller 2001).

Insgesamt belegen die physikochemischen Kennwerte zwei bedeutende Prozesse, die das Profil tiefgründig pedogen verändert haben. Es ist dies zum einen die Tonverlagerung. Diese lässt sich neben dem Geländebefund durch Tongehaltsdifferenzen in der Laboranalytik belegen. Außerdem sind die orientierten Tonbeläge als sicherer Beleg für eine Lessivierung in den Bodendünnschliffen vorhanden. Zum anderen beweisen die bodenchemischen Parameter (KAKeff, pH-Werte,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt) eine fortgeschrittene Versauerung des Kolluviums, die sich bis in die liegenden Basislagen fortsetzt. Damit existieren mehrere Befunde, die gegen ein relativ junges Alter des Kolluviums sprechen.

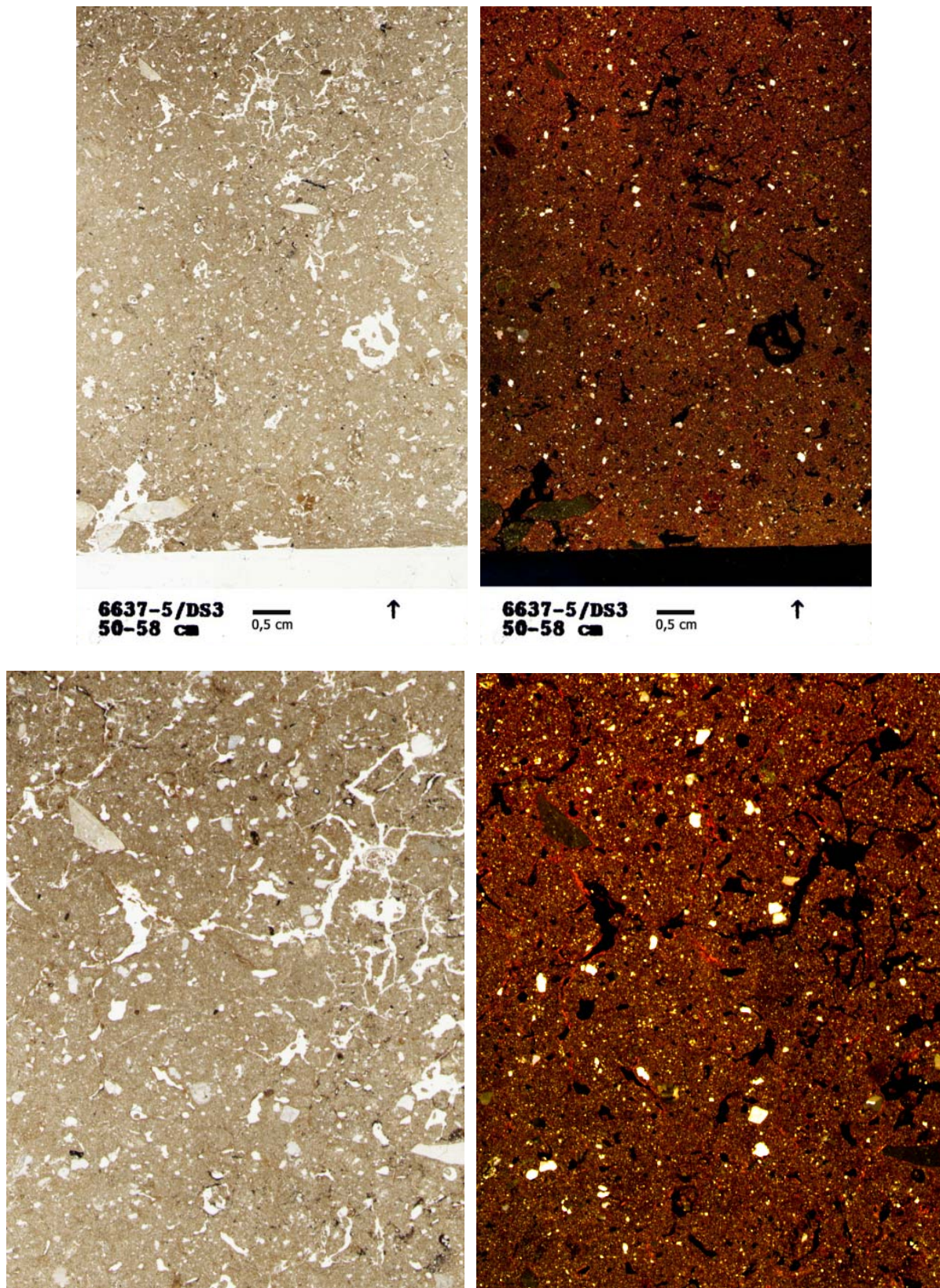


**Abb. 44:** Physikochemische Kennwerte des Profils 6637-5. Ein einschichtiges Kolluvium überlagert zwei Basislagen (II und III).



**Abb. 45:** Scans ( $\times 1,25$ ) der Dünnschliffe aus dem Kolluvium des Profils 6637-5 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). **Oben:** 6637-5/DS1 (10-18 cm = Al). **Unten:** 6637-5/DS2 (30-38 cm = Al+Bt).





**Abb. 46:** Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus dem Kolluvium des Profils 6637-5 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). **Oben:** 6637-5/DS3 (50-58 cm = Al+Bt). **Unten:** Detailansicht (x 3) 6637-5/DS3 (50-58 cm = Al+Bt).

### 3.3.4.3.2 Mehrschichtige Kolluvien

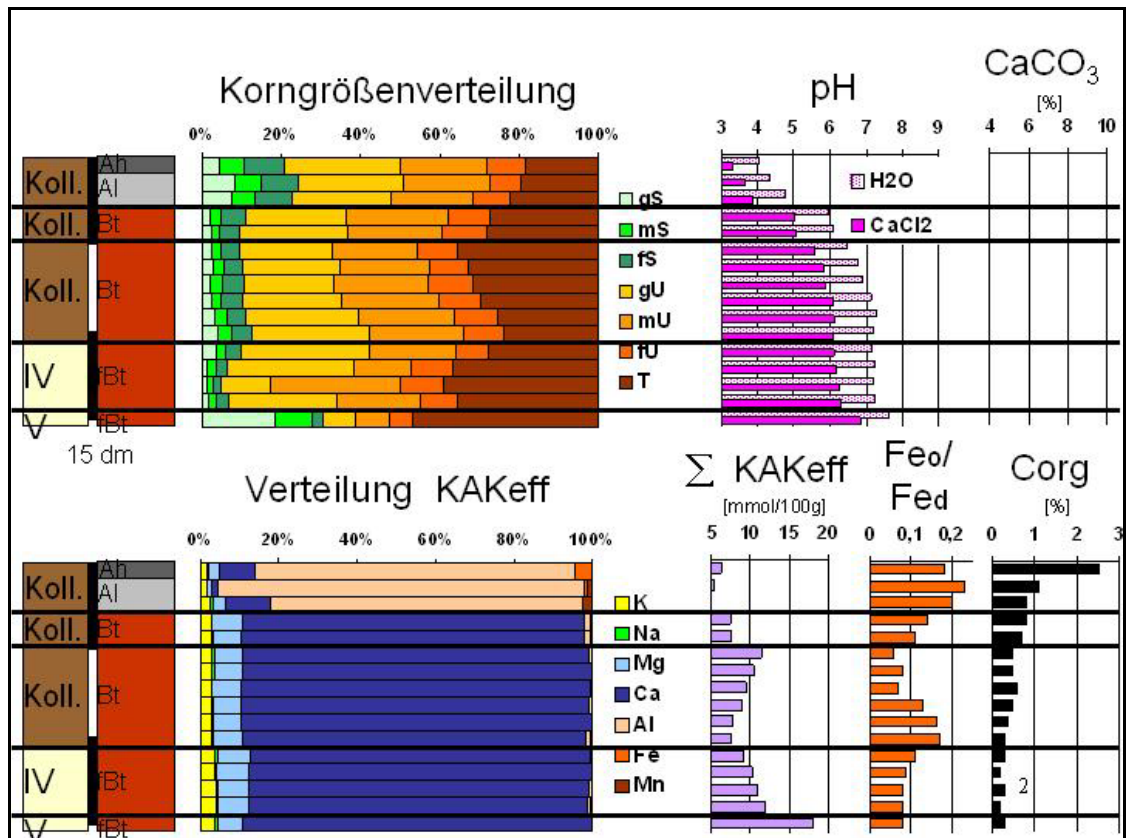
Das Bodenprofil 6637-3 ist ein typischer Vertreter für mehrschichtige Kolluvien. Der kolluviale Komplex besteht aus drei Straten von Bodensedimenten (0 - 20 cm, 20 - 40 cm und 40 - 106 cm), die sich im Feldbefund insbesondere über die Bodenart, das Gefüge, die Kompaktion (Verfestigungsgrad) und den Gehalt an Holzkohle(flittern) unterscheiden (vgl. Anhang, Tab. A1). Im Kolluvienkomplex ist eine pedogene Differenzierung im Sinne einer Phäno-Parabraunerde in Ah/Al/II Bt/III Bt vorhanden. Das liegende Kolluvium überdeckt einen mindestens zweigliedrigen Basislagenkomplex (106 - 168 cm), der durch hohe Grob- bodengehalte, Toncutane und ein polyedrisches Gefüge gekennzeichnet ist (IV fBt/V fBt).

Im Gegensatz zum einschichtigen Kolluviumprofil 6637-5 (Abb. 44) belegen die Kenndaten der Laboranalytik des Profils 6637-3 (Abb. 47) keine tiefgründige, autochthone Bodenentwicklung. Die Mehrzahl der Laborparameter zeigt quantitative Sprünge, die mit den Schichtgrenzen übereinstimmen. Insbesondere das jüngste Kolluvium unterscheidet sich von den liegenden Schichten durch markant hohe Sand- und niedrige Tongehalte. Diese Texturunterschiede sind auch sehr kennzeichnend im Vergleich von Dünnschliffen aus verschiedenen Profiltiefen (Abb. 48 & 49). So dominieren in den Dünnschliffen die sedimentbedingten Unterschiede, vor allem die Korngrößenverteilung und die Kornform. Der Tiefenverlauf der Korngrößenverteilung belegt nur vermeintlich eine intensive Lessivierungsdynamik mit Tongehaltsdifferenzen von fast 20 % (Abb. 47). Denn in den Dünnschliffen sind orientierte Tonbeläge, die eine In-situ-Lessivierung beweisen würden, in wesentlich geringerem Maße vorhanden, als dies in den Dünnschliffen des Profils 6637-5 der Fall ist (vgl. Abb. 45 & 46 mit Abb. 48 & 49). Die Tongehaltsdifferenzen zwischen Al, II Bt und III Bt sind daher überwiegend als Sedimenteigenschaft zu interpretieren. So ist der zunehmende Schluffgehalt zur Basis des liegenden Kolluviums (III Bt) sehr wahrscheinlich das Abbild der inversen Abfolge der erodierten Parabraunerde von den Mittel- und Oberhängen. Derartige, durch Bodenerosion auf den Kopf gestellte Profile sind aus einer Reihe von Studien bekannt und typische Merkmale in Landschaften mit historischer Bodenerosion (u.a. Leopold 2003: 101).

In den Tiefenverläufen der pH-Werte ist ein sehr stark positiver Gradient bis zur Untergrenze des zweiten Kolluviums bei 40 cm Profiltiefe vorhanden (Abb. 47). Darunter nehmen die Gehalte zur Basis des Profils relativ gering zu. Dennoch wird das basische pH-Milieu des Profils 6637-3 nicht erreicht, was sich auch über die Karbonatfreiheit ausdrückt. Die Verteilung der KAKeff belegt keine markante Änderung des Kationenbesatzes am Austauscher mit der Tiefe (Abb. 47). Allerdings ist ein deutlicher Sprung in der Aluminiumsättigung an der Untergrenze des ersten Kolluviums vorhanden. Hier wird die schichtungsbedingte Änderung der bodenphysikalischen Parameter (Bodenart) durch die Bodenchemie gekennzeichnet. Wie die pH-Werte belegt die KAKeff keine progrediente und

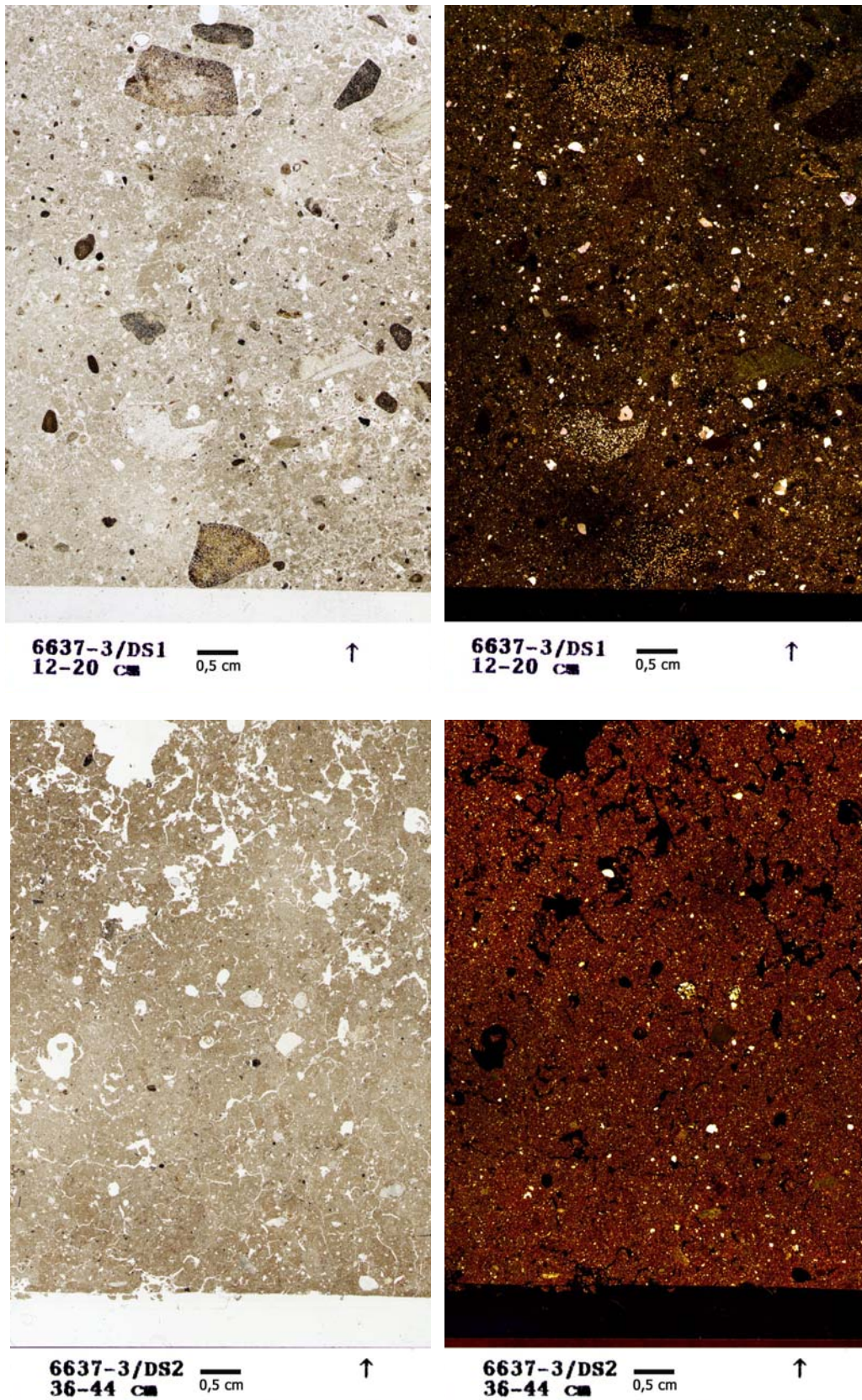


tiefgründige Versauerung des Kolluviums. Vielmehr ist die Versauerung des Bodens schichtbezogen auf die obersten 20 cm beschränkt, was dieses Profil grundsätzlich von dem einschichtigen Kolluviumprofil 6637-5 unterscheidet. Die Veränderungen im Gradienten des  $Fe_o/Fe_d$ -Quotienten sind über sedimentationsbedingte Tongehaltsdifferenzen zu erklären und daher mehr eine Sediment- als eine Horizonteigenschaft.



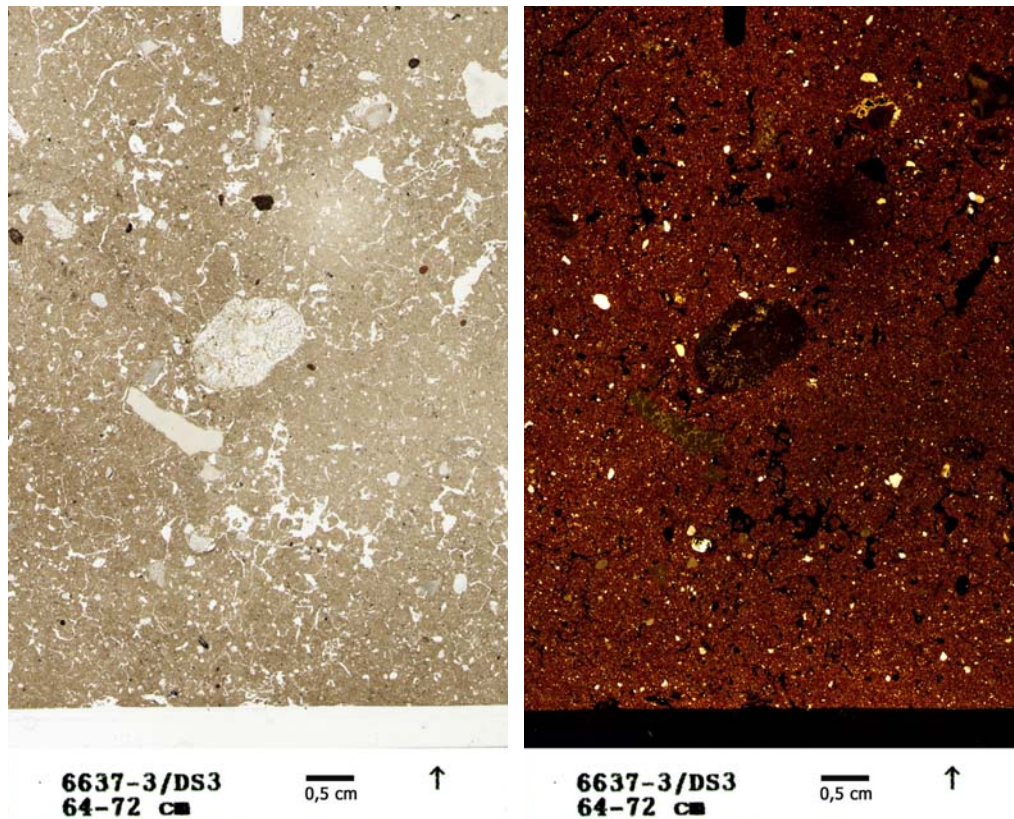
**Abb. 47:** Physikochemische Kennwerte des Profils 6637-3. Ein dreischichtiges Kolluvium überlagert zwei Basislagen (IV und V).





**Abb. 48:** Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus den Kolluvien des Profils 6637-3 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). **Oben:** 6637-3/DS1 (12-20 cm = Al). **Unten:** 6637-3/DS2 (36-44 cm = IIBt/IIIBt).





**Abb. 49:** Scans (x 1,25) der Dünnschliffe aus den Kolluvien des Profils 6637-3 mit einfach polarisiertem Licht (links) und gekreuzt polarisiertem Licht (rechts). 6637-3/DS3 (64-72 cm = III Bt).

Die bodenphysikalische und -chemische Charakteristik des einschichtigen Kolluviums (Profil 6637-3) ist markant verschieden zu der des mehrschichtigen Kolluviums (Profil 6637-5, vgl. Abb. 45 mit 47). Insgesamt ist festzuhalten, dass die physikochemischen Eigenschaften der Kolluvien sedimentgenetisch und pedogenetisch bedingt sind. Da es sich bei den Kolluvien um Bodensedimente handelt, wird die sedimentgenetische Komponente zunächst durch die erodierten Bodenhorizonte geprägt. Dabei können inverse Horizontabfolgen nativer Böden in den Kolluvien entstehen, die sich über bestimmte Parameter (v.a. Bodenart) feststellen lassen. Über die auf den Kopf gestellten Profile sind im Fall der Parabraunerden die erodierten Böden der Mittel- und Oberhänge rekonstruierbar. Allerdings können sich im Zuge des Transportes und der Ablagerung auch Veränderungen ergeben haben, zum Beispiel in Form einer Korngrößensortierung. In jedem Fall sind die Befunde tiefgründig pedogener Prozesse in Kolluvien ein wichtiger Hinweis auf mindestens eine längere morphodynamische Stabilitätsphase. Die physikochemische Kennzeichnung der Kolluvien leistet daher nicht nur einen Beitrag zur Rekonstruktion der präerosiven Bodenverbreitung, sondern auch zur zeitlichen Eingrenzung der Relief- und Bodenveränderungen im Hirschwald (s.u.; Kap. 3.3.5).

#### 3.3.4.4 Zur zeitlichen Einordnung der Bodenerosion

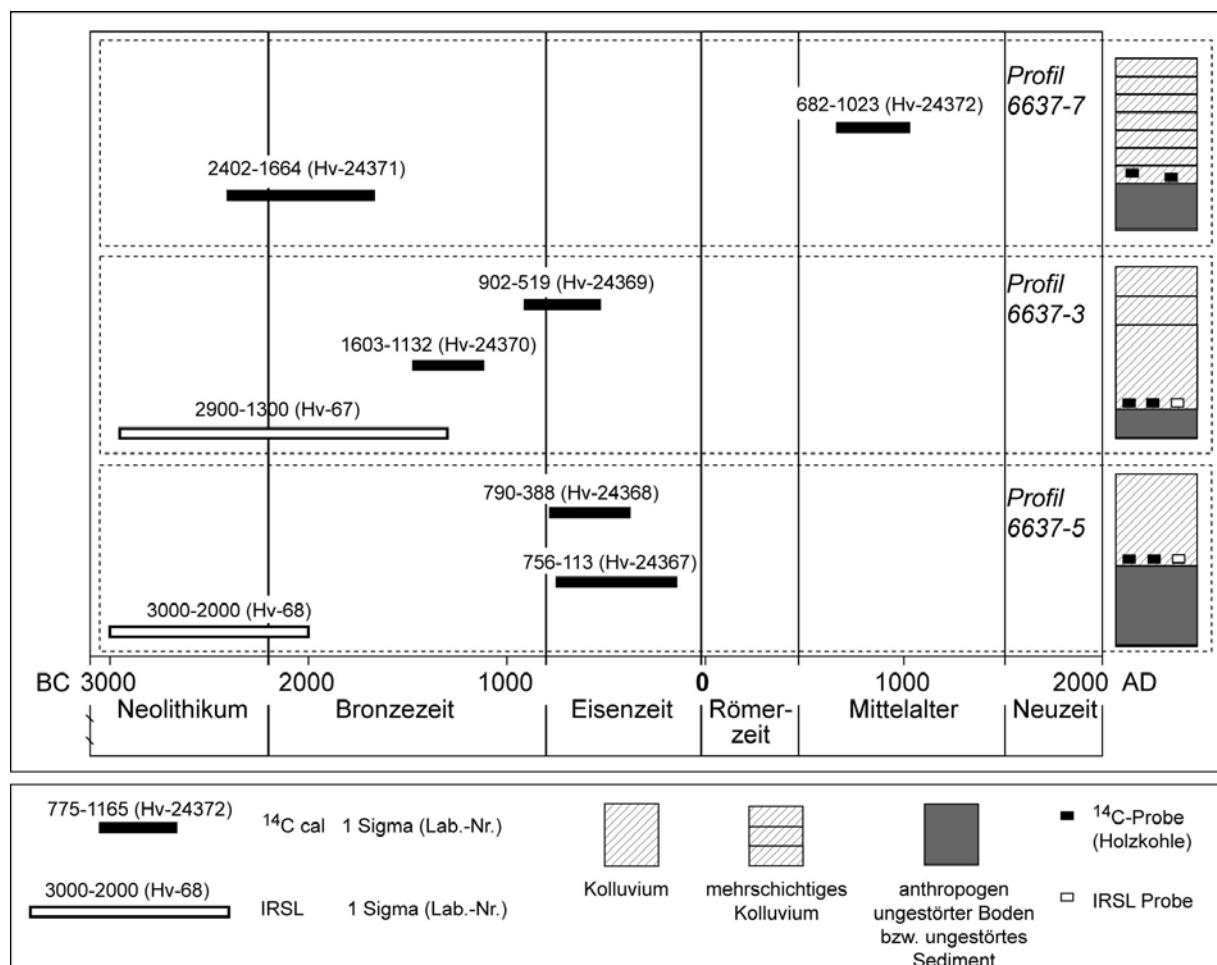
In der hier vorgestellten Fallstudie sind Aussagen zum Alter der Bodenerosion über zwei Ansätze greifbar. Erstens sind Altersbestimmungen an den kolluvialen Sedimenten über  $^{14}\text{C}$ -Datierungen organischer Bestandteile und über Lumineszenzdatierungen (IRSL) mineralischer Komponenten möglich. Zweitens leiten sich relative Alter über die Morpho-, Sediment- und Pedostratigraphie in den mehrgliedrigen Runsensystemen ab. In Verbindung mit den absoluten Altersdatierungen ergeben sich Minimal- oder Maximalalter und damit gesicherte chronostratigraphische Marken. Entgegen der üblichen Konvention bei der Darstellung von  $^{14}\text{C}$ -Altern werden zur Vergleichbarkeit mit den IRSL-Altern im Text alle Alter mit einer Wahrscheinlichkeit von 68,3 % genannt ( $1 \sigma$  Vertrauensbereich). Ausführliche Tabellen zu den Datierungen mit den kalibrierten Altern des  $2 \sigma$  Vertrauensbereiches (95,4 % Wahrscheinlichkeit) sind im Anhang vorhanden (Tab. A41 & A42).

##### 3.3.4.4.1 *Zum Alter der Kolluvien in der Tiefenlinie des Trockentales*

Von den ein- bis vielschichtigen Kolluvien in der Tiefenlinie des Trockentales wurden aus den beiden Profilen 6637-3 und -5 insgesamt vier  $^{14}\text{C}$ -Alter an Holzkohlen und zwei IRSL-Alter bestimmt (Abb. 50). In beiden Profilen wurden jeweils drei separate Analysen ( $2 \times ^{14}\text{C}$ ,  $1 \times \text{IRSL}$ ) von Proben aus der Basis des Kolluviums (Profil 6637-5) beziehungsweise des Kolluviumkomplexes (Profil 6637-3) durchgeführt. Die beiden ermittelten IRSL-Alter aus Profil 6637-3 und -5 sind annähernd identisch und datieren den Beginn der kolluvialen Sedimentation auf über 2000 Jahre v. Chr. (2900 - 1300 BC, Hv-67; 3000 - 2000 BC, Hv-68). Dagegen sind in beiden Profilen die  $^{14}\text{C}$ -Alter der Parallelproben deutlich jünger (Abb. 50). Dies belegt eindeutig, dass Standardlumineszenzdatierung an Kolluvien Altersüberschätzungen liefern können, welche bei der Interpretation zu berücksichtigen sind (vgl. hierzu u.a. Lang 1996, Auclair et al. 2003). Zweckmäßigerweise ist das Lumineszenzverfahren der Einzelkornanalyse zu verwenden, welches mit größerer Sicherheit Bleichungsfehler detektieren und kompensieren kann (Richardson 2001).

Die  $^{14}\text{C}$ -Alter der Holzkohlen liegen im einschichtigen Kolluvium des Profils 6637-5 beide Male identisch bei etwa 500 Jahre v. Chr. (790 - 388 cal BC, Hv-24368; 756 - 113 cal BC, Hv-24367). Dagegen differieren die  $^{14}\text{C}$ -Alter an der Basis des Kolluvienkomplexes (Profil 6637-3) etwas. Eine Holzkohle wurde auf etwa 700 Jahre v. Chr. datiert (902-519 cal BC, Hv-24369), eine andere auf etwa 1400 Jahr v. Chr. (1603 - 1132 cal BC, Hv-24370). Insgesamt datieren drei der vier untersuchten Holzkohlen in die Eisenzeit (Abb. 50). Demnach ist der größte Anteil an Holzkohle, der in den Kolluvien in der Tiefenlinie des Trockentales im Hirschwald datiert wurde, während der jüngsten vorgeschichtlichen Metallzeit entstanden. Soweit die Untersuchungen zeigen, fehlen Holzkohlen jüngeren Alters in diesen Kolluvien. Dieser Befund überrascht, da vom Mittelalter bis zur Neuzeit und

insbesondere im Zuge der Montanwirtschaft die Wälder genutzt worden sind (vgl. Kap. 3.3.2), so dass Holzkohlen aus diesen Zeiten in großen Mengen im Hirschwald unbedingt vorhanden sein sollten. Es ist daher davon auszugehen, dass die <sup>14</sup>C-Alter der Holzkohlen auch das tatsächliche Sedimentationsalter der Kolluvien widerspiegeln und folglich die ältesten Phasen der Bodenerosion im Untersuchungsgebiet in die Eisenzeit datieren. Andernfalls müssten jüngere Holzkohlen in den Kolluvien zu finden sein, die im Zuge post-eisenzeitlicher Bodenerosion mit den älteren Holzkohlen vermischt worden wären.



**Abb. 50:** Altersbestimmungen an Proben aus den Kolluvien (<sup>14</sup>C und IRSL).

### 3.3.4.4.2 Zum Alter des Runsensystems

Das Alter des Runsensystems kann über zwei Ansätze bestimmt werden. Zum einen ergibt sich aus der geomorphologisch-sedimentologischen Situation in Catena II, dass sich die nördliche Teilrunse erst eingeschnitten hat, nachdem das Kollivium bei Profil 6637-5 sedimentiert wurde. Der Terminus post quem der Runsenerosion entspricht also dem Terminus ante quem der basalen Kolluvienablagerung, der gemäß den oben ausgeführten Befunden (Kap. 3.3.4.4.1) in die Eisenzeit fällt. Zum anderen ist es möglich, das

Maximalalter der Runsenerosion einzugrenzen, da im talabwärtigen Teil des Erosionssystems die Runsen stellenweise wieder verfüllt wurden. Dabei markieren die stratigraphisch ältesten Kolluvien in der nördlichen Teilrunse den Terminus ante quem der Runsenerosion. Die Pedostratigraphie der kolluvialen Runsensedimente ist über einen 13 Meter langen und über drei Meter tiefen Baggerschnitt detailliert bekannt (vgl. Anhang, Tab. A3, A4 & A5) und wird im Folgenden hinsichtlich seiner chronologischen Bedeutung für die Runsenerosion zusammenfassend beschrieben (Abb. 51).

Der Querschnitt durch das zweigliedrige Runsensystem belegt deutlich, dass sich beide Teilrunsen markant in die Basislagen eingeschnitten haben. Beide Teilrunsen sind mit Kolluvien verfüllt, so dass die vorzeitigen Erosionshohlformen das moderne Relief in ihrer Dimension weit übertreffen. Die kolluviale Verfüllung des nördlichen Runsenastes (Profil 6637-7 in Abb. 51) ist vielgliedrig, und die Merkmale der einzelnen Kolluvien unterscheiden sich teilweise sehr stark (vgl. Beschreibungen im Anhang, Tab. A3). Für die Frage des Alters des Runsensystems sind drei Befunde von entscheidender Bedeutung. Erstens sind in allen kolluvialen Sedimenten Artefakte in Form von Scherben vorhanden. Allerdings sind die Keramikfragmente zu klein, um definitive Bestimmungen durchführen zu können, so dass alle Scherbenfunde unspezifisch sind (pers. Mitt. Dr. C. Neudert, Regensburg 2003). Sedimentchronologische Aussagen sind daher über die Scherbenfunde nicht möglich. Zweitens haben einige Kolluvien trotz Schluffreichtum in der Feinbodenfraktion hohe Grobbodenanteile. Insbesondere in den basalen Kolluvien sind die Steingehalte sehr hoch. Diese verhindern eine ungestörte Probennahme für die IRSL-Datierung, so dass auch dieses Verfahren der Altersbestimmung ausfällt. Allerdings sind drittens in allen kolluvialen Schichten Holzkohlen in großer Zahl vorhanden, die sich zur  $^{14}\text{C}$ -Datierung eignen. So stützt sich die absolutchronologische Einordnung der Kolluviensedimentation ausschließlich auf die  $^{14}\text{C}$ -Analyse, die in diesem Fall eindeutige Ergebnisse liefert.

An zwei separaten Holzkohleproben aus dem liegenden Kolluvium im nördlichen Runsenast (Profil 6637-7, IIV M-Horizont) wurden  $^{14}\text{C}$ -Analysen durchgeführt (Abb. 50 und Abb. 51). Der Altersunterschied zwischen beiden Ergebnissen ist relativ hoch. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter liegen zwischen mittelalterlich mit etwa 850 n. Chr. (682 - 1023 cal AD, Hv-24372) und bronzezeitlich mit etwa 2000 Jahren v. Chr. (2402 - 1664 cal BC, Hv-24371). Die hohe Schwankungsbreite beweist, dass Holzkohlen unterschiedlichen Alters im Zuge der Boden-erosion in die Kolluvien inkorporiert wurden und sich nun in übereinstimmender sedimentstratigraphischer Position befinden. Im Rückblick stärkt dieser Befund auch die oben dargelegte Argumentation zum eisenzeitlichen Alter der Kolluvien in den Profilen 6637-3 und 6637-5 (Kap. 3.3.4.4.1). Er belegt nämlich, dass mittelalterliche Holzkohle im Hirschwald durchaus vorhanden ist, allerdings nicht in den rein eisenzeitlichen Kolluvien. In jedem Fall stellt das jüngste  $^{14}\text{C}$ -Alter von 682 - 1023 cal AD den Zeitraum dar, nach dem die Verfüllung



der nördlichen Runsen eingesetzt haben kann. Ein noch jüngerer Alter der kolluvialen Verfüllung ist nicht auszuschließen. Demnach war zwischen etwa 700 bis 1000 n. Chr. oder später die Runse noch zwei Meter tiefer als die rezente Geländeoberfläche. Die Runse war zu dieser Zeit morphodynamisch aktiv und wurde sukzessive mit Kolluvium verfüllt.

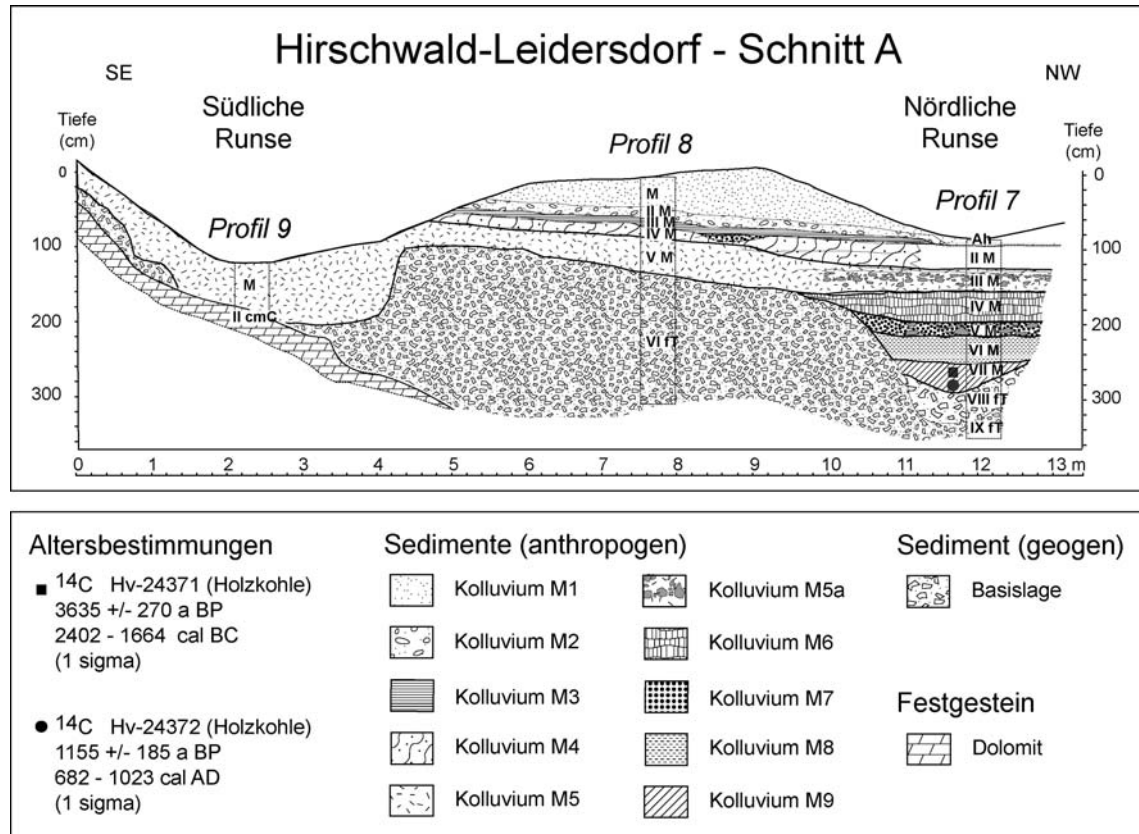


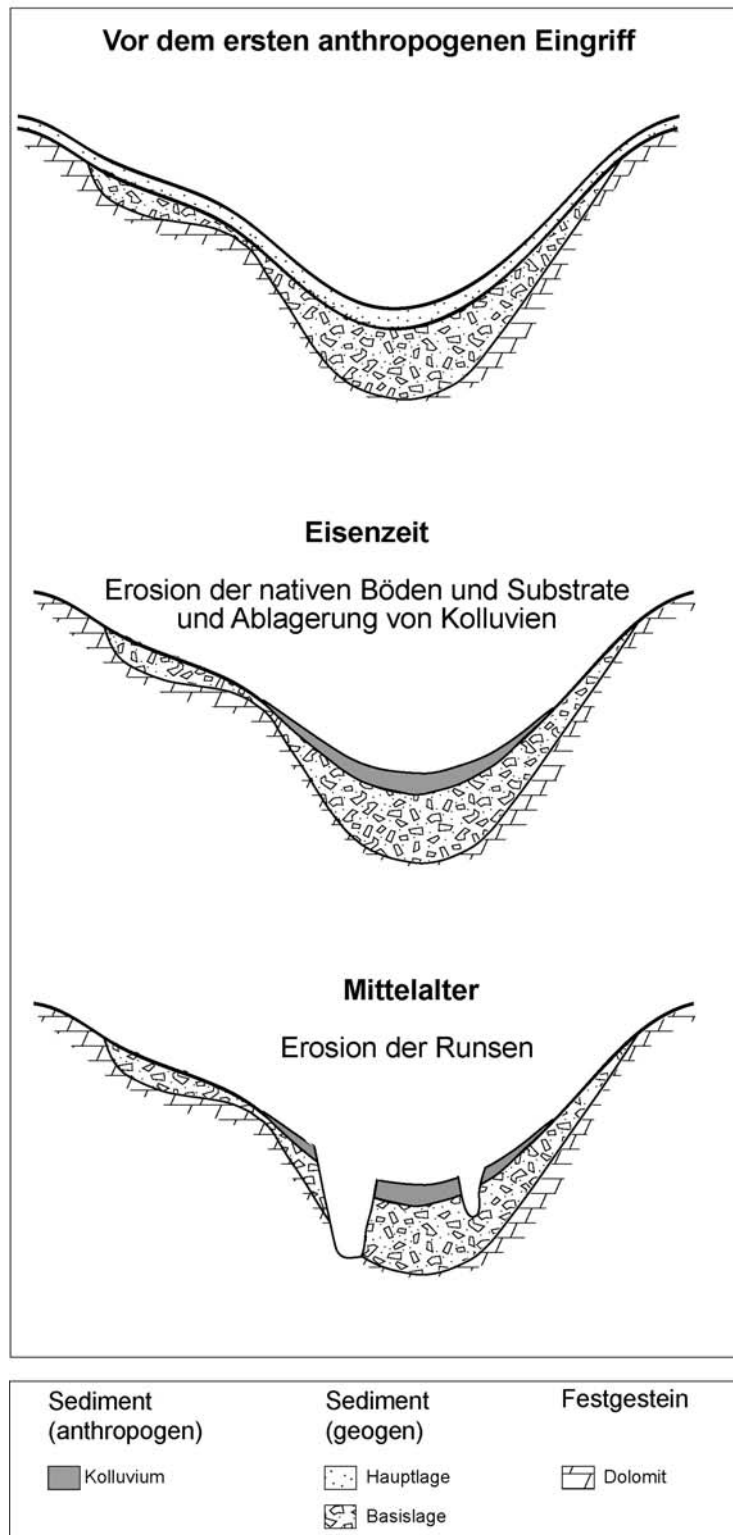
Abb. 51: Reliefformen, Böden und Sedimente des Schnittes A sowie Altersbestimmungen (<sup>14</sup>C).

### 3.3.5 Schlussfolgerungen

Im Hirschwald bei Leidersdorf an der Vils sind Auswirkungen des (prä-)historisch agierenden Menschen auf die Pedo- und Reliefsphäre bis in die Jetztzeit feststellbar. Mittels des bodenkundlich-geomorphologischen Catena-Ansatzes der *soil geomorphology* kann die Umgestaltung des oberflächennahen Untergrundes von den Kulminationsbereichen über die Hänge bis zu den Tiefenlinien hin gekennzeichnet werden. Die Befunde der Toposequenzen zeigen, dass fast alle Reliefbereiche mehr oder weniger stark von Bodenerosion oder Kolluviensedimentation betroffen sind. Die Folgen der Bodenerosion sind komplex und belegen teilweise hohe Intensitäten sowie Mehrphasigkeiten der Prozesse. Flächenhaft wirkende Erosion hat an den Oberhängen verkürzte Bodenprofile hinterlassen. In den Tiefenlinien der Trockentäler sind ein- oder zweigeteilte Runsen die Folge linear-erosiver Prozesse. Die Ablagerung des erodierten Solums fand sowohl an den Hängen als auch in

den Tiefenlinien der Trockentäler statt. Dabei ist von besonderer Bedeutung, dass die Runsen in den Tiefenlinien erst nach einer Phase der kolluvialen Sedimentation eingeschnitten wurden.  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von Holzkohlen aus den Kolluvien belegen mit hoher Wahrscheinlichkeit, dass bereits vor der montanwirtschaftlich dominierten Nutzungsphase des Mittelalters die Pedosphäre durch den Menschen umgestaltet wurde. Die Ablagerung der ersten Kolluvien wird über die  $^{14}\text{C}$ -Alter von Holzkohlen in die Eisenzeit datiert, und ein bronzezeitliches Holzkohlealter in den Kolluvien weist sogar auf noch frühere Eingriffe in die Pedosphäre hin.

Im Hinblick auf das (prä-)historische Siedlungsumfeld lassen sich in einem Modell der anthropogenen Landschaftsentwicklung zwei Phasen der Bodenerosion zeigen (Abb. 52). In einer ersten Phase wurden die Böden an den Hängen erodiert und als Kolluvium in den Unterhangbereichen und den Tiefenlinien abgelagert. Diese Periode flächenhaft wirkender Bodenerosion steht höchstwahrscheinlich mit der eisenzeitlichen Besiedlung und Nutzung des Hirschwaldes und seiner Ausläufer in Verbindung, die durch diverse Bodendenkmäler belegt ist (vgl. Kap. 3.3.2, Abb. 38). Nach der Bodenerosion an den Hängen und der Sedimentation des ersten Kolluviums wurde in einer zweiten Erosionsphase zumindest eine der Runsen in den Trockentälern geformt. Dieser Zeitabschnitt der linearen Erosion wurde sehr wahrscheinlich durch die sich ändernde Landnutzung im Zuge der mittelalterlichen Montanwirtschaft initiiert und forciert. Der Einfluss eines West-Ost verlaufenden Fernweges, dessen Trasse seit Anfang des 12. Jahrhunderts einen Kilometer weiter südlich an der Steinbergrinne verläuft (Codreanu-Windauer & Manske 2004), kann nicht ausgeschlossen werden. In jedem Fall koinzidieren beide Phasen der Bodenerosion mit der (prä-)historischen Siedlungs- und Nutzungsgeschichte. Letztlich sind die Ergebnisse ein weiterer Hinweis darauf, dass neben den natürlichen Faktoren wie Relief, Boden und Vegetation auch die sozioökonomischen Umstände unterschiedlicher (prä-)historischer Epochen entscheidend die Gestalt und das Ausmaß der anthropogenen Landschaftsveränderungen steuern (vgl. auch Bork et al. 1998, Foster et al. 2000, Schmitt et al. 2003).



**Abb. 52:** Modell der Landschaftsentwicklung mit den Hauptphasen des menschlichen Eingriffes. Nicht maßstabgerechter Querschnitt.

### 3.3.6 Resümee und Ausblick

Gemäß den vorliegenden Ergebnissen wurde die Relief- und Bodenentwicklung an den Talhängen der Vils entscheidend und nachhaltig durch die Landnutzung während prä-historischer und historischer Kulturepochen beeinflusst und verändert. Im Umkehrschluss muss gefolgert werden, dass die Landschaft an der Vils zur Bronzezeit dem siedelnden und wirtschaftenden Menschen gänzlich andere Voraussetzungen als heute geboten hat. Insbesondere betrifft das die edaphischen Verhältnisse, die als Grundlage des Ackerbaus von herausragender Bedeutung waren. Ehemalige Siedelareale müssen daher vor dem Hintergrund der sich verändernden beziehungsweise durch den Menschen veränderten Geofaktoren (v.a. Boden) betrachtet werden (vgl. Leopold 2003).

Ob und in welchem Ausmaß die bronze- und eisenzeitliche Erzgewinnung und -verarbeitung für die Ansiedlungen von Bedeutung waren, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Die Landschaft selbst ist in jedem Fall hinsichtlich montanarchäologischer Bodendenkmäler nicht fundleer, wie auch neuere Ausgrabungen durch das BLfD an einer hallstattzeitlichen Siedlung bei Velburg in der mittleren Frankenalb indizieren (Raßhofer 2004). Doch sind diese Befunde infolge der vergleichsweise geringen Grabungstätigkeiten in der mittleren und nördlichen Oberpfalz nach wie vor unterrepräsentiert. Vor dem Hintergrund der in jüngerer Zeit entwickelten Aktivitäten der Mittelalterforschung im Raum Sulzbach-Frohnberg (Hensch 2003, Pasda 2003, Hensch 2004) sollte der Blick auch auf die Metallzeiten gerichtet bleiben, insbesondere um die nach wie vor existente Lücke zwischen beiden Zeitscheiben zu schließen. Im Hinblick auf die Ergebnisse der prähistorischen Erforschung der Höhengsiedlung auf dem Schlossberg von Kallmünz (Harnest & Schauer 2000, Harnest & Schauer 2002, Sandner & Schauer 2003) ist auch im mittleren Vilstal mit neuen Befunden zur metallzeitlichen Besiedlung zu rechnen.

Hinsichtlich der angewendeten Methoden ist herauszustellen, dass vor allem die Verknüpfung sedimentologischer, pedologischer und geomorphologischer Befunde gesicherte Schlussfolgerungen zulassen. So sind weniger die Einzelbefunde aussagekräftig. Vielmehr lässt sich durch die gemeinsame Auswertung der pedo- und morphostratigraphischen Ergebnisse die Landschaftsveränderung rekonstruieren. Dabei stellt der dem Catena-Konzept folgende Ansatz der *soil geomorphology* die wichtigste Grundlage dar, da er vor allem auf der integrativen Untersuchung von Standort und Landschaft beruht.

### **3.4 Fallstudie B – Erfassung montan bedingter Metallanreicherungen in der Vilsaue bei Freihung/Opf. mittels der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA)**

#### **3.4.1 Problemstellung und Zielsetzung**

Die Anreicherung von Metallen und dabei vor allem von Schwermetallen in der Litho- und Pedosphäre ist eine charakteristische Folgeerscheinung in Bergbaugebieten (Kap. 2.1 & 2.2), die nachhaltig auch weitere Bereiche wie die Hydro- und Biosphäre betreffen kann (Kap. 2.3 & 2.5). Der Erfassung von Metallgehalten in Böden und Sedimenten kommt daher eine besondere Bedeutung bei der landschaftsökologischen Bewertung zu. Die extrem hohe raum-zeitliche Variabilität der Standortparameter in anthropogen und insbesondere bergbaulich gestörten Landschaften ist dabei eine außerordentlich große Herausforderung und erfordert zu ihrer Kennzeichnung eine aufwendige Feld- und Labormethodik (vgl. Gerke et al. 2000, Hangen et al. 2004).

In der Bodenkunde haben sich für die Bestimmung von Schwermetallgehalten insbesondere spektrometrische Verfahren wie die Atomabsorptionsspektrometrie (AAS) und die Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-OES) bewährt (u.a. Heinrichs & Hermann 1990, Pavicevic & Amthauer 2001). Beide Verfahren sind jedoch nicht zerstörungsfrei, da bei der Analyse in der Regel nur Lösungen gemessen werden können. Jedoch sind durch verschiedene nasschemische Aufbereitungsverfahren Aussagen zum Bindungsverhalten und zur Mobilität von Schwermetallen in Böden möglich (u.a. Zeien & Brümmer 1991). Bei der ebenfalls weit verbreiteten Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) handelt es sich demgegenüber um eine zerstörungsfreie Methode. Es können damit jedoch ausschließlich Gesamtgehalte gemessen werden. Bei keiner dieser Methoden ist jedoch die Analyse vor Ort und direkt am Profil durchführbar, obwohl moderne Spektrometer durchaus in Feldlaboratorien verwendet werden können.

Neue analytische Möglichkeiten bietet theoretisch und unter bestimmten Voraussetzungen die feldportable Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA). Mittels FP-RFA können Metallgehalte vor Ort in Böden und Sedimenten prinzipiell schnell, präzise und im Zentimeterbereich *in situ* ermittelt werden (Argyrazi et al. 1997, Thomsen & Schatzlein 2002). Dieses relativ junge Verfahren hat im Bereich der Altlastenerkundung bisher positive Ergebnisse gezeitigt (Kirtay et al. 1998, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg 1999, Mages et al. 2003). Darüber hinaus wurde eine Reihe speziellerer Anwendungen erfolgreich getestet, so zum Beispiel in der Archäologie (Longoni et al. 1998, Williams-Thorpe et al. 1999) und der marinen Sedimentologie (Stallard et al. 1995, Kirtay et al. 1998). Gerade bei der Erkundung von Schwermetallkontaminationen, die durch den Bergbau und die Erz verarbeitenden



Industrien verursacht sind, wird die FP-RFA zunehmend eingesetzt, um Ausmaß und Verbreitung von Anreicherungen im Boden zu detektieren (Ginocchio et al. 2004, Petrosyan et al. 2004). Dabei sind nicht nur Regionen mit aktiver Montanwirtschaft, sondern auch Bergbaufolgelandschaften des Industriezeitalters untersucht worden (Durn et al. 1999). Studien über die Anwendbarkeit der FP-RFA in präindustriellen Bergbauregionen fehlen bislang.

Die folgende Fallstudie untersucht und bewertet erstmalig die Leistungsfähigkeit der FP-RFA bei Fragen montanhistorisch bedingter Metallanreicherungen in Böden und Sedimenten vorindustrieller Bergbauregionen. Vorgreifender Bestandteil sind Ausführungen zu den Grundlagen und spezifischen Merkmalen der FP-RFA, die zum Verständnis der Untersuchungen notwendig sind (Kap. 3.4.2). Hauptziel der Studie ist es, in einem ersten Teil statistische Parameter zu erarbeiten, die zu einer Evaluierung der FP-RFA hinsichtlich der im Labor ermittelten Nachweisgrenzen, der Präzision und der Richtigkeit führen (Kap. 3.4.3). In einem zweiten Teil werden ausgewählte Ergebnisse eines Projektes vorgestellt, das Schwermetallkontaminationen von Auenböden in einem Gebiet mit historischem Bleibergbau im oberen Vilstal untersucht (Kap. 3.4.4). Anhand der Auswertung von Laboranalysen werden die Anwendungsaspekte der Ex-situ-Elementbestimmung mittels FP-RFA gezeigt. Außerdem wird mittels eines Feldexperiments zwischen Vilseck und Freihung/Opf. geprüft, ob sich die In-situ-Analyse mittels FP-RFA eignet, kleinräumige Schwermetallverteilungen in Auenböden einer historischen Bergbauregion zu detektieren. Die Ergebnisse der Evaluierungsanalyse und der anwendungsbezogenen Untersuchungen werden abschließend resümiert (3.4.5).

Im Vergleich mit der Fallstudie A „Boden- und Reliefveränderungen im Umfeld von historischen Eisenhammerwerken an der Vils südlich von Amberg“ (Kap. 3.3) hat die folgende Untersuchung mehr den Charakter einer analytischen Validitätsprüfung. Diese ist notwendig, wenn erstmalig analytische Verfahren in einem bestimmten Kontext eingesetzt werden. Der Kontext ist in diesem Fall die landschaftsverändernde Wirkung des (prä-)historischen Montanwesens im Allgemeinen und die Anreicherung von Schwermetallen in der Pedosphäre im Besonderen. Im Rahmen dieser Studie stehen darüber hinaus die Anwendungsmöglichkeiten der FP-RFA im Bereich der Grundlagenforschung im Fokus, die sich mit Problemen der kleinräumigen Verteilung von Metallgehalten in der Pedosphäre auseinandersetzen. Dies beinhaltet vor allem auch Fragen des *upscaling* und *downscaling* von Punkt- und Flächeninformationen, die in den letzten Jahren zunehmend beachtet werden (Bierkens et al. 2000). Darüber hinaus bewertet die hier gezeigte Fallstudie Anwendungsbezüge zu speziellen Fragen, die sich bei der Kennzeichnung von Schwermetallkontamination in (prä-)historischen Montangebieten ergeben. Sie beschreibt und beurteilt daher auch die Verbindungen und gegenseitigen Abhängigkeiten zwischen den verschiedenen Fachdisziplinen, zwischen der Grundlagenforschung und dem Anwendungsbezug sowie zwischen den analytischen Methoden.

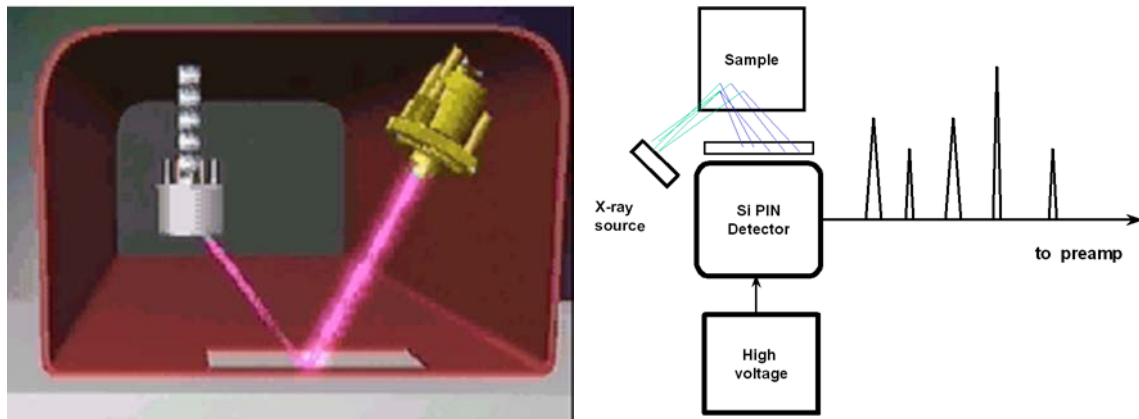
### 3.4.2 Grundlagen und technische Merkmale der FP-RFA

#### 3.4.2.1 Allgemeine Grundlagen

Die Röntgenfluoreszenzspektrometrie ist eine nichtdestruktive Methode zur qualitativen und quantitativen Elementanalyse einer Probe und misst die Totalgehalte eines Elementes (Potts et al. 2001). Grundlage der RFA-Technik ist der namengebende Effekt der Röntgenfluoreszenz. Diese entsteht, wenn primäre Röntgenstrahlung (Primärstrahlung) auf ein Atom trifft und dadurch Elektronen unter Emission einer charakteristischen Röntgenstrahlung (Röntgenfluoreszenz) von höher- auf niederwertige Schalen fallen. In den meisten FP-RFA Geräten wird die Primärstrahlung durch Radioisotope mit Aktivitäten von etwa einem Dutzend mCi erzeugt, z.B.  $^{109}\text{Cd}$  (10 mCi) und  $^{241}\text{Am}$  (14 mCi). In der neuesten Generation der Geräte werden hierfür auch Röntgenröhren eingesetzt. Geräte dieser Bauart sind im Folgenden nicht berücksichtigt. Die radioaktiven Strahlenquellen werden sequentiell angefahren und decken damit fast die gesamte Breite des Periodensystems ab. Die Kalibration der FP-RFA-Instrumente kann sowohl empirisch als auch über Fundamentalparameter erfolgen. Letzteres Verfahren wird überwiegend bei der hier im Vordergrund stehenden Boden- und Sedimentanalyse verwendet und durch den Gerätehersteller durchgeführt.

#### 3.4.2.2 Spezifische Konfiguration und Funktionsweise

Infolge der kleinen Konstruktionsweise bestehen FP-RFA-Geräte aus spezifischen Bauteilen (Kalnicky & Singhvi 2001), deren Anordnung am Beispiel der in dieser Studie verwendeten Serie XL 700 der Firma NITON abgebildet ist (Abb. 53). Die erste Hauptkomponente sind versiegelte Radioisotope, die als Anregungsquellen für die Primärstrahlung dienen (s.o.). Für den Großteil der Anwendungen aus dem Bereich der umweltrelevanten Schwermetalle ist eine Instrumentierung mit den beiden Quellen  $^{109}\text{Cd}$  und  $^{241}\text{Am}$  ausreichend. Aufgrund des radioaktiven Zerfalls nimmt die Aktivität jeder Strahlenquelle mit einer isotopenspezifischen Halbwertszeit ab, der einen turnusmäßigen Wechsel erforderlich macht. Bei einer Halbwertszeit von 463 Tagen ist etwa ein Austausch der  $^{109}\text{Cd}$ -Quelle nach spätestens zwei bis drei Jahren notwendig, um angemessene Messzeiten und Genauigkeiten aufrechterhalten zu können (vgl. Kap. 3.4.3). Die zweite Hauptkomponente in FP-RFA-Geräten ist der Detektor (Abb. 53). Die hier verwendete XL 700 Serie arbeitet mit einer Silikon-PIN-Diode (Si-PIN-Detektor), die zur thermoelektrischen Kühlung mittels Peltier-Effekts eine Hochspannungsversorgung benötigt. Die letzte Hauptkomponente eines FP-RFA-Instrumentes ist die Datenverarbeitungseinheit, die hauptsächlich aus einem Multikanalanalysator besteht. Dieser zählt und verarbeitet die elektrischen Impulse vom Detektor und berechnet auf der Basis der gespeicherten Fundamentalparameter-Kalibration die Elementgehalte der analysierten Probe.



**Abb. 53:** Konfiguration und Funktionsweise eines feldportablen Röntgenfluoreszenzanalysators (FP-RFA) der Serie XL 700 der Firma NITON. Aus NITON (2001).

### 3.4.2.3 Interferenzen und Fehler

Verschiedene Fehlerquellen beeinflussen die Präzision und Richtigkeit der FP-RFA-Messungen. Hierzu zählen insbesondere physikalische Matrixeffekte, die aus den Variationen in den physikalischen Eigenschaften einer Probe resultieren, wie der Korngröße, der Uniformität, der Homogenität und den Oberflächenmerkmalen (Kalnicky & Singhvi 2001). Es ist offensichtlich, dass eine feinkörnige, uniforme, homogene Probe mit planer Oberfläche weniger Interferenzen erzeugt, als eine Probe mit den entgegengesetzten Eigenschaften. Ferner ist die ungleichmäßige Positionierung von Proben zur Primärstrahlung eine mögliche Fehlerquelle, da die RFA grundsätzlich eine Methode der Oberflächenanalyse ist. Die in FP-RFA-Geräten radioaktiv erzeugten Strahlen haben in mineralischen Bodenmatrizes lediglich eine Eindringtiefe von etwa 2 mm (Kalnicky & Singhvi 2001). Außerdem beeinflusst der Feuchtegehalt einer Probe die Genauigkeit einer Messung, da sich mit steigendem Wassergehalt die vorhandenen Konzentrationen verdünnen und somit die analysierten Elementgehalte abnehmen. Bei Wassersättigungen unter 20 %, die in vielen Böden der gemäßigten Breiten zumindest zeitweilig vorkommen, wird der Fehler als gering betrachtet (Kalnicky & Singhvi 2001). Änderungen der Umgebungstemperatur verursachen Fehler in Form von Drifts der Elementgehalte, die allerdings durch ein adäquates Bedienungsprotokoll gemäß Geräte- und Methodenanleitung problemlos erkannt und umgangen werden können.

### 3.4.2.4 Analyseverfahren eines NITON XL 722s FP-RFA-Gerätes

Der NITON XL 722s ist ein typischer feldportabler Röntgenfluoreszenzanalysator (FP-RFA), der mit seinen beiden Strahlenquellen ( $^{109}\text{Cd}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ) eine Reihe von geochemisch bedeutsamen Elementen erfassen kann. Die Anzahl analysierbarer Elemente hängt ab von der Softwarekonfiguration des Instrumentes und ist über ein veränderbares Setup auf ein

Maximum von 15 je Strahlenquelle beschränkt. Das in dieser Studie verwendete Gerät nutzt eine  $^{109}\text{Cd}$ -Quelle, um die Konzentrationen der 13 Metalle Chrom, Mangan, Eisen, Kobalt, Nickel, Kupfer, Zink, Rubidium, Strontium, Zirkonium, Molybdän, Quecksilber und Blei sowie der beiden Halbmetalle Arsen und Selen zu analysieren. Mittels einer  $^{241}\text{Am}$ -Quelle werden die Gehalte der acht Metalle Palladium, Silber, Cadmium, Zinn, Cäsium, Barium, Lanthan und Europium sowie der beiden Halbmetalle Antimon und Tellur bestimmt.

Die Messungen werden für beide Strahlenquellen jeweils einzeln und nacheinander gestartet, indem das Instrument per Hand auf die zu analysierende Probe gedrückt wird. Analysen können entweder *in situ*, d.h. direkt an einer ungestörten Probe (z.B. Fläche eines Bodenmonoliths oder Wand einer Profilgrube) oder *ex situ*, d.h. an gestörten Proben durchgeführt werden (Abb. 54). Die Ex-situ-Analyse hat den Charakter einer Laboranalyse und ist entsprechend evaluierbar (vgl. Kap. 5.4.3). 5 g einer bei 40° C getrockneten Feinbodenprobe werden in Analysebecher aus Polyethylen gefüllt und mit einer 6 µm dicken Mylar Folie bedeckt. Durch das Aufdrücken des FP-RFA-Gerätes öffnet sich der Verschluss am Strahlenaustrittsfenster und die Probe wird auf einer Fläche von 1 cm x 2 cm und bis zu 2 mm Eindringtiefe (s.o., Abb. 53) bestrahlt. Die Konzentrationen und Standardabweichungen der analysierten Elemente werden sekundlich aktualisiert auf dem LCD-Display des Gerätes angezeigt.



**Abb. 54:** Durchführung der FP-RFA. **Links:** *In situ* an einem Bodenmonolith. **Rechts:** *Ex situ* an gemahlene Proben in Analysebechern mittels einer Probenhalterung.

Da die RFA-Technik zeit- und elementabhängig ist, nehmen die Nachweisgrenzen und die Standardabweichungen elementspezifisch mit der Analysedauer ab (s.u.). In Abhängigkeit der Fragestellung entscheidet der FP-RFA-Anwender über das Ende der Messung durch das Abheben des Gerätes von der Probe bei Erreichen ausreichender Nachweisgrenzen und

Genauigkeiten. Typische Analysezeiten liegen zwischen 15 s und 240 s nominell. Die realen Analysezeiten nehmen mit abnehmender Intensität der Strahlenquelle gemäß den isotopenspezifischen Halbwertszeiten zu. Insbesondere für die  $^{109}\text{Cd}$ -Quelle ist dies von Bedeutung, da sich die reale Messzeit nach 463 Tagen verdoppelt. Aufgrund dieser Veränderung werden bei der Angabe der Analysezeiten immer die nominellen Werte verwendet. Die Elementkonzentrationen und die RFA-Spektren jeder abgeschlossenen Analyse werden intern gespeichert. Neue Messungen können unmittelbar nach dem Ende der vorhergehenden gestartet werden. Das Herunterladen gespeicherter Daten erfolgt im ASCII Format via RS 232 Schnittstelle.

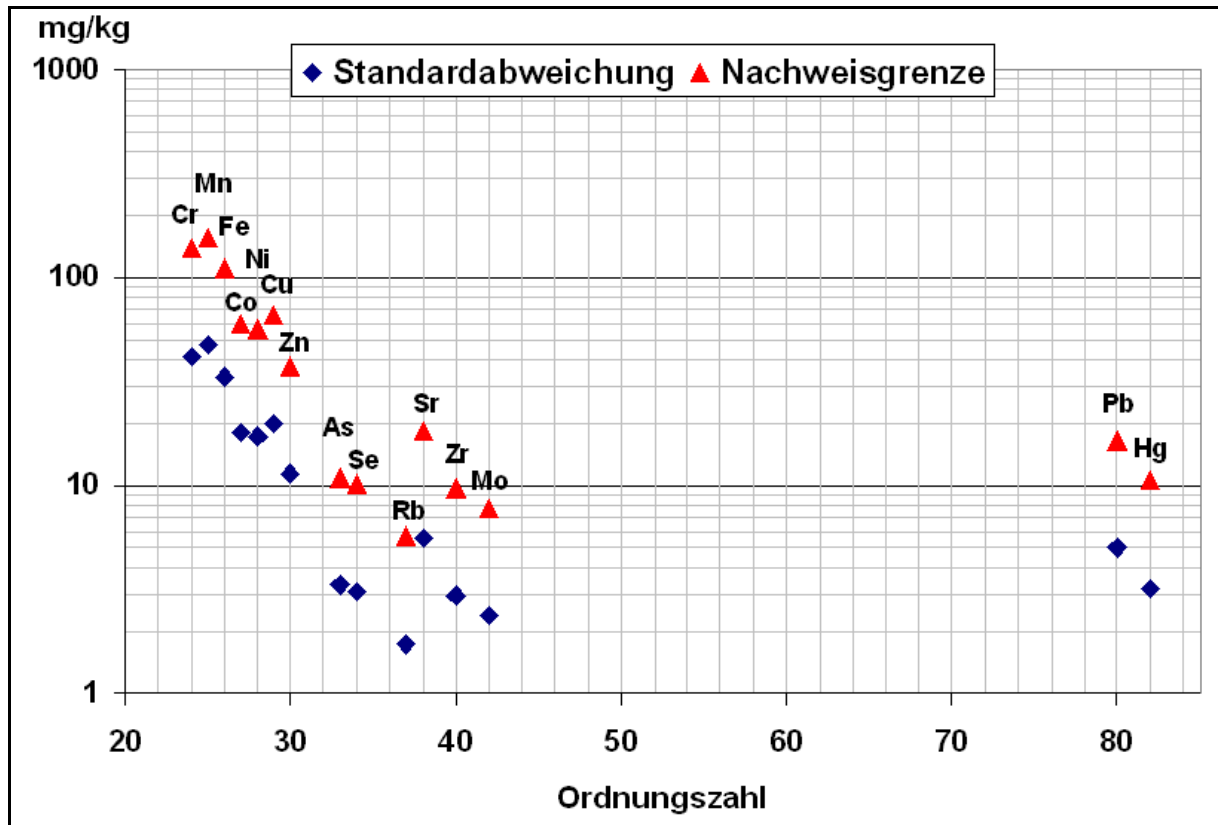
### **3.4.3 Evaluierung der FP-RFA**

In der analytischen Chemie werden drei Parameter verwendet, um die Qualität einer Elementanalyse festzustellen: 1. die Nachweisgrenze, 2. die Genauigkeit (Präzision) und 3. die Richtigkeit (vgl. u.a. Heinrichs & Hermann 1990). Für den NITON XL 722s erfolgt die Bestimmung dieser Parameter durch verschiedene, nachfolgend beschriebene Versuchsreihen. Aus der Gesamtheit der analysierten Elemente (Anhang B) wurden Zink, Arsen und Blei ausgewählt, die im zweiten Hauptteil dieser Fallstudie besonderes interessieren (Kap. 3.4.4). Soweit nicht gesondert dargelegt, entspricht die Durchführung der Messungen dem oben beschriebenen Analyseverfahren (Kap. 3.4.2.4). Alle verwendeten Bodenproben wurden getrocknet, homogenisiert und gemahlen oder kleiner 2 mm gesiebt. Die Proben wurden unter konstanten Umgebungsbedingungen im Labor für Physische Geographie und Bodenkunde der Universität Regensburg gemessen.

#### **3.4.3.1 Ex-situ-Nachweisgrenzen**

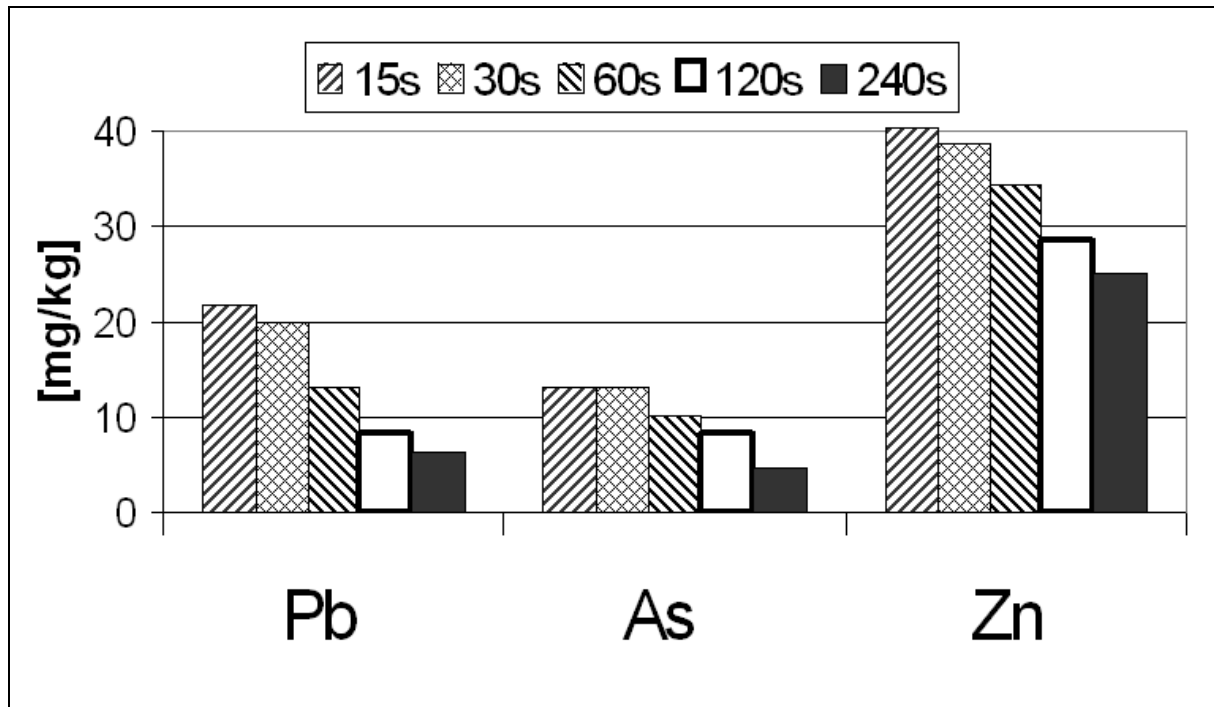
Gemäß einer weit verbreiteten Methode wird die Nachweisgrenze als die 3,3-fache Standardabweichung einer Blindwertmessreihe bestimmt (Heinrichs & Hermann 1990, Hornburg 1991). Bei FP-RFA-Messungen werden diese Blindwertmessungen an gemahlenem Quarz vorgenommen. Grundsätzlich ist zu beachten, dass Nachweisgrenzen in der für FP-RFA-Geräte typischen Weise mit der Analysedauer variieren. Die Analysedauer der Einzelmessungen in der hier vorgestellten Versuchsreihe betrug 60 s. Insgesamt 47 Blindwertmessungen, durchgeführt über einen Zeitraum von 14 Monaten, sind in die Auswertung eingeflossen.





**Abb. 55:** Ex-situ-Nachweisgrenzen der FP-RFA als 3,3-fache Standardabweichung einer Blindwertmessreihe ( $t = 60s$ ,  $n = 47$ ). Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.

Die berechneten Nachweisgrenzen liegen zwischen 9 mg/kg für Molybdän und 158 mg/kg für Mangan (Anhang, Tab. B1). Die Nachweisgrenzen sind abhängig von der Ordnungszahl beziehungsweise der Elektronenkonfiguration der Elemente (Abb. 55). Dieser grundsätzliche Effekt aller RFA-Messungen, der auf die unterschiedlichen Anregungsenergien für Elektronen in Atomen verschiedener Elemente zurückgeht, ist aus anderen Studien der FP-RFA-Evaluierung bekannt (Kalnicky & Singhvi 2001, Vanhoof et al. 2002). Mit Ausnahme von Eisen, Mangan und Chrom ist also eine 60-sekündige Ex-situ-FP-RFA-Messung ausreichend, um Elementanreicherungen in Böden und Sedimenten zu detektieren, die höher als 100 mg/kg sind. Niedrigere Nachweisgrenzen sind durch eine Verlängerung der Analysedauer möglich, wie stellvertretend eine Versuchsreihe an Zink, Arsen und Blei mit Messzeiten von 15 s, 30 s, 60 s, 120 s und 240 s belegt (Abb. 56). Diese Möglichkeit des individuellen Herabsetzens der Nachweisgrenze ist durchaus von praktischer Bedeutung, da so in vielen Fällen geochemische Hintergrundwerte noch erreicht werden können. Letztlich entscheiden die Fragestellung und die Zielsetzung einer Studie über die notwendige Nachweisgrenze und die damit verbundene Analysedauer.



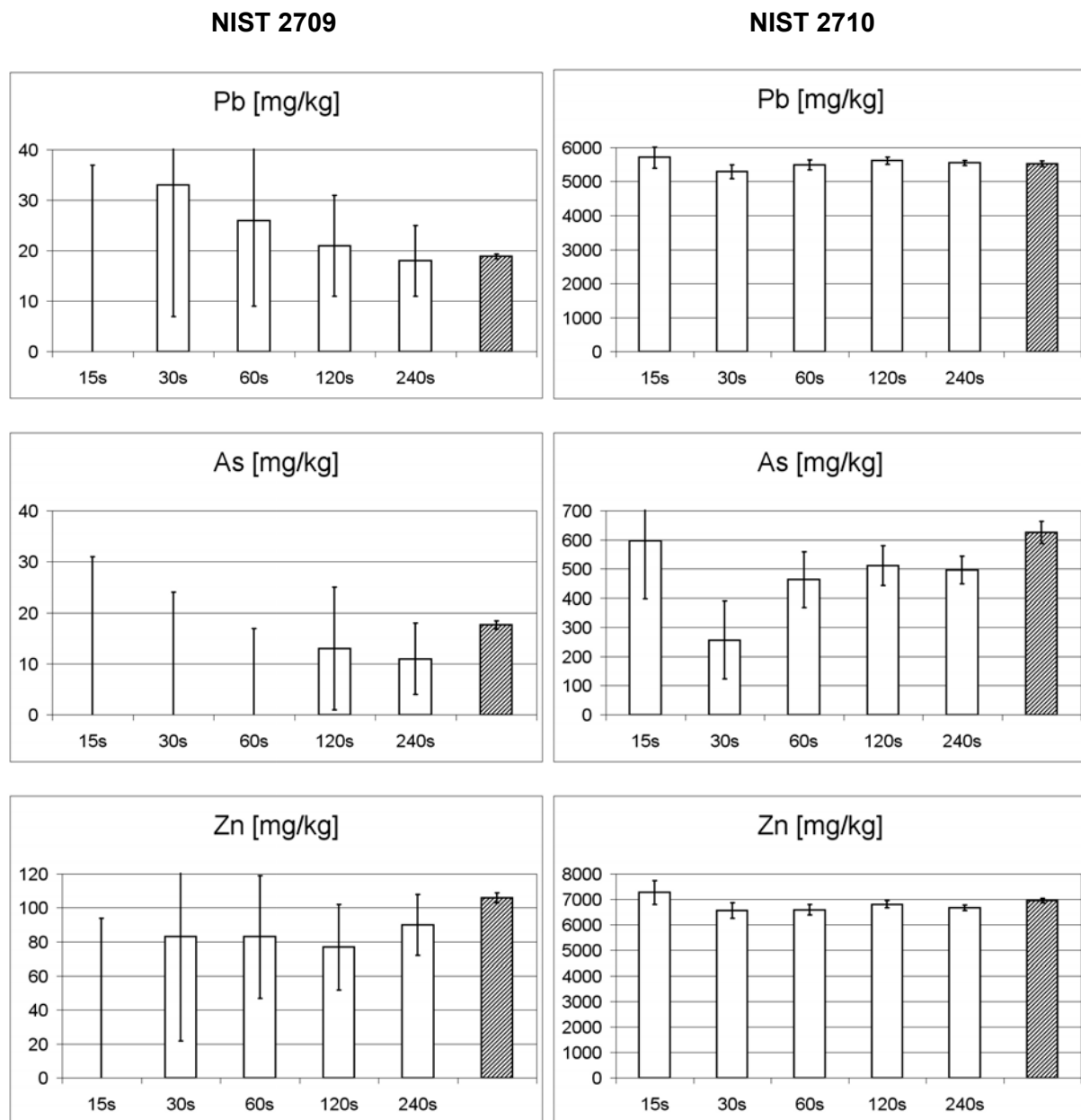
**Abb. 56:** Ex-situ-Nachweisgrenzen der Elemente Blei, Arsen und Zink in Abhängigkeit der Analysedauer bestimmt als 3,3-fache Standardabweichungen von Blindwertmessreihen ( $n = 12$ ).

### 3.4.3.2 Ex-situ-Genauigkeit

Messreihen an zertifizierten Proben (CRM, NIST) geben Auskunft über die Genauigkeit und die Richtigkeit eines Analyseverfahrens. Zwölf Wiederholungsmessungen mit dem XL 722s an zwei zertifizierten Bodenstandards mit unterschiedlich hohen Elementgehalten (NIST 2709 = hoch, NIST 2710 = niedrig) belegen eine zufrieden stellend genaue Bestimmung der zertifizierten Werte, hier exemplarisch dargestellt für Blei, Arsen und Zink (Abb. 57).

Wie bei den Nachweisgrenzen (s.o.) ist eine Zeitabhängigkeit der FP-RFA-Messungen feststellbar; die Standardabweichungen sinken mit fortschreitender Analysedauer (Abb. 57). Auch die Absolutgehalte beeinflussen die Messgenauigkeit. Hohe Konzentrationen, wie etwa mehrere hundert mg/kg Arsen oder mehrere tausend mg/kg Zink und Blei, lassen sich bereits mit Messzeiten von 15 s relativ richtig bestimmen. Dagegen sind Proben mit Gehalten nahe der Nachweisgrenze erst mit längeren Analysen von mindestens 30 s bei Zink und Blei und 120 s bei Arsen nachweisbar. Zudem sind die Fehler der Messungen in den Fällen mit niedrigen Absolutgehalten noch sehr hoch im Vergleich zu den Messungen von hohen Absolutwerten. Die Analyse der NIST-2709-Standards hat selbst nach 240 s Standardabweichungen von 19,6 % bei Zink, von 36,8 % bei Blei und von 62,4 % bei Arsen. Nach derselben Zeit betragen die Standardabweichungen der wesentlich höheren Gehalte des NIST-2710-Standards 1,6 % bei Zink, 1,4 % bei Blei und 9,7 % bei Arsen (Anhang, Tab.

B3 & B4). Demzufolge steigt die Genauigkeit der FP-RFA-Methode nicht nur mit der Analysedauer, sondern auch mit der Elementkonzentration in der Probe.



**Abb. 57:** Gemittelte Blei-, Arsen- und Zinkgehalte einer Messreihe ( $n = 12$ ) an zwei Referenzstandards, bestimmt mittels FP-RFA in Abhängigkeit der Analysedauer. Standardabweichungen sind als Fehlerbalken dargestellt. Zertifizierte Gehalte stehen jeweils rechts (schraffierte Signatur). **Linke Reihe:** NIST 2709. **Rechte Reihe:** NIST 2710.

Neben diesen beiden Effekten ist die bereits erwähnte Elementabhängigkeit der Genauigkeit und Richtigkeit festzustellen. In den Messreihen beider Bodenstandards sind die mittels FP-RFA bestimmten Gehalte an Zink und Arsen im Durchschnitt niedriger als die zertifizierten Werte (Abb. 57). Dagegen sind die Bleieresultate im Durchschnitt etwas höher als die Richtwerte, insbesondere bei den kürzeren Messzeiten. In allen Fällen ergeben sich in puncto

Genauigkeit und Richtigkeit die besten Resultate bei Blei. Die berechneten Anteile der FP-RFA-Gehalte an den zertifizierten Konzentrationen der 240 s-Messungen betragen für dieses Element 97,4 % (NIST 2709) und 100,4 % (NIST 2710).

Insgesamt stimmen die hier ermittelten Ergebnisse mit den Befunden anderer Studien überein (Bernick et al. 1995, Swift 1995, Argyraki et al. 1997, Kalnicky & Singhvi 2001). Demnach ist die Ex-situ-FP-RFA-Methode geeignet, Elementgehalte in Böden und Sedimenten für eine Reihe von Fragestellungen hinreichend genau und richtig zu bestimmen. Allerdings sind Unterschiede in der Genauigkeit und der Richtigkeit zu berücksichtigen, und zwar in Abhängigkeit des zu analysierenden Elements, der Elementkonzentration und der Analysedauer. Folglich ist bei den Ergebnissen der Elementgehalte zusätzlich zur Messzeit auch immer die Standardabweichung der Einzelmessung anzugeben. Diese wird ohnehin als Messfehler bei jeder FP-RFA-Bestimmung berechnet und mit den Resultaten gespeichert. Damit ist die Genauigkeit jeder Analyse fassbar. Gehaltsunterschiede zwischen Einzelproben lassen sich besser bewerten und interpretieren, was insbesondere von entscheidender Bedeutung ist, wenn sich vertikale oder horizontale Verteilungsmuster bei Messungen entlang eines Profils, eines Planums oder einer Catena ergeben.

#### 3.4.3.3 Ex-situ-Vergleichbarkeit

Die Vergleichbarkeit zu anderen analytischen Verfahren ist ein grundsätzliches Problem der RFA, welches in den unterschiedlichen Messprinzipien der Verfahren begründet ist (Heinrichs & Hermann 1990, Pavicevic & Amthauer 2001). Während die RFA als zerstörungsfreie Methode die Elementgehalte in Feststoffen bestimmt, nutzt die Mehrzahl der in den Geowissenschaften gängigen Verfahren die Elementanalyse in Flüssigkeiten. Gewöhnlich kommen neben der AAS die ICP-OES oder die ICP-Massenspektrometrie (ICP-MS) zum Einsatz. Dabei ist, von einigen Ausnahmen abgesehen (z.B. Laser-Ablation in Kopplung mit ICP-MS), die Überführung der Elementgehalte der Feststoffproben in ein flüssiges Medium notwendig. Alleine für den Bereich der geologischen und bodenkundlichen Analytik liegt eine Vielzahl verschiedener Verfahren vor, die mehrheitlich auf Elutionen, Extraktionen und Aufschlüssen basieren (Heinrichs & Hermann 1990, Ure et al. 1993, Quevauviller et al. 1994, Ure 1996). Im Rahmen von Vergleichbarkeitsstudien mit der RFA-Methode kommen Aufschlüsse mit starken Säuren (u.a.  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HCl}$ ) zum Einsatz, mit denen der Großteil der Elemente aus der Feststoffmatrix in Lösung überführt werden kann (Gesamtaufschlüsse). Allerdings ist bekannt, dass der Anteil der in Lösung überführten Elemente nur theoretisch 100 % beträgt und die Ausbeute elementspezifisch darunter schwankt (Hornburg & Lüer 1999). Gerade für Böden als sehr heterogene, organomineralische Stoffgemische hoher Reaktivität sind universell gültige Gesamtaufschlüsse im

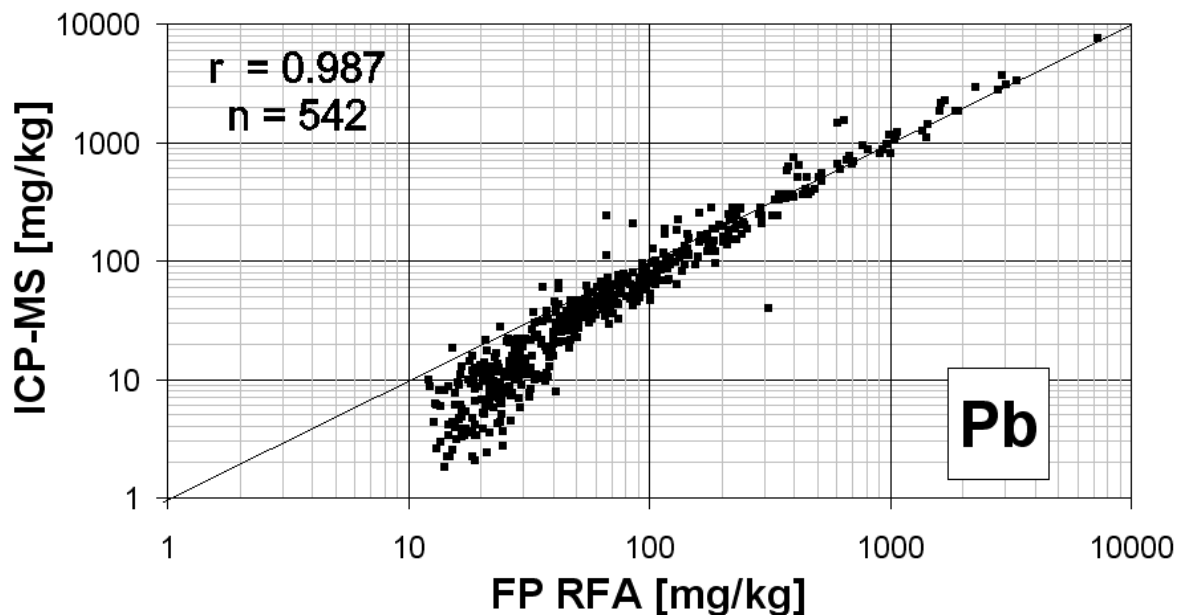
strengen Sinne nicht möglich. Eiberweiser (1995) konnte beispielsweise belegen, dass in Böden des Bayerischen Waldes die Gesamtgehalte je nach Art des Gesamtaufschlusses schwanken. Aufgrund dieser bekannten Unzulänglichkeiten und auch aus rein praktischen Gründen ist die Zahl der im deutschsprachigen Raum häufig verwendeten Gesamtaufschlüsse begrenzt. Neben dem  $\text{HNO}_3/\text{HClO}_4$ - und  $\text{HF}/\text{HClO}_4$ -Aufschluss (Hornburg 1991) hat sich der für Böden und Klärschlämme entwickelte Aufschluss mit Königswasser ( $\text{HCl}$ - und  $\text{HNO}_3$ -Zugabe im Verhältnis 3:1) über die Deutsche Industrienorm (DIN) als Standard in Deutschland durchgesetzt. Spätestens mit der Festschreibung in der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung im Jahre 1999 hat sich der Königswasseraufschluss als die gängigste Methode etabliert, um Gesamtgehalte in Böden und Sedimente zu erfassen (Bodenschutzverordnung 1999).

Im Rahmen dieser Studie wird der Aufschluss mit Königswasser verwendet, da sich ein neues Verfahren wie die FP-RFA zuvorderst an bestehenden, gültigen Methoden messen lassen muss, für die auch Daten in großer Zahl zur Verfügung stehen (s.o.). Die Königswasseraufschlüsse wurden im Labor in Regensburg gemäß DIN 38414, Teil 7 durchgeführt. Die Messungen der Elemente in den Aufschlüssen erfolgte mittels ICP-MS (VG ELEMENTAL, Plasma Quad PQ3-S-Option) am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena (Dr. D. Merten). Die Daten stammen aus dem Kontingent eines Forschungsprojektes, das unter anderem im Rahmen des Dissertationsvorhabens von Frau Kerstin Hürkamp die Auswirkungen des historischen Bleibergbaus am Oberlauf der Vils auf die Belastung der Auenböden mit Schwermetallen untersucht. Eine ausführlichere Beschreibung des Projekts findet an anderer Stelle statt (Kap. 3.4.4). Im Folgenden bleiben die Ausführungen auf die Elemente Zink, Blei und Arsen beschränkt.

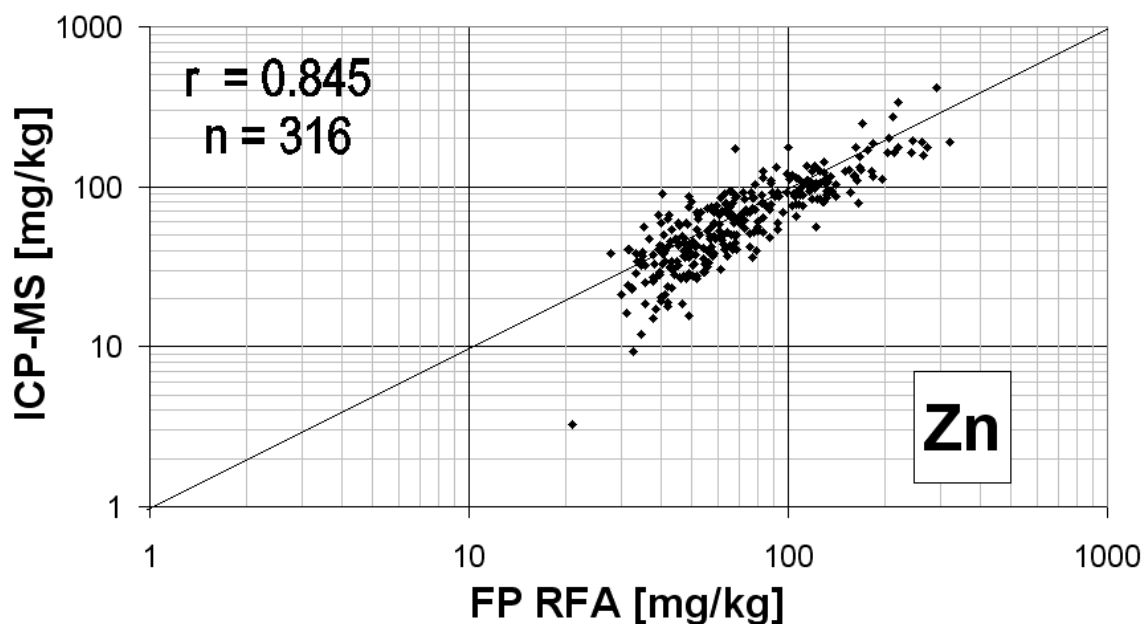
Insgesamt wurden in 554 Proben die Gesamtgehalte der Elemente Zink, Blei und Arsen im Königswasseraufschluss mittels ICP-MS bestimmt ( $\text{Zn}_{\text{KW}}$ ,  $\text{Pb}_{\text{KW}}$  und  $\text{As}_{\text{KW}}$ ). An Parallelproben wurden die Gesamtgehalte mittels Ex-situ-FP-RFA Methode ermittelt ( $\text{Zn}_{\text{FP-RFA}}$ ,  $\text{Pb}_{\text{FP-RFA}}$  und  $\text{As}_{\text{FP-RFA}}$ ; Messzeit 120 s). In 22 Proben (3,9 %) lagen die Bleigehalte unter der FP-RFA-Nachweisgrenze; bei Zink in 248 Proben (44,7 %) und bei Arsen in 529 Proben (95,4 %). Daraus ergibt sich ein außerordentlich großer Datensatz für eine Korrelationsanalyse mit 542 Blei-Wertepaaren (Abb. 58) und mit 316 Zink-Wertepaaren (Abb. 59). Für Arsen stehen nicht genügend Wertepaare für eine statistische Auswertung zur Verfügung. Der lineare Korrelationskoeffizient von  $r = 0,987$  zwischen  $\text{Pb}_{\text{KW}}$  und  $\text{Pb}_{\text{FP-RFA}}$  belegt eine sehr gute Übereinstimmung der Bleigehaltsbestimmung beider Methoden (Abb. 58). Die Zinkwerte korrelieren mit  $r = 0,845$  etwas schlechter (Abb. 59), was auf den bereits beschriebenen Effekt der Unterschätzung von Zinkgehalten durch die FP-RFA (vgl. Kap. 3.4.3.2, Abb. 57) zurückgeführt werden kann. Außerdem ist Zink stärker als Blei an die silikatische Matrix gebunden (vgl. Hornburg 1991), so dass sich schlechtere Aufschlusseffizienzen ergeben



können, was in der Summe zu einer größeren Abweichung bei der Korrelation führt. Die Gehalte an  $\text{Pb}_{\text{FP-RFA}}$  sind nahe den Nachweisgrenzen deutlich zu hoch (Abb. 58 & 59); ein Befund der sich mit den Ergebnissen zur Bestimmung der Nachweisgrenzen deckt (vgl. Kap. 3.4.3.2, Abb. 57).



**Abb. 58:** Lineare Korrelation der mittels ICP-MS und FP-RFA bestimmten Gehalte an Blei von Bodenproben der Vilsaue zwischen Vilseck und Freihung/Opf. (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab).



**Abb. 59:** Lineare Korrelation der mittels ICP-MS und FP-RFA bestimmten Gehalte an Zink von Bodenproben der Vilsaue zwischen Vilseck und Freihung/Opf. (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab).

Die Schlussfolgerungen aus den Befunden hinsichtlich der Vergleichbarkeit geben ein klares Bild: Die Bestimmung von Bleigehalten mittels FP-RFA ist sehr gut mit den Gehalten in Königswasser vergleichbar. Für Zink ist die Vergleichbarkeit aufgrund des etwas schlechteren Korrelationskoeffizienten lediglich gut, allerdings für eine Vielzahl an Anwendungen ausreichend. Weiterhin ist zu folgern, dass FP-RFA-Resultate nahe der Nachweisgrenze in der Regel unkorrekt sind und nicht oder nur sehr bedingt ausgewertet werden können. Gemäß den vorliegenden Ergebnissen der Bleimessungen ist daher zu fordern, dass die Nachweisgrenzen bei FP-RFA-Studien um einen zusätzlichen Faktor von 3,3 zu erhöhen sind. Diese Forderung geht konform mit dem Vorgehen von Kalnicky & Singhvi (2001), die für In-situ-FP-RFA-Untersuchungen als Nachweisgrenze die 10-fache Standardabweichung einer Blindwertmessreihe definieren. Grundsätzlich lassen sich damit auch die hohen Fehler im Bereich der geringen Konzentrationen erheblich reduzieren. Insgesamt können die höheren Nachweisgrenzen durch eine Verlängerung der Analysezeiten kompensiert werden, so dass letztlich auch die Anwendungsbereiche der FP-RFA bei niedrigen Gehalten genutzt werden können.

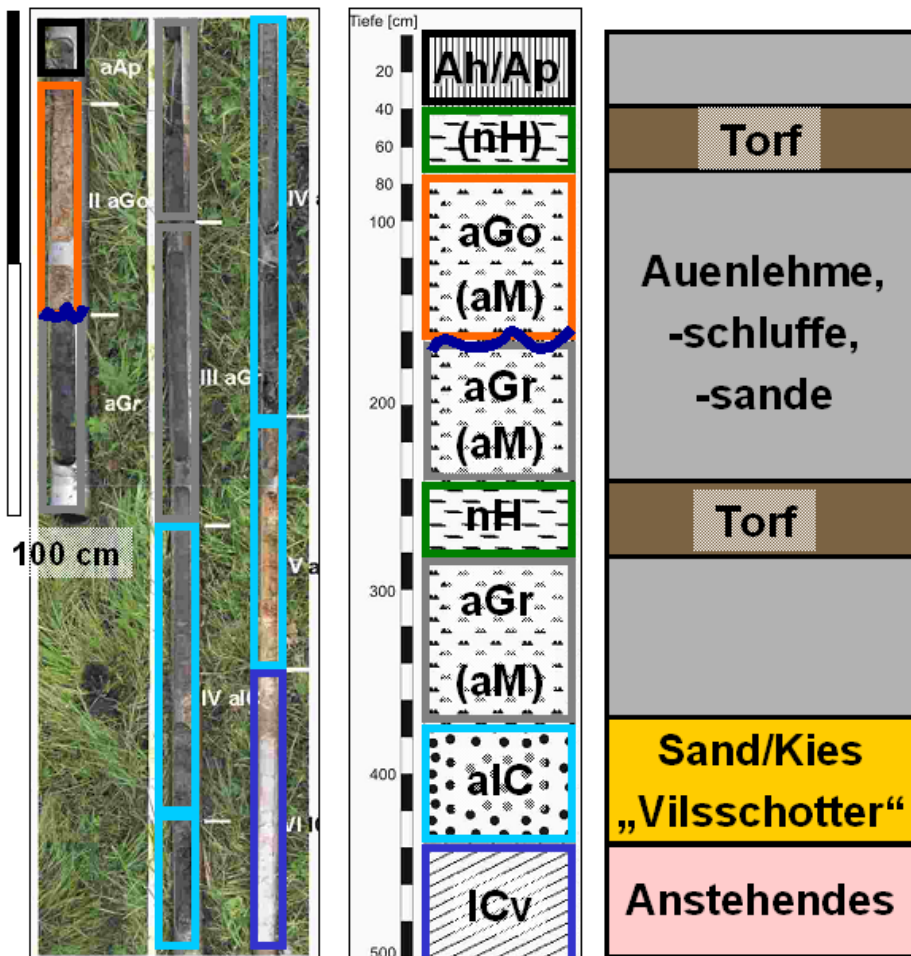
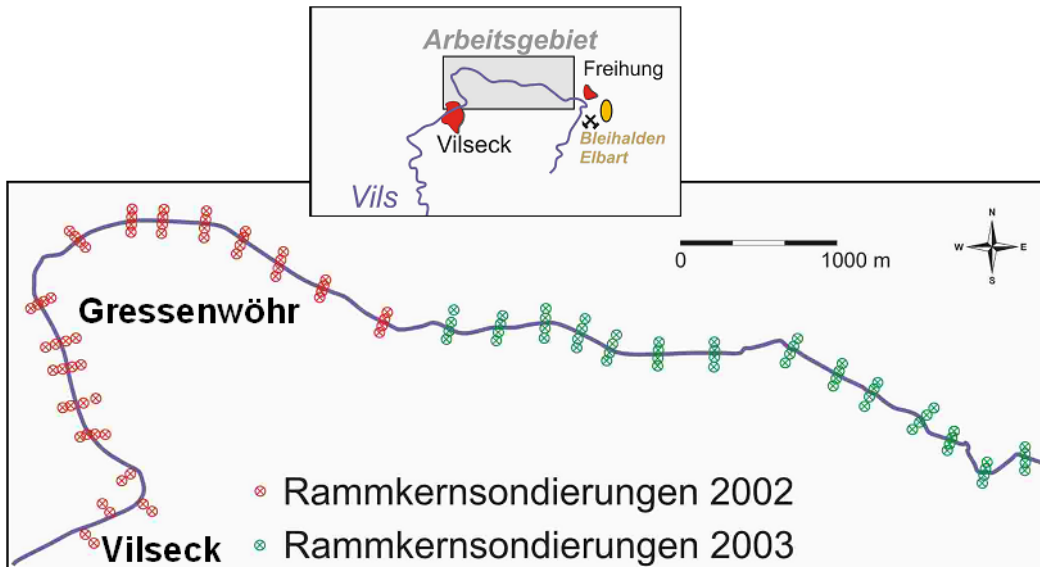
#### **3.4.4 Anwendungsaspekte der FP-RFA – Erfassung von Schwermetallanreicherungen in Auenböden des historischen Bleibergbaugebietes von Freihung/Opf.**

Im Rahmen der Untersuchung des montan bedingten Eintrages von Schwermetallen in die Böden und Sedimente der Vilsaue flussabwärts der mittelalterlichen Bergbaugemeinde Freihung/Opf. (vgl. Hürkamp et al. 2003, Raab et al. 2003b) ergeben sich verschiedene Anwendungsaspekte der FP-RFA. Ausgangspunkt sind dabei die im Zuge des Dissertationsvorhabens von Kerstin Hürkamp erarbeiteten Befunde zum Ausmaß und zur räumlichen Verteilung der Schwermetallgehalte in der Vilsaue, die im Folgenden kurz dargestellt werden (Kap. 3.4.4.1). Die Grundzüge des historischen Bleibergbaus um Freihung und die damit verbundenen Landschaftsveränderungen wurden bereits in Kap. 3.2 skizziert.

##### **3.4.4.1 Problemstellung und Zielsetzung**

Auf einer 10 km langen Fließstrecke der Vils wurden mittels 120 bis zu fünf Meter tiefen Rammkernsondierungen (RKS) die pedologisch-sedimentologischen Verhältnisse in der Talaue zwischen Vilseck und Freihung erfasst (Abb. 60). Die RKS durchteufen zu 85 % die fluvialen Auensedimente und erreichen die liegenden, ausnahmslos verwitterten Sedimentgesteine der Vilsecker Mulde. Die feinkörnigen Auensedimente (aM-Horizonte) sind im Einflussbereich des Grundwassers hydromorph überprägt (aGo- und aGr-Horizonte). Zwischen den feinen Auensedimenten und dem Anstehenden liegen vielfach Grobsande und Kiese (aIC-Horizonte), die als Vilsschotter s. str. angesprochen werden. Außerdem sind

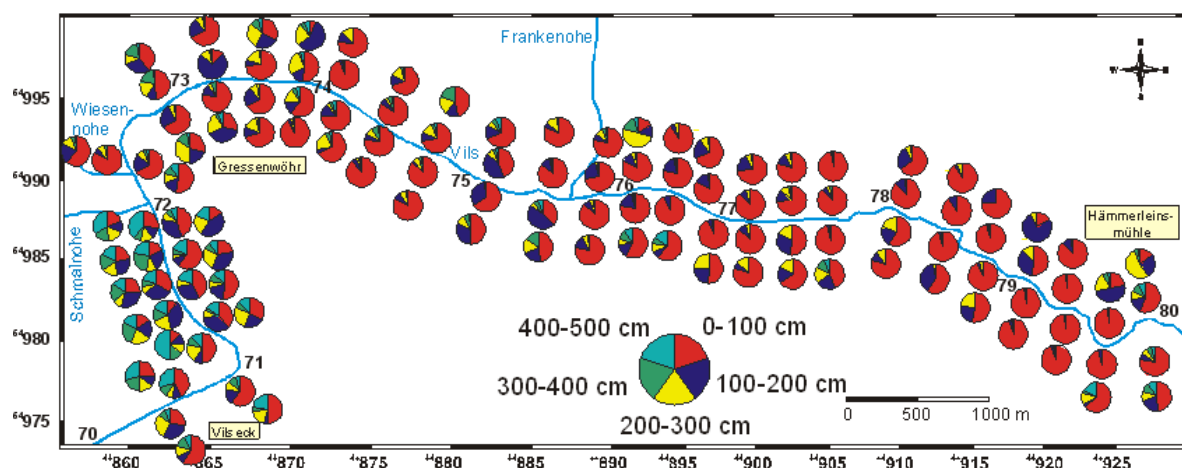
Zwischenlagen von Niedermoortorfen (fnH-Horizonte) weit verbreitet, durch deren <sup>14</sup>C-Alter indirekt der Beginn und das Ende der Auensedimentation datiert werden kann.



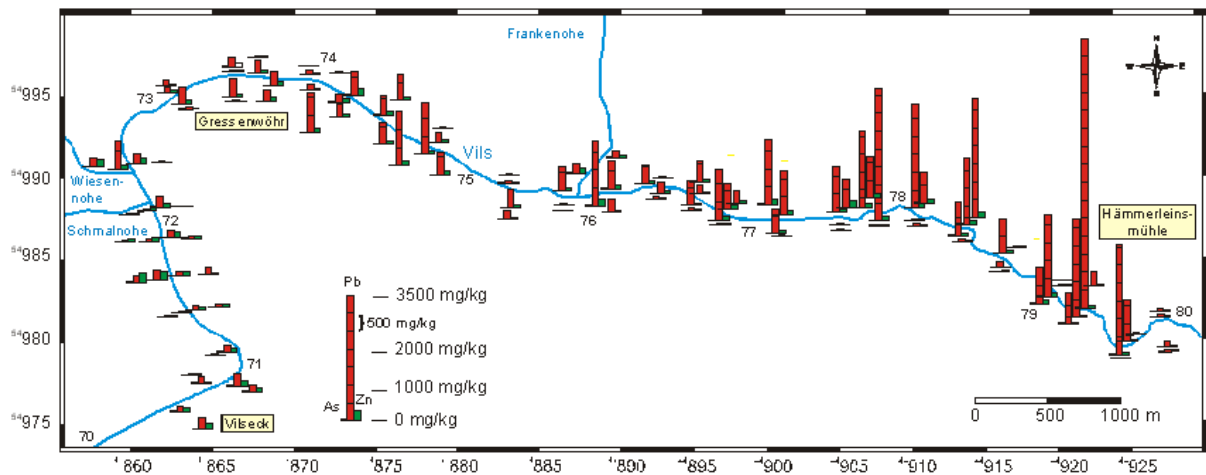
**Abb. 60:** Lage des Arbeitsgebietes im oberen Vilstal mit den Stellen der Rammkernsondierungen (oben) und bodenkundlich-sedimentologisches Idealprofil der Vilsaue im Untersuchungsgebiet (unten). Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.

Im Sinne einer bisher fehlenden orientierenden Untersuchung zur Einschätzung der Belastungsverhältnisse, insbesondere auch der grundwassergesättigten Zone der Vilsaue, wurden in einem ersten Ansatz Proben in einer Schrittweite von 100 cm auf ausgewählte Schwermetalle untersucht (Hürkamp et al. 2003, Raab et al. 2003b). Zur Anwendung kam der Königswasseraufschluss mit nachfolgender Messung der Elemente Zink, Blei und Arsen mittels ICP-MS (vgl. Kap. 3.4.3).

Zum Ersten belegen die Ergebnisse der Elementuntersuchungen unter anderem, dass die Konzentrationen von Blei in den Auenböden und -sedimenten insbesondere im obersten Meter deutlich höher sind als die geogenen Hintergrundgehalte, die an der Basis der Sondierungen in der Tiefenstufe 400 - 500 cm erreicht werden (Abb. 61). Im statistischen Mittel der 120 Proben aus dem Bereich 0 - 100 cm haben die Bleigehalte einen Wert von 581 mg/kg. In 16 der 120 Proben überschreiten die Bleigehalte im ersten Meter sogar den Maßnahmenwert der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (BBodSchV) von 1200 mg/kg für Grünlandnutzung. Bisher liegen Analyseergebnisse der orientierenden Untersuchung für die Proben der Tiefen 0 - 100 cm, 100 - 200 cm, 200 - 300 cm, 300 - 400 cm sowie 400 - 500 cm vor. Stichprobenhafte Analysen an horizontbezogenen Proben zeigen, dass die Elementbelastung im Dezimeterbereich außerordentlich schwankt und unter anderem in den Oberböden teilweise deutlich höher ist, als in den Mischproben des Tiefenbereiches 0 - 100 cm. Allerdings ist der analytische Aufwand zur Kennzeichnung aller Oberböden sowie der darunter liegenden Horizonte um ein Vielfaches höher als mit dem Ansatz der meterweisen Mischprobenanalysen. Die differenzierte Kennzeichnung der Auenböden muss durch weiterführende Untersuchungen erfolgen (s.u.).



**Abb. 61:** Prozentuale Verteilung der Bleigehalte in den fünf untersuchten Tiefenstufen der Aue. Gehalte bestimmt im Königswasser mittels ICP-MS (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp).



**Abb. 62:** Absolutgehalte an Blei, Zink und Arsen in der Tiefenstufe 0 – 100 cm der Aue. Gehalte bestimmt im Königswasser mittels ICP-MS (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp).

Ein zweites, wichtiges Ergebnis ist, dass die Bleigehalte in Richtung des ehemaligen Bergbauareals bei Freihung zunehmen (Abb. 62). Die Mehrzahl der höheren Bleiwerte befindet sich im oberen untersuchten Talauenabschnitt, zwischen Flusskilometer 76 und 80. Im unteren Abschnitt bei Vilsedek sind die Bleigehalte im obersten Meter der Auenböden vergleichsweise niedrig. Entgegen der Fließrichtung ergibt sich - über die untersuchte Gesamtstrecke gemittelt - ein deutliches Verteilungsmuster der Bleigehalte, das sich einem exponentiellen Gradienten annähert. Jedoch sind vielfach Konzentrationsunterschiede zwischen eng benachbarten RKS vorhanden, die auf kleinskalige Belastungsmuster hinweisen. Allerdings lassen sich dazu mittels des vorliegenden, relativ groben Punktrasters der 120 RKS der orientierenden Untersuchung keine genaueren Aussagen treffen, so dass auch dieses zweite Ergebnis Anlass für weitere Untersuchungen sein muss. Folglich richtet sich der Fokus der nachfolgend dargestellten FP-RFA-Studie zum einen auf eine weitere Differenzierung und Erweiterung des Datensatzes der RKS durch Ex-situ-Messungen und zum anderen auf eine kleinräumige Kennzeichnung von Metallgehalten *in situ* an Lokalitäten hoher Belastungen in der Aue.

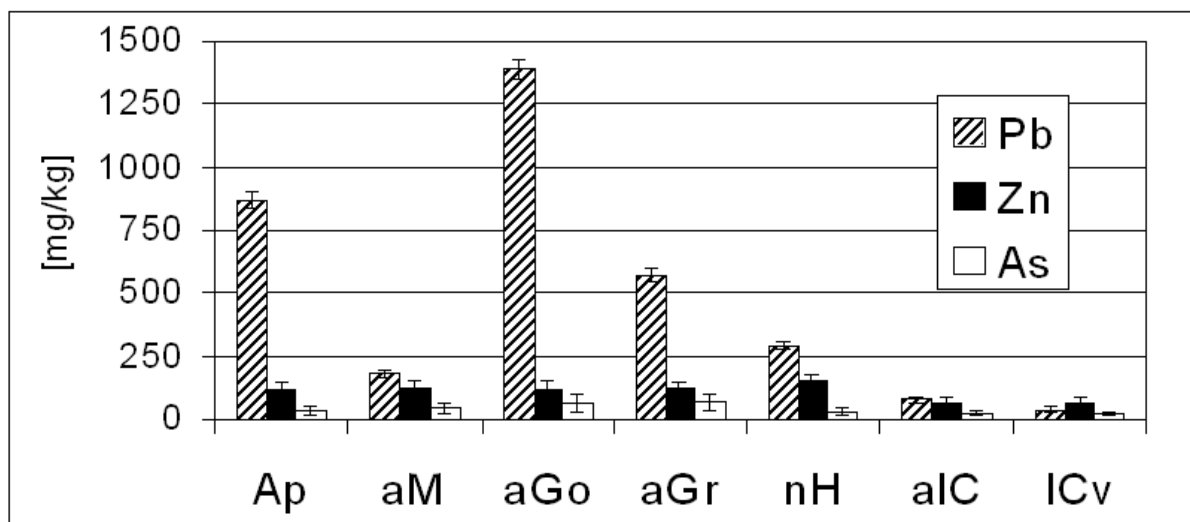
#### 3.4.4.2 Differenzierte und erweiterte Kennzeichnung der Schwermetallanreicherungen

Der im Vergleich zur Königswasseranalyse geringe Aufwand bei der Probenvorbereitung und die einfache Bedienung der FP-RFA ermöglichen eine schnelle Durchführung und damit einen hohen Probendurchsatz im Vergleich zur Bestimmung von Elementgehalten im Königswasser mit Hilfe der ICP-MS. So konnten zusätzlich zu den 554 Proben aus den Königswasseraufschlüssen 1361 Proben mittels Ex-situ-FP-RFA (120s-Analyse) untersucht werden. Dabei sind die Parallelproben zu den Königswasseraufschlüssen (vgl. Kap. 3.4.3) nicht eingerechnet. Aufgrund der sehr guten bis guten Korrelationen zwischen beiden



Verfahren für Blei und Zink (vgl. Kap. 3.4.3.3, Abb. 58 & 59) sind die FP-RFA-Werte entsprechend aussagekräftig und erlauben eine differenzierte und erweiterte Analyse der RKS aus der Vilsaue.

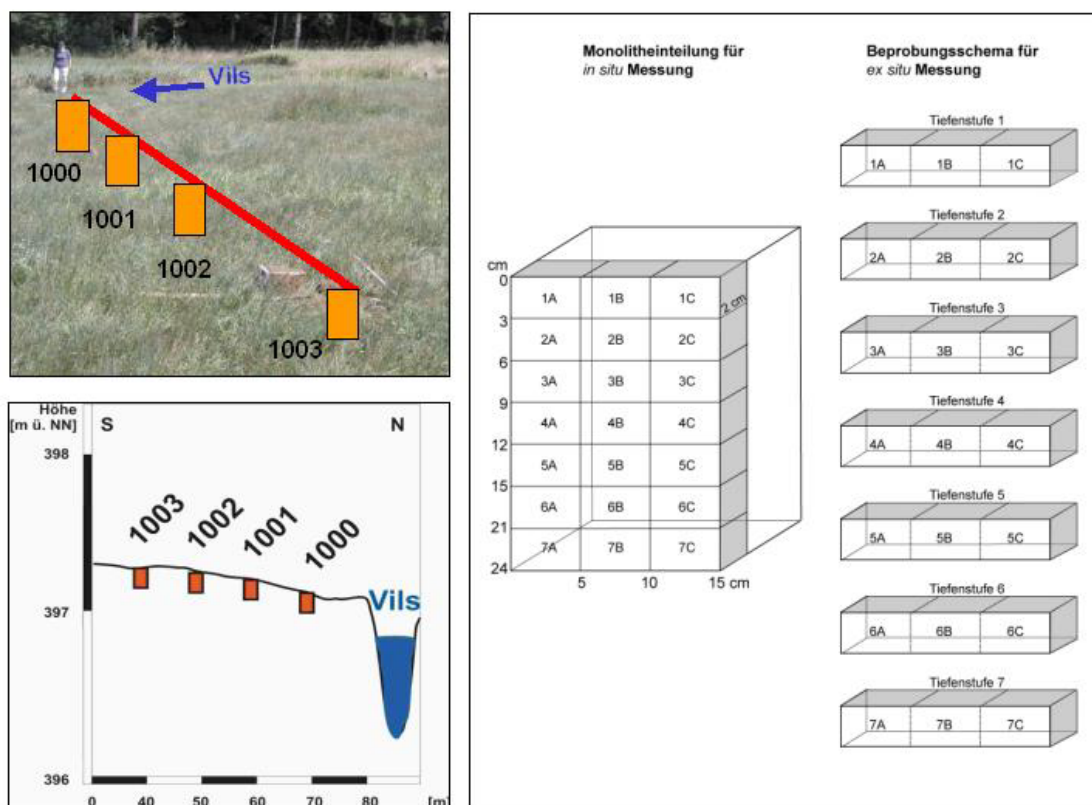
Die statistische Auswertung der FP-RFA-Ergebnisse ergibt ein klares Bild der Belastungssituation in der Vilsaue (Abb. 63). Die differenzierte Analyse belegt deutliche Konzentrationsunterschiede zwischen den einzelnen Sedimentfazies und Horizonten. Die mit Abstand höchsten Gehalte werden für Blei gemessen, gefolgt von Zink und Arsen. Die feinkörnigen Auensedimente und Torfe (A-, M-, G- und H-Horizonte) haben mehrfach höhere Bleigehalte als die anstehenden Sedimentgesteine (ICv-Horizonte) und die Vilsschotter (aIC-Horizonte). Gleiches gilt für die Zink- und Arsengehalte, jedoch sind die Unterschiede infolge geringerer Absolutgehalte weniger markant. Die Belastungsspitze der Bleigehalte liegt mit durchschnittlich  $1388 \pm 42$  mg/kg ( $n = 89$ ) in den Go-Horizonten der Auensedimente. In den Gr-Horizonten sind die Gehalte um mehr als die Hälfte geringer, aber mit  $571 \pm 24$  mg/kg ( $n = 261$ ) noch deutlich höher als der geogene Hintergrund. Auch in den Oberböden (Ap/Ah-Horizonte) ist mit durchschnittlich  $869 \pm 32$  mg/kg ( $n = 108$ ) Blei eine signifikante Anreicherung feststellbar, und sogar in den Niedermoortorfen sind noch Konzentrationen von  $290 \pm 16$  mg/kg ( $n = 82$ ) Blei vorhanden. Auffallend niedrig sind die Bleigehalte in den nicht hydromorph geprägten aM-Horizonten ( $181 \pm 15$  mg/kg Pb,  $n = 112$ ). Gemäß Geländebefund handelt es sich um mehrheitlich sandige Auensedimente, die insbesondere im Raum Gressenwöhr-Freihung vorkommen.



**Abb. 63:** Gehalte an Blei, Zink und Arsen in den Auenböden des oberen Vilstales in Abhängigkeit der Bodenhorizonte bestimmt mittels FP-RFA. Dargestellt sind Mittelwerte und Standardabweichungen aus 1915 Einzelmessungen. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.

### 3.4.4.3 Erfassung kleinräumiger Schwermetallanreicherungen

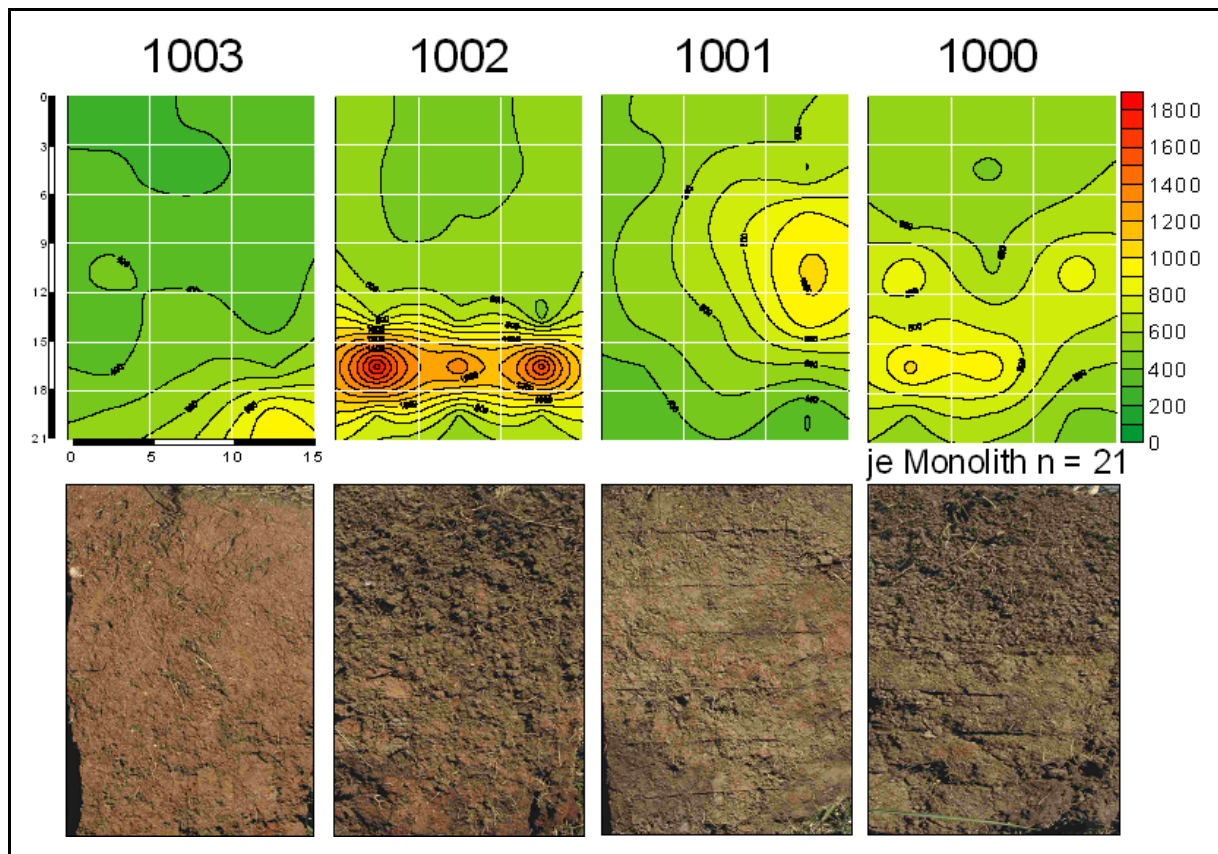
In einer Feldstudie wurden im Juli 2003 mittels FP-RFA *in situ* Elementgehalte von Oberböden in der Vilsaue analysiert. Der ausgewählte Grünlandstandort befindet sich in Gressenwöhr bei Flusskilometer 72 in der Flur Leinschlag. Gemäß den Ergebnissen zweier RKS-Proben unterscheiden sich die Bleigehalte des Tiefenbereiches 0 - 100 cm mit 1101 mg/kg und 162 mg/kg signifikant. Es stellt sich also die Frage, in welchem Ausmaß und in welchem Maßstab die Gehalte auf der untersuchten Fläche schwanken. Zwischen den beiden RKS-Standorten in Gressenwöhr wurden daher im Abstand von zehn Metern kleine Bodenmonolithe mit dem Spaten ausgehoben (Abb. 64). Von den Monolithen wurde eine Seite mit dem Messer plan abgezogen. Eine Monolithfläche von 15 cm Breite und 21 cm Länge wurde markiert und in drei Breitensegmente zu je 5 cm und sieben Tiefensegmente zu je 3 cm eingeteilt. Die 21 Sektoren der Monolithfläche wurden einzeln und nacheinander mittels FP-RFA (60 s,  $^{109}\text{Cd}$ -Quelle) gemäß dem in Kap. 3.4.2.4 beschriebenen In-situ-Verfahren untersucht. Nach Abschluss der In-situ-Messungen wurden die sieben Tiefensegmente des Monoliths beprobt, wobei nur die obersten 2 cm je Tiefenstufe erfasst wurden (Abb. 64). An diesen Proben wurden nach Aufbereitung im Labor (Trocknen bei 40° C, Sieben < 2 mm) die Elementbestimmungen im Ex-situ-Verfahren wiederholt. Zum Vergleich beider Analysen wurden die Einzelmessungen der In-situ-Analyse gemittelt.



**Abb. 64:** Schema der Entnahme von Bodenmonolithen und der In-situ-Messungen mittels FP-RFA zur Kennzeichnung der kleinräumigen Verteilung der Bleigehalte in den Oberböden der Vilsaue bei Gressenwöhr. Dargestellt ist auch das Schema der Beprobung für die Ex-situ-Messung (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab).

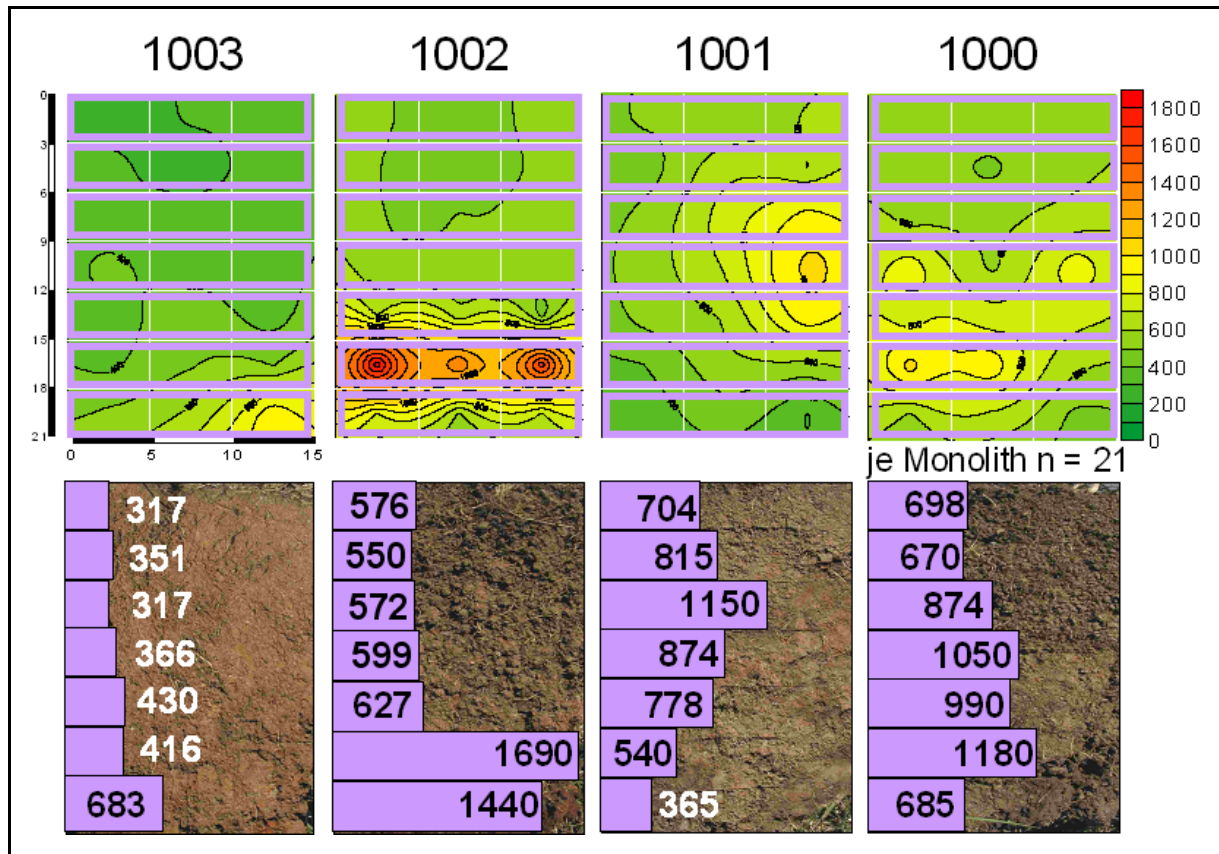
Die *in situ* gemessenen Bleigehalte unterscheiden sich zwischen den Bodenmonolithen deutlich hinsichtlich der Absolutgehalte der Einzelsegmente sowie hinsichtlich der sich daraus ableitenden zweidimensionalen Verteilungsmuster. Eine detaillierte Auflistung der Elementergebnisse befindet sich im Anhang (Tab B5 - B9). Vereinfacht dargestellt lassen sich die Gehalte und Verteilungsmuster wie folgt beschreiben (Abb. 65).

In Monolith 1003 ist die Elementverteilung in den oberen vier von sieben Segmenten überwiegend homogen und die Absolutgehalte liegen auf einem vergleichsweise niedrigen Niveau zwischen 300 und 400 mg/kg. In den unteren drei Tiefenabschnitten ist ein schwach positiver Gradient vorhanden, der sich zum Sektor 7C hin orientiert, wo fast 1000 mg/kg Blei gemessen wurden. In Monolith 1002 ist bis in eine Tiefe von 12 cm die Elementverteilung ebenfalls homogen. Die Gehalte sind dabei mit Werten zwischen 400 und 600 mg/kg etwas höher als in Monolith 1003. In den unteren drei Sektoren des Monolithen 1002 steigen die Bleigehalte markant an. Das homogene Verteilungsmuster wird durch ein lineares Maximum in der Tiefenstufe 6 (15 - 18 cm) horizontal unterbrochen. Dabei wird der Maximalwert von über 1800 mg/kg in Sektor 6A gemessen. Monolith 1001 ist durch ein konzentrisches Verteilungsmuster charakterisiert. Die Bleigehalte haben ein punktförmiges Maximum in Sektor 4C mit einem Absolutgehalt von über 1000 mg/kg. Im Gegensatz zu den drei anderen Monolithen sind hier die Bleigehalte an der Basis niedriger als direkt unterhalb der Grasnarbe. Im Tiefensegment 7 werden nur 300 bis 500 mg/kg gemessen, in Segment 1 dagegen 500 bis 600 mg/kg. Im vierten und letzten Monolith (1000) ist ein relativ heterogenes Verteilungsmuster vorhanden. Zumindest in den fünf unteren Segmenten des Monoliths ist keine eindeutige räumliche Differenzierung wie in den anderen Monolithen festzustellen. Die Bleigehalte schwanken in diesem Bereich zwischen knapp 500 und etwas über 1000 mg/kg. Die beiden Tiefensegmente bis 6 cm heben sich etwas ab und sind deutlich homogener als die fünf unteren Abschnitte. Sie sind überwiegend durch relativ geringere Gehalte gekennzeichnet, allerdings mit durchschnittlich fast 600 mg/kg etwas erhöht im Vergleich zu den anderen Monolithen.



**Abb. 65:** Verteilung der Bleigehalte (mg/kg) in den Bodenmonolithen bei Gressenwöhr bestimmt mittels In-situ-FP-RFA. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.

Der Vergleich zwischen den *in situ* und den *ex situ* bestimmten Gehalten belegt eine mehr oder weniger gute Übereinstimmung der Ergebnisse beider Verfahren (vgl. auch Tab. B10 im Anhang). Insbesondere bei den Monolithen 1003 und 1002 ist dies der Fall. Lediglich in der untersten Tiefenstufe des Monolithen 1002 ist die Abweichung auffallend groß. Hier wirken sich eventuell Unschärfefehler bei der Beprobung und der FP-RFA-Messung am Randbereich des Monolithen aus. Außerdem ist zu beachten, dass die Eindringtiefe der Primärstrahlung der FP-RFA nur wenige Millimeter beträgt (vgl. Kap. 3.4.2), während für die Ex-situ-Analyse zwei Zentimeter tiefe Segmente entnommen wurden (Abb. 64). Der Vergleich beruht daher auf der Annahme, dass sich die Gehalte im Monolithen unterhalb von einigen Millimetern bis 20 Millimeter nicht mehr verändern. Ähnliche Fehler können die Ursache für die Unstimmigkeit in Monolith 1001 sein, da grundsätzlich das zweidimensionale Verteilungsmuster in der eindimensionalen Projektion der Ex-situ-Analysen wiedergefunden wird. Das Maximum des Elementgradienten liegt hier lediglich eine Tiefenstufe zu hoch. Für Monolith 1000 sind Aussagen zu Übereinstimmungen durch das heterogene Verteilungsmuster der In-situ-Gehalte nur grob möglich. Dabei werden die Bereiche mit erhöhten Gehalten im mittleren Abschnitt durchaus wiedergegeben.



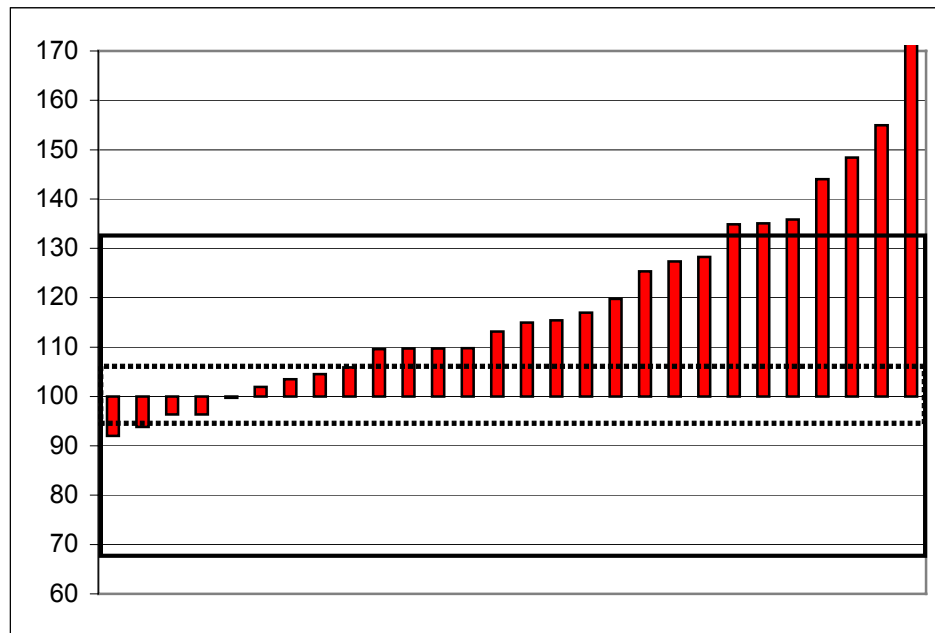
**Abb. 66:** Vergleich der *in situ* bestimmten Bleigehalte (mg/kg) in den Bodenmonolithen mit den *ex situ* ermittelten Gehalten der sieben Tiefenstufen. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, T. Raab.

Die im Rahmen des Feldexperimentes gewonnenen Ergebnisse belegen, dass kleinräumige Verteilungsmuster in Monolithen von Auenböden mittels In-situ-FP-RFA detektierbar sind. Sie zeigen auch, dass sich die Muster zwischen den Bodenmonolithen unterscheiden. In den vier untersuchten Monolithen bei Gressenwöhr sind ebenso viele unterschiedliche Muster vorhanden. Die Wiederholungsmessungen im Labor stimmen mehrheitlich gut mit den Feldbefunden überein (Abb. 66). Dies belegt auch der statistische Vergleich von Ex-situ- zu In-situ-Gehalten (Abb. 67). In 13 von 28 Analysen ist die Abweichung zwischen beiden Verfahren unter 10 % und in 18 von 28 unter 20 %. Nur in 7 von 28 Fällen weichen die Gehalte um mehr als 30 % ab. Dabei entstehen alle größeren Abweichungen (über 30 %) ausschließlich durch eine relative Unterschätzung der Gehalte bei der In-situ-Analyse (s.u.).

Die auftretenden Fehler liegen zu großen Teilen im allgemeinen Schwankungsbereich der FP-RFA-Methodik oder lassen sich mit Unschärfen in der Probennahme erklären. Für die mangelnde Korrespondenz der Absolutgehalte müssen insbesondere auch physikalische Matrixeffekte verantwortlich gemacht werden (vgl. Kap. 3.4.2). Dabei ist vor allem mit einer Senkung der In-situ-Gehalte durch die Verdünnung mit der wässrigen Phase des Bodens zu rechnen (Kalnicky & Singhvi 2001: 109), die bei den getrockneten Laborproben nicht ins Gewicht fällt. Dieser Effekt wird in der vorliegenden Studie belegt durch die statistische



Auswertung beider Monolithanalysen. Im Durchschnitt liegen die Gehalte aller untersuchten Monolithproben in der Laborbestimmung (*ex situ*) 22 Prozent über den Gehalten der Feldanalyse (*in situ*). Das heißt, die Gehalte werden durch die Vor-Ort-Analyse im Mittel um gut ein Fünftel unterschätzt. Dieser Befund ist vor allem bedeutsam hinsichtlich der Aussagekraft von In-situ-FP-RFA Ergebnissen für die Fragen des Bodenschutzes und die darin geregelten Prüf-, Richt- und Maßnahmewerte (Bodenschutzverordnung 1999).



**Abb. 67:** Statistische Auswertung der Ex-situ- vs. In-situ-FP-RFA Messungen. Anteil der gemittelten Ex-situ-Gehalte an den In-situ-Gehalten. 1 sigma Vertrauensbereich (68,3 %): gepunktete Linie; 2 sigma Fehler (95,4 %): durchgezogene Linie.

### 3.4.5 Resümee und Ausblick

Die FP-RFA ist geeignet, Elementgehalte *ex situ* sowie *in situ* zu bestimmen, und zwar mit Nachweisgrenzen, Reproduzierbarkeiten und Präzisionen, die für eine Reihe von Fragestellungen ausreichend sind, die sich in (prä-)historischen Bergbauregionen ergeben. Auch auf dem noch weithin offenen Problemfeld der Kennzeichnung von Bodenheterogenitäten kann die FP-RFA eingesetzt werden, wenn die relevanten Metalle genügend hohe Gehalte in den Böden aufweisen. Insbesondere an Standorten mit starker kleinräumiger und anthropogener Umformung der Pedosphäre in Form von Störungen des natürlichen Schicht- und Horizontaufbaus und dem Eintrag allochthoner Stoffe sind gute Anwendungsmöglichkeiten zu erwarten.

Durch die In-situ-Analyse ist es möglich, in bodenkundlichen Profilen oder archäologischen Sondierungen Elementgehalte direkt an den Oberflächen zu bestimmen. Damit lässt sich die

Frage nach potentiellen Elementanreicherungen, zum Beispiel im Umfeld von (prä-historischen Verhüttungsstandorten, bereits vor Ort beantworten. In Abhängigkeit der Zielsetzung und der Gegebenheiten (Genauigkeit, Absolutgehalt, Elementanzahl) sind bei trockener Witterung mehrere hundert Messungen an einem Tag durchführbar. So lassen sich zweidimensionale Verteilungsmuster in Bodenmonolithen reproduzierbar erfassen. Mittels einfacher geostatistischer Verfahren ist durch das *upscaling* der punktuellen Befunde auch die Kennzeichnung größerer Flächen von mehreren Quadratmetern bis einigen Hektar möglich (vgl. Argyraki et al. 1997, Ginocchio et al. 2004).

Offen bleibt, wie die In-situ-Anwendung der FP-RFA bei ungünstigen Rahmenbedingungen zu bewerten ist. Insbesondere bei grobkörnigen, heterogenen Substraten ist mit schlechteren Reproduzierbarkeiten und Genauigkeiten zu rechnen. Wassergesättigte Böden und Sedimente sind durch die aus der Theorie bekannten Interferenzen und Fehler weniger gut und genau analysierbar. Damit entfällt auch die Möglichkeit, Torfproben vor Ort zu vermessen, was vor allem zur Rekonstruktion atmosphärischer Metalleinträge aus Verbrennungs- und Verhüttungsprozessen genutzt werden könnte (vgl. Kap. 2.5 und Kap. 3.5, Fallsstudie C). Hier muss also zunächst eine Beprobung und Trocknung der Proben stattfinden, um dann die Gehalte mittels der Ex-situ-Laboranalyse zu ermitteln. Auch die in der Praxis nicht unbedeutende Abhängigkeit der In-situ-Analyse von trockener Witterung kann grundsätzlich die Anwendung einschränken und die Qualität der Ergebnisse verschlechtern. Wie bedeutend diese Einflüsse genau sind, ist nur unzureichend bekannt. Hier müssen weitere Studien ansetzen, um den analytischen Vertrauensbereich der Methode einzugrenzen. Letztlich ergeben sich auch gewisse Anforderungen an den Bearbeiter, der die Qualität der Messungen maßgeblich steuert. In jedem Fall sind routinemäßig Maßnahmen der analytischen Qualitätssicherung durchzuführen (Wiederholungsmessungen, Messung von Referenzstandards, Ringversuche etc.), die auch mit entsprechendem Sachverstand statistisch zu bewerten sind. Zusätzlich müssen bei In-situ-Anwendungen stichpunktartig Feldproben unter konstanten Laborbedingungen nachgemessen werden.

### **3.5 Fallstudie C – Moore des Bayerischen Waldes als Geoarchive montan bedingter Metallanreicherungen der Atmosphäre – Vergleichende Untersuchungen zur Depositionsgeschichte von Blei und seiner Bindungsform in Torfen**

#### **3.5.1 Problemstellung und Zielsetzung**

Neben bergbaubedingten Einträgen von Schwermetallen in aquatische und dabei vor allem in fluviale Systeme (vgl. Kap. 2.3 & 2.4; Fallstudie B) sind Stoffimmissionen in die Atmosphäre eine charakteristische Folge des (prä-)historischen Montanwesens (Kap. 2.5). Die Gehalte von Schwermetallen in der Atmosphäre schwanken daher zeitlich und räumlich nicht nur in Abhängigkeit geogener Prozesse wie vulkanischen Aktivitäten, sondern insbesondere auch in Abhängigkeit anthropogener Einträge (Roos-Barraclough et al. 2002). Im Gegensatz zu Fließgewässern werden die Metalle in der Atmosphäre teilweise sehr weit verfrachtet, so dass selbst in nicht direkt belasteten Gebieten rezent Anreicherungen festzustellen sind (Rosman et al. 1994, Headley 1996).

Neben der direkt messbaren Zunahme der Emissionen seit dem Beginn des Industriezeitalters (s.o.) lassen sich präindustrielle Anreicherungen von Schwermetallen in der Atmosphäre indirekt über so genannte Geo- oder Klimaarchive rekonstruieren. Diese Geoarchive sind für (prä-)historische Zeitscheiben gewöhnlich Gletscher, Moore und Seesedimente (vgl. Hong et al. 1994, 1996, Renberg et al. 1994, 2002, Rosman et al. 1997, Kober et al. 1999). In ihnen sind nach Renberg et al. (2001) in vielen Teilen Europas zwei charakteristische Anreicherungsphasen von Blei detektierbar, die mit Perioden des intensiven Bergbaus und der zunehmenden Metallproduktion korrelieren (Kap. 2.5, Abb. 26). Demnach ist ein erster Bleipeak um Christi Geburt (100 BC – 200 AD) vorhanden; er wird auf den Anstieg der Bleiproduktion zur Römerzeit zurückgeführt. Die zweite Anreicherungsphase liegt im Hochmittelalter und bildet ein Maximum bei 1000 – 1200 AD. Schließlich ist im 20. Jahrhundert eine dritte Periode der Bleianreicherung vorhanden, die weniger durch das Montanwesen speziell als durch den Kraftfahrzeugverkehr und die zunehmende Industrialisierung im Allgemeinen bedingt ist. Diese Bleigehalte kumulieren in den Geoarchiven um 1970 AD und nehmen danach mit der Einführung bleifreier Kraftstoffe und strengerer Emissionsvorschriften ab.

Voraussetzungen für die Eignung und Anwendbarkeit dieses Ansatzes sind der ausschließlich atmosphärische Eintrag und die Immobilität der Schwermetalle in den Geoarchiven. In Seen sowie in topogenen und ombro-minerogenen Moortypen werden Stoffe infolge des Einflusses terrestrischer Quellen (Festgesteine, Böden und Sedimente) nur in wenigen Fällen ausschließlich atmogen eingetragen (Renberg et al. 1994, Brännvall et al. 1999, Yang et al. 2002). Daher werden prähistorische und historische Schwermetall-

depositionen vorwiegend an Sedimentkernen aus ombrotrophen Mooren (Hochmoore) untersucht (Benoit et al. 1998, Kempster & Frenzel 1999, Shotyk et al. 2001, Nieminen et al. 2002, Sonke et al. 2002, Weiss et al. 2002). Auch zur Detektion von Metalleinträgen, die durch das (prä-)historische Montanwesen bedingt sind, werden Elementanalysen an Torfprofilen aus Hochmooren verwendet (u.a. West et al. 1997, Kempster & Frenzel 1999).

Ein bisher unzureichend beachtetes Problem dabei ist, dass aufgrund der niedrigen pH-Bedingungen, die für Hochmoore charakteristisch sind, eine Mobilisierung der Stoffeinträge nach ihrer Ablagerung nicht ausgeschlossen werden kann. Trotzdem gehen die bisherigen Untersuchungen davon aus, dass bestimmte Elemente bei den heute in Hochmooren gemessenen pH-Werten immobil sind (Kempster & Frenzel 1999: 113). Insbesondere Blei wird aufgrund der bekannt starken Bindungskapazität an die organische Substanz (vgl. Scheffer & Schachtschabel 2002: 384) als immobil im Torf angesehen, so dass die Mehrzahl der Untersuchungen mit diesem Element arbeiten (Shotyk et al. 1996, Shotyk et al. 1997, Weiss et al. 1999a). Dabei weisen in jüngerer Zeit Renberg et al. (2001: 515) nochmalig darauf hin, dass es sogar bei Blei Hinweise gibt, die für eine vertikale Verlagerung zumindest in den jüngeren Torfabschnitten sprechen (Oldfield et al. 1995). Zudem belegen Studien an stark organischen Auflagehorizonten von sehr sauren Waldböden, dass bis zu einem Viertel des Bleis in leicht mobilisierbarer Form gebunden sein kann (Zeien 1995).

Beruhend auf der Annahme der Immobilität werden in Torfkernen ausschließlich Gesamtgehalte mittels verschiedener analytischer Verfahren untersucht (vgl. Kap. 3.4.4, Fallstudie B). Diese erlauben keine Aussagen hinsichtlich der Bindungsform und der Mobilisierbarkeit der Metalle. Insbesondere vor dem Hintergrund sich natürlicherweise verändernder pH-Werte in Mooren, die zudem durch Schwefelmissionen verstärkt sein können, muss eine Verlagerung in Betracht gezogen werden (Tipping et al. 2003). So kommen Koppisch & Gelbrecht (2001: 28) zur Erkenntnis: „Aufgrund des komplexen Reaktionsgeschehens unter sich ändernden äußeren Bedingungen ist für konkrete Fragestellungen (...) eine detaillierte Untersuchung der geochemischen Bedingungen notwendig.“

Grundsätzlich fehlt im Rahmen der oben aufgeführten geoarchivalischen Studien der analytische Befund, der die Immobilität von Schwermetallen und vor allem auch von Blei an Bohrkernen von Mooren mittels nasschemischer Extraktionsverfahren belegt. Dies erstaunt umso mehr, als für minerogene Böden derartige Verfahren seit langem angewendet werden (Zeien 1995). Die Bindungsformen und das Mobilitätsverhalten von Schwermetallen in terrestrischen und semiterrestrischen Böden sind sehr gut bekannt und haben bereits Eingang in die bodenkundlichen Lehrbücher gefunden (u.a. Scheffer & Schachtschabel 2002: 371ff.). Dagegen sind in den moorkundlichen Kompendien (Göttlich 1990, Succow & Joosten 2001) nur allgemeine Hinweise auf die Mobilität von Schwermetallen in Mooren zu finden (Koppisch & Gelbrecht 2001), oder die Schwermetalle werden nur hinsichtlich ihrer

Gesamtgehalte dargestellt (Naucke 1990). Genauere Aussagen beschränken sich auf die pflanzenphysiologisch relevanten Schwermetalle (Spurenelemente), wie Zink oder Kupfer, und deren Verhalten bei anthropogenen Entwässerungsmaßnahmen (Succow & Stegmann 2001). Erst in jüngerer Zeit sind Bindungsformen und Mobilität von Schwermetallen in Torfen im Fokus von Untersuchungen (de la Rosa et al. 2003, Twardowska & Kyzioł 2003). Dies geschieht auch vor dem Hintergrund des Gefahrenpotentials, das die gespeicherten Schwermetalle in den Mooren für die Biosphäre darstellen. Somit leisten auch die hier erarbeiteten Befunde durch die Kennzeichnung der Metallgehalte und ihrer Bindungsformen einen grundlegenden Beitrag für die angewandten Fragen der Landschaftsökologie und des Umweltschutzes.

Ähnlich wie in den Fallstudien A und B besteht die Fragestellung dieser Untersuchung aus einer methodischen und einer regionalen Komponente. Im Sinne eines bisher unbeachteten methodischen Ansatzes werden in dieser Studie neben den Gesamtgehalten ausgewählter Elemente erstmalig auch unterschiedlich mobile Fraktionen von Torfproben aus Profilen von Mooren untersucht. Die Methoden werden daher vergleichsweise detailliert vorgestellt (Kap. 3.5.3). In Anbetracht der herausragenden Stellung des Bleis bei der Rekonstruktion von Metalldepositionen (s.o.) und aus Gründen der Übersichtlichkeit beschränkt sich diese Arbeit auf Ausführungen und Diskussionen zu diesem Element (Kap. 3.5.4). Im Sinne einer Regionalstudie ist es zunächst das Ziel, die Immissionsgeschichte der Bleidepositionen in einer bergbaulich kaum oder vergleichsweise spät genutzten und prähistorisch sehr dünn besiedelten Landschaft zu rekonstruieren. Hierzu werden ausgehend von der Methodik anderer Studien (s.o.) die Gesamtgehalte des Bleis an Torfprofilen eines Hoch- und eines Niedermoors des Bayerischen Waldes bestimmt. Mittels  $^{14}\text{C}$ -Datierungen lassen sich die relativen Veränderungen des Schwermetalls absolutchronologisch einordnen und zwischen den Mooren korrelieren. Darüber hinaus werden die Bleigehalte der Torfproben an einer EDTA- und einer  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -Extraktion bestimmt. Damit wird festgestellt, in welchen Bindungsformen Blei vorliegt und ob sich grundsätzlich eine von den Gesamtgehalten abweichende Elementverteilungen in den Moorprofilen ergibt. Danach werden Schlussfolgerungen aus den vergleichenden Untersuchungen gezogen und in den Befundkontext anderer Studien gestellt (Kap. 3.5.5). Die Fallstudie schließt mit einem kurzen Ausblick (Kap. 3.5.6).

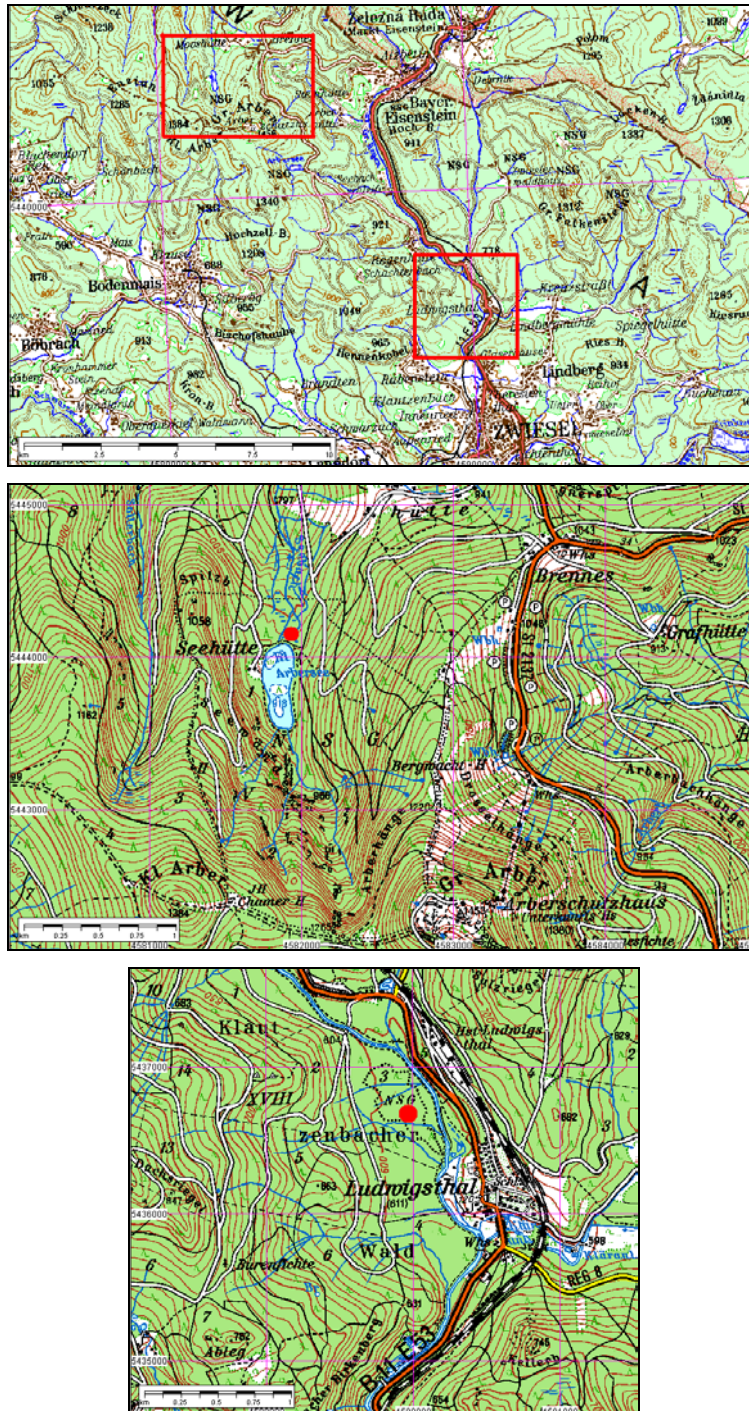
Grundlage dieser Fallstudie sind Feld- und Laborarbeiten, die gemeinsam mit Frau Dipl.-Geogr. B. Bruckmoser in den Jahren 1997 und 1998 durchgeführt wurden. Die Datensätze sind erstmalig bei Bruckmoser (1998) in Form einer Diplomarbeit dargestellt, die insbesondere den Aspekt der Mobilität der Schwermetalle beleuchtet. In den Jahren 2002 und 2003 fand eine methodische Prüfung sowie eine inhaltliche Fokussierung auf die vorgenannte Fragestellung unter neuerlicher Aufbereitung der Daten statt. Ausgewählte Torfproben wurden in den Jahren 2003 und 2004 mittels  $^{14}\text{C}$ -AMS datiert.



### 3.5.2 Untersuchungsgebiet

#### 3.5.2.1 Lage, Kennzeichen und Profilaufbau der Moore

Die beiden untersuchten Moore liegen im Hinteren Bayerischen Wald im Bereich des von Paragneisen aufgebauten Arbermassivs und des östlich davon verlaufenden Tals des Großen Regens (Abb. 68; vgl. auch Kap. 3.1). Sie sind etwa 10 km voneinander entfernt und unterscheiden sich grundlegend hinsichtlich Ausdehnung, Typologie und Genese (s.u.).



**Abb. 68:** Lage der untersuchten Moore. **Oben:** Übersicht. **Mitte:** Kleiner Arbersee-Moor. **Unten:** Rotfilz. Alle Ausschnitte aus Top50 CD-ROM Bayern (Nord) des Bayerischen Landesvermessungsamtes, 1997 (Oben: TK 1:200.000, Mitte und Unten: TK 1:50.000).

Das **Rotfilz** erstreckt sich östlich des Arbermassivs in der Talsohle des Großen Regens zwischen Bayerisch Eisenstein und Zwiesel (Abb. 68). Mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 605 m NN ist es ein für den Bayerischen Wald vergleichsweise tief gelegenes ombrogenes Hochmoor (Abb. 69). In dieser Talsituation bleibt der mittlere jährliche Niederschlag mit Summen zwischen 750 und 850 mm weit hinter den Maxima der Hochlagen von über 1500 mm zurück (BayFORKLIM 1996). Das Moor hat eine Ausdehnung von etwa 40 ha mit einer maximalen Mächtigkeit der Torfe von 5 m. Gemäß den Befunden von Stalling (1987) setzte das Moorwachstum im Atlantikum ein und datiert auf 5986-5484 a cal BC (2 Sigma, Hv-13340) zurück. Das Rotfilz ist als Naturschutzgebiet ausgewiesen, doch nur im zentralen Bereich ist auf einer Fläche von ca. 5 ha der ursprüngliche Spirkenfilz erhalten. Das restliche Moor ist entwässert und forstwirtschaftlich genutzt. Auf den Beprobungsstellen im weitgehend ungestörten Spirkenfilz (Spirke und Latsche) dominieren *Vaccinium*- und *Sphagnum*-Arten (Heidekrautgewächse und Torfmoose); stark vertreten sind auch *Molinia caerulea* (Pfeifengras) und *Eriophorum vaginatum* (Scheidenwollgras).

Das zweite Moor ist Teil der Glaziallandschaft am Kleinen Arbersee (Abb. 68), die im Zuge der würmzeitlichen Vergletscherung im östlichsten Tal an der Nordabdachung des Arbermassivs entstanden ist (Raab 1999, Raab & Völkel 2003). Es handelt sich um ein ombrominerozogenes Niedermoor (Abb. 69), das von einer typischen Flachmoorgesellschaft mit *Sphagnum*- und *Carex*-Arten besiedelt ist, welche in einer Vielzahl in den glazialen Hohlformen am Kleinen Arbersee vorkommen und nicht namentlich differenziert sind (Scheuerer 1991). Insofern wird das hier untersuchte Moor erstmalig benannt und nachfolgend als **Kleiner Arbersee-Moor** bezeichnet. Es befindet sich 200 m nördlich des Seeufers auf einer mittleren Höhe von 901,5 m NN. Die jährliche Niederschlagssumme liegt hier näherungsweise bei 1100 mm (BayFORKLIM 1996). Das Moor hat eine Ausdehnung von lediglich 25 x 30 m und ist an der tiefsten Stelle 1,2 m mächtig. Die <sup>14</sup>C-Bestimmung einer basalen Torfprobe datiert den Beginn des Moorwachstums in die Spanne zwischen 2875 und 2280 cal BC (Hv-22117, 2-sigma Intervall), der unter Korrelation mit den palynologischen Ergebnissen aus dem Rotfilz (Stalling 1987) in das Subboreal fällt.

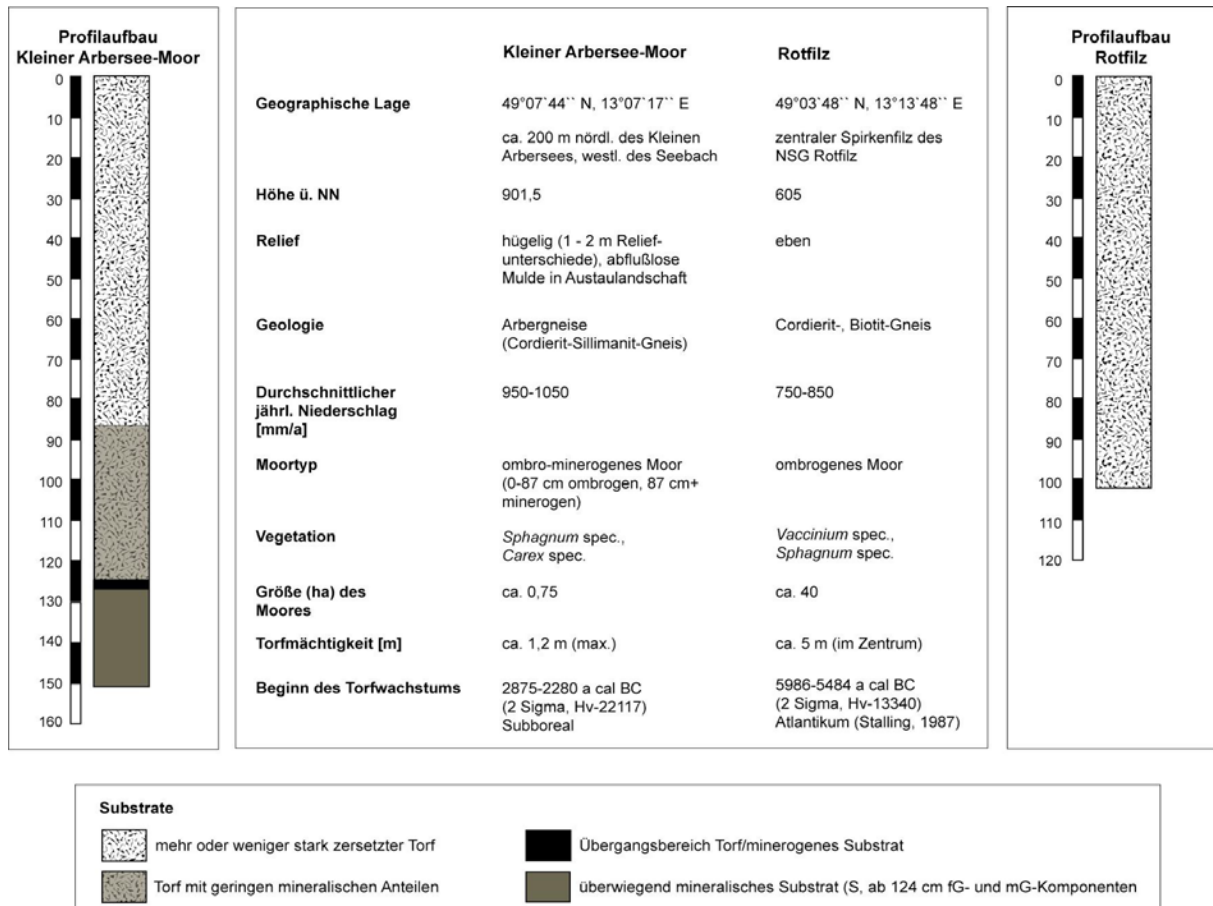


Abb. 69: Kennzeichen der Moore und Aufbau der untersuchten Profile.

### 3.5.2.2 Potentielle lokale Schwermetallemitenten

Potentielle Schwermetallemitenten in einem Umkreis von zehn Kilometern sind eine Reihe an Glashütten, die sich im Lamer Winkel, beginnend im 13. Jahrhundert und verstärkt im 16. Jahrhundert, angesiedelten, sowie eine Glashütte, die im 18. Jahrhundert direkt am Kleinen Arbersee betrieben wurde (Fehn 1965, Winkler 1981). Darüber hinaus sind der Abbau und die Verarbeitung der Magnetkieslagestätte am Silberberg bei Bodenmais von der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts von Bedeutung (Blendinger & Wolf 1981).

Aufgrund des geochemischen Charakters der Lagerstätte am Silberberg und der Verarbeitungsprozesse der Erzaufbereitung im Allgemeinen, insbesondere aber auch durch die Produktionsvorgänge in den Glashütten kann neben Blei eine Reihe anderer Elemente durch lokale Emittenten potentiell in die Atmosphäre eingetragen worden sein (u.a. Nölle 1997). So werden Gläser mit Hilfe von Metalloxiden und -sulfiden gefärbt, wobei vor allem Chromoxide (gelb bis grün), Kobaltoxide (blau bis violett), Kupferoxide (rot bis blau-grün) und Cadmiumsulfide (gelb) eingesetzt werden (Schubert 1985, Friedl 1994). Zusätzlich lässt sich durch die Zugabe von Blei- und Bariumoxiden die Lichtbrechung des Glases erhöhen, wie

dies auch bei dem im Bayerischen Wald gerne hergestellten Bleikristallglas der Fall ist (Wedepohl 1993, Friedl 1994, Nölle, 1997).

Letztlich ist in der Aufzählung dieser Metalle kein Element vorhanden, das nicht auch durch andere Verhüttungs- und Verbrennungsprozesse emittiert werden kann (vgl. auch Alloway & Ayers 1996). Keinem dieser Elemente kommt daher eine Zeigerfunktion für die Glashüttenindustrie zu, die Ausschließlichkeitscharakter besitzt. Derartige Zusammenhänge lassen sich in der Regel nur durch andere analytische Ansätze erkennen, wie vor allem durch die Kennzeichnung der Isotopensignatur von einzelnen chemischen Elementen (v.a. Blei) mittels Massenspektrometrie (u.a. Oldfield et al. 1995, Weiss et al. 1999b). Für die hier dargestellte Detailstudie wurden keine Isotope bestimmt, sondern die Bleigehalten in elementarer Form (s.u.). Damit sind potentiell alle Bleiimmissionen, d.h. lokale, regionale und überregionale, in den Mooren detektierbar. Neben Blei wurden die hier nicht weiter vorgestellten und diskutierten Elemente Cadmium, Chrom, Kobalt, Kupfer und Barium bestimmt, die sich umfassend aufgelistet im Anhang C finden.

### **3.5.3 Methoden**

#### **3.5.3.1 Beprobung und Aufbereitung der Torfe**

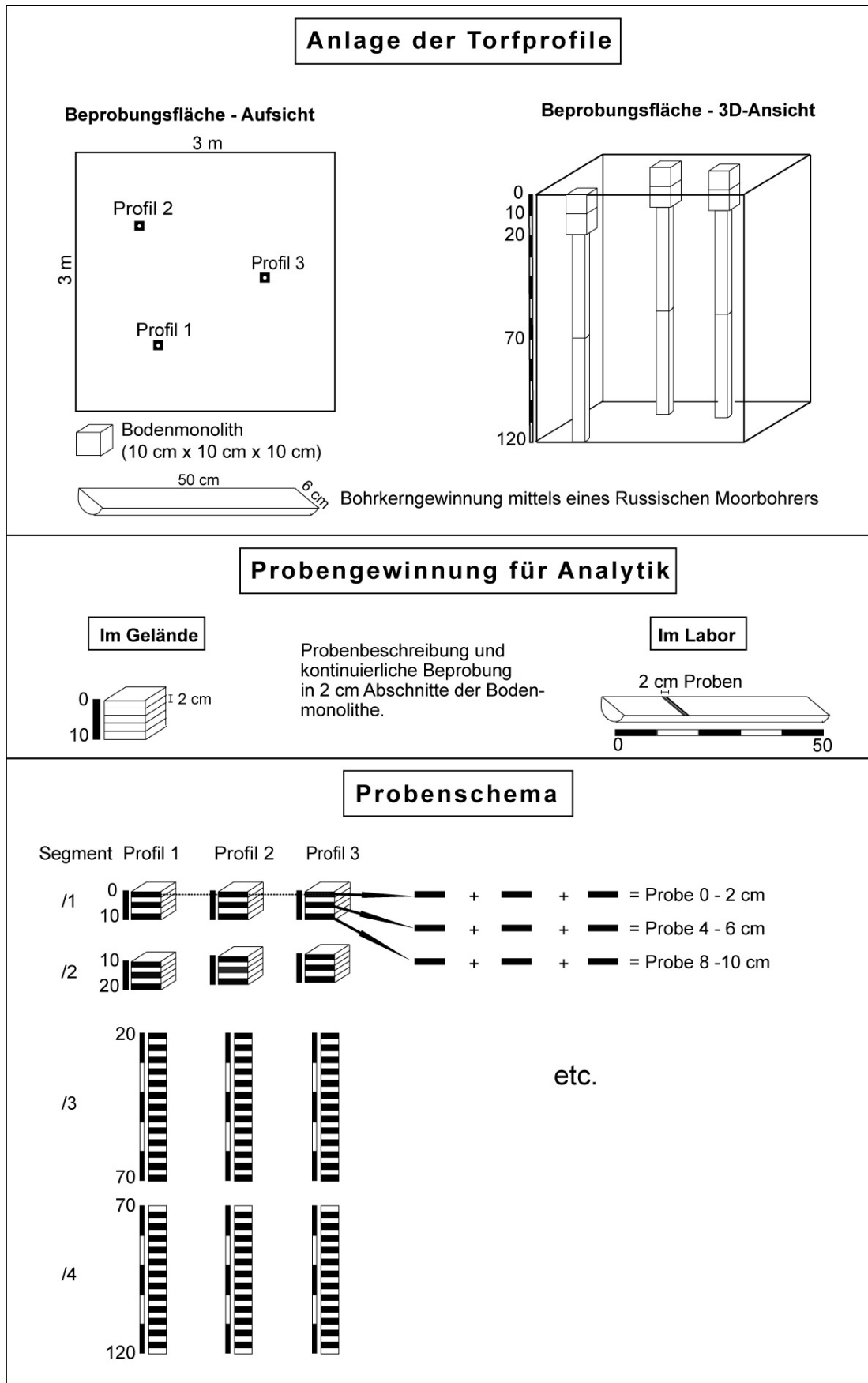
Ein grundsätzliches Problem bei der Analyse von Torfkernen ist die beschränkte Probenmenge, die bedingt ist durch die geringen Durchmesser der Bohrkerne von wenigen Zentimetern. Davon abgesehen basieren die Befunde zur Depositionsgeschichte von Schwermetallen mehrheitlich auf der Analyse eines einzigen Kerns je Moor (u.a. Benoit et al. 1998, Kempter & Frenzel 2000, Shotyk et al. 2001, Nieminen et al. 2002, Sonke et al. 2002 Weiss et al. 2002). Mit Ausnahme der Arbeiten von Beug et al. (1999) beschränken sich auch die paläoökologischen Untersuchungen in der Regel auf einen Bohrkern pro Moor, was vor dem Hintergrund des intensiven personellen Aufwandes einer Pollenanalyse durchaus verständlich ist. Trotz der Klarheit von Einzelbefunden sind diese Ansätze aus der Sicht einer repräsentativen Kennzeichnung eines Moorstandortes nicht befriedigend. Rein aus statistischen Gründen kann die Repräsentativität durch eine singuläre Analyse ja auch nicht bewertet werden. In Anbetracht der weit reichenden Schlussfolgerungen, die sich aus diesen Einzelbefunden hinsichtlich des Landschaftswandels in einer Region ergeben, sind daher grundsätzlich alle Studien dieser Art auch kritisch zu betrachten.

Um die vorgenannten Unzulänglichkeiten bei Standortrepräsentanz und Probenmenge zu lösen, wurden in beiden Mooren jeweils drei Parallelprofile beprobt, so dass je Tiefenstufe eine Mischprobe für die Analyse gewonnen werden konnte (Abb. 70). Hierzu wurden in jedem Moor auf einer Fläche von 9 m<sup>2</sup> drei Monolithe mit Tiefenmächtigkeiten von 20 cm und horizontalen Kantenlängen von 10 x 10 cm ausgestochen, beschrieben und noch vor Ort

mittels eines Keramikmessers gereinigt und in Abschnitten von 2 cm beprobt. Von der Basis der Monolithflächen wurden ungestörte Torfkerne ( $\varnothing$  6 cm) in zwei aufeinander folgenden Bohrungen mit dem Russischen Moorbohrer gewonnen (20 – 70 cm und 70 – 120 cm). Die jeweils 50 cm langen Halbkern wurden vor Ort in Kunststoffolie verpackt, auf Brettern fixiert und noch am Abend des Beprobungstages tiefgefroren.

Im Labor wurden die 2-cm-Segmente der Monolithen bei 40° C getrocknet. Die Bohrkerne wurden nach kurzem Antauen beschrieben und noch im halb gefrorenen Zustand ebenfalls mit Hilfe eines Keramikmessers in 2-cm-Segmente zerlegt. Anschließend erfolgte die Trocknung bei 40° C. Alle getrockneten Proben wurden mit einer Kugelmühle mit Achatbechern und -kugeln (FRITSCH, Pulverisette 5) 10 bis 30 Minuten bei 200 Umdrehungen/Minute gemahlen, bis die gesamte Probe eine feinpulvrige, schluffige Textur hatte. Schließlich wurden die drei Parallelproben der 2-cm-Segmente zu einer Probe je Moor vereinigt und gemäß Moorname und Tiefenstufe benannt (z.B. Rotfilz 12-14 cm). Für die nachfolgenden Analysen der Schwermetalle sowie der pH-Werte wurde jede zweite Probe verwendet, d.h. 0 - 2 cm, 4 - 6 cm, 8 - 10 cm usw. (Abb. 70). Die andere Hälfte des Probenkontingentes wurde für weitere Analysen zurückgestellt.





**Abb. 70:** Schema der Probennahme im Gelände und Beprobung der Torfkerne im Labor.

### 3.5.3.2 <sup>14</sup>C-AMS-Datierungen

Um bei der Rekonstruktion atmosphärischer Stoffeinträge in Moore charakteristische Phasen maximaler und minimaler Gehalte im Torfprofil auch zeitlich zuordnen zu können, sind Altersbestimmungen an Torfproben notwendig. Soweit nicht zusätzlich eine palynostratigraphische Kennzeichnung des Profils erfolgt oder chronostratigraphische Marker wie zum Beispiel Tephren vorliegen, ist die Altersbestimmung auf eine ausreichende Anzahl von <sup>14</sup>C-Datierungen angewiesen. Für die hier vorgestellte Studie wurden an insgesamt sieben Proben <sup>14</sup>C-AMS-Alter an der Universität Erlangen-Nürnberg bestimmt (Prof. Dr. W. Kretzschmer). Die Alter werden im Text als nicht kalibrierte <sup>14</sup>C-Jahre in „Jahren BP“ (vor 1950) oder als kalibrierte Kalenderjahre in „Jahren cal. BC/AD“ mit einer 95,4-prozentigen Wahrscheinlichkeit (2σ Vertrauensbereich) genannt. Die genauen Angaben zu den Datierungen inklusive der Kalibrationsparameter sind im Anhang dokumentiert (Tab. C1 & C2).

### 3.5.3.3 pH-Wert

Der pH-Wert wird leicht verändert mittels des in Fallstudie B dargestellten Verfahrens nach Völkel (1995) in einer 0,01 m CaCl<sub>2</sub>-Lösung bestimmt. Das Verhältnis Feststoff : Lösungsmittel von 2,5 ist allerdings für hydrophile und stark quellende Torfmaterialien nicht geeignet, so dass nach Görres (1991) das Verhältnis um den Faktor zehn auf 1 : 25 verkleinert wird.

### 3.5.3.4 Schwermetallanalytik

Wie der Vergleich mit den Fallstudien A und B zeigt, gibt es eine Vielzahl an analytischen Verfahren, um Metallgehalte in Böden und Sedimenten zu bestimmen. Nicht zuletzt belegen die jüngsten Diskussionen um die Weiterentwicklung der Methoden in Anhang 1 der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung, wie bedeutsam die adäquate Anwendung und Konkretisierung von Bodenanalysen sind (vgl. Zeitschrift „Bodenschutz“, Ausgabe 1/05). Daher wird auch in dieser Fallstudie der exakten Darstellung neu angewendeter Methoden im Folgenden große Aufmerksamkeit gewidmet.

Zur Kennzeichnung von Bindungsformen, die unter anderem auch eine Abschätzung der Mobilität von Metallen ermöglichen, haben sich in der bodenkundlichen Analytik sequentielle Extraktionsverfahren bewährt (Völkel 1995, Zeien 1995). Anders als bei mineralischen Proben ist allerdings die sequentielle Extraktion an stark organischen Proben mit erheblichen analytischen Schwierigkeiten verbunden. Das organische Material setzt sich selbst bei hohen Umdrehungsgeschwindigkeiten in der Zentrifuge nicht ab. Die überstehende Lösung kann deshalb nicht ohne zusätzliches Filtrieren gewonnen werden. Beim Dekantieren gelangen zumeist relativ große Mengen Feststoff in den Filter, aus dem sie nicht vollständig

wiedergewonnen werden können. Reste des Extraktionsmittels sind nach jedem Extraktionsschritt durch Waschen mit  $\text{H}_2\text{O}$  bidest. zu entfernen, was mit zusätzlichen, problematischen Arbeitsschritten zur Trennung von Lösungsmitteln und Feststoff verbunden ist. Voruntersuchungen haben somit keine analytisch zufrieden stellende Lösung für ein sequentielles Extraktionsverfahren ergeben. Die Schwermetallfraktionen werden daher an jeweils verschiedenen, neu eingewogenen Proben, also nicht sequentiell bestimmt. Extrahiert werden (i) die nach Zeien (1995) als wasserlöslich, austauschbar sowie in leicht löslichen metallorganischen Komplexen gebunden bezeichnete Fraktion, die mittels 1 M Ammoniumnitratlösung gewonnen wird (sog. mobile Fraktion), (ii) die organisch gebundene Fraktion, die man mittels des synthetischen Komplexbildners  $\text{NH}_4$ -EDTA erhält, sowie (iii) die Gesamtgehalte in den Torfproben, die mit konzentrierter Salpetersäure aufgeschlossen werden. Die drei Extraktionen beziehungsweise Aufschlüsse sowie die nachfolgende Bestimmung der Elementgehalte werden doppelt durchgeführt. Die vorgestellten Ergebnisse sind Mittelwerte dieser Doppelbestimmungen.

Die Extraktion der mobilen Schwermetallfraktion erfolgt in Anlehnung an Zeien (1995), allerdings nicht in der dort niedergelegten sequentiellen Form. Es werden 0,2 - 0,5 g fein gemahlener Torf in PE-Zentrifugenbecher (100 ml) eingewogen und mit 50 ml 1 M  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  p.a. bei etwa 40 Umdrehungen/Minute 24 Stunden überkopf geschüttelt. Anschließend werden die Proben bei 20° C mindestens 15 Minuten zentrifugiert. Die weitgehend klare Lösung wird durch Faltenfilter in PE-Weithalsflaschen gefüllt. Zur Stabilisation der Lösung werden 0,5 ml konz.  $\text{HNO}_3$  p.a. zugegeben.

Die Extraktion mit 50 ml 0,025 M  $\text{NH}_4$ -EDTA p.a. (mit 25%igem  $\text{NH}_3$  p.a. auf pH 4,6 eingestellt) erfolgt ebenso wie die mit 1 M  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  in modifizierter, d.h. nicht sequentieller Form nach Zeien (1995). In PE-Zentrifugenbecher (100 ml) werden 0,2 - 0,5 g fein gemahlener Torf eingewogen und 90 Minuten bei etwa 40 Umdrehungen/Minute überkopf geschüttelt. Anschließend wird, wie bei der Extraktion mit 1 M  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ , zentrifugiert und die überstehende Lösung filtriert. Der Rückstand wird mit 25 ml 1 M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  p.a. (mit 100%igem  $\text{CH}_3\text{COOH}$  p.a. auf pH 4,6 eingestellt) erneut 10 Minuten überkopf geschüttelt, zentrifugiert und in dieselben PE-Weithalsflaschen filtriert wie die  $\text{NH}_4$ -EDTA-Extrakte.

Die Schwermetallgesamtgehalte werden in Anlehnung an Heinrichs & Hermann (1990) mit konzentrierter  $\text{HNO}_3$  p.a. aufgeschlossen. Dazu werden 0,2 - 0,5 g fein gemahlener Torf in Borsilikatgläsern mit 10 ml 65%iger  $\text{HNO}_3$  versetzt und in einer Aufschlussapparatur (Fa. Gerhardt, KTL 20) einem 7-phasigen Aufschlussprogramm unterworfen (1. 30 min. bei 73 °C; 2. 30 min. bei 96 °C; 3. 30 min. bei 119 °C; 4. 30 min. bei 142 °C; 5. 30 min. bei 165 °C; 6. 1 h 30 min. bei 190 °C; 7. 45 min. Abkühlzeit). Die während des Aufschlusses entstehenden nitrosen Gase werden abgesaugt und mit 10%iger NaOH neutralisiert. Die

Probenrückstände werden mit 2 ml 14,9 M HNO<sub>3</sub> aufgenommen und mit H<sub>2</sub>O bidest. über Faltenfilter in PE-Messkolben (100 ml) überführt.

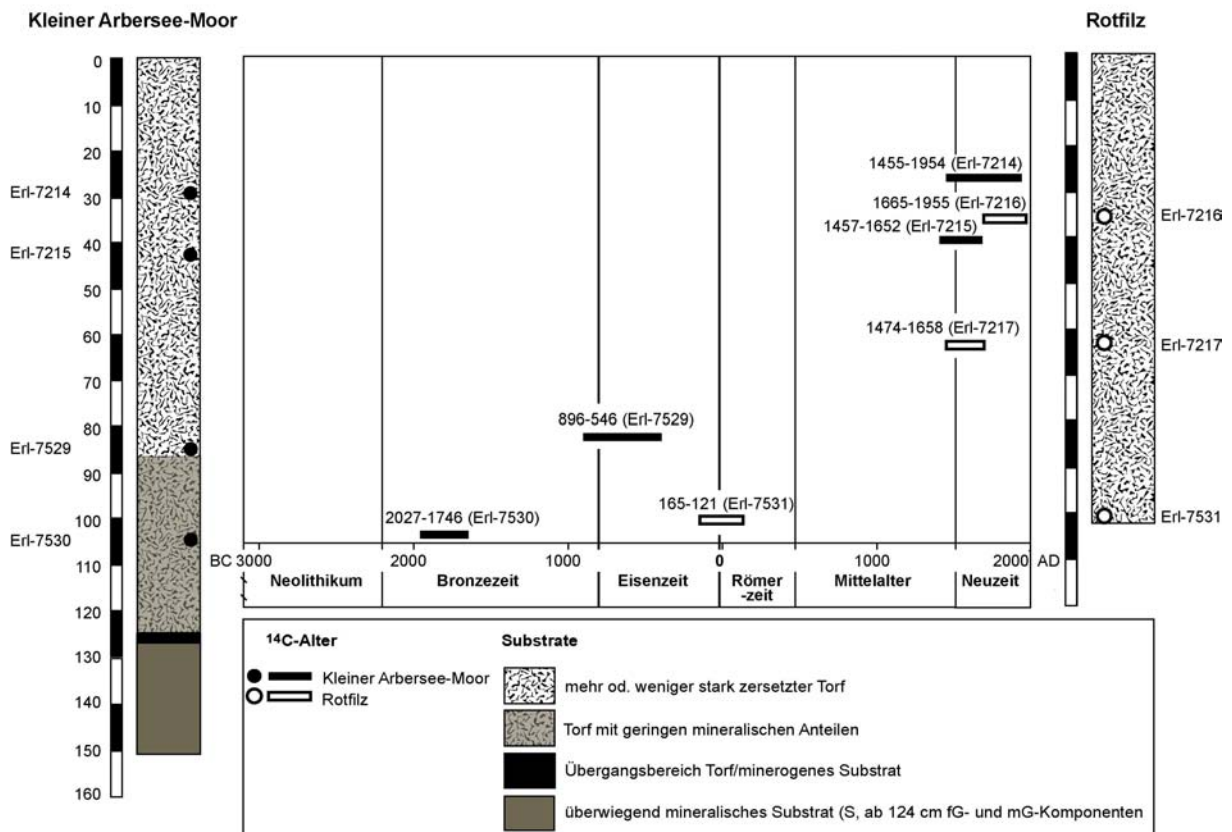
Die Gehalte der Schwermetalle Blei, Cadmium, Chrom, Kobalt, Kupfer und Barium werden am Atomabsorptionsspektrometer (ATI UNICAM, Solaar 939) mit Graphitofentechnik (Typ GF 90) unter Verwendung elementspezifischer Ofenprogramme und Absorptionswellenlängen bestimmt (Anhang, Tab. C3). Nachweisgrenzen sind element- und extraktionsabhängig. Sie werden als 3,3-fache Standardabweichung einer Probenblindwert-Messreihe je Element und Extraktion errechnet und bei den entsprechenden Ergebnissen gekennzeichnet. Als Maß der Reproduzierbarkeit wird der Varianzkoeffizient einer Referenzproben-Messreihe verwendet. Auch dieser Wert schwankt in Abhängigkeit von Extraktion und Element. Er wird bei den Ergebnissen in Form eines Werteintervalls angegeben.

### **3.5.4 Ergebnisse und Diskussion zur Depositionsgeschichte und den Bindungsformen – Vergleichende Darstellung der <sup>14</sup>C-Alter und Bleigehalte**

#### **3.5.4.1 Zur Depositionsgeschichte – <sup>14</sup>C-Alter der Torfe und Gesamtgehalte an Blei**

Die **<sup>14</sup>C-AMS-Datierungen** ergeben hinsichtlich des Torfallers und des Torfwachstums in den untersuchten Abschnitten der beiden Moore folgendes Bild (Abb. 71): Die Basis des Kerns aus dem Rotfilz datiert bei 100 - 102 cm auf die späte Latènezeit und die frühe Römische Kaiserzeit (165 cal BC - 121 cal AD, Erl-7531). Im Kleiner Arbersee-Moor wird die Kernbasis bei 102 - 104 cm allerdings noch älter bestimmt und zwar auf die Frühbronzezeit (2027 - 1746 cal BC, Erl-7530). Gemäß den unkalibrierten <sup>14</sup>C-Altern sind in beiden Mooren die Datierungen in den hangenden Torfschichten durch jeweils jüngere Alter gekennzeichnet, so dass keine Inversionen vorliegen (Anhang, Tab. C1 & C2). Im Kleiner Arbersee-Moor wird der Übergang von der noch minerogen beeinflussten zur rein organogenen Torffazies in einer Tiefe von 84 - 86 cm in die ausgehende Bronzezeit und die Hallstattzeit datiert (896 - 546 cal BC, Erl-7529). Es folgt eine Datierung aus einer Tiefe von 40 - 42 cm, die ein Alter von 1457 - 1652 cal AD (Erl-7215) ergibt und damit den Wechsel vom Spätmittelalter zur frühen Neuzeit erfasst. Ein nahezu identisches Alter liefert die Analyse einer Probe des Rotfilzes aus der Tiefe von 64 - 66 cm (1474 - 1658 cal AD, Erl-7217). Über diesen gleich alt datierten Proben wurden Torfe in Tiefen von 36 - 38 cm (Rotfilz) und 28 - 30 cm (Kleiner Arbersee-Moor) analysiert. Die unkalibrierten <sup>14</sup>C-Alter liegen bei 146 ± 46 a BP (Rotfilz) und 285 ± 56 a BP (Kleiner Arbersee-Moor). Allerdings streuen die kalibrierten Alter über eine breite Periode vom 15./16. Jahrhundert bis in das 20. Jahrhundert. Sie sind daher chronostratigraphisch nicht sehr eindeutig und nur bedingt mit den anderen Datierungen vergleichbar. Dafür kann neben den standort- und profilbezogenen Einflüssen wie

Turbationen prinzipiell auch die Verflachung der Dendrokalibrationskurve für die Zeit nach dem 17. Jahrhundert verantwortlich sein.



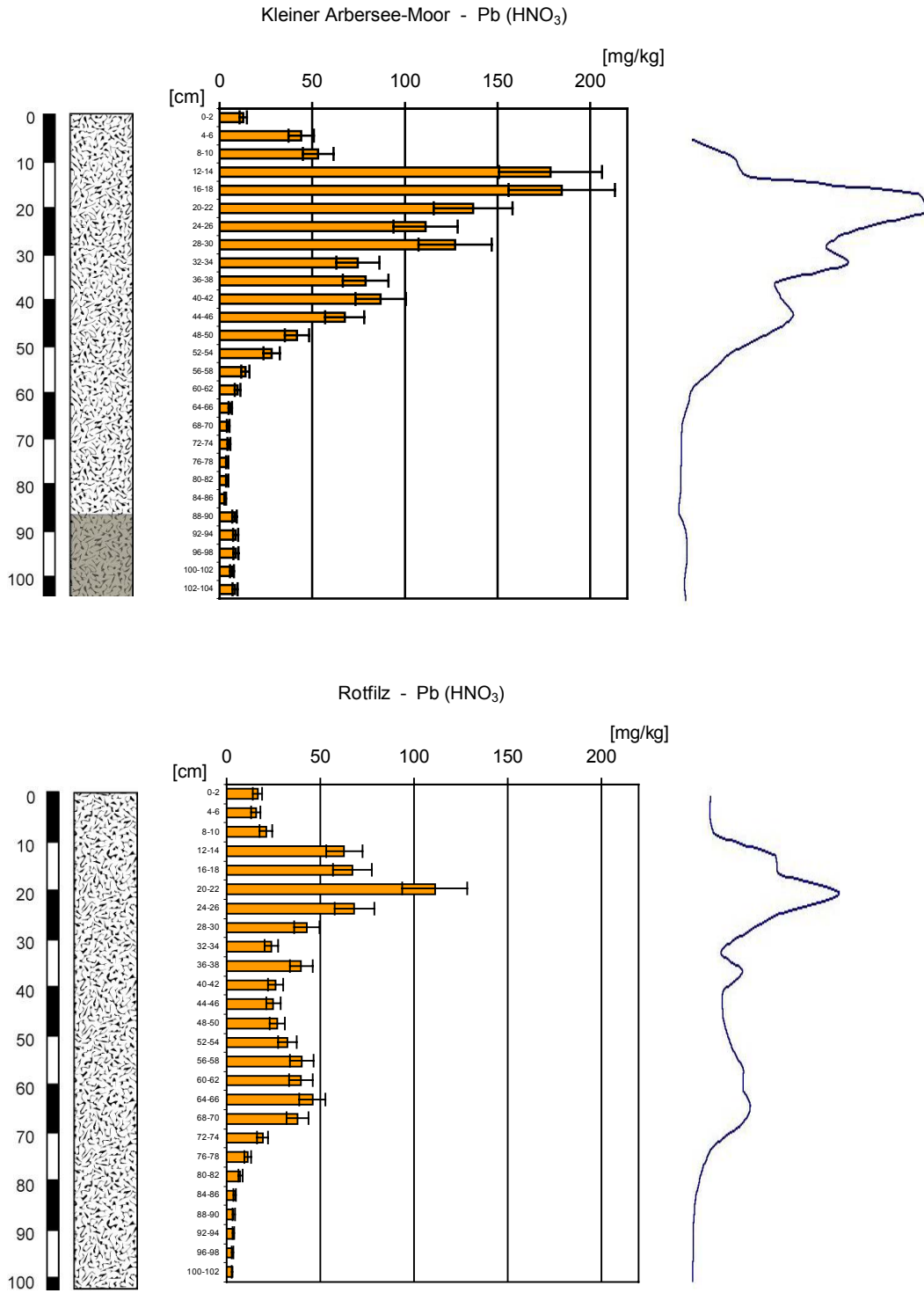
**Abb. 71:** Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierungen (cal, 2σ) von Torfproben aus dem Rotfilz und dem Kleiner Arbersee-Moor.

Grundsätzlich umfasst der erste Meter im Kleiner Arbersee-Moor einen längeren Zeitabschnitt als das gleiche Tiefensegment im Rotfilz. Somit ist die Wachstumsrate des Torfes im betrachteten Profilabschnitt am Kleiner Arbersee-Moor zwar deutlich niedriger als am Rotfilz (Abb. 71), doch ist in den Torfkernen beider Moore der Zeitraum der letzten 2000 Jahre vertreten, so dass vergleichende Aussagen und Korrelationen für diese Periode möglich sind. Zudem werden die beiden wichtigen, aus der Literatur bekannten Phasen der überregionalen Bleianreicherung, nämlich die mittelalterliche zwischen 1000 und 1200 AD und die römerzeitliche zwischen 100 BC und 200 AD (u.a. Renberg et al. 2001), vom Zeitrahmen der hier vorgestellten Untersuchungen abgedeckt - ein Befund, der für die nachfolgende Darstellung der Schwermetallgehalte in den Torfkernen von grundlegender Bedeutung ist.



Nach dem aktuellen Stand der Forschung ist Blei das Element mit der größten Immobilität in Mooren (Kap. 3.5.1). Ungeachtet der im nächsten Kapitel vorgestellten weiterführenden Untersuchungen zu den Bindungsformen (Kap. 3.5.4.2) kommt daher den **Gesamtgehalten an Blei** eine Vorrangstellung bei der Bewertung atmosphärischer Einträge von Schwermetallen zu. Diese herausragende Bedeutung wird durch die Befunde in den beiden Mooren des Bayerischen Waldes bestätigt. Während sich die Tiefenverläufe der Elemente Cadmium und Chrom teilweise außerordentlich zwischen den beiden untersuchten Mooren unterscheiden (vgl. Anhang, Tab. C12 & C15), gehen die Veränderungen der Bleigehalte im Profil des Kleiner Arbersee-Moore konform mit denen im Profil des Rotfilzes (Abb. 72) - ein wichtiger Befund, der darauf hinweist, dass weniger die lokalen, sondern vielmehr die regionalen oder vielleicht auch die überregionalen Emittenten für die Stoffeinträge verantwortlich sind. Im Detail sind die Bleigehalte in beiden Mooren wie folgt gekennzeichnet:

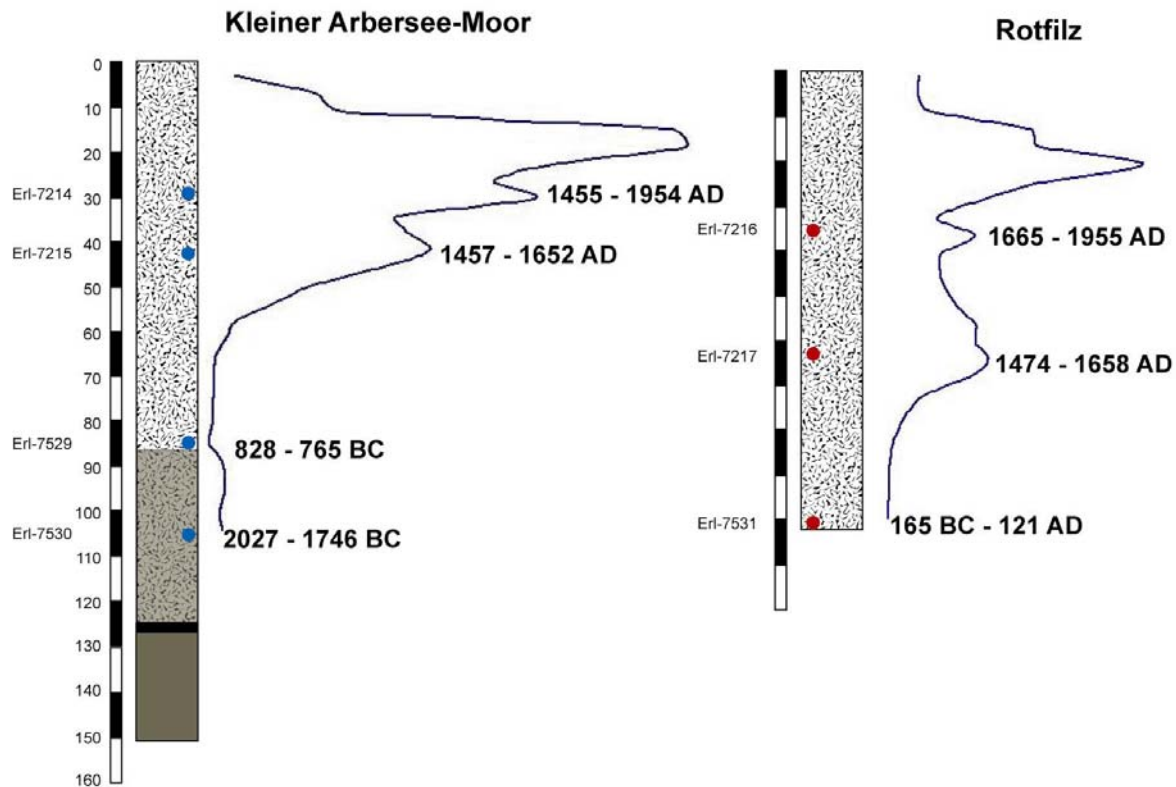
Im **Rotfilz** sind bis zu  $111 \pm 17$  mg/kg Blei vorhanden. Dieser Maximalwert ist als deutlicher, oberflächennaher Peak bei 20 - 22 cm Profiltiefe ausgebildet (Abb. 72). Der Tiefenverlauf der Gesamtgehalte hat ein kleines sekundäres Maximum mit  $40 \pm 6$  mg/kg Pb (36 - 38 cm Profiltiefe). Ein drittes Maximum ist auffällig breit und erreicht mit Gehalten von  $46 \pm 7$  mg/kg Pb (64 - 66 cm) nur knapp die Hälfte des ersten Peaks. Unterhalb dieses dritten Maximums gehen die Gesamtgehalte an Blei mit zunehmender Tiefe auf Werte um  $4 \pm 1$  mg/kg zurück. Ab 84 cm Tiefe verändern sich die Bleigehalte nicht mehr signifikant. Im **Kleiner Arbersee-Moor** ist mit  $185 \pm 29$  mg/kg Blei der Maximalwert um etwa zwei Drittel höher als im Rotfilz (Abb. 72). Wie im Rotfilz bildet das Maximum der Gehalte einen Peak nur knapp unter der GOK (16 - 18 cm Profiltiefe). Auch im Kleiner Arbersee-Moor folgen auf das erste zwei weitere Maxima in den tieferen Profilabschnitten. Das sekundäre Maximum, welches mit  $127 \pm 20$  mg/kg Pb nicht mehr die Absolutgehalte des ersten erreicht, liegt bei 28 - 30 cm. Der dritte Peak ist mit  $87 \pm 14$  mg/kg wiederum niedriger als der zweite und befindet sich bei 40 - 42 cm. Unterhalb dieses dritten Maximums nehmen die Gesamtgehalte wie im Rotfilz ab 66 cm auf Werte um  $4 \pm 1$  mg/kg ab. Letztlich wird im Tiefenverlauf der Gesamtgehalte mit einer schwachen, aber unverkennbaren, sprunghaften Zunahme bei 88 cm auf gleich bleibende  $8 \pm 1$  mg/kg Pb der Schichtwechsel zu den liegenden minerogen beeinflussten Sedimenten nachgezeichnet. Im Vergleich beider Moore bleibt festzuhalten, dass hinsichtlich der Absolutgehalte nicht nur Blei, sondern auch die anderen untersuchten Elemente Cadmium, Chrom, Barium, Kupfer und Kobalt im Kleiner Arbersee-Moor deutlich erhöht sind gegenüber dem Rotfilz (Anhang, Tab. C12 & C15).



**Abb. 72:** Gesamtgehalte mit Standardabweichungen der Bleianalysen (HNO<sub>3</sub>-Aufschluss) in den Torfkernen vom Kleiner Arbersee-Moor und vom Rotfilz und Darstellung der Gehalte als geglätteter Graph (Gehalt : Tiefe = 1 : 2). Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.

Der oben genannte Befund der Konformität der Tiefenverläufe des Bleis in beiden Moorprofilen kommt noch deutlicher zum Ausdruck, wenn die Gesamtgehalte mit den  $^{14}\text{C}$ -Altern verglichen werden. Die peakbezogen durchgeführten Datierungen von Torfproben belegen sehr deutlich, dass die Zu- und Abnahmen der Gehalte in beiden Mooren synchron verlaufen (Abb. 73). In den aus stratigraphischer Sicht untersten und damit ältesten Maxima haben die Torfe in beiden Mooren identische  $^{14}\text{C}$ -Alter, die beide im 16. Jahrhundert liegen. Davor sind keine Bleianreicherungen vorhanden, mit Ausnahme der geringfügigen Zunahmen der Bleigehalte im Kleiner Arbersee-Moor in der ersten Hälfte des vorchristlichen Jahrtausends. Diese sind durch zunehmende minerogene Anteile verursacht, die in diesen basalen Profilbereichen von Niedermooren typischerweise topogen bedingt sind. Sie repräsentieren damit äußerst wahrscheinlich keinen atmosphärischen respektive äolischen Eintrag. Die beiden Maxima nach dem 16. Jahrhundert sind über die  $^{14}\text{C}$ -Analysen nur bedingt datierbar, da die Kalibration für diesen Zeitraum unzureichend ist (s.o.). Es ist jedoch äußerst wahrscheinlich, dass die jeweils jüngsten Peaks dieser beiden Maxima auf die vielfach bekannten Immissionen bleihaltigen Benzins aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zurückgehen (u.a. Rosman et al. 1994, Brännvall et al. 2001). Somit sind die zweiten, vergleichsweise kurzen Maxima in die Zeit nach dem 16. Jahrhundert und vor die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts zu stellen. Die unkalibrierten Alter dieser zweiten Peaks liegen bei  $146 \pm 46$  BP im Rotfilz und  $285 \pm 56$  BP im Kleiner Arbersee-Moor (vgl. Anhang, Tab. C1 & C2).

Anders als bei der Mehrzahl der Bleitiefenprofile in den unterschiedlichen Geoarchiven Europas (Renberg et al. 2001) ist in den beiden hier untersuchten Mooren kein Maximum vorhanden, das mit den römerzeitlichen Bleiemissionen korreliert. Auch der überregional nachweisbare mittelalterliche Bleipeak von 1000 bis 1200 AD (Hong et al. 1994, Renberg et al. 1994) fehlt. Anreicherungen im Rotfilz und im Kleiner Arbersee-Moor kumulieren erstmalig im 16. Jahrhundert. Dies koinzidiert zeitlich sehr gut mit der Phase des montanwirtschaftlichen Aufschwunges, der im Zuge der Glashüttenansiedlungen im Hinteren Bayerischen Wald und des Bergbaus bei Bodenmais einsetzte (vgl. Kap. 3.2). Letztlich gehen diese Befunde konform mit den Studien von Michler (1994) und Kern & Sternberg (1991) an Rachelsee und Großem Arbersee. Dort werden die erhöhten Gehalte von Blei in den Seesedimenten als Folge des verstärkten Eintrages von Metallen in die Atmosphäre durch die Glashütten und den Bergbau im 14. und 16. Jahrhundert interpretiert.



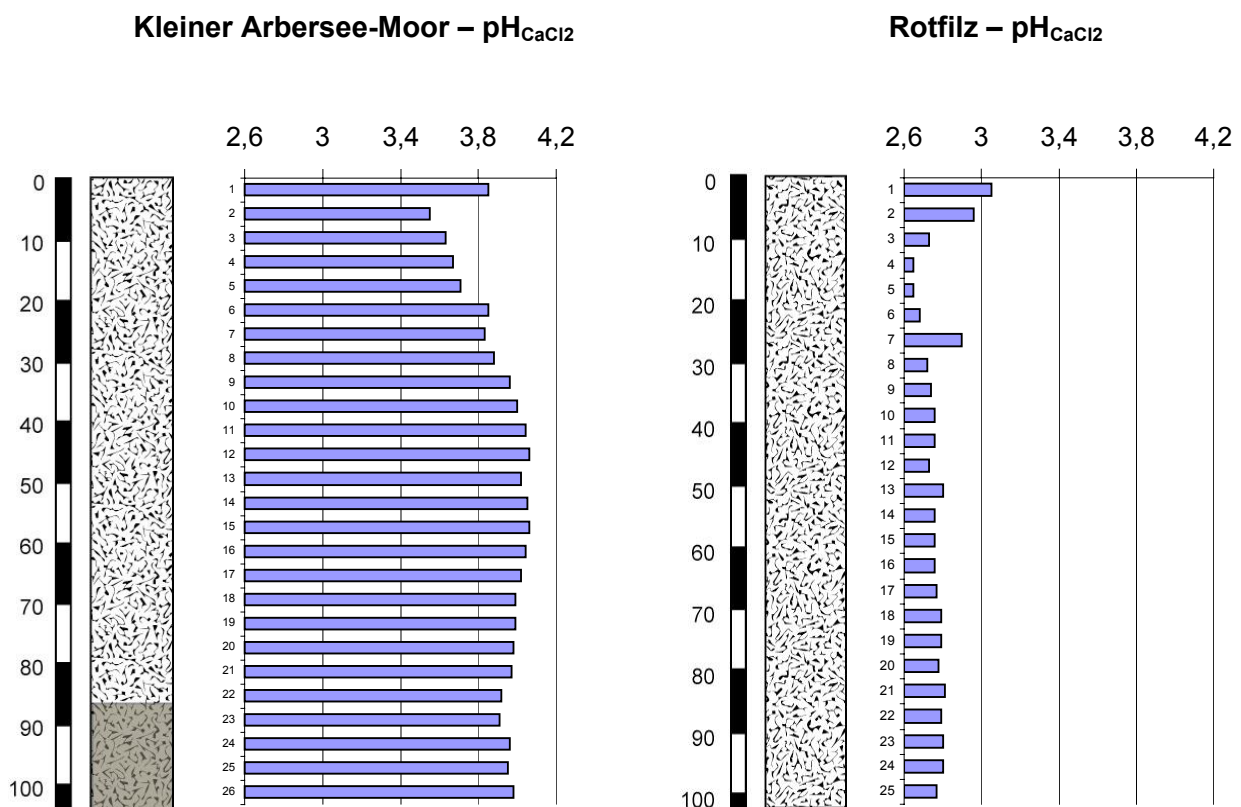
**Abb. 73:** Vergleich der geglätteten Gesamtgehaltkurven des Bleis (vgl. Abb. 72) mit den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (cal,  $2\sigma$ ) sowie dem Profilaufbau in beiden Mooren. Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.

### 3.5.4.2 Zur potentiellen Mobilisierung – pH-Milieu und Bleigehalte in organischer und leicht mobilisierbarer Bindungsform

Der **pH-Wert** beeinflusst neben den Redoxbedingungen maßgeblich die Mobilität von Metallen in Böden (u.a. Scheffer & Schachtschabel 2002: 115ff., 369ff.). Gemäß AG Boden (1996: 331) ist die Bodenreaktion in den hier analysierten Torfproben durchgehend als stark sauer ( $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$  4,0 - 5,0) bis äußerst sauer ( $\text{pH}_{\text{CaCl}_2} < 3,0$ ) zu bezeichnen. Nach der in der landschaftsökologischen Moorkunde verwendeten Klassifikation (Succow & Stegmann 2001: 75) werden die Moorsubstrate ebenfalls als sauer eingestuft und erstrecken sich vom Bereich mäßig sauer ( $\text{pH}_{\text{KCl}}$  4,0 - 5,0) bis sehr stark sauer ( $\text{pH}_{\text{KCl}}$  2,4 - 3,2). Dabei sind allerdings wegen der unterschiedlichen Bestimmungsmethoden ( $\text{CaCl}_2$  vs.  $\text{KCl}$ ) Vergleiche nur bedingt möglich. Ungeachtet davon differieren die hier bestimmten  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ -Werte in den untersuchten Torfproben deutlich zwischen den beiden Mooren (Abb. 74). Im Rotfilz liegen die  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ -Werte durchgehend unter 3,1 und erreichen im Bereich zwischen 8 und 22 cm Tiefe ein Minimum von 2,7. Dagegen gehen die  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ -Werte im Kleiner Arbersee-Moor im Extremfall auf lediglich 3,6 zurück (2 - 8 cm) und steigen sogar bis auf 4,1 an. Im Mittelwert

sind die  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ -Werte im Kleiner Arbersee-Moor also um etwa eine Stufe höher als im Rotfilz (vgl. Anhang, Tab. C16).

Die moorspezifische Abweichung des pH-Wertes ist in der unterschiedlichen Moorgenese begründet (ombrogen im Rotfilz vs. ombro-minerogen im Kleiner Arbersee-Moor), die bereits in der vergleichenden Beschreibung der Moorstandorte aufgezeigt wurde (Kap. 3.5.2.1). Der pH-Unterschied von einer Stufe im stark bis äußerst sauren Bereich (2,8 - 3,8) ist aus der Sicht einer potentiellen Mobilisierung des Bleis durchaus von Bedeutung. Trotz der bekannt hohen Affinität von Blei gegenüber der organischen Substanz im stark sauren Bereich nimmt grundsätzlich die Löslichkeit des Bleis mit abnehmendem pH-Wert zu (Scheffer & Schachtschabel 2002: 384). Da das pH-Milieu im Rotfilz mit Werten bis zu 2,7 teilweise extrem sauer ist, kann die Mobilisierung von Blei nicht mehr prinzipiell ausgeschlossen werden. Insofern müssen weiterführende chemische Analysen die mobilisierbaren Blei-gehalte in den Torfproben erfassen, um die im Profil verlagerbaren Anteile zu kennzeichnen (s.u.).



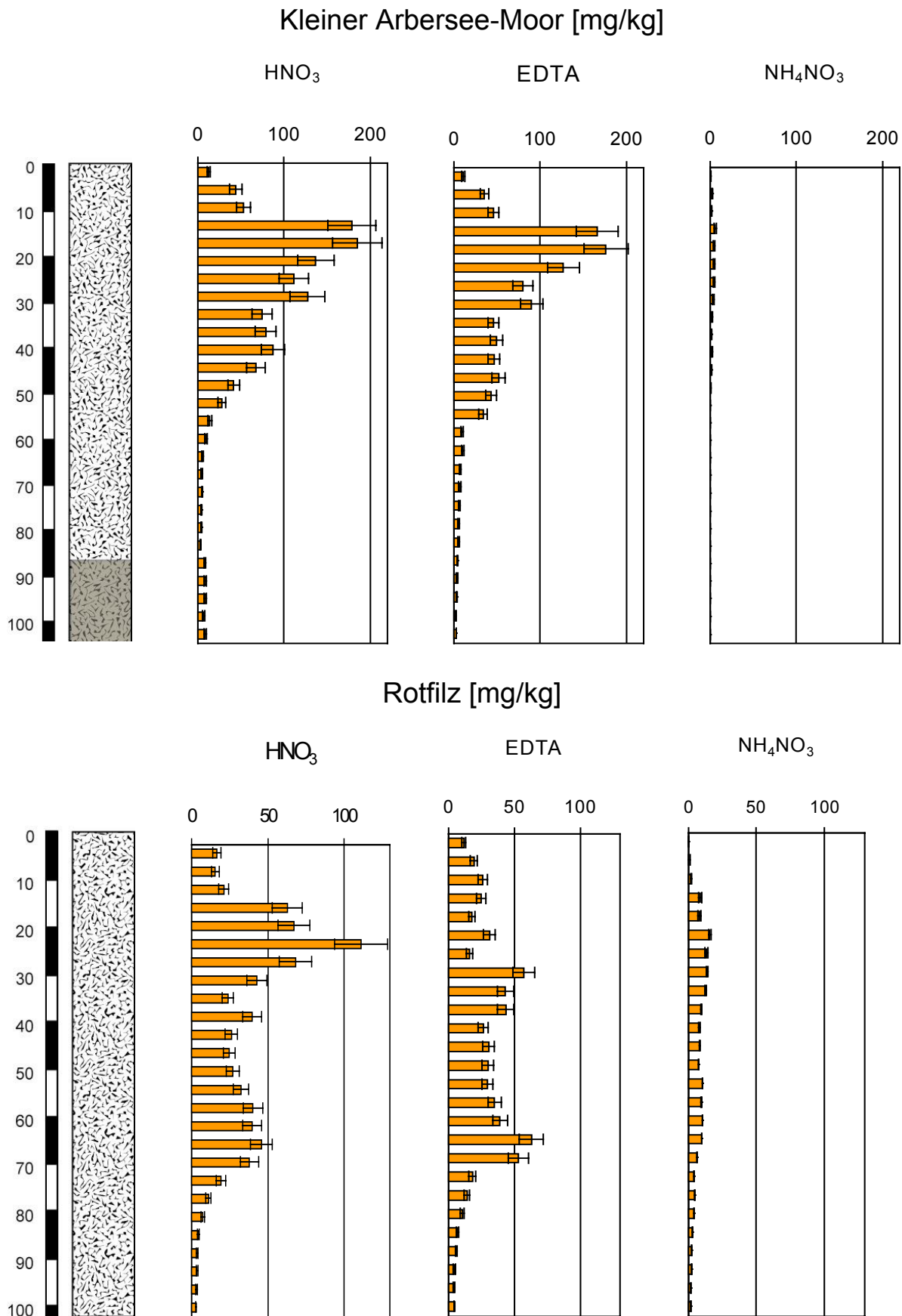
**Abb. 74:** Tiefenverlauf der  $\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ -Werte im Kleiner Arbersee-Moor und im Rotfilz. Tiefenachse: 1 = 0 - 2 cm, 2 = 4 - 6 cm, 3 = 8 - 10 cm etc. Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.

Der Vergleich der Gesamtgehalte ( $\text{HNO}_3$ -löslich), der organisch gebundenen Gehalte (EDTA-löslich) und der leicht mobilisierbaren Gehalte ( $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslich) von Blei belegt einige



markante Unterschiede, aber auch Gemeinsamkeiten zwischen den untersuchten Mooren (Abb. 75).

Zunächst ist festzuhalten, dass in beiden Mooren die **EDTA-lösliche Fraktion** zumindest in der Mehrzahl der Proben vergleichbar hohe Bleikonzentrationen hat wie die  $\text{HNO}_3$ -lösliche Fraktion (Abb. 75). Im Rotfilz sind die EDTA-löslichen Gehalte teilweise sogar etwas höher als die Gesamtgehalte. Allerdings sind die Differenzen noch im Schwankungsbereich der Analyse, wie die Standardabweichungen belegen (vgl. auch Anhang, Tab. C11 & C14). In jedem Fall ist es vor dem bereits oben angerissenen Hintergrund der hohen Affinität des Bleis zur organische Substanz nicht überraschend, dass die organisch gebundenen Gehalte in den Mooren sehr hoch sind. Umso bedeutender sind moorspezifische Abweichungen in den Tiefenverläufen zwischen beiden Fraktionen. So sind im Kleiner Arbersee-Moor die Verläufe der  $\text{HNO}_3$ - und EDTA-Gehaltkurven durchaus identisch. Dagegen stimmen die Tiefenverläufe im Rotfilz nur bedingt überein. Insbesondere in der oberen Profilhälfte des Hochmoorstandortes sind die EDTA-löslichen Konzentrationen im Vergleich zu den  $\text{HNO}_3$ -löslichen Gehalten deutlich niedriger (Abb. 75). Dies belegt, dass Blei in diesem Profilhälfte des Rotfilzes nicht oder nicht mehr durch die organische Substanz im Hochmoor gebunden wird und potentiell verlagert werden kann – ein Befund, der übereinstimmt mit den relativ hohen Gehalten in der leicht mobilisierbaren  **$\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Fraktion** in den Torfen des Rotfilzes. Der Vergleich beider Moore belegt, dass im Rotfilz die  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Gehalte deutlich höher sind als im Kleiner Arbersee-Moor, obwohl das Verhältnis bei den Absolutgehalten genau umgekehrt ist. Es zeichnet sich also ab, dass grundsätzlich die mobilisierbaren Anteile in dem ombrogenen Hochmoor höher sind als im ombrominerogenen Moor am Kleinen Arbersee (s.u.). Schließlich beweisen die Kurvenverläufe in beiden Mooren unabhängig voneinander, dass die Höhe der Gehalte in der  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Fraktion von den Absolutwerten der  $\text{HNO}_3$ -löslichen Fraktion vorgegeben wird. Somit sind die leicht mobilisierbaren Bleigehalte nicht nur eine Funktion des Moortypus, sondern auch eine Funktion der Gesamtgehalte.

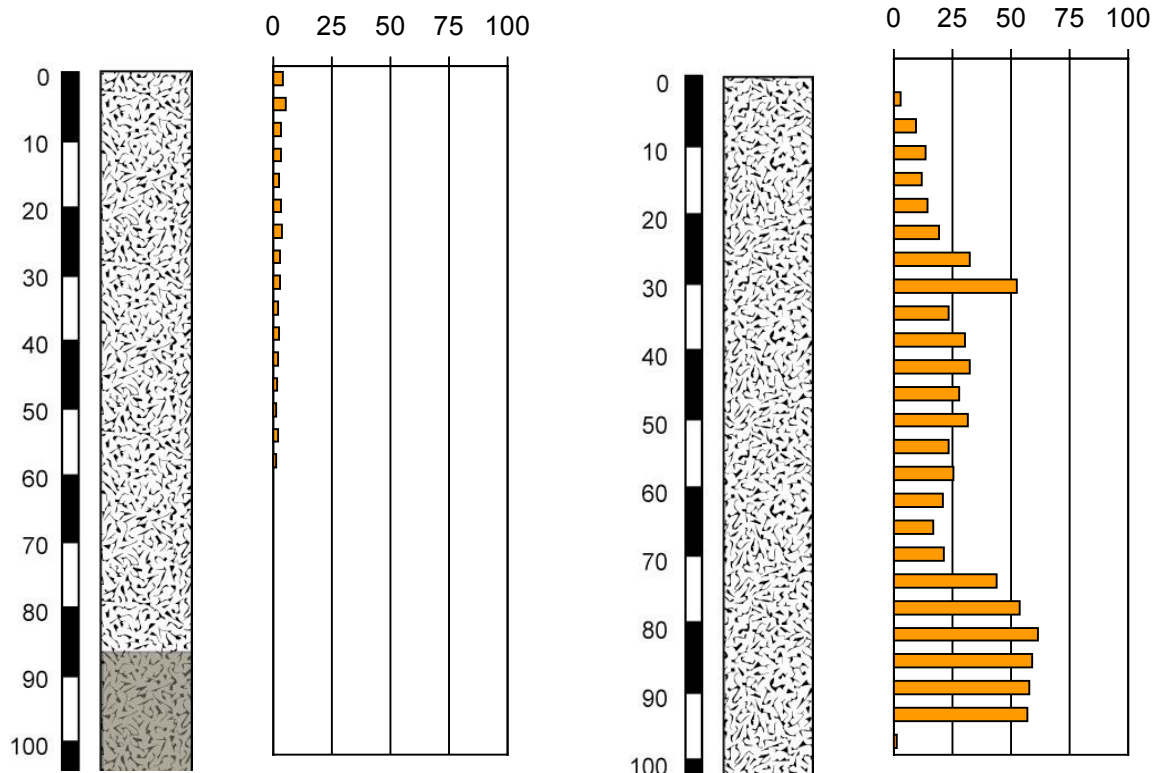


**Abb. 75:** Bleigehalte inkl. Standardabweichungen der  $\text{HNO}_3$ -, EDTA- und  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Fraktionen im Kleiner Arbersee-Moor (**oben**) und im Rotfilz (**unten**). Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.

Stellt man die mobilisierbaren Bleigehalte näherungsweise als prozentualen Anteil der  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Fraktion und der  $\text{HNO}_3$ -löslichen Fraktion dar und vergleicht diese Anteile zusätzlich mit den pH-Werten, ergibt sich ein eindeutiges Bild (Abb. 76). Im Kleiner Arbersee-Moor werden grundsätzlich Anteile von 5 % nicht überschritten und in 11 von 27 Proben liegen die Anteile unter 1 %. Aus dem arithmetischen Mittel aller Proben folgt, dass nur 1,6 % des Bleis im Kleiner Arbersee-Moor in mobilisierbarer Form vorliegt. Dagegen liegt der Mittelwert im Rotfilz bei 31 %. In den unteren Tiefenbereichen werden sogar Maximalanteile von 60 % erreicht. Während sich im Kleiner Arbersee-Moor ab einer Tiefe von etwa 50 cm keine mobilisierbaren Anteile mehr ergeben, ist im Rotfilz über den gesamten Tiefenbereich Blei in mobilisierbarer Form vorhanden.

**Kleiner Arbersee-Moor –  $\text{NH}_4\text{NO}_3 / \text{HNO}_3$  [%]**

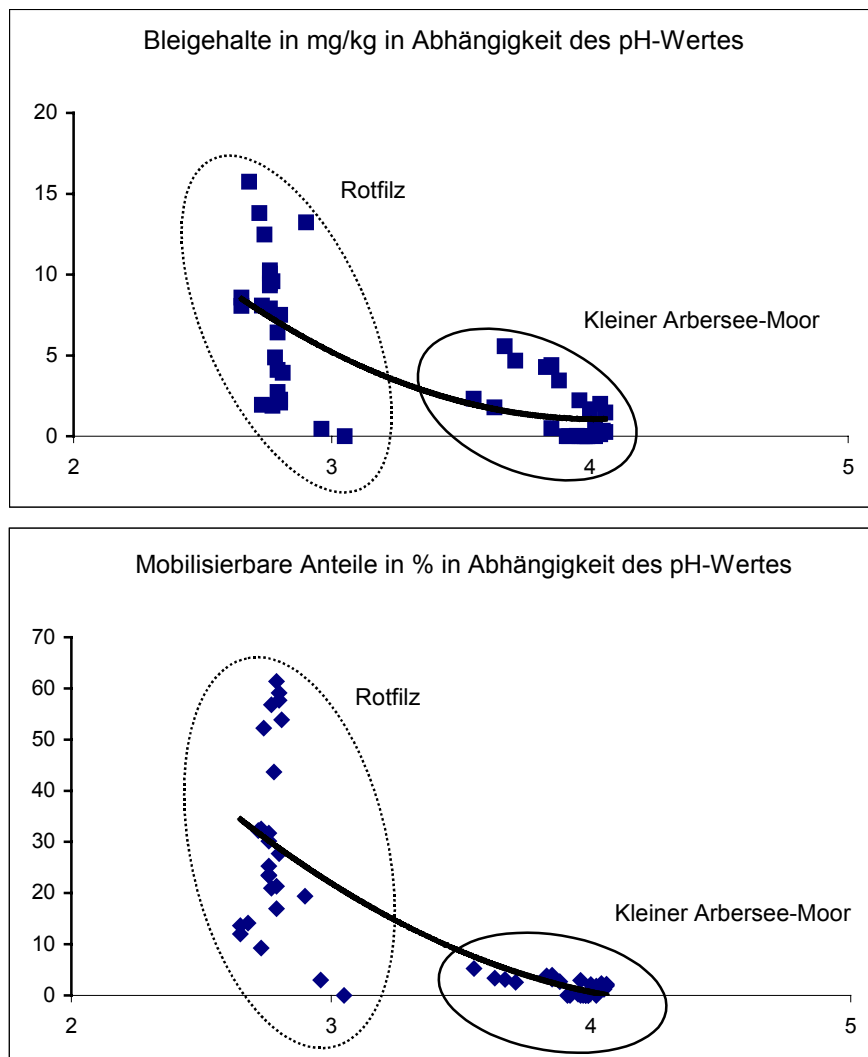
**Rotfilz –  $\text{NH}_4\text{NO}_3 / \text{HNO}_3$  [%]**



**Abb. 76:** Mobilisierbare Anteile der Bleigehalte im Kleiner Arbersee-Moor und im Rotfilz, dargestellt als Prozentanteil der Fraktion  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  an der Fraktion  $\text{HNO}_3$ . Signaturen der Torfprofile vgl. Abb. 71.

Hinsichtlich einer potentiellen Mobilisierung des Bleis in den Mooren lässt sich resümieren, dass in beiden untersuchten Torfprofilen signifikante Gehalte in leicht mobilisierbarer Form vorliegen. Grundsätzlich nimmt die Konzentration des mobilisierbaren Bleis mit den Gesamtgehalten zu, wird also auch über die Absolutgehalte und damit über die insgesamt atmosphärisch eingetragene Menge gesteuert. Der Vergleich beider Moore belegt, dass im

ombrogenen Hochmoor rund ein Drittel des Bleis in mobilisierbarer Form vorliegt, während im ombro-minerogenen Moor lediglich etwa ein Fünfzigstel mobilisierbar ist. Damit sind die Anteile vergleichbar mit den von Liebe e al. (1997) in terrestrischen Böden bestimmten Verhältnissen. Im Mittel liegen dort die  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Anteile bei 1,9 % und speziell bei Böden saurer Waldstandorte bei 7,1 %. Der von Zeien (1995) gefundene  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -lösliche Anteil in einem extrem versauerten Auflagehorizont (pH 3,3,  $C_{\text{org}}$  31,5 %) erreicht 24,2 %. Unter Berücksichtigung der noch 0,2 bis 0,6 Einheiten tieferen pH-Werte im Rotfilz stimmt dieser Anteil sehr gut mit dem Mittelwert aus dem Rotfilz von 31,0% überein. Demnach ist mit signifikanten Zunahmen des mobilisierbaren Anteiles von über 10 % zu rechnen, wenn pH-Werte erreicht werden, die niedriger sind als im Kleiner Arbersee-Moor, aber höher als im Rotfilz. Der eingrenzbbare Bereich einer verstärkten potentiellen Mobilisierung liegt also hinsichtlich der Azidität näherungsweise zwischen pH 3,6 und pH 2,7. Dies bestätigt die Gegenüberstellung der pH-Werte mit den Bleigehalten in der  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Fraktion (Abb. 77).

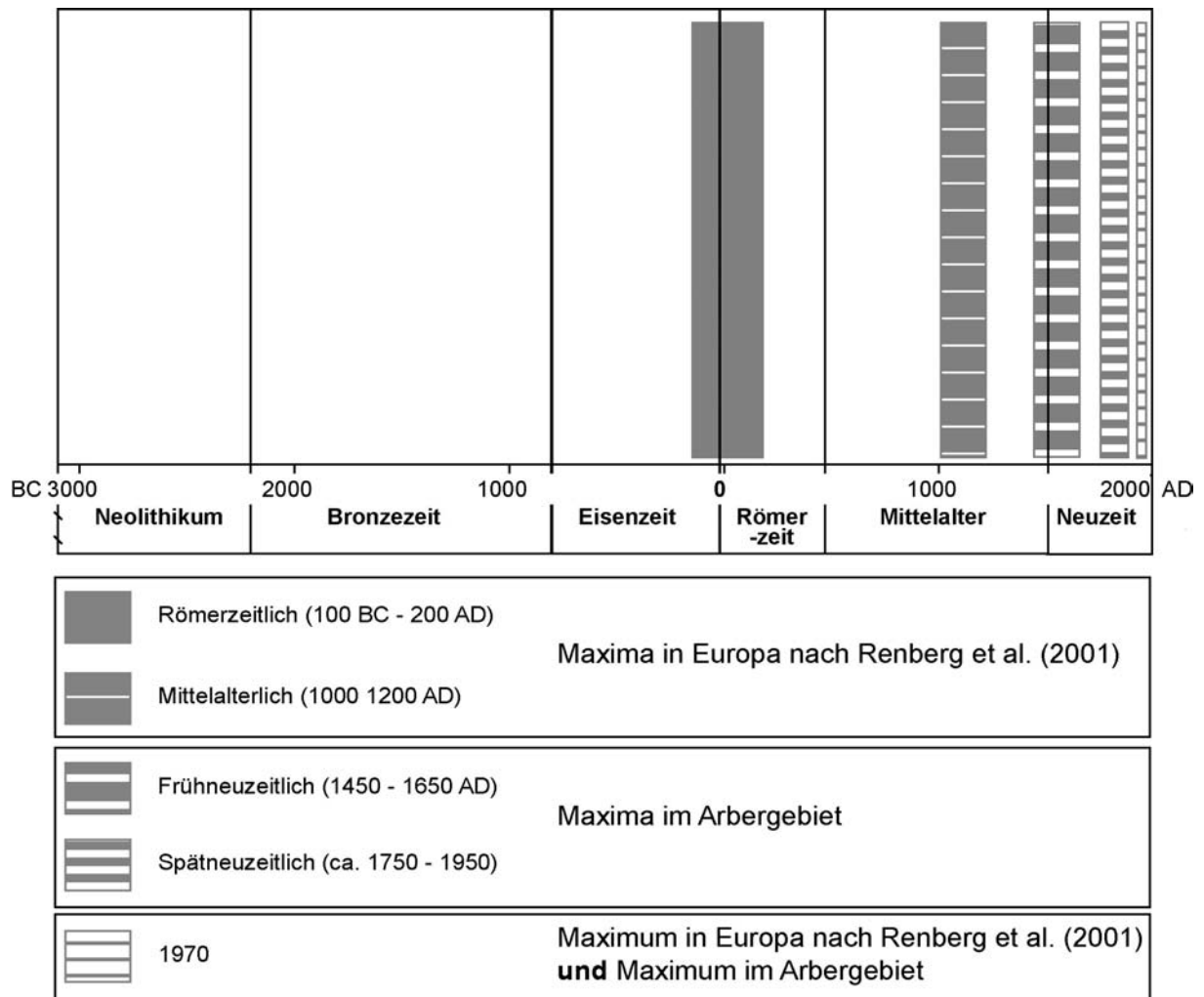


**Abb. 77:** Gehalte in der mobilisierbaren Fraktion und deren Anteile an den Gesamtgehalten im Rotfilz und im Kleiner Arbersee-Moor in Abhängigkeit der pH-Werte. **Oben:** Bleigehalte in Abhängigkeit der pH-Werte ( $\text{CaCl}_2$ ). **Unten:** Anteile des  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -löslichen Bleis an den Bleigesamtgehalten ( $\text{HNO}_3$ -Fraktion) in Abhängigkeit der pH-Werte ( $\text{CaCl}_2$ ).

### 3.5.5 Schlussfolgerungen

In keinem der untersuchten Moore sind Hinweise auf die aus der Literatur bekannten hochmittelalterlichen und römerzeitlichen Phasen von Bleianreicherungen in der Atmosphäre überregionalen Charakters zu finden (Renberg et al., 2001). Allerdings sind gemäß den Tiefenverläufen der Bleigehalte in den Torfkernen durchaus drei signifikant trennbare Zeiträume mit Bleiakкумуляtionen im Arbergebiet des Hinteren Bayerischen Waldes festzustellen. Obwohl die Moore zehn Kilometer auseinander liegen, sind die Bleisignaturen hinsichtlich des zeitlichen Rahmens identisch. Demnach sind einzelne lokale Emittenten nicht hauptsächlich für die Bleianreicherungen verantwortlich. Andernfalls müssten auch die Emissionen der Glashütte am Kleinen Arbersee, die nur wenige hundert Meter vom Kleiner Arbersee-Moor zwischen 1714 und 1800 betrieben wurde, einen wesentlich intensiveren Anstieg der Bleigehalte im 18. Jahrhundert verursacht haben. Vielmehr kumulieren die Depositionen erstmals im 16. Jahrhundert und korrelieren damit mit der Hochphase der Glashüttenindustrie in der gesamten Region (u.a. Lamer Winkel) und des Bergbaus am Silberberg bei Bodenmais. Auf welche Einträge der zweite, kleinere Peak in beiden Mooren zurückgeht, ist nicht zweifelsfrei zu klären, insbesondere da die Datierungen hier nicht eindeutige Ergebnisse liefern. Schließlich kann nur sehr geringer Zweifel daran bestehen, dass der jeweils jüngste und dritte Peak durch die Bleieinträge des 20. Jahrhunderts bedingt ist. Demnach ergibt sich gemäß den vergleichenden Untersuchungen an den Torfkernen aus dem Arbergebiet eine Depositionsgeschichte für das atmosphärisch eingetragene Blei, die sich deutlich von der überregionalen Signatur unterscheidet (Abb. 78).

Die Untersuchungen zu den Bindungsformen belegen, dass durchaus in beiden Mooren mit einer Mobilisierung von Blei zu rechnen ist. Insbesondere im Hochmoor sind die Anteile in der mobilisierbaren Fraktion hoch. Die Schlussfolgerungen zur Depositionsgeschichte werden – zumindest in diesem Fall – nicht beeinträchtigt, da durch den Vergleich beider Moore eine Übereinstimmung der Signaturen belegt ist. Inwieweit in Studien zur Depositionsgeschichte von Blei, die an anderen Mooren durchgeführt wurden, hohe mobile Anteile ein Problem bezüglich der korrekten Einschätzung (prä-)historischer Stoffemissionen darstellen, bleibt offen. Hierzu fehlen bis dato vergleichbare geochemische Daten, die zukünftig in stärkerem Maße mit erhoben werden sollten (s.u.). Damit könnten wahrscheinlich auch Widersprüche zwischen der Tiefenverteilung von Schwermetallen und palynologischen Ergebnissen beziehungsweise  $^{14}\text{C}$ -Altern gelöst werden, wie sie Beug et al. (1999: 55ff.) für die Moore des Harzes beschrieben haben.



**Abb. 78:** Zusammenfassende Darstellung der Depositionsgeschichte für das atmosphärisch in Mooren eingetragene Blei im Arbergebiet im Vergleich mit den Befunden zu Blei aus anderen Geoarchiven nach Renberg et al. (2001); vgl. Kap. 2.5, Abb. 26.

### 3.5.6 Ausblick

Bei Untersuchungen an Torfprofilen zur Rekonstruktion (prä-)historischer Bleieinträge aus der Atmosphäre sollte ein stärkeres Gewicht auf begleitende bodenchemische Analysen gelegt werden. Im Minimalfall sind die pH-Werte darzustellen, die schnell und einfach zu bestimmen sind. Damit kann zumindest im Vergleich mit den aus der Bodenkunde bekannten Grenz-pH-Werten (u.a. Scheffer & Schachtschabel 2002: 386) die potentielle Mobilisierbarkeit eingeschätzt werden. Darüber hinaus können die hier erarbeiteten Datensätze in weiterführenden Analysen statistisch ausgewertet werden, um zusätzliche Vergleichsparameter zu erhalten. Grundsätzlich erfordern insbesondere die durch ein stark saures Milieu gekennzeichneten Hochmoore erhöhte Aufmerksamkeit. Durch zusätzlich versauernd wirkende Stoffeinträge (Tipping et al. 2003) können die pH-Werte weiter absinken. Wie die Studie belegt, sind die Bleigehalte in der mobilen Fraktion ohnehin in Hochmooren höher als in Niedermooren. Durch das zusätzliche Absinken des pH-Wertes



können sich die Anteile noch erhöhen. Insofern sollten neben den pH-Werten und den Gesamtgehalten auch eine mobilisierbare Fraktion analysiert werden. Um den Analyseaufwand zunächst in Grenzen zu halten, können dabei für eine grobe Kennzeichnung auch Mischproben größerer Profilschnitte verglichen werden. Sollten die mobilen Anteile signifikant erhöht sein, sind weiterführende Analysen notwendig.

## 4 Analyse von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten – Synthese

Wie kaum ein anderer Wirtschaftsfaktor hat das Montanwesen die abiotischen und biotischen Faktoren der Landschaft in Mitteleuropa spätestens seit der Bronzezeit derart persistent und umfassend umgestaltet. Die Eingriffe des montan wirtschaftenden Menschen haben nachweislich alle Sphären der Erde beeinflusst und dabei Landschaftsveränderungen bedingt oder initiiert. Zumeist punktuell oder linear in der Bio-, Relief- und Pedosphäre beginnend, reichen die Umgestaltungen bis in die obere Lithosphäre hinein, weiten sich insgesamt oftmals flächenhaft aus und betreffen sogar die Hydro- und Atmosphäre (vgl. Kap. 2).

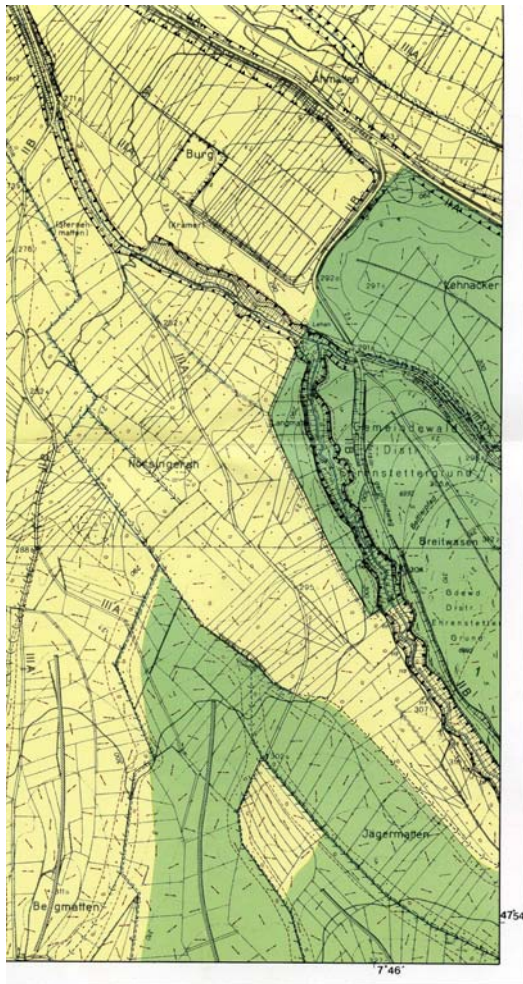
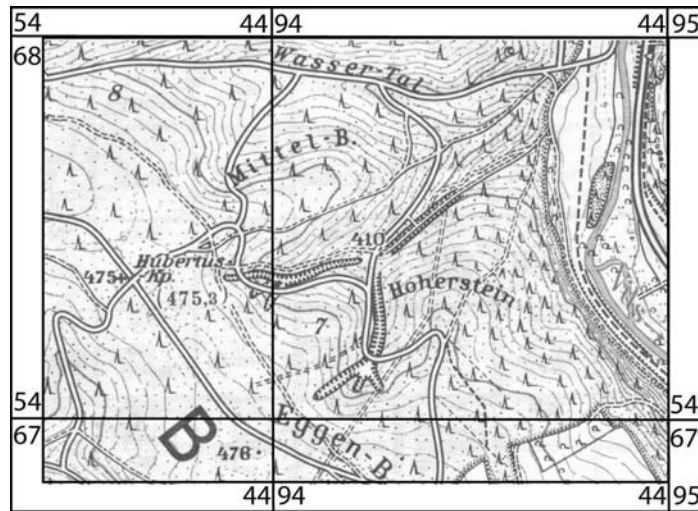
Aufgrund dieses Zusammenspiels unterschiedlichster Veränderungen in der Geosphäre sind Bergbau(folge)landschaften außerordentlich komplex charakterisiert. Zudem unterliegen sie vielfach einer intensiven postnutzungszeitlichen Dynamik mit quasi-natürlichen Prozessen. So können etwa partikuläre Schwermetallanreicherungen in der Pedosphäre von Auen-ökosystemen, die ursprünglich von historischen Hüttenstandorten in die Fließgewässer eingetragen wurden, durch moderne Hochwasserereignisse reaktiviert werden. Damit wird die Hydrosphäre neuerlich mit Schwermetallen belastet. Insbesondere im Falle (prä-)historischer Nutzungszeiten wird daher der Faktor Zeit immer bedeutender hinsichtlich der Komplexität des Landschaftswandels und den nachhaltigen Folgen dieser Umgestaltungen. Letztlich wird es mit zunehmender Nutzungsdauer immer schwieriger, Generationen von Landschaftsveränderungen zu differenzieren und abiotische und biotische Faktoren einer Bergbaufolgelandschaft vollständig zu kennzeichnen.

Die in Kapitel 3 vorgestellten Studien zeigen auf, wie in drei Einzelfällen Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten gekennzeichnet werden können. Die sehr unterschiedlich ausgerichteten Ansätze verdeutlichen, dass sich die eingesetzten Methoden an den jeweiligen Fragestellungen orientieren müssen, da jede Bergbaufolgelandschaft eine spezifische Charakteristik besitzt. Eine vollständige Synthese von Einzelstudien mit dem Ziel einer Anwendbarkeit auf die Bergbaufolgelandschaft scheitert bereits an der Tatsache, dass in der Realität der Landschaftswandel sehr unterschiedlich abläuft. Außerdem sind die Geofaktoren nie vollständig erfassbar. Lediglich im theoretischen Modell kann die Gesamtheit denkbarer montan bedingter Eingriffe auf eine Landschaft wirken. Dabei muss aber immer von einer bestimmten Konstellation von Geofaktoren ausgegangen werden. Diese repräsentieren letztlich nur einen bestimmten funktionellen Zusammenhang. Ändert sich nur ein Parameter qualitativ oder quantitativ, treten nachlaufend Diversitäten zwischen den modellierten Merkmalen der Landschaftsökosysteme auf, die unter Berücksichtigung (prä-)historischer Zeitspannen außerordentlich groß werden können.

Vor diesem Hintergrund widmet sich die hier dargestellte Synthese einem geowissenschaftlich basierten Ansatz, der für eine Analyse der Landschaftsveränderungen eingesetzt werden kann. Dieser Ansatz greift das durch die Landschaftsökologie gegebene grundlegende Verständnis funktionaler und faktoreller Zusammenhänge auf. Damit ist dieser Ansatz in methodischer und analytischer Hinsicht offen und kann im Kontext lokaler, regionaler und überregionaler Fragestellungen zu montanhistorischen Landschaftsveränderungen angewendet werden.

#### **4.1 Die Kennzeichnung des Reliefs als Grundlage der Landschaftsanalyse**

Aufwand und methodischer Ansatz zur Analyse des Reliefs sind in erster Linie abhängig von der Fragestellung, dem Maßstab und dem geomorphologischen Charakter des untersuchten Objektes. Mittels Topographischer Karten (1 : 25000) oder Höhenflurkarten (1 : 5000) lassen sich lediglich montan bedingte Reliefveränderungen großer Dimension sinnvoll kennzeichnen. Zum Beispiel ist der geomorphologische Wandel in den Tagebauen des Industriezeitalters mit Tiefen von mehreren Dekametern und Längen von über einem Kilometer ohne weiteres in diesen Maßstäben darstellbar. Dagegen müssen kleinere Formen wie Trichtergruben oder Runsen in diesen Maßstäben generalisiert werden. Im Gegensatz zu Geomorphologischen Karten (vgl. Leser & Stäblein 1985) findet bei der Generalisierung in Topographischen Karten keine qualitative Klassenbildung statt, so dass Informationen über genaue Art und Dimension der Formen nicht vorliegen (Abb. 79). Zur Kennzeichnung der Kleinformen muss also entweder eine detaillierte geomorphologische Kartierung durchgeführt und/oder die Reliefformen müssen mittels Vermessungsmethoden morphometrisch dargestellt werden. Dabei sind Techniken notwendig, die eine großmaßstäbliche Darstellung der Oberflächenstrukturen erlauben, wie etwa Tachymeter oder Laserscanner (s.u.). Schließlich lassen sich je nach Fragestellung Karten oder Digitale Geländemodelle (DGM) anfertigen, die in unterschiedlichen Maßstäben und mittels verschiedener Techniken und Kartiervorgaben Aussagen zum Relief und seiner Entwicklung ermöglichen.



GEOMORPHOGRAPHISCHE KARTEN 1 : 5 000  
 RAND DES OBERRHEINGRABENS SÜDÖSTLICH EHRENSTETTEN  
 (Kreis Freiburg im Breisgau)  
 – Ausschnitt –

<p><b>1 Neigungen</b></p> <p>1.1  0° - 0,5°</p> <p>1.2  0,5° - 2°</p> <p>1.3  2° - 7°</p> <p>1.4  7° - 11°</p> <p><b>2 Wölbungen von Hängen und Rücken</b>                  konvex konkav Wölbungsradius</p> <p>2.1  150 - 300 m</p> <p>2.2  300 - 600 m</p> <p>2.3  &gt; 600 m</p> <p><b>3 Stufen und Kanten</b></p> <p>Stufenhöhe [m] Grundrißbreite [m]</p> <p>3.1  0 - 1 1 - 5</p> <p>3.2  &gt; 1 - 5 1 - 5</p> <p>3.3  &gt; 1 - 5 5 - 20</p> <p>3.4  &gt; 5 - 20 1 - 5</p> <p><b>4 Täler und Tiefenlinien</b></p> <p>4.1 Kleinformen, B &gt; 25 bis 100 m</p> <p>4.1.1  Muldental</p> <p>4.2 Kleinformen, B &lt; 25 m</p> <p>4.2.1  muldenförmige Tiefenlinie</p> <p>4.2.2  kerbförmige Tiefenlinie</p>	<p><b>5 Kleinformen und Rauheit</b></p> <p>5.1  Mulde (ohne scharfe Umgrenzung)</p> <p>5.2  Mulde mit Vernässung</p> <p>5.3  Schwemmfächer (B &gt; 100 m)</p> <p>5.4  eHW ehemaliger Hohlweg</p> <p>5.5  HW Hohlweg</p> <p><b>6 Substrate</b></p> <p>6.1  Schluff bis sandiger Lehm</p> <p>6.2  sandig-kiesiger Lehm</p> <p>6.3  lehmiger Ton</p> <p>6.4  Löß und Lößlehm (Schluff)</p> <p>6.5  Lehm, Lößlehm (Schluff)</p> <p>6.6  Lehm, Lößlehm und lehmiger Ton</p> <p>6.7  lehmiger Schluff</p> <p>6.8  Grus und Schutt in schluffig-lehmiger Matrix (Schuttdecken)</p> <p><b>7 Hydrographische Verhältnisse</b></p> <p>7.1  Gewässer, fließend</p> <p>7.2  künstliches Gewässer, zeitweise fließend</p> <p><b>8 Ergänzende Angaben</b></p> <p>8.1  Lehmgrube, aufgelassen</p> <p>8.2  frühmittelalterliche Siedlungsanlage</p>
--	---

Maßstab 1 : 5 000  
 0 250 500 Meter

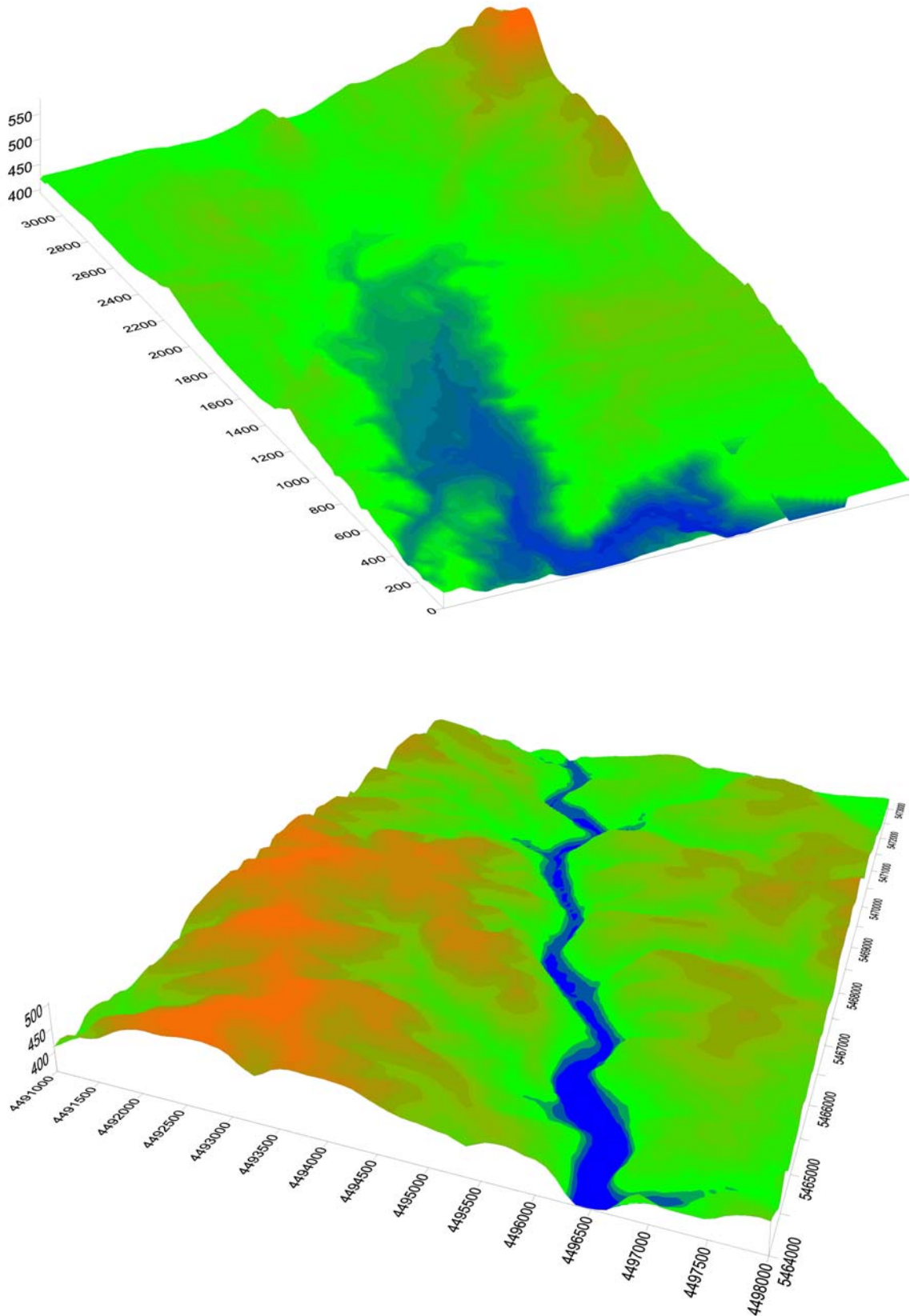
Grundlage: Deutsche Grundkarte 1 : 5 000 Blätter 8012.28 Ehrenkirchen und 8112.4 Rothof  
 Mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg  
 Aufnahme: G. Zollinger 1982-1983 Druck: Repro-Labor Kartographie  
 Kartenredaktion: H. Leser 1984 Freie Universität Berlin  
 Kartographie: L. Baumann/A. Gerbeth Beilage zu: Berliner Geographische Abhandlungen 42

**Abb. 79:** Vergleich der Darstellung von Runsen und Hohlwegen in Topographischen Karten und Geomorphologischen Karten. **Oben:** Hohlwegsystem an der Vils, dargestellt in einer Topographischen Karte. Die Darstellung des Hohlweges enthält keine morphometrisch-morphographischen Angaben (Ausschnitt aus TK 1 : 25.000, 6637 Rieden; Karte im Original in Farbe). **Unten:** Hohlwege am Rand des Oberrheingrabens südöstlich Ehrenstetten (Kreis Freiburg i. Br.). Die Hohlwege sind morphometrisch-morphographisch klassifiziert dargestellt. Ausschnitt aus GMK 1 : 5.000 aus Leser & Zollinger (1987: Beilage 1); Karte unmaßstäblich verkleinert.

Digitale Geländemodelle (DGM) auf Basis der amtlichen topographischen Kartenwerke (DGM 25 und DGM 5) sind geeignete Hilfsmittel, um die Geomorphologie in historischen Bergbaugebieten im Überblick zu beschreiben. So liegt der Nutzen dieser mittelmaßstäbigen DGMs weniger in der exakten Erfassung von Bergbauveränderungen (s.o., Abb. 80) als vielmehr in einer grundlegenden geomorphologischen Beschreibung und Reliefklassifikation der Landschaft. Diese Beschreibung ist in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung. Sie bietet eine wichtige Entscheidungshilfe für Detailuntersuchungen im größeren Maßstab, hilft die Ergebnisse dieser Studien zu kleinerem Maßstab zu aggregieren und bildet die Basis für eine Bewertung der montanhistorischen Eingriffe im Landschaftskontext. Die beiden DGMs aus dem Bereich des Vilstals verdeutlichen dies exemplarisch.

Abbildung 80 zeigt im DGM oben die Situation im Raum Freihung, dessen Landschaft mindestens vom Jahr 1420 bis ins Jahr 1945 durch den Bleibergbau geprägt wurde (vgl. Kap. 3.3.4). Deutlich ist der orohydrographische Zusammenhang am Oberlauf der Vils zu erkennen. Hufeisenförmig umrahmt die oberirdische Einzugsgebietsgrenze den Vilslauf zwischen Freihung und Vilseck. Die Vilsaue nimmt einen relativ breiten Ausschnitt der Landschaft ein und geht oberhalb von Freihung in die Quellhänge über. Die Talhänge sind ausgesprochen flach und lang gestreckt bis wellig. Das darunter abgebildete DGM gibt den Mittellauf der Vils zwischen Theuern und Rieden wieder, der montanhistorisch vor allem seit dem 14. Jahrhundert durch die Eisenhämmer an der Vils geprägt wurde (vgl. Kap. 3.3.3). Im Vergleich zum Oberlauf der Vils ist die Talaue schmal. Die Talhänge sind jedoch relativ steil und vermitteln zu einer welligen, teilweise eingetalten Hochflächenlandschaft beiderseits der Vils. Das Vilstal hat sich in gewundener Form in die Hochfläche eingetieft und bildet heute einen markant flachen Talboden.

Die Gegenüberstellung beider DGMs verdeutlicht, wie differenziert das Relief in historischen Bergbaugebieten sein kann. Diese Unterschiede zwischen beiden Gebieten sind nicht durch anthropogene Prozesse bedingt, sondern eine Folge endogener und exogener Prozesse der Reliefentwicklung, die in diesem Fall durch Wechsel in der Lithologie bedingt sind. Infolge der Reliefdiversität zwischen beiden Gebieten sind grundsätzlich auch der Charakter und die Intensität der geomorphodynamischen Prozesse verschieden, die durch den Menschen bedingt sind.

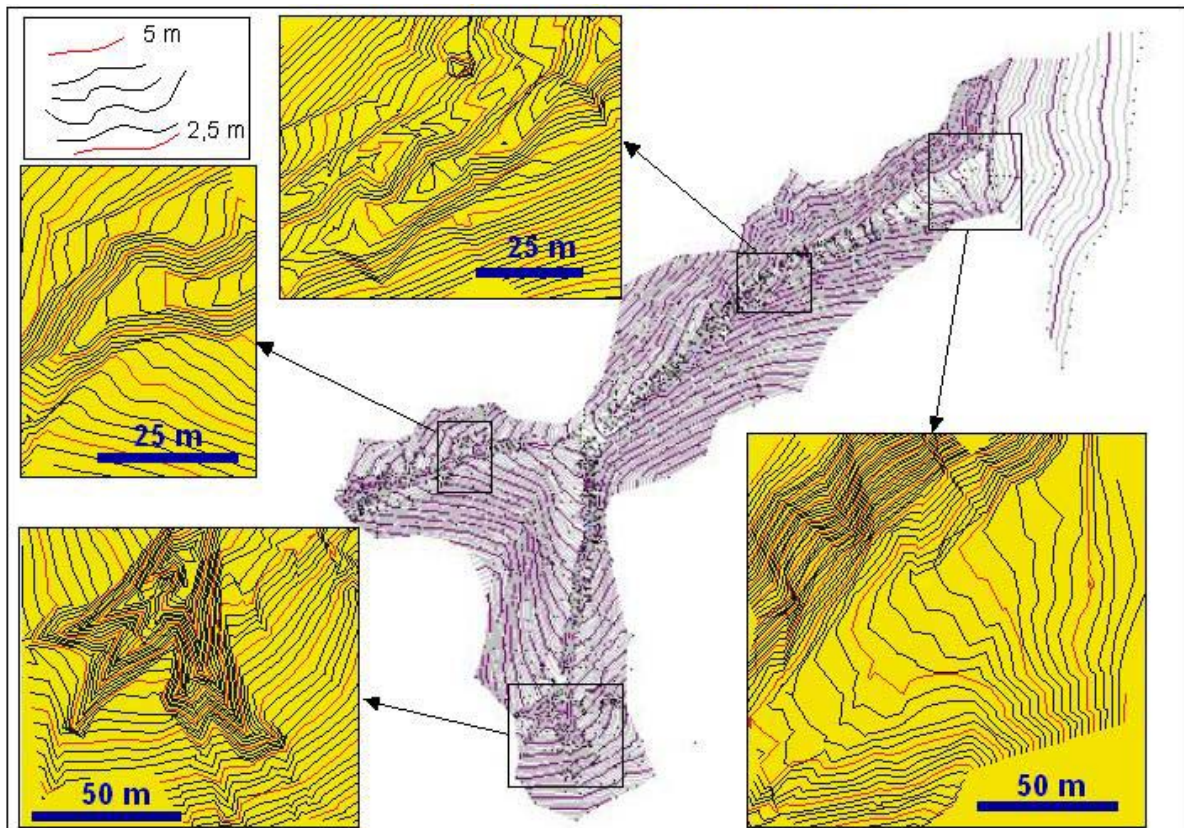


**Abb. 80:** Digitale Geländemodelle von zwei Talabschnitten der Vils basierend auf 50-m-Rasterdaten des Bayerischen Landesvermessungsamtes (Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp, S. Beckmann, T. Raab). **Oben:** Vilstal im Raum Freihung-Vilseck. **Unten:** Vilstal zwischen Theuern und Rieden.



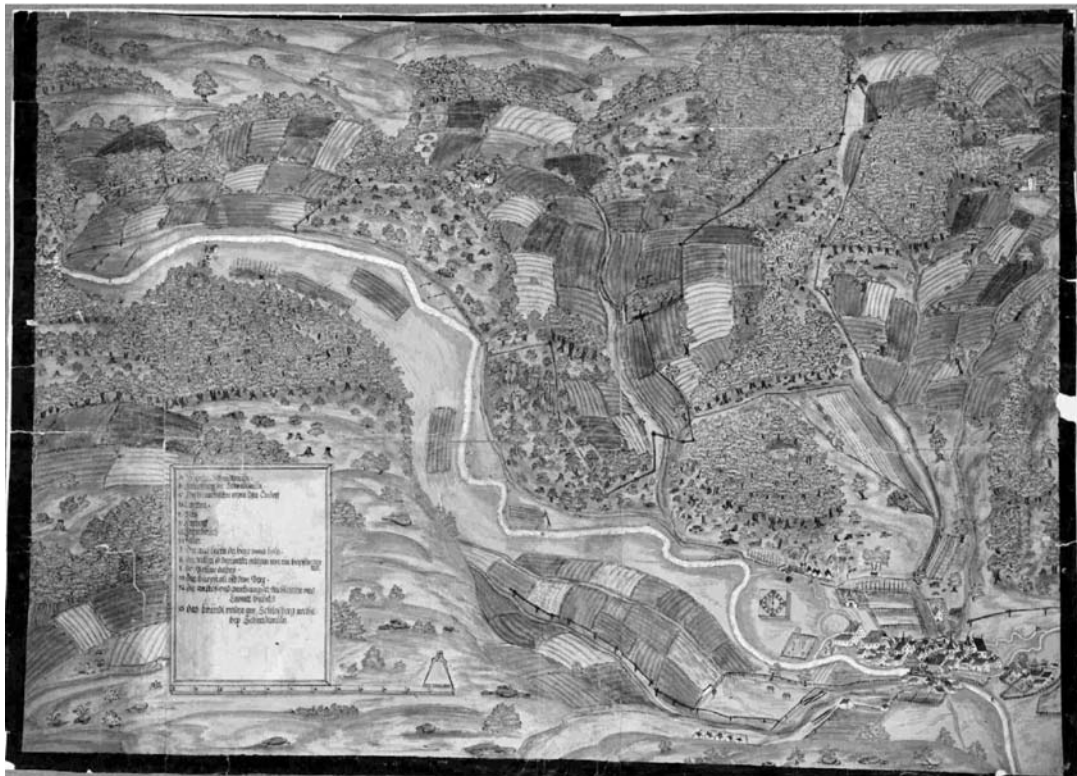
Mit Ausnahme großer Pingen, wie den Beispielen aus dem schwedischen Falun oder aus dem erzgebirgischen Altenberg (vgl. Kap. 2.2, Abb. 12 & 13), sind die direkt oder indirekt durch den (prä-)historischen Bergbau hinterlassenen Oberflächenformen in die Größenordnung des Mikroreliefs zu stellen (Leser 1993: 17). Diese Kleinformen sind in amtlichen Karten bis 1 : 5.000 im Normalfall generalisiert und müssen zur genaueren Kennzeichnung mittels spezieller Verfahren und Techniken aufgenommen werden. Dabei definiert sich die Präzision der Reliefaufnahme in Abhängigkeit der Fragestellung zum Teil sehr unterschiedlich (vgl. Raab 1999: 58ff., Leopold 2003: 57ff.). Besonders in Studien, bei denen geomorphologische mit bodenkundlichen Ansätzen verknüpft werden (s.u.), sind hohe Auflösungen bis in den Zentimeterbereich gefordert. Diese Präzisionsvorgaben können heute teilweise auch von Fernerkundungsdaten eingehalten werden, wie etwa von Daten flugzeuggestützter Laserscanner oder dem Global Positioning System (GPS) (Higgitt & Warburton 1999, Lohani & Mason 2001). Der Vorteil dieser Verfahren liegt in der raschen Abdeckung großer Gebiete und damit der flächenhaften Kartierung und Bewertung von montanhistorischen Oberflächenformen. Allerdings können diese Methoden nach wie vor nicht dichte Vegetation durchdringen (vgl. Ackermann et al. 1994, Hoss 1997). Daher ist in den meisten (prä-)historischen Montangebieten Mitteleuropas die Anwendung nicht zielführend, da durch den hohen Waldanteil viele Areale nicht oder zumindest nicht in der gewünschten Präzision aufgenommen werden können.

Terrestrische Aufnahmesysteme sind weiterhin ein adäquates Mittel, Mikroformen jeglicher Art zu vermessen, und stellen auch im Rahmen montanhistorischer Studien eine verlässliche Methode zur Kennzeichnung großmaßstäblicher Reliefmerkmale dar (Hudson & Heitmüller 2003). Ihr Vorteil liegt in der Mobilität der Geräte, der Flexibilität hinsichtlich Präzision und Maßstab sowie der Möglichkeit, die Richtigkeit des DGMs unmittelbar nach der Aufnahme noch vor Ort zu überprüfen. Neben dem klassischen Verfahren der Tachymetrie (Kap. 3.3.3; Abb. 81) haben sich Laserscanner zur schnellen und präzisen Vermessung von Voll- und Hohlformen durchgesetzt. Insbesondere in modernen Tagebauen wird dieses Verfahren erfolgreich eingesetzt, um den Abbau zu steuern (Ostenrieder & Fugmann 2003). Wie bei der flugzeuggestützten Variante ist die Anwendung bei dichter Vegetationsbedeckung stark eingeschränkt. Im Bereich des (prä-)historischen Bergbaus werden so vor allem unterirdische Stollensysteme vermessen (vgl. [www.arctron.de](http://www.arctron.de)).

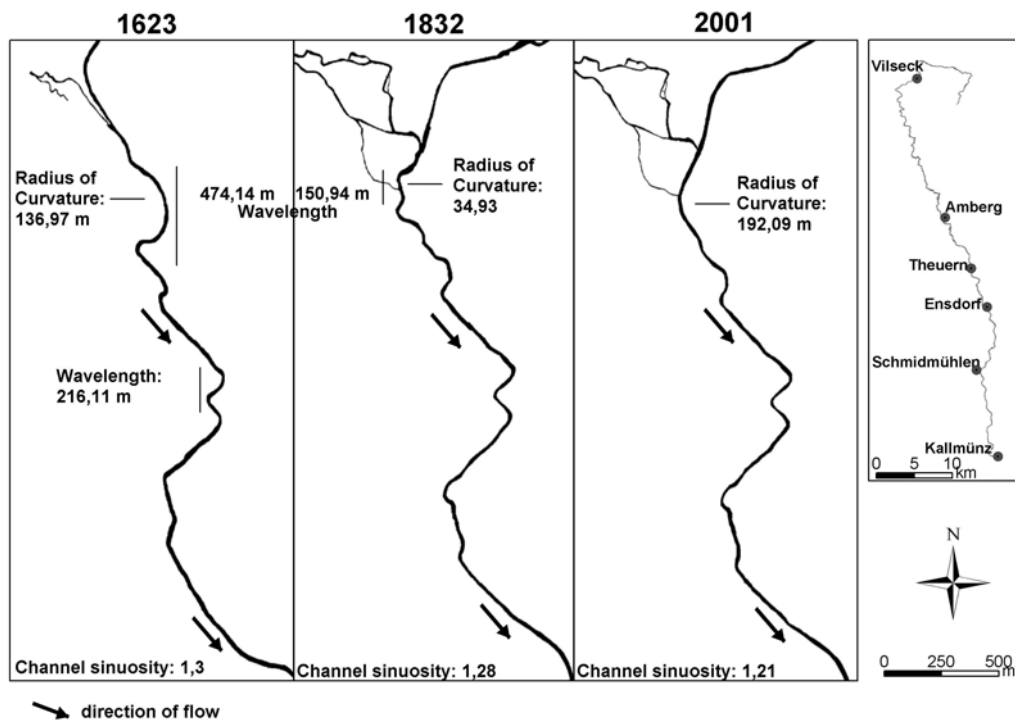


**Abb. 81:** Isohypsenkarte mit Detailansichten von Erosionsformen eines Hohlweg- und Runsensystems im Hirschwald bei Leidersdorf (vgl. Kap. 3.3.3), erstellt aus Vermessungsdaten einer tachymetrischen Geländeaufnahme.

Für historische Zeitscheiben kann die Analyse von Landschaftsveränderungen in vielen Fällen auf archivalische Unterlagen zurückgreifen, was insbesondere im Falle der Klimageschichte des letzten Jahrtausends Gewinn bringend aufgegriffen wird (Glaser 2001). Auch der Wandel bestimmter Reliefparameter kann bei geeigneten archivalischen Daten mehr oder weniger exakt und sicher rekonstruiert werden. Die historischen Quellen sind jedoch bis zum Beginn systematischer Aufzeichnungen und Messungen oftmals deskriptiver Art und daher von sehr geringer quantitativer Aussagekraft. Dagegen eignen sich historische Karten unter bestimmten Voraussetzung für eine quantitative Auswertung hinsichtlich der Reliefveränderungen (Finsterwalder 1991). Speziell die aktiven und passiven Umgestaltungen im Verlauf von Fließgewässern, die sich durch die Errichtung von Hammerwerken und Stauhaltungen ergeben, sind bei ausreichender Datengrundlage mit Hilfe der Historischen Kartographie rekonstruierbar. Durch eine GIS-gestützte Quantifizierung der fluvial-morphologischen Umgestaltung lassen sich damit auch paläohydrologische Parameter abschätzen, wie etwa die Wellenlängen und die Kurvenradien von Flussläufen (u.a. Raab et al. 2005, Richard 2005; Abb. 82 & 83).

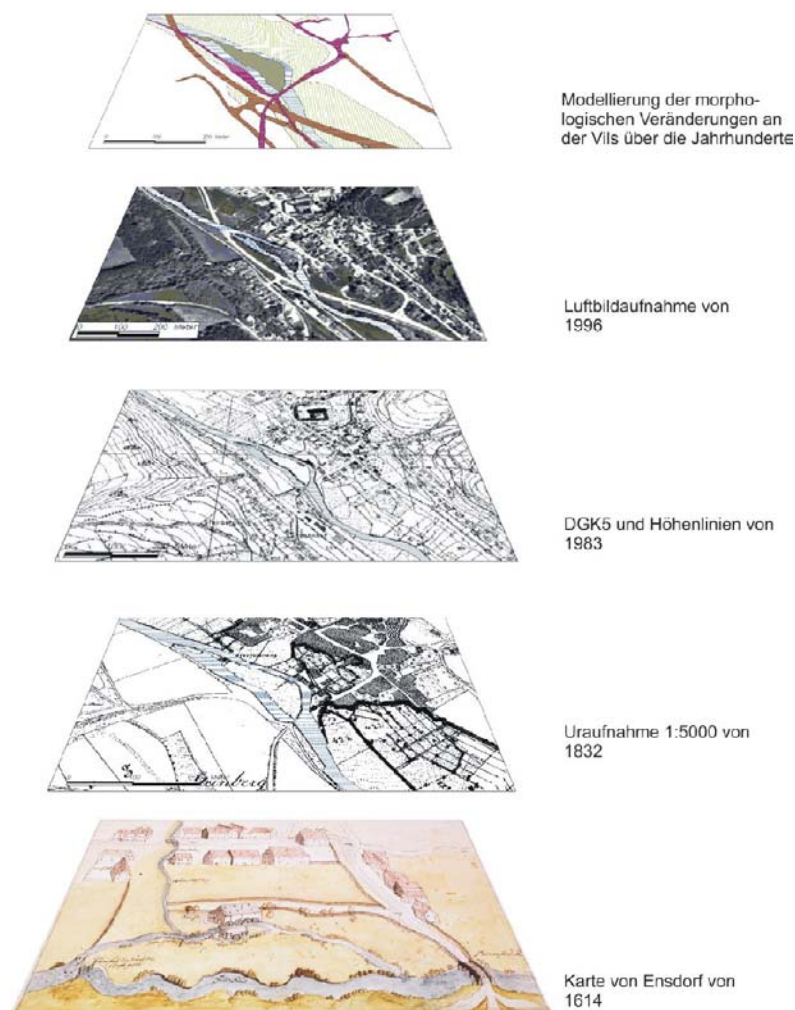


**Abb. 82:** Historische Karte des Gebietes von Schmidmühlen an der Vils, welche die Landnutzung und den Verlauf der Vils im 17. Jahrhundert zeigt (BHStA München, Karte Nr. 3602 „Plan von Emhofen und Schmidmühlen an der Vils in der Pfalz-Neuburg“, Autor unbekannt). Digitale Reproduktion: N. Richard.



**Abb. 83:** Ergebnis eines Vergleiches der Vilsläufe von 1632, 1832 und 1996 auf Basis Historischer Kartographie und Auswertung mittels eines Geographischen Informationssystems (GIS). Dargestellt sind Mäanderradius, Mäanderwellenlänge und Windungsgrad. Verwendete Karten: Karte Nr. 3602 aus dem BHStA München (siehe oben), Urkataster von 1832 (Nr. 5411 und 5412) und Orthophotos von 1996 (Nr. 5411 und 5412). Aus Raab et al. (2005).

Grundsätzlich nimmt die Genauigkeit zu den jüngeren Karten hin zu und haftet der Richtigkeit der in den Karten dargestellten Flussstrukturen immer eine Restunsicherheit an. Insofern sind gerade auch die Ansätze der Historischen Kartographie in vielen unsicheren Fällen auf die Prüfung und Validierung durch sedimentologische und/oder geomorphologische Befunde angewiesen (vgl. Richard 2005). Spätestens mit den topographischen Uraufnahmen liegen verlässliche Vermessungsdaten zum Verlauf der Fließgewässer vor. Im Falle Bayerns datiert diese Uraufnahme auf das Jahr 1832, so dass inzwischen über 180 Jahre Flusslaufgeschichte exakt dokumentiert sind. In Verbindung mit jüngeren Datensätzen, vor allem auch historischen und aktuellen Luftbildern, ergeben sich somit verschiedene Datenebenen, die über ein Geographisches Informationssystem (GIS) ausgewertet werden können (Abb. 84). Dabei zeigt sich gerade hier, dass ein GIS als eine verknüpfende Technik, die raumbezogene Daten verarbeiten kann, insbesondere über geostatistische und integrative Berechnungen Aussagen zur Landschaftsgeschichte liefert. Die Anwendung von GIS ist grundsätzlich für alle der hier dargestellten Datensätze möglich.



**Abb. 84:** Analyse mehrerer Datenebenen aus unterschiedlichen historischen Zeiten im GIS am Beispiel der Modellierung morphologischer Veränderungen an der Vils (Entwurf und Bearbeitung: N. Richard). Aus: Raab et al. (2003a: 152).

## **4.2 Die Verknüpfung Relief-Boden-Sediment – Der Ansatz der soil geomorphology**

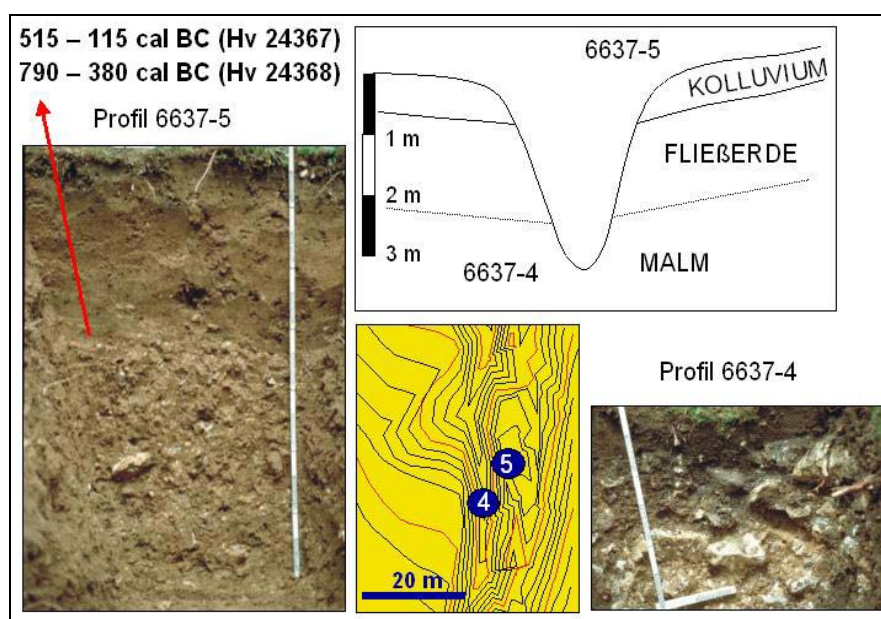
Da Topographische Karten oder DGMs lediglich die morphographisch-morphometrische Grundlage einer landschaftsgenetischen Analyse darstellen, ist eine weitere Aufschlüsselung der abiotischen Faktoren notwendig, um die Landschaftsentwicklung und -ökologie eines bestimmten Raumes kennzeichnen zu können. Diese Aufgabe kann durch die Anwendung des Ansatzes der *soil geomorphology* sowohl in genetischer als auch in systemarer Hinsicht gelöst werden (vgl. Kap. 3.3). *Soil geomorphology* als „(...) assessment of the genetic relationships of soils and landforms“ (Gerrard 1992: 2) ist nicht nur die Erforschung der genetischen Zusammenhänge zwischen Böden und Oberflächenformen, wie auch Birkeland (1999: 1) definiert: „(...) the study of soils and their use in evaluating landform evolution and age, landform stability, surface processes, and past climate“. Vielmehr beinhaltet das der *soil geomorphology* zugrunde liegende Catena-Prinzip auch die Möglichkeit, ökosystemare Stoff- und Energieflüsse einer Landschaft zu erfassen (u.a. Sommer & Schlichting 1997). Dabei sind im Sinne einer überregional anwendbaren Methodik zur Kennzeichnung von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten weniger die Detailmethoden (Bodenchemie, -physik etc.) ausschlaggebend. Diese Methodik wird weiterentwickelt und muss lokalen und regionalen Merkmalen angepasst werden, so dass keine analytischen „Patentrezepte“ zur Verfügung stehen. Wichtiger ist eher die konsequente Anwendung des Ansatzes der *soil geomorphology* an sich, der für die gesamte Bandbreite feld- und laboranalytischer Verfahren offen ist.

Diesen Umstand berücksichtigt auch die bodenkundliche Profilaufnahme nach AG Boden (1996). Mit ihrer Hilfe werden nicht nur der Boden und seine Horizontierung beschrieben, sondern auch das Georelief, die Ausgangsgesteine, die Substrate inklusive ihrer Geogenese sowie die Lage zum Grundwasserstand gekennzeichnet. Selbstverständlich können Art und Umfang der Beschreibung insgesamt und speziell für die Faktoren unterschiedlich sein. Die bodenkundliche Kartieranleitung stellt hier lediglich eine universelle Handlungsempfehlung dar, die in Abhängigkeit der Fragestellung und des Aufwandes verkürzt oder unter Umständen auch erweitert und verändert angewendet werden kann. Auf jeden Fall haben sich die verknüpfenden Ansätze geomorphologischer und bodenkundlicher Aufnahmemethoden wiederholt im Rahmen landschaftsgeschichtlicher Studien bewährt (u.a. Bork et al. 1998, 2003, Niller 1998, Leopold 2003). Im Folgenden wird dargelegt, in welcher Form die Ansätze der *soil geomorphology* bei der Rekonstruktion von Landschaftsveränderungen in (prä-)historischen Montangebieten angewendet werden können.

Die Aussagekraft der bodenkundlichen Profilaufnahme wird maßgeblich über die Aufschlussart und die Intensität der Bearbeitung bestimmt. Im Normalfall sind die gegebenen



Aufschlüsse (Weganschnitte, Sand-, Ton- und Lehmgruben, Steinbrüche etc.) weder ausreichend vorhanden noch richtig lokalisiert, um den Anforderungen der Fragestellung gerecht zu werden. Daher sind in Abhängigkeit des Reliefs Kernbohrungen, Rammkernsondierungen, Schürfgruben oder auch Baggerschnitte anzulegen, die feldbodenkundlich beschrieben und beprobt werden können. Unter Umständen sind bereits mittels weniger Schürfgruben bedeutende Aussagen zur Landschaftsgeschichte möglich. Jedoch setzt dies auch voraus, dass aus den Merkmalen und Eigenschaften der untersuchten Formen, Sedimente und Böden eindeutige Schlüsse zu ihrer Genese getroffen werden können. Nicht in allen Fällen ist dies so zweifelsfrei möglich wie in dem dargestellten Schnitt durch die Runse eines Erosionssystems (Abb. 85). Durch die stratigraphische Abfolge der Lockersedimente und durch die Lage der Sedimente im Bezug zur tachymetrisch erfassten Runse ist hier belegt, dass nach einer Phase der Akkumulation eines Kolluviums eine der linearen Erosion einer Runse stattgefunden haben muss. Dieser kausale Zusammenhang zwischen Phasen der Erosion und solchen der Akkumulation ist zentraler Bestandteil des Konzepts der geoökologisch-geomorphodynamischen Aktivität und Stabilität. Es wurde von H. Rohdenburg entwickelt und ist sicherlich ein entscheidender Schlüssel zur Rekonstruktion des anthropogen bedingten Landschaftswandels in Mitteleuropa (Rohdenburg 1969, 1971). Mit Hilfe dieses Konzeptes wurden von H.-R. Bork (Bork 1983, Bork et al. 1998, 2003) auch sehr komplexe Stratigraphien entschlüsselt. Grundsätzlich sind chronologische Angaben immer dann möglich, wenn datierbares Material in aussagekräftiger Weise in der Stratigraphie vorhanden ist (vgl. Abb. 85). Dabei sind allgemeine und spezielle Fehler der Datierungsmethoden ebenso zu berücksichtigen wie Einschränkungen in der Aussagekraft, die sich aus dem Bezug zur Sedimentologie und Geomorphologie ergeben.



**Abb. 85:** Verknüpfung der Daten aus Sedimentologie, Pedologie, Reliefanalyse und Absolutdatierung am Beispiel einer Runse im Hirschwald bei Leidersdorf an der Vils.



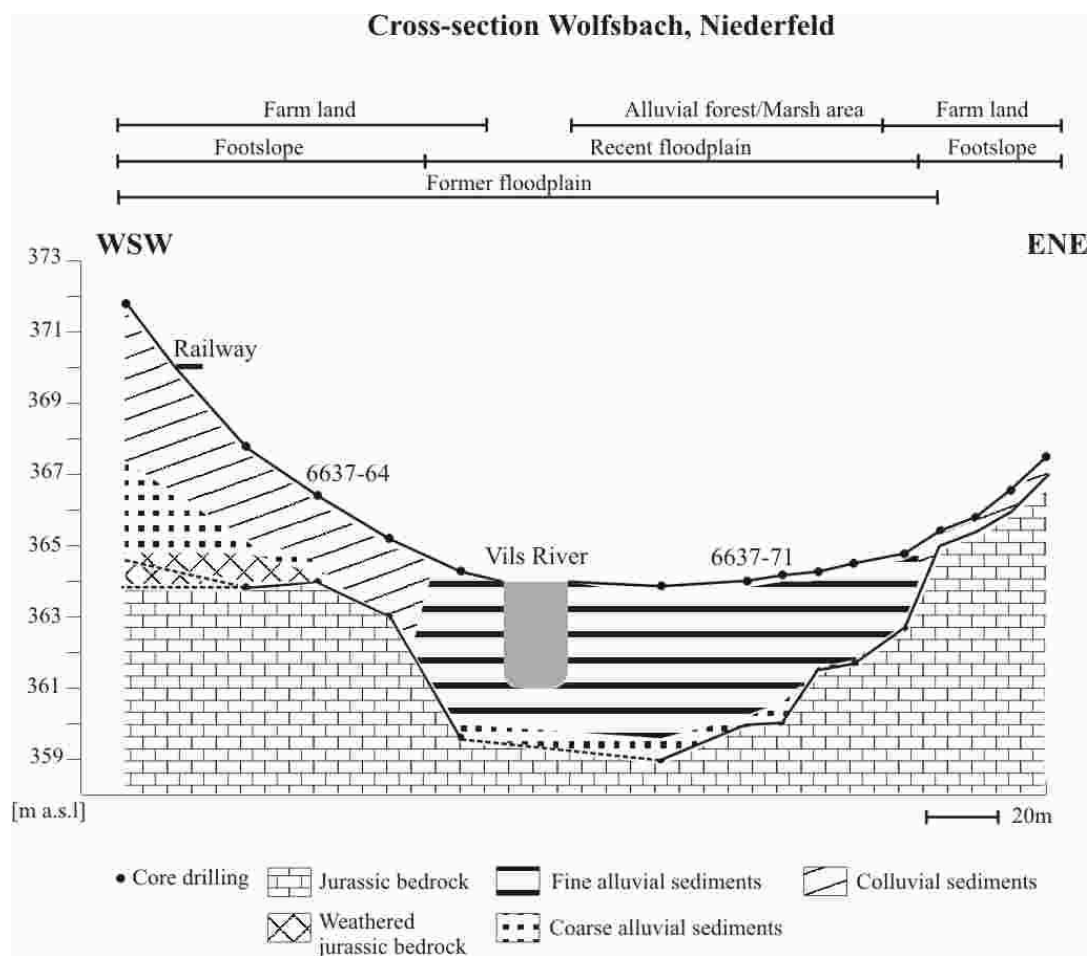
Die anthropogene Umgestaltung der Pedo- und Reliefsphäre findet nicht nur an den Hängen statt, wo sie sich in vielen Fällen als Erosions- und/oder Akkumulationsform der Bodenerosion manifestiert (s.o.). Auch die Talauen werden von der Bodenerosion beeinflusst, da dort das erodierte Solummaterial als allochthones Sediment akkumuliert wird. Infolge der Verschneidung kolluvialer und alluvialer Systeme ergeben sich vielfältige Ansätze zur Entschlüsselung der Landschaftsgeschichte (Brown 1997, Niller 1998). Da in historischen Montangebieten die Flüsse dominant durch die Hammerwerke genutzt und damit verändert wurden, sind die Talauen als Archive der Landschaftsgeschichte zusätzlich interessant (vgl. Kap. 3.4.4). Voraussetzung ist allerdings, dass die Sedimente den unterschiedlichen Systemen (kolluvial vs. alluvial) zugeordnet werden können. Nur selten ist dies über relativ einfach zu identifizierende Marker (*tracer*) möglich (u.a. Monna et al. 2000, Lecce & Pavlowsky 2001, Pirrie et al. 2002). So sind in den vom historischen Bergbau beeinflussten Auensedimenten der Bode im Ostharz glasige, metallarme, hellblaue Silikatschlacken eine Besonderheit. Sie können zeitlich und räumlich sehr gut den Bergbauquellen zugeordnet werden und dienen daher als lithostratigraphische Marker (Kleßen & Chrobok 1989, Dobler 1999: 33).

Bei bodenkundlich-geomorphologisch-sedimentologischen Untersuchungen an insgesamt 67 Rammkernsondierungen in der Talaue der Vils südlich von Wolfsbach sind keine eindeutigen Marker der historischen Hüttenwerke festgestellt worden (Beckmann et al. 2003, Raab et al. 2005). Vielmehr belegte auch diese Studie, dass erst durch die Verknüpfung der Befunde der Sedimentologie, der Pedologie und der Geomorphologie ein schlüssiges Bild der Landschaftsgeschichte gezeichnet werden kann. So sind es hier vor allem die Unterschiede in der Bodenart in Verbindung mit der Reliefposition, die eine Differenzierung kolluvialer und alluvialer Landschaftsausschnitte ermöglichen (Abb. 86 & 87). In Verbindung mit <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen sind auch in diesem Fall chronostratigraphische Aussagen möglich. Dabei sind die Datierungsbefunde von autochthon gebildeter Organik in fossilisierten humosen und anmoorigen Horizonten (fAh- und fAh-Horizonte) vergleichsweise sicher. Wenig überzeugend sind in der Regel Einzeldatierungen von allochthonen organischen Fragmenten, die mit den mineralischen Auensedimenten abgelagert wurden.

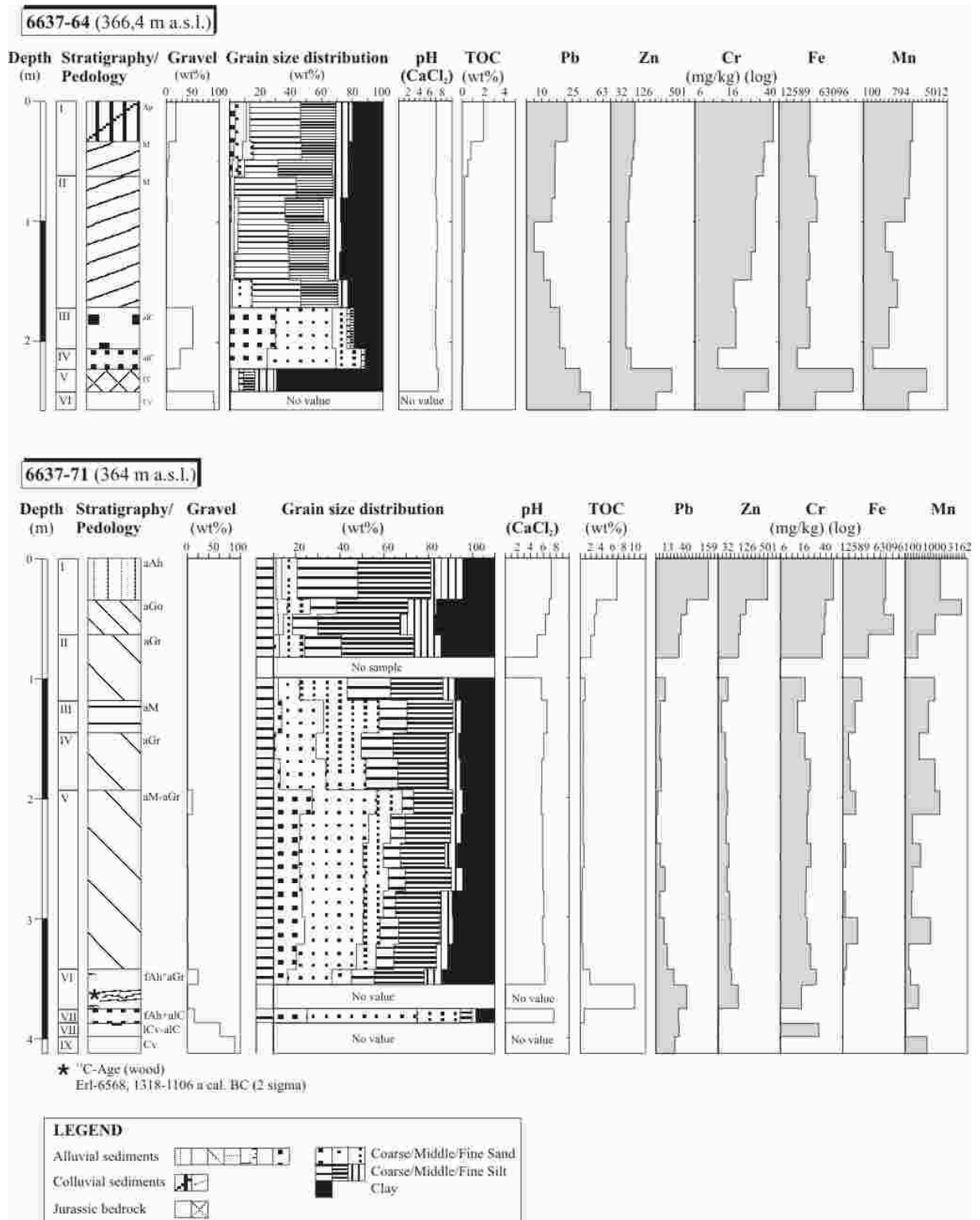
Vermeintliche Anreicherungen von Schwermetallen in den Auensedimenten, die durch Spülrückstände aus den Hammerwerken (Pochsande i.w.S.) in vielen Mittelgebirgen verursacht wurden (vgl. Kap. 2.3), sind hier nicht gefunden worden. Es ist dies also auch ein Beleg für die These, dass eine überregional einheitliche Laboranalytik nicht zielführend ist, sondern dass die Analysen den regionalen Besonderheiten gerecht werden müssen. In diesem Fall ist es sehr wahrscheinlich die Geochemie der aufbereiteten und verhütteten Eisenerze, die geogen relativ geringe Gehalte an Schwermetallen haben (Beckmann et al. 2003, Raab et al.

2005). Dass Schwermetallanreicherungen im Vilstal durchaus vorhanden sind, belegen die Ergebnisse am Oberlauf der Vils (vgl. Kap. 3.4; Hürkamp et al. 2003, Raab et al. 2003b).

Letztlich zeigt dieses Beispiel an der Vils bei Wolfsbach, dass ungeachtet der Laboruntersuchungen die Lage der Rammkernsondierungen über die Aussagekraft entscheidet. Eine Beschränkung der Profile auf den rezenten Auenbereich hätte in diesem Fall zur Folge, dass weder die ältere alluviale Fazies noch der kolluvial-alluviale Verschneidungsbereich erkannt werden würde (Abb. 86). Größte Aufmerksamkeit ist also dem Vorgehen im Gelände zu widmen, da wichtige Befunde bei falsch oder unvollständig durchgeführten Aufnahmen verloren gehen können.



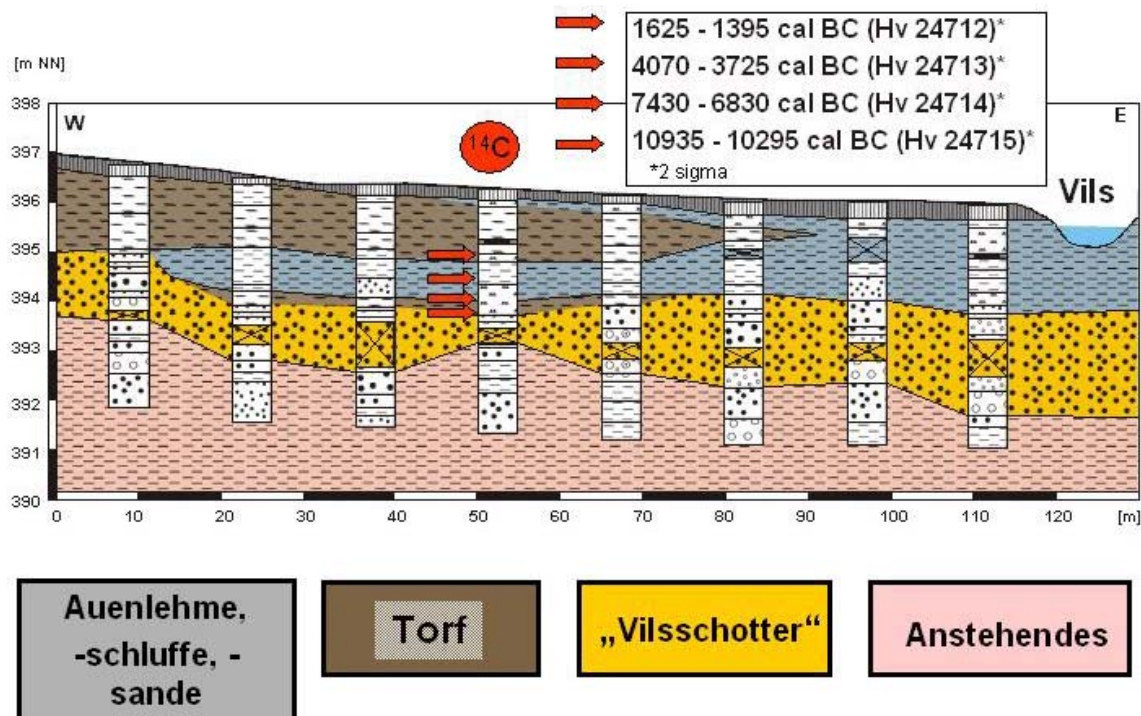
**Abb. 86:** Querprofil Wolfsbach, Niederfeld (Vilstal/Opf.). Vereinfachte Skizze der Geomorphologie, Geologie, Landnutzung und des Paläoreliefs. Deutlich zu erkennen ist die Verschneidung alluvialer und kolluvialer Sedimente, die belegt, dass die ehemalige Aue eine größere Ausdehnung in Richtung des westlichen Talhanges hatte (Entwurf und Bearbeitung: S. Beckmann). Aus Raab et al. (2005).



**Abb. 87:** Sediment- und Bodenprofile mit physikalischen und chemischen Parametern des Querprofils Wolfsbach, Niederfeld (vgl. Abb. 86). 6637-71 = Aue; 6637-64 = Unterhang (Entwurf und Bearbeitung S. Beckmann). Aus Raab et al. (2005).

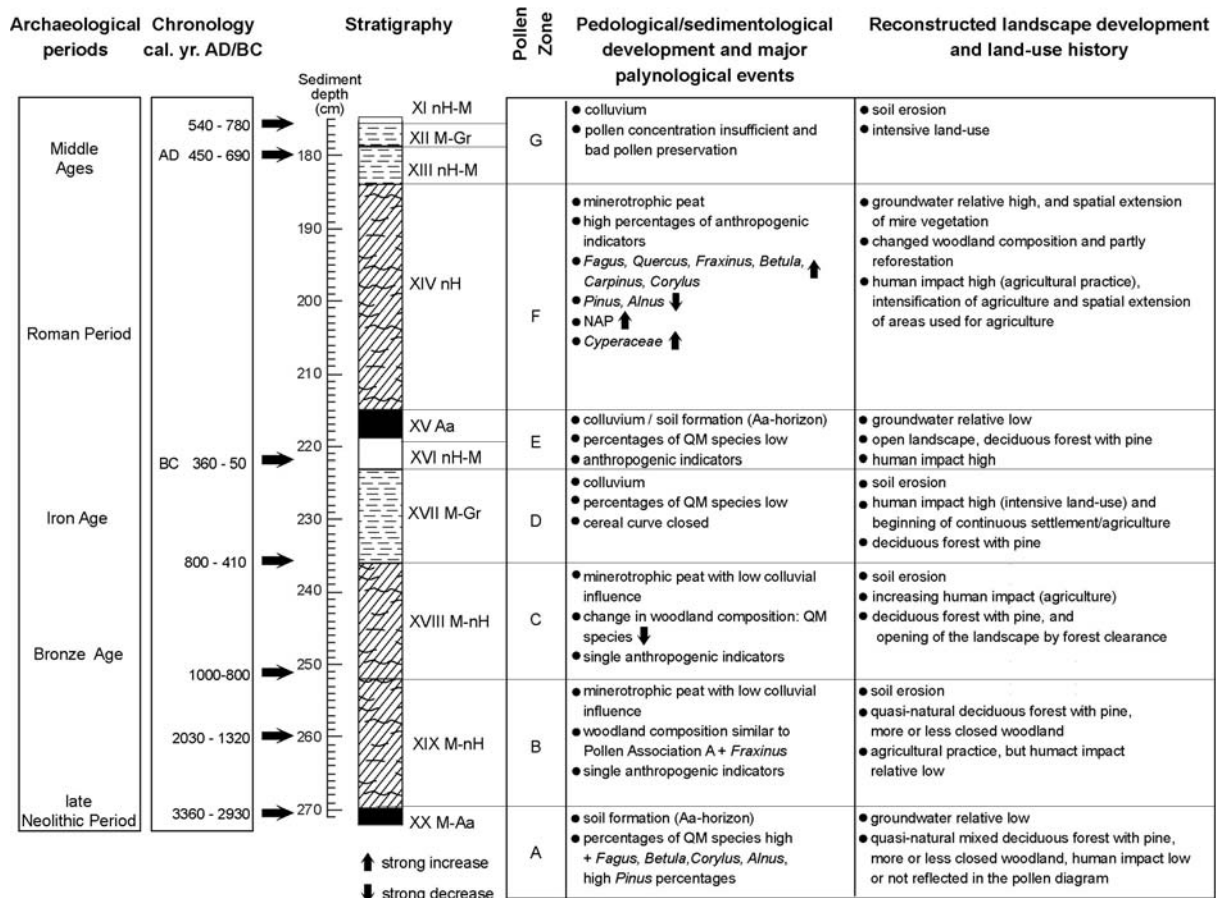
In homogenen, nicht weiter differenzierbaren Reliefeinheiten kann die Aufnahme der Böden und Sedimente nicht nach geomorphologischen Kriterien erfolgen, sondern muss nach statistischen Konventionen durchgeführt werden. Insbesondere breite, wenig reliefierte Talauen, ebene Hochflächen oder lang gestreckte Hänge sind hiervon betroffen. Sie stellen im Sinne Kuglers (1974) die Fazetten dar, also kleinste, in sich homogene Bausteine des Reliefs, die sich nicht weiter nach Neigung, Wölbung und Exposition unterteilen lassen.

Im Rahmen der Untersuchungen zur montan bedingten Schwermetallbelastung der Vilsaue zwischen Vilseck und Freihung sind fast durchweg homogene Fazetten der Talauen erfasst worden (vgl. Kap. 3.4; Hürkamp et al. 2003, Raab et al. 2003b). Trotz des homogenen Reliefs ist die Sediment- und Pedostratigraphie differenziert (Abb. 88). Dies belegen insgesamt 30 Profilsequenzen von 120 Rammkernsondierungen, welche die Talau quer zur Vils schneiden. Querschnitte mit Profilabständen von 10 Metern weisen zudem kleinräumige Wechsellagerungen von Torfen und Auensedimenten nach – ein Befund, der gerade für die Frage der Altersstellung der Auensedimentation besonders bedeutsam ist. Mittels  $^{14}\text{C}$ -Datierung der Torfe lassen sich alternierende Phasen des Niedermoorwachstums und der fluvialen Auensedimentation zeitlich fassen. Inwieweit es sich um eigendynamische Prozesse im oberen Vilstal handelt oder sich hier überregionale Stabilitäts- und Aktivitätsphasen der holozänen Flussentwicklung in Mitteleuropa widerspiegeln, sei dahingestellt und bedarf der Prüfung durch weitere Befunde.



**Abb. 88:** Wechselnde Stratigraphie der Auensedimente an der Vils nördlich von Vilseck, dargestellt in einem Querschnitt mit acht Rammkernsondierungen bei Flusskilometer 72. Entwurf und Bearbeitung: K. Hürkamp und T. Raab.

Die Ergebnisse im oberen Vilstal belegen, dass sich in der untersuchten Talaue weitaus mehr Torfkörper befinden, als oberflächlich zu erkennen ist – ein Ergebnis, welches konform geht mit den Befunden anderer Studien aus ostbayerischen Kulturlandschaften (Leopold 2003: 88ff., Schmidgall 2003: 249ff., Raab A. et al. 2005). Demnach sind Auen nicht nur Landschaftselemente, die anthropogen stark verändert wurden, sondern stellen auch wichtige Archive der Landschaftsgeschichte dar (vgl. auch Brown 1997). An ungestört gewachsenen Torfkernen lassen sich neben paläobotanischen Studien (vgl. Kap. 2.6) zugleich geochemische Untersuchungen zur Depositionsgeschichte durchführen (Kap. 3.5, Fallstudie C). Insbesondere in den (prä-)historischen Montangebieten mit hohen Emissionsraten von Metallen ist durch die Verknüpfung dieser beiden Ansätze mit großen Synergien zu rechnen. Damit zeigt sich auch, dass durch klassisch geomorphologisch-bodenkundliche Ansätze nicht nur die abiotischen Faktoren einer Landschaft beschrieben, sondern wichtige Geoarchive erst entdeckt werden. Diese Untersuchungen schaffen in vielen Fällen auch die Grundlage, um die Veränderungen der biotischen Faktoren zu erfassen, wie etwa den Wandel der Vegetation, der sich im Zuge geogener und anthropogener Landschaftseingriffe vollzogen hat (vgl. Abb. 89).



**Abb. 89:** Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte und Landnutzungsgeschichte im Raum Poign bei Bad Abbach, Niederbayern, abgeleitet aus pedologisch-sedimentologischen Studien an Kolluvien, <sup>14</sup>C-Datierungen und vor allem palynologischen Untersuchungen an fossilisierten Niedermoortorfen. Aus Raab A. et al. (2005).

Im Vergleich zu Rammkernsondierungen oder Schürfgruben gewährleisten Baggerschnitte nicht nur punktuelle, sondern auch lineare Einblicke in den oberflächennahen Untergrund. Feinstratigraphische Wechsel können über vergleichsweise lange Horizontalabstände von bis zu mehreren Dekametern verfolgt werden. Insbesondere Schnitte parallel zur Hangrichtung ermöglichen die Übergänge von Erosions- zu Akkumulationsarealen genau zu erkennen (vgl. Bork 1983, Niller 1998). In linearen Erosionsformen können durch die sedimentologisch-bodenkundlichen Auswertungen von Querschnitten Phasen von Tiefenerosion und kolluvialer Verfüllungen rekonstruiert werden (vgl. Kap. 3.3, Fallstudie A).

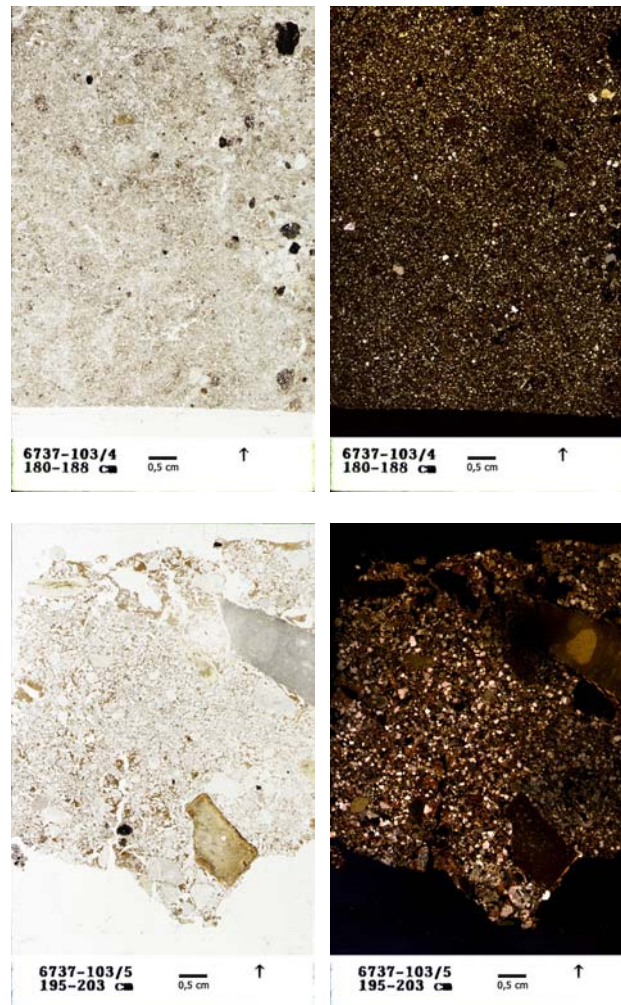
Außerordentlich wichtig für die Chronostratigraphie sind große Aufschlüsse wie Baggerschnitte, da sie die Wahrscheinlichkeit erhöhen, einfach datierbare Materialien (Keramik, Baumstrünke etc.) in ungestörter Lage zu finden. Im Vilstal südlich von Schmidmühlen konnte während Baggerarbeiten zur Anlage eines Abwasserkanals ein mehrere Dezimeter langer Eichenstamm *in situ* entdeckt und aus einer Tiefe von zwei Metern unter Flur geborgen werden (Abb. 90). Die Fundstelle lag zum Zeitpunkt der Probennahme mehrere Dezimeter unter dem mittleren Wasserstand der Vils. Ohne die im Zuge der Kanalarbeiten laufenden Sumpfungsmaßnahmen wäre weder der Eichenstamm gefunden worden noch hätte eine Beprobung stattfinden können. Der Eichenstamm wurde mittels Dendrochronologie auf 683 Jahre AD datiert (F. Herzig, Thierhaupten); sein  $^{14}\text{C}$ -Alter ergab 597 – 781 cal BC (Hv-24691, 2 sigma). Es ist dies ein wichtiger chronostratigraphischer Baustein in den Arbeiten zur anthropogen gesteuerten Flusslaufgeschichte an der mittleren Vils (Richard 2005).

Neben den oben genannten Vorteilen von Baggerschnitten ist noch die ungestörte Probennahme in großen Aufschlüssen ein wichtiger Aspekt. Wie im Fall des Eichenstammes sind es insbesondere die ganzjährig unter dem Grundwasserspiegel liegenden Auensedimente, die ohne Baggerschnitte und Sumpfungsmaßnahmen nur mittels Sondierungen oder Bohrungen zu erreichen sind. Aufgrund des vergleichsweise geringen Kerndurchmessers von wenigen Zentimetern bis Dezimetern sind ungestörte Probenahmen auf diese Weise zwar grundsätzlich möglich, aber nur bedingt aussagekräftig. Feinstratigraphische Wechsel etwa in Form von fossilen Hochwasserrinnen sind nur über eine große Anzahl von Sondierungen festzustellen. In dem Baggerschnitt an der Vils konnten an den vom Grundwasser freigelegten Auensedimenten parallel ungestörte Proben für die Lumineszenzdatierung und die Herstellung von Dünnschliffen im Format 8 x 6 x 4 cm genommen werden (vgl. Kap. 3.3; Abb. 91). Die Ergebnisse befinden sich noch in der Auswertung.





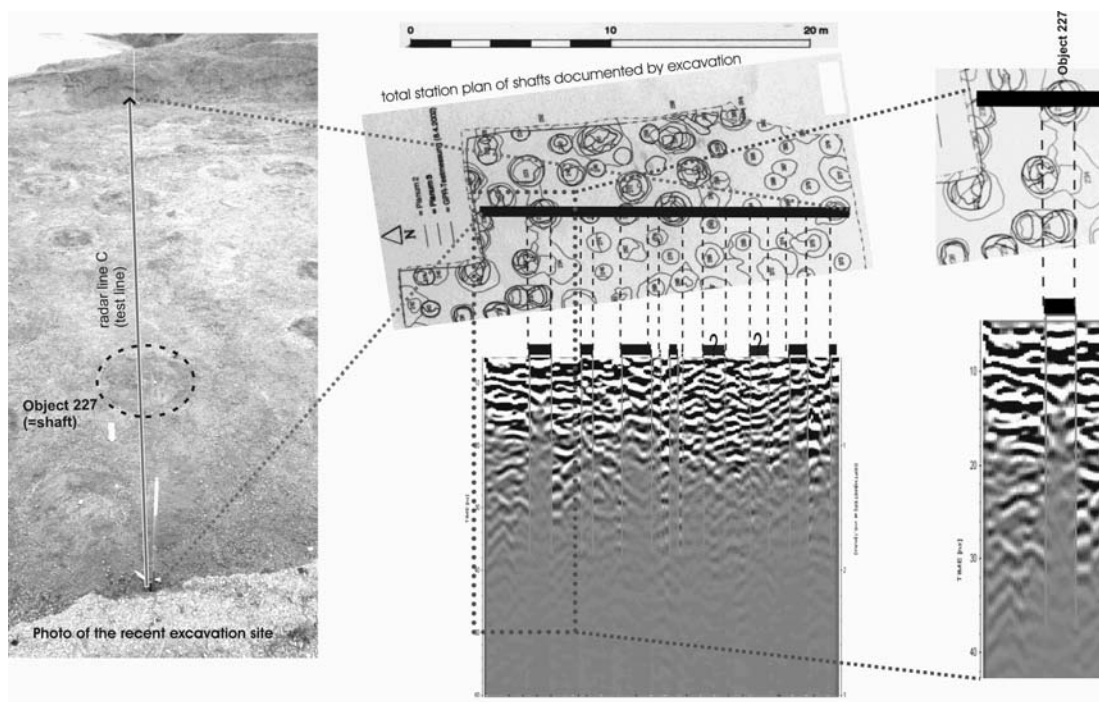
**Abb. 90:** Lage des Baggerschnittes und Fund des Eichenholzes in der Vilsaue südlich von Schmidmühlen im Jahr 2002. **Oben:** Ansicht der Vilsaue mit Blick nach Süden. **Unten:** Lage des Holzes in den basalen Auensedimenten der Vils (Detailaufnahme des Eichenholzes: F. Herzig).



**Abb. 91:** Dünnschliffe aus dem Baggerschnitt durch die Vilsaue südlich von Schmidmühlen. Deutlich ist der feinstratigraphische Wechsel zwischen den beiden Beprobungstiefen (180 – 188 cm, oben; 195 – 203 cm, unten) in den unterschiedlichen Bodenarten und der Kornformen zu erkennen. Beide Proben stammen aus einem Bereich unter dem Grundwasserspiegel der Vilsaue, der durch Sumpfungsmaßnahmen für mehrere Tage trocken gelegt wurde.

Bei eingeschränkt oder nicht durchführbarer Aufschlussarbeit können geophysikalische Verfahren angewendet werden, um Informationen über Eigenschaften und Stratigraphie von Festgesteinen, Sedimenten und Böden zu erhalten. Dieser methodische Ansatz mit seinen unterschiedlichen Teilverfahren (Geomagnetik, Geoelektrik, Seismik etc.) hat sich vielfach bewährt, um den oberflächennahen Untergrund linien- und flächenhaft zu kennzeichnen (u.a. Schulz, 2000). Im Kontext landschaftsgeschichtlicher und paläoökosystemarer Ansätze haben vor allem die Studien von Völkel et al. (2001) sowie Leopold & Völkel (2003) positive Ergebnisse erbracht und zur Verbreitung dieser Verfahren im Anwendungs- und Forschungsbereich beigetragen. Auch im Rahmen der geoarchäologischen Prospektion kommen verschiedene Techniken zum Einsatz. Dabei stehen in erster Linie das Auffinden und Lokalisieren sehr oberflächennaher Bodendenkmäler im Vordergrund, die vor allem durch geomagnetische und geoelektrische Verfahren detektiert werden (Becker 1996).

In (prä-)historischen Montangebietern interessieren auch die zur Lithosphäre hin reichenden Bereiche, so dass insbesondere die Prospektion von Stollen durchgeführt wird. So lassen sich teilweise oberflächlich nicht zugängliche Veränderungen im Untergrund aus (prä-)historischen Nutzungsperioden in ihren räumlichen Dimensionen erfassen. Allerdings sind zur Validierung der geophysikalischen Befunde in der Regel bodenkundlich-sedimentologische Profile notwendig, so dass sich die Verknüpfung mit bereits dargelegten Ansätzen unweigerlich ergibt. Im neolithischen Feuersteinbergwerk in Arnhofen bei Abensberg/Ndb. sind durch den Einsatz des *Ground Penetrating Radar (GPR)* Schachtverfüllungen in den sandigen Substraten der Molasse bis in mehrere Meter Tiefe verfolgbar (Leopold & Völkel 2004). Anwendungen in anderen geologischen Materialien, wie etwa das Detektieren von Schächten in Festgesteinen des Mittelgebirgsraumes, sind bei Bedarf zu prüfen.



**Abb. 92:** Prospektion verfüllter Schächte in einer Grabung am neolithischen Feuersteinbergwerk von Arnhofen bei Abensberg mittels *Ground Penetrating Radar (GPR)*. Aus Leopold & Völkel (2004).

## 5 Zusammenfassung und Ausblick

Bergbaufolgelandschaften sind aufgrund der bis in die Feuersteinindustrie des Neolithikums zurückreichenden und seit dieser Zeit anhaltenden Nutzung von Bodenschätzen in den prähistorisch und historisch besiedelten Gebieten der Erde zu finden. Trotz des oftmals unauffälligen Charakters und des vielfach auf den ersten Blick nicht zu erkennenden Bezugs zum Bergbau sind Relikte der Montanwirtschaft unterschiedlichster Art bedeutende Landschaftskomponenten. Sie umfassen neben Abbau-, Verarbeitungs- und Produktionsstätten auch ehemalige Siedlungs- und Wirtschaftsstrukturen, die durch den Bergbau implementiert und gezielt gefördert wurden. Hinzu kommen Areale der Land- und Forstwirtschaft, die im Zuge der montanwirtschaftlichen Exploitation zur Versorgung benötigt wurden.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Erfassung und Bewertung nachhaltiger Auswirkungen ehemaligen Bergbaus auf die Landschaft in Ostbayern. In drei Fallstudien wird versucht, anthropogene und geogene Landschaftsveränderungen zu differenzieren und soweit möglich zeitlich einzuordnen. Die Untersuchungsgebiete verteilen sich auf die drei naturräumlichen Haupteinheiten Frankenalb, Oberpfälzisch-Obermainisches Hügelland und Bayerischer Wald. Aufgrund der sehr unterschiedlichen Bergbauhistorien ergeben sich gebietsspezifische Fragestellungen, die mittels verschiedenartiger Methoden der Geomorphologie und Bodenkunde untersucht werden. Grundlage aller Studien ist die gelände- und laboranalytische Kennzeichnung des Reliefs, des Bodens und der Sedimente respektive des geologischen Untergrundes.

In der **Fallstudie A – Boden- und Reliefveränderungen im Umfeld von historischen Eisenhammerwerken an der Vils südlich von Amberg** – kann belegt werden, dass anthropogene Umgestaltungen aus (prä-)historischen Zeitscheiben rezente Landschaftselemente der Relief- und Pedosphäre darstellen. Die flächenhaft und linear wirkende Bodenerosion war gestalterisch von größter Bedeutung. Über den Catena-Ansatz lassen sich mit Hilfe von Bodenprofilen und Reliefaufnahmen unterschiedlich alte Phasen der Bodenerosion differenzieren. Die überwiegende Mehrzahl der  $^{14}\text{C}$ -Alter von Holzkohlen aus den Kolluvien beziehungsweise Kolluvisolen des Gebietes datieren in die vorrömische Zeit. Neben den bekannten intensiven montanwirtschaftlichen Nutzungsphasen des Mittelalters und der frühen Neuzeit haben mit hoher Wahrscheinlichkeit bereits eisenzeitliche oder eventuell sogar bronzezeitliche Siedlungs- und Landnutzungsaktivitäten die Pedosphäre umgestaltet. Die physikochemischen Eigenschaften der Kolluvisole als weit verbreiteter Bodentyp sind maßgeblich von den Horizontmerkmalen der erodierten nativen Böden gesteuert, die als Materiallieferanten für das in den Hängen und den Tiefenlinien abgelagerte Solummaterial dienten. Darüber hinaus sind die Kolluvien durch Lessivierungs- und Versauerungsprozesse

gekennzeichnet, die nach der kolluvialen Ablagerung zu einer neuerlichen Profildifferenzierung in den Bodensedimenten vor Ort geführt haben.

**Die Fallstudie B – Erfassung montan bedingter Metallanreicherungen in der Vilsaue bei Freihung/Opf. mittels der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA)** demonstriert Einsatzmöglichkeiten der FP-RFA und legt hierzu Ergebnisse von Validierungstests vor. Die FP-RFA-Messungen an Auenböden und -sedimenten eines seit dem 15. Jahrhundert durch Bleibergbau geprägten Gebietes beweisen, dass diese Analytik eingesetzt werden kann, um Elementanreicherungen im Rahmen der hier bekannt gemachten Grenzen ausreichend genau und reproduzierbar zu detektieren und zu quantifizieren. Im Besonderen können mittels FP-RFA Elementgehalte *in situ* bestimmt werden, was vor allem zur Erfassung von heterogenen Elementverteilungen in Böden genutzt werden kann. Die Ergebnisse der FP-RFA-Feldstudie belegen, dass die montan bedingten Bleianreicherungen in den Auenböden des oberen Vilstales kleinräumig außerordentlich schwanken. In den untersuchten Bodenmonolithen sind unterschiedlichste zweidimensionale Verteilungsmuster der Bleigehalte vorhanden. Hinsichtlich der grundsätzlichen Anwendungsmöglichkeit der FP-RFA bleiben Fragen offen, welche den Einsatz unter schlechteren Rahmenbedingungen betreffen.

**Die Fallstudie C – Moore des Bayerischen Waldes als Geoarchive montan bedingter Metallanreicherungen der Atmosphäre – Vergleichende Untersuchungen zur Depositionsgeschichte von Blei und seiner Bindungsform in Torfen** – ist in einem bergbaulich weniger intensiv genutzten Raum angesiedelt. In den beiden betrachteten Mooren, einem Niedermoor am Kleinen Arbersee und einem Hochmoor nördlich von Zwiesel, sind mittels Elementuntersuchungen an Torfprofilen drei signifikant trennbar Zeiträume mit Bleianreicherungen detektierbar. Anders als in vielen anderen europäischen Mooren sind in den untersuchten Torfkernen des Bayerischen Waldes keine Bleizunahmen während der Römerzeit und des Hochmittelalters vorhanden. Gemäß den <sup>14</sup>C-Datierungen kumulieren die Bleieinträge aus der Atmosphäre unabhängig voneinander in beiden Mooren erstmals im 16. Jahrhundert und korrelieren mit der Hochphase der Glashüttenindustrie in der Region. Demnach unterscheidet sich die Depositionsgeschichte für atmosphärisch eingetragenes Blei im Bayerischen Wald deutlich von der überregionalen Signatur. Die Untersuchungen zu den Bindungsformen belegen, dass insbesondere im Hochmoor die mobilisierbare Fraktion des Bleis hohe Anteile besitzt. Grundsätzlich muss in Mooren im stark sauren Bereich mit einer Mobilisierung von Blei gerechnet werden. Im Rahmen geoarchivalischer Ansätze zur Rekonstruktion atmosphärischer Bleieinträge ist daher nicht auszuschließen, dass der Tiefenverlauf der Gehalte in Mooren nicht die Depositionsgeschichte des Bleis widerspiegelt, sondern zumindest teilweise eine Folge von Remobilisierungsprozessen im Torfkörper ist.



Hinsichtlich der Übertragbarkeit des in dieser Arbeit gewählten methodischen Vorgehens auf andere (prä-)historische Montangebiete ist festzuhalten, dass vor allem die Kennzeichnung des Reliefs und des Bodens eine zentrale Rolle bei der Rekonstruktion und Bewertung von Landschaftsveränderungen spielen kann. Über den Ansatz der *soil geomorphology* ist eine Aufnahme wichtiger funktionaler Zusammenhänge der abiotischen Faktoren möglich, ohne dass eine grundsätzliche Beschränkung auf bestimmte Feld- und Labormethoden erfolgen muss. So sind auch Untersuchungen an den biotischen Faktoren nicht ausgeschlossen. Vielmehr erschließen in bestimmten Fällen erst die geowissenschaftlichen Aufnahmeverfahren die Archive zur Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte wie im Falle begrabener Moore. Grundlage aller Laboruntersuchungen und auch einer Bearbeitung im GIS bleiben die im Gelände erhobenen Befunde und entnommenen Proben. Sie stellen den eigentlichen Bezug zur Landschaft her, so dass ihnen die größte Aufmerksamkeit zu widmen ist.

Die hier vorgestellten Untersuchungen an der Vils haben wiederholt belegt, dass Grundlagenforschung und Anwendungsbezug nicht strikt trennbar sind, hauptsächlich weil alle Untersuchungen objekt- und problembezogen an den landschaftsökologischen Faktoren (Relief, Boden etc.) ansetzen. Diese Dependenz zwischen Forschung und Anwendung betrifft auch die Konzeption von Landschaftsanalysen im Allgemeinen und den dabei angewendeten Methoden im Speziellen. Aufgrund der teilweise vorgeschichtlichen Wurzeln des Bergbaus sind neben geo- und biowissenschaftlichen Ansätzen Konzepte der prä-historischen und historischen Fachgebiete zu integrieren. Die Erfassung und Bewertung von Landschaftswandel in (prä-)historischen Montangebieten ist zwingend auf ein interdisziplinäres und methodisch integratives Vorgehen angewiesen. Dabei muss die Landschaft als Objekt der Untersuchung in den Mittelpunkt gestellt werden.

Es ist davon auszugehen, dass durch die zunehmende Bedeutung umweltschutzrelevanter Gesetze und Verordnungen (u.a. Bundes-Bodenschutzgesetz, EU-Wasserrahmenrichtlinie) in Verbindung mit der wachsenden Flächeninanspruchnahme zukünftig vermehrt Konflikte in (prä-)historischen Montanlandschaften auftreten werden. Diese Auseinandersetzungen werden sich vor allem im Überschneidungsbereich des präventiven und nachsorgenden Umweltschutzes einerseits und der in die Zukunft gerichteten Landschaftsentwicklung und -planung andererseits zeigen. Vor dem Hintergrund der hier dargestellten Relevanz montan-historisch bedingter Landschaftsveränderungen ist eine stärkere Zusammenarbeit von Gesetzgebern, Vollzugsbehörden, analytischen Entwicklern und Anwendern sowie der Forschung gefordert.



## 6 Literaturverzeichnis

- Ackermann, F., M. Englich & J. Kilian (1994): Die Laser-Profil-Befliegung „Gammertingen 1992“. - Zeitschrift für Vermessungswesen 119: 264-277.
- AG Boden (1996<sup>4</sup>): Bodenkundliche Kartieranleitung. - Hannover, 392 S.
- Agricola, G. (1980): Vom Berg- und Hüttenwesen. Ausgabe nach dem Original von 1556. - Düsseldorf, 610 S.
- AK für Bodensystematik (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 86, 180 S.
- Akademische Druck- und Verlagsanstalt Graz (Hrsg., 1989): Schwazer Bergbuch. - Faksimile-Druck, Codex 10852 der Österreichischen Nationalbibliothek. - Essen, 396 S.
- Albrecht, W. (1974): Einfluß des Kupferschieferbergbaus auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Südwestteil der Mansfelder Mulde. - Geographische Berichte 71: 121-130.
- Allan, R.J. (1995): Impact of mining activities on the terrestrial and aquatic environment with emphasis on migration and remedial measures. - In: Salomons, W., U. Foerstner & P. Mader (Eds.): Heavy metals problems and solutions: 119-140.
- Allen, R.J. & W. Salomons (1997): Mining and metals in the environment. - Journal of Geochemical Exploration, Special Issue 58: 98-332.
- Alloway, B.J. & D.C. Ayres (1996): Schadstoffe in der Umwelt. - Heidelberg, 382 S.
- Ambronn, K.-O. (1983): Bergbau und Hüttenwesen in der Oberpfalz - ein geschichtlicher Überblick. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayern in Theuern 2: 37-49.
- Argyrazi, A., M.H. Ramsey & P.J. Potts (1997): Evaluation of portable X-ray fluorescence instrumentation for *in situ* measurements of lead on contaminated land. - The Analyst 122: 743-749.
- Auclair, M., M. Lamothe & S. Huot (2003): Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. - Radiation Measurements 37: 487-492.
- Augustin, H. (1991): Die Waldgesellschaften des Oberpfälzer Waldes. - Hoppea 51: 5-314.
- Bauer, A.W. (1993): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und heutiger Zeit - Ausmaß, Ursachen und geoökologische Auswirkungen. - Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten D 14, 194 S.
- Bayerische Akademie der Wissenschaften (Hrsg., 2000): Bergbau-Folgeschäden und Ökosysteme. Rundgespräch 18. Oktober 1999 in München. - Rundgespräche der Kommission für Ökologie 20, 143 S.

- Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg., 1987): Der Bergbau in Bayern. - *Geologica Bavarica* 91. - München, 216 S.
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (Hrsg., 1996): Ökologisch begründete Sanierungskonzepte kleiner Fließgewässer. Fallbeispiel Vils/Oberpfalz. - Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft 26. - München, 170 S.
- Bayerl, G. & T. Meyer (Hrsg., 2003): Die Veränderung der Kulturlandschaft. Nutzungen - Sichtweisen - Planungen. - *Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt* 22. - Münster, 342 S.
- BayFORKLIM (Hrsg., 1996): Klimaatlas von Bayern. - München, 48 S.
- Becker, H. (Hrsg., 1996): Archäologische Prospektion - Luftbildarchäologie und Geophysik. - Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege, Arbeitsheft 59. - München, 331 S.
- Beckmann, S., T. Raab & J. Völkel (2003): Untersuchungen von Auensedimenten und Kolluvien als Geoarchive im Einflußbereich eines historischen Montanstandortes. - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 102: 425-426.
- Behrens, H.A. (1994): Archäologische Untersuchungen auf Hütten und Bergbaustandorten des Ostharzes. *Historisches Montanwesen des Harzes*. - *Harz-Zeitschrift* 46/47: 180.
- Benoit, J.M., W.F. Fitzgerald & A.W.H. Damman (1998): The biogeochemistry of an ombrotrophic bog: evaluation of use as an archive of atmospheric mercury deposition. - *Environmental Research, Section A* 78: 118-133.
- Bernick, M.B., D.J. Kalnicky, G. Prince & R. Singhvi (1995): Results of field-portable fluorescence analysis of metal contaminants in soil and sediment. - *Journal of Hazardous Materials* 43: 101-110.
- Beug, H.-J., I. Henrion, & A. Schmäuser (1999): Landschaftsgeschichte im Hochharz. Die Entwicklung der Wälder und Moore seit dem Ende der letzten Eiszeit. - *Clausthal-Zellerfeld*, 454 S.
- Bierkens, M.F.P., P.A. Finke & P. de Willigen (2000): Upscaling and downscaling methods for environmental research. - *Developments in Plant and Soil Sciences* 88. - Dordrecht, 190 p.
- Birkeland, P.W. (1999<sup>3</sup>): *Soils and Geomorphology*. - Oxford, 430 p.
- Birks, H.H., H.J.B. Birks, P.E. Kaland & D. Moe (Eds., 1988): *The Cultural Landscape - Past, Present and Future*. - Cambridge, 521 p.
- Blendinger, H. & H. Wolf (1981): Die Magnetkieslagerstätte Silberberg bei Bodenmais im Hinteren Bayerischen Wald. - In: Troll, G. (Hrsg.): *Der Aufschluß, Sonderband* 31: 75-89.
- Bodenschutzverordnung (1999): BBodSchV - Bundesbodenschutz- und Altlastenverordnung. *Bundesgesetzblatt, Teil I* (36).
- Bongarts, J.C. (Ed., 2004): *Post-mining landscape. Reclamation, ecology, nature conservation and socio-economy in practice; contributions to the German-North*

- American Environmental Conference at the State Museum of Natural History Görlitz, 8th-12th April 2003. - Peckiana 3, 180 p.
- Bork, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten. - In: Bork, H.-R. & W. Ricken (Hrsg.): Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung. Catena Supplement 3: 1-93.
- Bork, H.-R., H. Bork, C. Dalchow, B. Faust, H.-P. Piorr & T. Schatz (Hrsg., 1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkungen des Menschen auf Landschaften. - Stuttgart, 328 S.
- Bork, H.-R., G. Schmidtchen & M. Dotterweich (2003): Bodenbildung, Bodenerosion und Reliefentwicklung im Mittel- und Jungholozän Deutschlands. - Forschung zur deutschen Landeskunde 253, 341 S.
- Boult, S. (1996): Fluvial metal transport near sources of acid mine-drainage: relationships of soluble, suspended and deposited metal. - Mineralogical Magazine 60: 325-335.
- Brännvall, M.-L., R. Bindler, I. Renberg, O. Emteryd, J. Bartnicki & K. Billström (1999): The Medieval metal industry was the cradle of modern large-scale atmospheric lead pollution in northern Europe. - Environmental Science and Technology 33: 4491-4495.
- Brännvall, M.-L., R. Bindler, O. Emteryd & I. Renberg (2001): Four thousand years of atmospheric lead pollution in northern Europe: a summary from Swedish lake sediments. - Journal of Paleolimnology 25: 421-435.
- Brinkmann, R. (1990<sup>14</sup>): Brinkmanns Abriß der Geologie. Erster Band. Allgemeine Geologie. - Stuttgart, 278 S.
- Brown, A.G. (1997): Alluvial geoarchaeology - floodplain archaeology and environmental change. - Cambridge Manuals in Archaeology. - Cambridge, 377 p.
- Bruckmoser, B. (1998): Zur Frage atmogener Stoffeinträge und der Mobilität von Schwermetallen in Mooren des Hinteren Bayerischen Waldes. Diplomarbeit Universität Regensburg, 73 S.
- Campanelli, A. (Ed., 2001): Il tesoro del Lago. L'archeologia del Fucino e la collezione Torlonia. - Ex Magazzini del Grano di Villa Torlonia, parco ARSSA. Soprintendenza Archeologica dell'Abruzzo. - Avezzano.
- Chamley, H. (2003): Geosciences, environment and man. - Developments in Earth & Environmental Sciences 1. - Amsterdam, 527 p.
- Codreanu-Windauer, S., U. Kirpal & G. Raßhofer (Hrsg., 2004): Amberg und das Land an Naab und Vils. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 44. - Stuttgart, 208 S.
- Codreanu-Windauer, S. & D.J. Manske (2004): Ensdorf: Kloster Ensdorf und Vierzehnthelfer-Kapelle. - In: Codreanu-Windauer, S., U. Kirpal & G. Raßhofer (Hrsg.): Amberg und das Land an Naab und Vils. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 44: 119-123.
- Craddock, P.T. (1995): Early metal mining and production. - Edinburgh, 363 p.

- Craddock, P.T. & J. Lang (Eds., 2003): Mining and metal production through the ages. - London, 296 p.
- Cunliffe, B. (1996): Die Gesellschaft Westeuropas während der Eisenzeit 800-140 v. Chr. - In: B. Cunliffe (Hrsg.): Illustrierte Vor- und Frühgeschichte Europas. - Frankfurt/Main: 375-414.
- de la Rosa, G., J.R. Peralta-Videa & J.L. Gardea-Torresdey (2003): Utilization of ICP/OES for the determination of trace metal binding to different humic fractions. - Journal of Hazardous Materials 97: 207-218.
- Deutsche UNESCO-Kommission e.V. (Hrsg., 2004): Schutz des Natur- und Kulturerbes der Welt. unesco info. - Bonn, 3 S.
- Diez, T. (1968): Die Böden. - In: Doben, K. & F. Heller (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6637 Rieden. - München: 40-50.
- Dix, A. (2003): Vorindustrielle Kulturlandschaften. Leitlinien ihrer historischen Entwicklung. - In: Bayerl, G. & T. Meyer (Hrsg.): Die Veränderung der Kulturlandschaft. Nutzungen - Sichtweisen - Planungen. - Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt. - Münster: 11-31.
- Dobler, L. (1999): Der Einfluß der Bergbaugeschichte im Ostharz auf die Schwermetalltiefengradienten in historischen Sedimenten und die fluviale Schwermetalldispersion in den Einzugsgebieten von Bode und Selke im Harz. Dissertation Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 120 S.
- Dörfler, W. (1997): Großflächige Kartierung des Bodenphosphats. - In: Jöns, H. (Hrsg.): Frühe Eisengewinnung in Joldelund, Kr. Nordfriesland. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Technikgeschichte Schleswig-Holsteins. Teil 1: Einführung, Naturraum, Prospektionsmethoden und archäologische Untersuchungen. - Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 40: 35-40.
- Dörfler, W. (2000): Palynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Landschaftsentwicklung von Joldelund, Kr. Nordfriesland. - In: Haffner, A., H. Jöns & J. Reichstein (Hrsg.): Frühe Eisengewinnung in Joldelund, Kr. Nordfriesland. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Technikgeschichte Schleswig-Holsteins. Teil 2: Naturwissenschaftliche Untersuchungen zur Metallurgie- und Vegetationsgeschichte. - Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 59: 147-208.
- Dotterweich, M.A., A. Schmitt, G. Schmidtchen & H.-R. Bork (2003): Quantifying historical gully erosion in northern Bavaria. - Catena 50: 135-150.
- Durn, G., S. Miko, M. Covic, U. Barudzija, N. Tadej, K. Namjesnik-Dejanovic & L. Palinkas (1999): Distribution and behaviour of selected elements in soil developed over a historical Pb-Ag mining site at Sv. Jakob, Croatia. - Journal of Geochemical Exploration 67: 361-376.
- Egg, E. (1989): Kommentar. - In: Akademische Druck- und Verlagsanstalt Graz (Hrsg.): Schwazer Bergbuch. - Faksimile-Druck, Codex 10852 der Österreichischen Nationalbibliothek. - Essen, 53 S.

- Eiberweiser, M. (1995): Untersuchung zur Schwermetall-Tiefenverteilung in Böden und periglazialen Deckschichten des ostbayerischen Kristallins und seiner Randgebiete. - Dissertation Universität Regensburg, 340 S.
- Eibner, C. (1989): Die Kupfergewinnung in den Ostalpen während der Urzeit. - In: Schmotz, K. (Hrsg.): Vorträge des Niederbayerischen Archäologentags A7: 29-36.
- Einsele, G. (1986): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch. Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo-, und forstwirtschaftliche Studien in Südwestdeutschland. - Weinheim, 636 S.
- Eisele, K., M.M. Rind & B. Sorcan (2003a): Ausgrabungen und Dokumentationen im neolithischen Hornsteinbergwerk von Abensberg-Arnhofen 2000 bis 2002. - In: Rind, M.M. (Hrsg.): Wer ändert eine Grube gräbt... - Archäologie im Landkreis Kelheim 4: 42-51.
- Eisele, K., T. Palugyay, M.M. Rind & B. Sorcan (2003b): Rohstoffsondagen aus Arnhofen und neue Hochrechnungen zur Ausbeute des Hornsteins im Neolithikum. - In: Rind, M.M. (Hrsg.): Wer ändert eine Grube gräbt... - Archäologie im Landkreis Kelheim 4: 63-68.
- Ellenberg, H. (1996<sup>5</sup>): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. - Stuttgart, 1095 S.
- Ellenberg, H., R. Mayer & J. Schauerermann (Hrsg., 1986): Ökosystemforschung - Ergebnisse des Sollingprojektes 1966-1986. - Stuttgart, 507 S.
- Emmerer, B., E. Steinlechner, P. Trinklaus & W. Gössler (2003): Untersuchungen von prähistorischen Kupferschlackenhalde in der Eisenerzer Ramsau. - In: Klemm, S. (Hrsg.): Montanarchäologie in den Eisenerzer Alpen, Steiermark. Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen zum prähistorischen Kupferbergbau in der Eisenerzer Ramsau. - Mitteilungen der Prähistorischen Kommission 50. - Wien: 165-173.
- Ernsting, B. (1994): Georgius Agricola. Bergwelten 1494 - 1994. - Essen, 350 S.
- Fehn, H. (1965): Die Besiedlung des Waldgebirges. - In: Priehäusser, G. (Hrsg.): Bayerischer und Oberpfälzer Wald. - Deutsche Landschaft 14: 67-91.
- Fettweis, G.B.L. (2004): Zur Geschichte und Bedeutung von Bergbau und Bergbauwissenschaften. - Veröffentlichungen der Kommission für Geschichte der Naturwissenschaften, Mathematik und Medizin 54. - Wien, 543 S.
- Finsterwalder, R. (1991): Maßstab und Genauigkeit alter Karten - gezeigt an einigen Kartierungen Bayerns. - In: Wolff, H. (Hrsg.): Cartographia Bavariae - Bayern im Bild der Karte. - Weißenhorn: 193-211.
- Foellmer, A. (1999): Schwermetalleinträge durch den Schwarzwälder Bergbau in die südliche Oberrheinebene zwischen Möhlin und Sulzbach. - Freiburger Geowissenschaftliche Beiträge 13. - Freiburg i. Br., 171 S.

- Foster, I.D.L., T.M. Mighall, C. Wotton, P.N. Owens & D.E. Walling (2000): Evidence for Mediaeval soil erosion in the South Hams region of Devon, UK. - *The Holocene* 12: 261-271.
- Fowler, P.J. (2003a): World Heritage Cultural Landscapes 1992-2002. - *World Heritage Papers* 6. - Paris, 140 p.
- Fowler, P.J. (2003b): World Heritage Cultural Landscapes, 1992-2002: a review and prospect, cultural landscapes: the challenges of conservation. - *World Heritage Papers* 7. - Paris: 16-32.
- Friedmann, A. (2000): Die spät- und postglaziale Landschafts- und Vegetationsgeschichte des südlichen Oberrheintieflandes und Schwarzwaldes. - *Freiburger Geographische Hefte* 62, 222 S.
- Friedl, H. (1994): Warum? Weshalb? Wieso? 100 Fragen über Glas. - *Selb*, 95 S.
- Ganzelewski, M. (2000): Archäometallurgische Untersuchungen zur frühen Verhüttung von Raseneisenerzen am Kamberg bei Joldelund, Kreis Nordfriesland. In: Haffner, A., H. Jöns & J. Reichstein (Hrsg.): Frühe Eisengewinnung in Joldelund, Kr. Nordfriesland. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Technikgeschichte Schleswig-Holsteins. Teil 2: Naturwissenschaftliche Untersuchungen zur Metallurgie- und Vegetationsgeschichte. - *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 59: 3-100.
- Geletneky, J. & G. Büchel (1998): Hydrogeological evaluation of a pre-flooding scenario: a case study of a tributary catchment area of the former uranium mining region of Ronneburg, Thuringia. - In: Merkel, B. & C. Helling (Eds.): *Uranium-Mining and Hydrogeology II*. - Köln: 555-564.
- Gerke, H.H., W. Schaaf, E. Hangen & R.F. Hüttl (Hrsg., 2000): Präferenzielle Wasser- und Luftbewegungen in heterogenen aufgeforsteten Kippenböden im Lausitzer Braunkohletagebauegebiet. Ökologisches Entwicklungspotential der Bergbaulandschaften im Niederlausitzer Braunkohlerevier. - *Stuttgart*: 38-54.
- Gerrard, J. (1992): *Soil Geomorphology - An integration of pedology and geomorphology*. - London, 269 p.
- Ginocchio, R., G. Carvallo, I. Toro, E. Bustamente, Y. Silva & N. Sepúlvedo (2004): Micro-spatial variation of soil metal pollution and plant recruitment near a copper smelter in Central Chile. - *Environmental Pollution* 127: 343-352.
- Gläßer, C. (Hrsg., 2004): Nachhaltige Entwicklung von Folgelandschaften des Braunkohlebergbaus. Stand und Perspektiven in Wissenschaft und Praxis. - *Zeitschrift für angewandte Umweltforschung, Sonderheft* 14, 312 p.
- Glaser, R. (2001): *Klimageschichte Mitteleuropas - 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen*. - Darmstadt, 227 S.
- Gleitsmann, R.-J. (1984): Der Einfluß der Montanwirtschaft auf die Waldentwicklung Mitteleuropas. - *Der Anschnitt, Beiheft* 2: 24-39.



- Goldenberg, G. (2000): Frühe Umweltbelastungen durch Bergbau und Hüttenwesen. - In: Steuer, H. & U. Zimmermann (Hrsg.): *Alter Bergbau in Deutschland*: 107-113.
- Goldenberg, G., H. Steuer & U. Zimmermann (1992): L'Histoire de l'exploitation minière dans le sud de la Forêt-Noire. *Comptes Rendus du Congrès National des Sociétés Savantes. - Section d'Histoire des Sciences et des Techniques* 113: 123-130.
- Görres, M. (1991): Über den Eintrag anorganischer Nährstoffe in ombrogene Moore als Indikator der ehemaligen Aerosolbelastung. - *Dissertationes Botanicae* 181, 179 S.
- Götschmann, D. (1985): Oberpfälzer Eisen - Bergbau- und Eisengewerbe im 16. und 17. Jahrhundert. - *Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayern* 5. - *Theuern*, 259 S.
- Göttlich, K. (Hrsg., 1990<sup>3</sup>): *Moor- und Torfkunde*. - Stuttgart, 529 S.
- Gudden H. (1975): Zur Bleierz-Führung in Trias-Sedimenten der nördlichen Oberpfalz. - *Geologica Bavarica* 74: 33-55.
- Gudden, H. (1987): *Eisenerz*. - *Geologica Bavarica* 91: 25-35.
- Haffner, A., H. Jöns & J. Reichstein (Hrsg., 2000): Frühe Eisengewinnung in Joldelund, Kr. Nordfriesland. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Technikgeschichte Schleswig-Holsteins. Teil 2: Naturwissenschaftliche Untersuchungen zur Metallurgie- und Vegetationsgeschichte. - *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 59. - Bonn, 281 S.
- Hägermann, D. & K.-H. Ludwig (1986): *Europäisches Montanwesen im Hochmittelalter - Das Trienter Bergrecht 1185-1214*. - Köln, 79 S.
- Hangen, E., H.H. Gerke, W. Schaaf & R.F. Hüttl (2004): Flow path visualization in a lignitic mine soil using iodine-starch staining. - *Geoderma* 120: 121-135.
- Harding, A. (1996): Neuordnung in Europa nördlich des Mittelmeers 1300-600 v. Chr. - In: Cunliffe, B. (Hrsg.): *Illustrierte Vor- und Frühgeschichte Europas*. - Frankfurt /Main: 341-374.
- Harnest, M. & P. Schauer (2000): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz. Vorbericht über die archäologischen und bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse des Jahres 1999. - *Archäologisches Korrespondenzblatt* 30: 513-525.
- Harnest, M. & P. Schauer (2002): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz. Vorbericht über die archäologischen Untersuchungsergebnisse 1999-2001. - *Beiträge zur Archäologie in der Oberpfalz und in Regensburg* 5: 167-173.
- Hasel, K. & E. Schwartz (2002): *Forstgeschichte. Ein Grundriss für Studium und Praxis*. - Remagen, 394 S.
- Headley, A.D. (1996): Heavy metal concentrations in peat profiles from the high Arctic. - *The Science of the Total Environment* 177: 105-111.
- Healy, J.F. (1978): *Mining and metallurgy in the Greek and Roman World. Aspects of Greek and Roman Life*. - London, 316 p.

- Heinrich, D. & M. Hergt (1990): dtv-Atlas zur Ökologie. - München, 283 S.
- Heinrichs, H. & A.G. Hermann (1990): Praktikum der Analytischen Geochemie. - Berlin, 669 S.
- Hensch, M. (2003): Ein Herrschaftszentrum des 9. bis beginnenden 11. Jahrhunderts auf dem Nordgau. Die archäologische Erforschung der frühen Sulzbacher Burg. - Schriftenreihe des Stadtmuseums und Stadtarchivs Sulzbach-Rosenberg 19: 69-85.
- Hensch, M. (2004): Hahnbach-Frohnberg: Frühmittelalterliche Höhensiedlung. - In: Codreanu-Windauer, S., U. Kirpal & G. Raßhofer (Hrsg.): Amberg und das Land an Naab und Vils. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 44. - Stuttgart: 89-93.
- Higgitt, D.L. & J. Warburton (1999): Applications of differential GPS in upland fluvial geomorphology. - *Geomorphology* 29: 121-134.
- Hong, S., J.-P. Candelone, C.C. Patterson & C.F. Boutron (1994): Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by Greek and Roman civilizations. - *Science* 265: 1841-1843.
- Hong, S., J.-P. Candelone, C.C. Patterson & C.F. Boutron (1996): History of ancient copper smelting pollution during Roman and Medieval times recorded in Greenland Ice. - *Science* 272: 249-249.
- Hornburg, V. (1991): Untersuchungen zur Mobilität und Verfügbarkeit von Cadmium, Zink, Mangan, Blei und Kupfer in Böden. - *Bonner Bodenkundliche Abhandlungen* 2, 228 S.
- Hornburg, V. & B. Lüter (1999): Vergleich zwischen Total- und königswasserextrahierbaren Elementgehalten in natürlichen Böden und Sedimenten. - *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 162: 131-137.
- Hoss, H. (1997): Einsatz des Laserscanner-Verfahrens beim Aufbau des Digitalen Geländehöhenmodells (DGM) in Baden-Württemberg. - *Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation* 2: 131-142.
- Hudson, P.F. & F.T. Heitmüller (2003): Local- and watershed-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Pánuco Basin, Mexico. - *Geomorphology* 56: 255-269.
- Hudson-Edwards, K.A., M. Macklin & M. Taylor (1997): Historic metal mining inputs to Tees River sediment. - *The Science of the Total Environment* 194-195: 437-445.
- Hudson-Edwards, K.A. & M.G. Macklin (1999): Mediaeval lead pollution in the River Ouse at York, England. - *Journal of Archaeological Science* 26: 809-819.
- Hunt Ortiz, M.A. (2003): Prehistoric Mining and Metallurgy in South West Iberian Peninsula. - *BAR International Series* 1188. - Oxford, 418 p.
- Hürkamp, K., T. Raab & J. Völkel (2003): Retention und Mobilisierungspotential montanhistorischer Schwermetalleinträge in Auenböden am Oberlauf der Vils/Opf. - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 102: 183-184.

- Hüttl, R.F., D. Klem & E. Weber (1999): Rekultivierung von Bergbaufolgelandschaften. Das Beispiel des Lausitzer Braunkohlereviere. - Berlin, 295 S.
- Hüttl, R.F., O. Bens, W. Gerwin & B.U. Schneider (2004): Bodenentwicklung nach forstlicher Rekultivierung im Zuge der nachbergbaulichen Inwertsetzung gestörter Landschaften. - Zeitschrift für angewandte Umweltforschung, Sonderheft 14: 143-157.
- Jacomet, S. & Kreuz, A. (1999): Archäobotanik. Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations- und agrargeschichtlicher Forschung. - Stuttgart, 368 S.
- James, D. (1990): Prehistoric copper mining on the Great Orme's Head, Llandudno, Gwynedd. - In: Crew. P. & S. Crew (Eds.): Early mining in the British Isles. Plas Tan y Bwlch Occasional Paper 1: 1-5.
- Jenk, U., U. Zimmermann & A. Abel (1998): Flutungsinduzierte Stoffwandlungsprozesse einer Urangrube im sedimentären Festgestein. - Proceedings des Dresdner Grundwasserforschungszentrums e. V., 6. DWG Forschungstage: 95-110.
- Jockenhövel, A. (1995a): Archäometallurgische Forschungen an der oberen Dill und Dietzhölze (Lahn-Dill-Kreis) - Das "Dietzhölztal-Projekt (DHT)". - In: Pinsker, B. (Hrsg.): Eisenland zu den Wurzeln der nassauischen Eisenindustrie. Begleitkatalog zur Sonderausstellung der Sammlung Nassauischer Altertümer im Museum Wiesbaden. - Wiesbaden: 1-14.
- Jockenhövel, A. (1995b): Der Weg zum Hochofen - Die Zeit der spätmittelalterlichen und frühneuzeitlichen Massenhütten. In: Pinsker, B. (Hrsg.): Eisenland zu den Wurzeln der nassauischen Eisenindustrie. Begleitkatalog zur Sonderausstellung der Sammlung Nassauischer Altertümer im Museum Wiesbaden. - Wiesbaden: 83-98.
- Jöns, H. (Hrsg., 1997): Frühe Eisengewinnung in Joldelund, Kr. Nordfriesland. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Technikgeschichte Schleswig-Holsteins. Teil 1: Einführung, Naturraum, Prospektionsmethoden und archäologische Untersuchungen. - Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 40. - Bonn, 327 S.
- Kalnicky, D.J. & R. Singhvi (2001): Field portable XRF analysis of environmental samples. - Journal of Hazardous Materials 83: 93-122.
- Kempa, M. (1991): Antike Eisenverhüttung auf der Ostalb. Zwei Jahre archäometallurgische Forschungen. - Archäologische Informationen aus Baden-Württemberg 20, 33 S.
- Kempter, H. & B. Frenzel (1999): The local nature of anthropogenic emission sources on the elemental content of nearby ombrotrophic peat bogs, Vulkaneifel, Germany. - The Science of the Total Environment 241: 117-128.
- Kempter, H. & B. Frenzel (2000): The impact of early mining and smelting on the local tropospheric aerosol detection in ombrotrophic peat bogs in the Harz, Germany. - Water, Air and Soil Pollution 121: 93-108.
- Kern, J. & C. Sternberg (1991): Schwermetallanreicherung im Sediment des Grossen Arbersees (Bayerischer Wald). - In: Riewenherm, S. & H. Lieth (Hrsg.): Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie XIX/III: 237-241.

- Kirtay, V.J., J.H. Kellum & S.E. Apitz (1998): Field-portable X-ray fluorescence spectrometry for metals in marine sediments: results from multiple sites. - *Water Science and Technology* 37: 141-148.
- Klemm, S. (Hrsg., 2003): *Montanarchäologie in den Eisenerzer Alpen, Steiermark. Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen zum prähistorischen Kupferbergbau in der Eisenerzer Ramsau.* - *Mitteilungen der Prähistorischen Kommission* 50. - Wien, 205 S.
- Kleßen, R. & S.M. Chrobok (1989): Historische Hüttenstandorte im Mittelharz und ihre fluvial transportierbaren technogenen Gesteine. - *Zeitschrift für angewandte Geologie* 35: 24-31.
- Kober, B., M. Wessels, A. Bollhöfer & A. Mangini (1999): Pb isotopes in sediments of Lake Constance, Central Europe constrain the heavy metal pathways and the pollution history of the catchment, the lake and the regional atmosphere. - *Geochimica and Cosmochimica Acta* 63: 1293-1303.
- Koppisch, D. & J. Gelbrecht (2001): Mikronährstoffe - Schwermetalle. - In: Succow, M. & H. Joosten (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*: 28.
- Küster, H. (1995): *Postglaziale Vegetationsgeschichte Südbayerns. Geobotanische Studien zur Prähistorischen Landschaftskunde.* - Berlin, 372 S.
- Kugler, H. (1974): *Das Georelief und seine kartographische Modellierung.* - Dissertation B Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 517 S.
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1999): *Vergleichende Prüfung von Vor-Ort-Analytik-Geräten in der Neckartalaue in Stuttgart - Bad Cannstatt.* - *Altlasten und Grundwasserschadensfälle* 30, 44 S.
- Landesdenkmalamt Baden-Württemberg (Hrsg., 1995): *Beiträge zur Eisenverhüttung auf der Schwäbischen Alb.* - *Forschungen und Berichte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg* 55. - Stuttgart, 336 S.
- Lang, A. (1996): Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lößderivate. - *Heidelberger Geographische Arbeiten* 103, 137 S.
- Lang, G. (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas - Methoden und Ergebnisse.* - Stuttgart, 462 S.
- Langelüttich, H.-J. (2003): Die Wasserhaltung im Mansfelder Kupferschieferbergbau. - *Der Anschnitt* 55: 172-182.
- Langohr, R. & J. Sanders (1985): The Belgium Loess belt in the last 20 000 years: evolution of soils and relief in Zonien Forest. - In: Boardman, J. (Ed.): *Soils and Quaternary Landscape Evolution.* - Chichester: 359-371.
- Lecce, S.A. & R.T. Pavlowsky (2001): Use of mining contaminated sediment tracers to investigate the timing and rates of historical flood plain sedimentation. - *Geomorphology* 38: 85-108.

- Lehrberger, G. (1996): Goldlagerstätten und historischer Goldbergbau in Bayern. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayerns 34: 17-63.
- Lennart, P. (2004): Der grosse Übergang. 10000 vor Christus bis 4000 vor Christus. Die ersten Bauern der christlichen Welt. - In: Burenhult, G. (Hrsg.): Menschen der Urzeit. Die Frühgeschichte der Menschheit von den Anfängen bis zur Bronzezeit. - Köln: 229-249.
- Leopold, M. (2003): Multivariate Analyse von Geoarchiven zur Rekonstruktion eisenzeitlicher Landnutzung im Umfeld der spätlatènezeitlichen Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg. - In: Völkel, J. (Hrsg.): Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung 2. - Regensburg, 260 S.
- Leopold, M. & J. Völkel (2003): Radar images of periglacial slope deposits beneath peat bogs in Middle European Highlands, Germany. - In: Bristow, C. & H. Jol (Eds.): Ground penetrating radar in sediments. - Royal Geological Society, Special Publication 211: 177-185.
- Leopold, M. & J. Völkel (2004): Neolithic flint mines in Arnhofen, Southern Germany: a ground penetrating radar survey. - Archaeological Prospection 11: 57-64.
- Leser, H. (1993<sup>7</sup>): Geomorphologie. - Braunschweig, 217 S.
- Leser, H. (1997<sup>4</sup>): Landschaftsökologie. Ansatz, Modelle, Methodik, Anwendungen. - Stuttgart, 644 S.
- Leser, H. & G. Stäblein (1985): Legend of the Geomorphological Map 1 : 25 000 (GMK 25). - Berliner Geographische Abhandlungen 39: 61-89.
- Leser, H. & G. Zollinger (1987): Die Anwendung der "Grünen Legende" im Maßstab 1 : 5 000. Probleme der größtmaßstäbigen geomorphologischen Kartierung - dargestellt am Beispiel eines Kartenausschnittes vom Badischen Oberrheingrabenrand. - Berliner Geographische Abhandlungen 42: 5-15.
- Lewis, A. (1990): Underground exploration of the Great Orme copper mines. - In: Crew, P. & S. Crew (Eds.): Early mining in the British Isles. Plas Tan y Bwlch Occasional Paper 1: 5-10.
- Liebe, F., G. Welp & G.W. Brümmer (1997): Mobilität anorganischer Schadstoffe in Böden Nordrhein-Westfalens. - Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz 2, 383 S.
- Liebscher, H.-J. (1990): Was ist Hydrologie. - In: Baumgartner, H. & H.-J. Liebscher (Hrsg.): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. - Stuttgart: 1-10.
- Lohani, B. & D.C. Mason (2001): Application of airborne scanning laser altimetry to the study of tidal channel geomorphology. - ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 56: 100-120.
- Longoni, A.C. Fiorini, P. Leutenegger, S. Sciuti, G. Fronterotta, L. Strüder & P. Lechner (1998): A portable XRF spectrometer for non-destructive analyses in archaeometry. - Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A: 407-409.

- Ludemann, T. (1999): Zur Brennstoffversorgung im Bergbaurevier Sulzburg.- Archäologie in Baden 61/62: 131-138.
- Ludwig, K.-H. & F. Gruber (1987): Gold- und Silberbergbau im Übergang vom Mittelalter zur Neuzeit - Das Salzburger Revier von Gastein und Rauris. - Köln, 400 S.
- Lüning, J. (1996): Erneute Gedanken zur Benennung der neolithischen Perioden. - Germania 74: 233-237.
- Lutz, J. (1941): Die ehemaligen Eisenhämmer und Hüttenwerke und die Waldentwicklung im nordöstlichen Bayern. - Mitteilungen Forstwirtschaft und Forstwissenschaft 12: 277-294.
- Mages, M., S. Woelfl, M. Óvári & W. v. Tümling jun. (2003): The use of portable total reflection X-ray fluorescence spectrometer for field investigation. - Spectrochimica Acta Part B 58: 219-2138.
- Mahr, A. (1998): Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald Untersuchungen zu Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluß auf die Pedogenese. - Regensburger Geographische Schriften 30, 326 S.
- Manske, D.J. (1981/1982): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 164 Regensburg. Geographische Landesaufnahme 1:200.000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. - Bonn, 64 S.
- Manske, D.J. (1987): Zur Frage der Altstraßen in der Oberpfalz. Beobachtungen an einem Nord-Süd-System - Ein Zwischenbericht. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayerns 12: 71-81.
- Martínez Cortizas, A., X. Pontevedra-Pombal, J.C. Nóvoa-Muños & E. García-Rodeja (1997): Four thousand years of atmospheric Pb, Cd and Zn deposition recorded by the ombrotrophic peat bog of Penido Vello (northwest Spain). - Water, Air, and Soil Pollution 100: 387-403.
- Martínez Cortizas, A., E. García-Rodeja, X. Pontevedra-Pombal, J.C. Nóvoa-Muños, D. Weiss, A. Cheburkin & W. Shotyk (2000): Atmospheric Pb deposition during the last 4,000 years recorded by ombrotrophic peat bogs in NW Spain. - Proceedings of the 11th International Heavy Metals Conference. - Ann Arbor.
- Mason, B. & C.B. Moore (1985): Grundzüge der Geochemie. - Stuttgart, 340 S.
- Matschullat, J., F. Ellminger, N. Agdemir, S. Cramer, W. Ließmann & N. Niehoff (1997): Overbank sediment profiles - evidence of early mining and smelting activities in the Harz mountains, Germany. - Applied Geochemistry 12: 105-114.
- McKibben, B. (1990): The End of Nature. - Harmondsworth, 212 p.
- Mende, M. (2003): Gräben und Teiche für Bergwerke und Hütten: Die Wasserwirtschaft im Oberharz. - In: Bayerl, G. & T. Meyer (Hrsg.): Die Veränderung der Kulturlandschaft. Nutzungen - Sichtweisen - Planungen. - Berlin: 85-101.
- Merkel, B., S. Hurst, E.P. Löhnert & W. Struckmeier (Eds., 1995): Uranium-Mining and Hydrogeology. - GeoCongress 1, 583 p.



- Michler, G. (1994): Paläoökologische Untersuchungen an Sedimentkernen aus südbayerischen und alpinen Seen (Schwermetallgehalte, Diatomeen, Blei-Isotope, geomagnetische Säkularvariation). - Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München 79: 139-166.
- Mighall, T.M., S. Timberlake, S.H.E. Clark & A.E. Caseldine (2002): A palaeoenvironmental investigation of sediments from the prehistoric mine of Copa Hill, mid-Wales. - Journal of Archaeological Science 29: 1161-1188.
- Monna, F., K. Hamer, J. L  veque & M. Sauer (2000): Pb isotopes as a reliable marker of early mining and smelting in the Northern Harz Province (Lower Saxony, Germany). - Journal of Geochemical Exploration 68: 201-210.
- Morteani, G. & J.P. Northover (Eds., 1995): Prehistoric gold in Europe. Mines, metallurgy and manufacture. - NATO ASI Series E: Applied Sciences 280. - Dordrecht, 618 p.
- Naucke, W. (1990): Chemie von Moor und Torf. - In: Göttlich, K. (Hrsg.): Moor- und Torfkunde. - Stuttgart: 237-261.
- Neef, E. (1967): Die theoretischen Grundlagen der Landschaftsökologie. - Gotha, 152 S.
- Nieminen, T.M., L. Ukonmaanaho & W. Shotyk (2002): Enrichment of Cu, Ni, Zn, Pb and As is an ombrotrophic peat bog near a Cu-Ni smelter in Southwest Finland. - The Science of the Total Environment 292: 81-89.
- Niller, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im L  sgebiet bei Regensburg - Kolluvien, Auelehme und Böden als Archive der Pal  oumwelt. - Regensburger Geographische Schriften 31, 429 S.
- Niller, H.-P. (2001): Wandel prähistorischer Landschaften. - Erdkunde 55: 32-48.
- NITON (2001): X-Ray Fluorescence (XRF) - Basic Principles. CD-ROM.
- Nölle, G. (1997): Technik der Glasherstellung. - Stuttgart, 206 S.
-   dor, L., R.B. Wanty, I. Horv  th & U. F  gedi (1998): Mobilization and attenuation of metals downstream from a base-metal mining site in the M  tra Mountains, northeastern Hungary. - Journal of Geochemical Exploration 65: 47-60.
- Oertel, T. (2003): Untersuchung und Bewertung geogener und anthropogener Bodenschwermetallanreicherungen als Basis einer geoökologischen Umweltanalyse im Raum Eisleben-Hettstedt. - Dissertation Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 135 S.
- Oldfield, F., N. Richardson & P.G. Appleby (1995): Radiometric dating ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ) of recent ombrotrophic peat accumulation and evidence for changes in mass balance. - The Holocene 5: 141-148.
- Ostenrieder, M. & J. Fugmann (2003): Laserscanning im Tagebau. - Der Petrograph 1: 23-25.
- Ottaway, B.S. (1994): Prähistorische Arch  ometallurgie. - Espelkamp, 278 S.

- Pasda, K. (2003): Burg Sulzbach: Hinweise durch Bestattungen und archäozoologische Ergebnisse auf ein Herrschaftszentrum des 9. bis 11. Jahrhunderts auf dem Nordgau. - Schriftenreihe des Stadtmuseums und Stadtarchivs Sulzbach-Rosenberg 19: 87-101.
- Pasda, K. (2004): Ensdorf. Mesolithische Freilandstation Steinbergwand. - In: Codreanu-Windauer, S., U. Kirpal & G. Raßhofer (Hrsg.): Amberg und das Land an Naab und Vils. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 44. - Stuttgart: 117-119.
- Pavicevic, M.K. & G. Amthauer (Hrsg., 2001): Beugungsmethoden, Spektroskopie, physiko-chemische Untersuchungsmethoden. - Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften 2. - Stuttgart, 262 S.
- Petrosyan, V., A. Orlova, C.E. Dunlop, E. Barbayan, M. Farfel & M. von Braun (2004): Lead in residential soil and dust in a mining and smelting district in northern Armenia: a pilot study. - Environmental Research 94: 297-308.
- Pirrie, D., D. Power, P.D. Wheeler, A. Cundy, C. Bridges & G. Davey (2002): Geochemical signature of historical mining: Fowey Estuary, Cornwall, UK. - Journal of Geochemical Exploration 76: 31-43.
- Pfeuffer, J. (1983): Zur Genese der Eisenerzlagerstätten von Auerbach - Sulzbach-Rosenberg - Amberg (Oberpfalz). - Geologisches Jahrbuch D64: 3-69.
- Pflug, W. (Hrsg., 1998): Braunkohlentagebau und Rekultivierung - Landschaftsökologie, Folgenutzung, Naturschutz. - Berlin, 1068 S.
- Potts, P.J., A.T. Ellis, P. Kregsamer, J. Marshall, C. Strel, M. West & P. Wobrauschek (2001): Atomic spectrometry update. X-ray fluorescence spectrometry. - Journal of Analytical Atomic Spectrometry 16: 1217-1237.
- Press, F. & R. Siever (1995): Allgemeine Geologie - Eine Einführung. - Heidelberg, 602 S.
- Probst, E. (1996): Deutschland in der Bronzezeit. - München, 559 S.
- Projektgruppe Plinius (Hrsg., 1989): Plinius der Ältere über Blei und Zinn. - Tübingen, 92 S.
- Pscherer, F. (1969): Die Bleibergwerke zu Freihung. - In: Markt Freihung (Hrsg.): Freihung 1569-1969, 400-Jahrfeier vom 25.-28. Juli 1969. - Freihung: 29-46.
- Quevauviller, P., G. Rauret, H. Muntan, A.M. Ure, R. Rubio, J.F. López-Sánchez, H.D. Fiedler & B. Griepink (1994): Evaluation of a sequential extraction procedure for the determination of extractable trace metal contents in sediments. - Fresenius' Journal of Analytical Chemistry 349: 808-814.
- Raab, A., M. Leopold & J. Völkel (2005): Vegetation and land-use history in the surroundings of the Kirchenmoos (Central Bavaria, Germany) since the late Neolithic Period to the early Middle Ages. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd. 139: 35-61.
- Raab, T. (1999): Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes im Arbergebiet. Regensburger Geographische Schriften 32. - Regensburg, 327 S.
- Raab, T. & J. Völkel (2003): Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. - Quaternary Science Reviews 22: 581-593.

- Raab, T., S. Beckmann, K. Hürkamp, N. Richard, A. Knitl, R. Sandner, P. Schauer & J. Völkel (2003a): Kolluviale und fluviale Sedimente in der historischen Bergbaulandschaft Vilstal/Opf. - In: Völkel, J. (Hrsg.): Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung 3: 104-160.
- Raab, T., K. Hürkamp & J. Völkel (2003b): Die Bewertung von Bodenfunktionen im Sinne des Bodenschutzes vor dem Hintergrund montanhistorischer Landschaftsveränderungen in der Oberpfalz. - Marktredwitzer Bodenschutztag, Tagungsband 3: 80-86.
- Raab, T. & J. Völkel (2005): Soil geomorphological studies on the Prehistoric to Historic landscape change in the former mining area at the Vils River (Bavaria, Germany). - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd. 139: 129-145.
- Raab, T., S. Beckmann, N. Richard & J. Völkel (2005): Reconstruction of floodplain evolution in former mining areas - The Vils River case study. - Die Erde: in press.
- Raßhofer, G. (2004): Velburg: Hallstattzeitliche Siedlung. In: Codreanu-Windauer, S., U. Kirpal & G. Raßhofer (Hrsg.): Amberg und das Land an Naab und Vils. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 44: 170-178.
- Renberg, I., M.W. Persson & O. Emteryd (1994): Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. - Nature 368: 323-326.
- Renberg, I., R. Bindler & M.-L. Brännvall (2001): Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe. - The Holocene, 11: 511-516.
- Renberg, I., M.-L. Brännvall, R. Bindler & O. Emteryd (2002): Stable lead isotopes and lake sediments - a useful combination for the study of atmospheric lead pollution history. - Science of the Total Environment 292: 45-54.
- Ress, M. (1950): Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der oberpfälzischen Eisenindustrie von den Anfängen bis zur Zeit des 30jährigen Krieges. - Verhandlungen des Historischen Vereins von Oberpfalz und Regensburg 91: 5-186.
- Richard, K.-H. (1990): Torfgewinnung und Torfverwertung. - In: Göttlich, K. (Hrsg.): Moor- und Torfkunde. - Stuttgart: 411-472.
- Richard, N. (2005): Historischer Ausbau oder natürliche Entwicklung? Die fluviale Morphologie der Vils unter dem Einfluss des historischen Bergbaus. - Dissertation Universität Regensburg, 173 S.
- Richardson, C.A. (2001): Residual luminescence signals in modern coastal sediments. - Quaternary Science Reviews 20: 887-892.
- Rieser, B. & H. Schrattenthaler (2002): Prähistorischer Bergbau im Raum Schwaz - Brixlegg. Urgeschichtliche Bergbauspuren, Werkzeugfunde, Experimente, Mineralien - Brixlegg. - St. Gertraudi, 125 S.
- Rind, M.M. (1997): Archäologische Kulturen in Niederbayern. - In: Rind, M.M. (Hrsg.): Von Keltenkriegerern und Kirchenmäusen. - Archäologie im Landkreis Kelheim 2: 22-25.

- Rind, M.M. (2000): Auf der Suche nach dem "Stahl der Steinzeit" - Ausgrabungen im Feuersteinbergwerk von Abensberg-Arnhofen. - Blick in die Wissenschaft, Forschungsmagazin der Universität Regensburg 12: 32-41.
- Rohdenburg, H. (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. - Giessener Geographische Schriften 20: 57-112.
- Rohdenburg, H. (1971): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. - Gießen, 352 S.
- Rohrmüller, J., H. Mielke & D. Gebauer (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molassegrund. - In: Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern. - München: 16-54.
- Roos-Barracough, F., A. Martinez Cortizas, E. Garcia-Rodeja & W. Shotyk (2002): A 14500 year record of the accumulation of atmospheric mercury in peat: volcanic signals, anthropogenic influences and a correlation to bromine accumulation. - Earth and Planetary Science Letters 202: 435-451.
- Rosman, K.J.R., W. Chisholm, C.F. Boutron, J.-P. Candelone & S. Hong (1994): Isotopic evidence to account for changes in the concentration of lead in Greenland snow between 1960 and 1988. - Geochimica et Cosmochimica Acta 58: 3265-3269.
- Rosman, K.J.R., W. Chisholm, S.M. Hong, J.-P. Candelone & C.F. Boutron (1997): Lead from Carthaginian and Roman Spanish mines isotopically identified in Greenland ice data from 600 BC to AD 300. - Environmental Science and Technology 31: 3413-3416.
- Rössler, M. (2003): Linking nature and culture: world heritage cultural landscapes, cultural landscapes: the challenges of conservation. - World Heritage Papers 7: 10-15.
- Rubner, H. (1967): Forstgeschichte im Zeitalter der industriellen Revolution. - Schriften zur Wirtschafts- und Sozialgeschichte 8. - Berlin, 235 S.
- Salomons, W., U. Förstner & P. Mader (Eds., 1995): Heavy metals problems and solutions. - Berlin, 412 p.
- Sandner, R. & P. Schauer (2003): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz. Vorbericht über die archäologischen Untersuchungsergebnisse 2002-2003. - Archäologisches Korrespondenzblatt 33: 505-512.
- Sauer, C.O. (1925): The morphology of landscape. - University of California Publications in Geography 2.2: 19-53.
- Schaefer, M. (1992<sup>3</sup>): Wörterbücher der Biologie - Ökologie: mit englisch-deutschem Register. - Jena, 433 S.
- Schauer, P. (Hrsg., 2001): DFG-Graduiertenkolleg 462 "Paläoökosystemforschung und Geschichte". Beiträge zur Siedlungsarchäologie und zum Landschaftswandel. Ergebnisse zweier Kolloquien in Regensburg, 9.-10. Oktober, 2.-3. November 2000. - Regensburger Beiträge zur Prähistorischen Archäologie 7. - Regensburg, 290 S.

- Scheffer, F. & P. Schachtschabel (2002<sup>15</sup>): Lehrbuch der Bodenkunde. - Berlin, 593 S.
- Scheuerer, M. (1991): Flora und Vegetation des Naturschutzgebietes "Kleiner Arbersee" im Hinteren Bayerischen Wald. - Hoppea 50: 233-286.
- Schmidgall, J. (2003): Bodenkundlich-sedimentologische Untersuchungen zum anthropogen induzierten Landschaftswandel von Karstgebieten am Beispiel des Schlossberges von Kallmünz (südöstliche Fränkische Alb). - Dissertation Universität Regensburg, 389 S.
- Schmidt, G. (1995): Der Mansfelder Kupferschieferbergbau im Einzugsgebiet des Süßen Sees - Geologische Voraussetzungen, Kulturlandschaftswandel und ökologische Probleme. - Berichte zur Deutschen Landeskunde 69: 93-110.
- Schmidt, G. & M. Frühauf (2000): Abflusssdynamik und Stofftransport im Einzugsgebiet des wiederentstehenden Salzigen Sees. - Geo-Öko 21: 229-252.
- Schmidt, G. & M. Frühauf (2002): Nährstoffbilanzierungen für Fließgewässereinzugsgebiete als Grundlage zur Planung von Nutzungsänderungen im Einzugsgebiet des wiederentstehenden Salzigen Sees. - Geo-Öko 23: 153-174.
- Schmithüsen, J. (1976): Allgemeine Geosynergetik. Grundlagen der Landschaftskunde. - Lehrbuch der Allgemeinen Geographie 12. - Berlin, 349 S.
- Schmitt, A., M. Dotterweich, G. Schmidtchen & H.-R. Bork (2003): Vinyards, hopyards and recent afforestation: effects of late Holocene land use change on soil erosion in northern Bavaria, Germany. - Catena 51: 241-254.
- Schubert, A. (1985): Meßtechnische Erfassung der Emissionen von luftverunreinigenden Stoffen aus Anlagen zur Herstellung und Bearbeitung von Glas. - In: Bayerisches Landesamt für Umweltschutz (Hrsg.): 11. Symposium über branchenspezifische Emissionen. Anlagen zur Herstellung und Bearbeitung von Glas: 304-310.
- Schubert, R. & G. Wagner (1991<sup>10</sup>): Botanisches Wörterbuch - Pflanzennamen und botanische Fachwörter. - Stuttgart, 582 S.
- Schüring, J., H.D. Schulz, W.R. Fischer, J. Böttcher & W.H.M. Duijnsveld (Eds., 2000): Redox - Fundamentals, Processes and applications. - Berlin, 251 p.
- Schulz, R. (Hrsg., 2000): Angewandte Geophysik - Neue Geräte und ihre Anwendung. - Geologisches Jahrbuch E52, 188 S.
- Schulz, H.D. & G. Teutsch (Eds., 2002): Geochemical processes - conceptual models for reactive transport in soil and groundwater. - Weinheim, 278 S.
- Selim, H.M.E. & M.C. Amacher (1997): Reactivity and Transport of Heavy Metals in Soils. - Boca Raton, 201 p.
- Semmel, A. (1983<sup>2</sup>): Grundzüge der Bodengeographie. - Stuttgart, 123 S.
- Semmel, A. (1985): Periglazialmorphologie. - Darmstadt, 116 S.

- Semmel, A. (1991): Relief, Gestein, Boden. Grundlagen der Physischen Geographie. Die Geographie. Einführungen in Gegenstand, Methoden und Ergebnisse ihrer Teilgebiete und Nachbarwissenschaften. - Darmstadt, 148 S.
- Semmel, A. (1995): Development of gullies under forest cover in the Taunus and Crystalline Odenwald Mountains. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Bd. 100: 115-127.
- Settle, D. & C.C. Patterson (1980): Lead in Albacore: guide to lead pollution in Americans. - Science 207: 1167-1176.
- Shepherd, R. (1993): Ancient Mining. - London, 494 p.
- Sherratt, A. (1996): Das Jungneolithikum und die Kupferzeit 4500-2500 v. Chr. - In: Cunliffe, B. (Hrsg.): Illustrierte Vor- und Frühgeschichte Europas. - Frankfurt/Main: 191-229.
- Shotyk, W., A.K. Cheburkin, P.G. Appleby, A. Frankhauser & J.D. Kramers (1996): Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony, and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. - Earth and Planetary Science Letters 145: E1-E7.
- Shotyk, W., A.K. Cheburkin, P.G. Appleby, A. Frankhauser & J.D. Kramers (1997): Lead in three peat bog profiles, Jura Mountains, Switzerland: enrichment factors, isotopic composition, and chronology of atmospheric deposition. - Water, Air and Soil Pollution 100: 297-310.
- Shotyk, W., D. Weiss, P.G. Appleby, A.K. Cheburkin, R. Frei, M. Gloor, J.D. Kramers, S. Reese & W.O. Van der Knaap (1998): History of atmospheric lead deposition since 12,370 <sup>14</sup>C yr BP from a peat bog, Jura mountains, Switzerland. - Science 281: 1635-1640.
- Shotyk, W., D. Weiss, J.D. Kramers, R. Frei, A.K. Cheburkin, M. Gloor & S. Reese (2001): Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruère, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, T, Y, Zr, and REE) since 12,370 <sup>14</sup>C yr BP. - Geochimica and Cosmochimica Acta 65: 2337-2360.
- Simmons, I. (1989): Changing the face of the earth: culture, environment, history. - Oxford, 487 p.
- Singh, B.R. (1997): Soil pollution and contamination. - In: Lal, R., W.E.H. Blum, C. Valentin & B.A. Stewart (Eds.): Methods for assessment of soil degradation. Advances in soil science. - Boca Raton: 279-299.
- Sommer, M. & E. Schlichting (1997): Archetypes of catenas in respect to matter - a concept for structuring and grouping catenas. - Geoderma 76: 1-33.
- Sonke, J.E., J.A. Hoogewerff, S.R. van der Laan & J. Vangronsveld (2002): A chemical and mineralogical reconstruction of Zn-smelter emission in the Kempen region (Belgium), based on organic pool sediment cores. - The Science of the Total Environment 292: 101-119.



- Speier, M. (1999): Das Ebbegebirge - vegetationskundliche und paläoökologische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte des Hochsauerlandes. - Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde 61. - Münster, 175 S.
- Sprandel, R. (1987). Die Bedeutung der Oberpfalz für die Eisenerzeugung des Mittelalters. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayern 12: 125-131.
- Stallard, M.O., S.E. Apitz & C.A. Dooley (1995): X-ray fluorescence spectrometry for field analysis of metals in marine sediments. - Marine Pollution Bulletin 31: 297-305.
- Stalling, H. (1987): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Bayerischen Wald. - Dissertationes Botanicae 105, 202 S.
- Steinsiek, P.-M. (1996): Waldzustandsentwicklung im Westharz zwischen 1550 und 1800. - In: Bayerl, B., N. Fuchsloch & T. Meyer (Hrsg.): Umweltgeschichte - Methoden, Themen, Potentiale: Tagung des Hamburger Arbeitskreises für Umweltgeschichte 1994. - Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt 1. - Münster: 103-109.
- Steinsiek, P.-M. (1999): Nachhaltigkeit auf Zeit. Waldschutz im Westharz vor 1800. Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt 11. - Münster, 282 S.
- Steuer, H. & U. Zimmermann (Hrsg., 1993): Montanarchäologie in Europa. - Archäologie und Geschichte 4. - Sigmaringen, 562 S.
- Steuer, H. & U. Zimmermann (Hrsg., 2000): Alter Bergbau in Deutschland. - Sonderheft der Zeitschrift Archäologie in Deutschland. - Hamburg, 127 S.
- Stöllner, T. (Hrsg., 2002): Der prähistorische Salzbergbau am Dürrnberg bei Hallein. Die Funde und Befunde der Bergwerksausgrabungen zwischen 1990 und 2000, Textband. - Veröffentlichungen aus dem Deutschen Bergbau-Museum Bochum, 515 S.
- Strasburger, E. (1991<sup>33</sup>): Lehrbuch der Botanik für Hochschulen. - Stuttgart, 1030 S.
- Stroh, A. (1975): Die vor- und frühgeschichtlichen Geländedenkmäler der Oberpfalz. - Kallmünz, 371 S.
- Strunz, H. (1952): Die Bleierze von Freihung. - Acta Albertina Ratisbonensia 20: 193-196.
- Stuiver, M., P.J. Reimer, E. Bard, J.W. Beck, G.S. Burr, K.A. Hughen, B. Kromer, G. McCormack & G. Van der Plicht (1998): INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24.000 - 0 cal BP. - Radiocarbon 40: 1041-1085.
- Succow, M. & H. Joosten (Hrsg., 2001<sup>2</sup>): Landschaftsökologische Moorkunde. - Stuttgart, 622 S.
- Succow, M. & H. Stegmann (2001): Nährstoffökologisch-chemische Kennzeichnung. - In: Succow, M. & H. Joosten (Hrsg.): Landschaftsökologische Moorkunde: 75-85.
- Suhling, L. (1983): Aufschließen, Gewinnen und Fördern. Kulturgeschichte der Naturwissenschaften und der Techniken. - Reinbek bei Hamburg, 254 S.

- Suhling, L. (1996): Hüttentechnik und Umwelt im 16. Jahrhundert. - In: Bayerl, G., N. Fuchsloch & T. Meyer (Hrsg.): Umweltgeschichte - Methoden, Themen, Potentiale: Tagung des Hamburger Arbeitskreises für Umweltgeschichte 1994. - Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt 1: 87-102.
- Swift, R.P. (1995): Evaluation of a field-portable X-ray fluorescence spectrometry method for use in remedial activities. - Spectroscopy 10: 31-35.
- Thiemeyer, H. (1988): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lößgebieten. - Rhein-Mainische Forschung 105. - Frankfurt a.M., 174 S.
- Thomasius, H. & P.A. Schmidt (1996): Wald, Forstwirtschaft und Umwelt. Umweltschutz - Grundlagen und Praxis 10. - Bonn, 435 S.
- Thommes, P. (1998): Wald und Metall - eine Methode zur Rekonstruktion der Waldschädigung durch ur- und frühgeschichtliche Meiler- und Verhüttungstechnologie. - Dissertation Universität Freiburg im Breisgau, 254 S.
- Thomsen, V. & D. Schatzlein (2002): Advances in Field Portable XRF. - Spectroscopy 17: 14-21.
- Tillmann, H. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn. - München, 118 S.
- Timberlake, S. (2003): Early mining research in Britain: the developments of the last ten years. - In: Craddock, P.T. & J. Lang (Eds.): Mining and metal production through the ages: 21-42.
- Tipping, E., E.J. Smith, A.J. Lawlor, S. Hughes, P.A. & Stevens (2003): Predicting the release of metals from ombrotrophic peat due to drought-induced acidification. - Environmental Pollution 123: 239-253.
- Troll, G. (Hrsg., 1981): Mineralvorkommen im östlichen Bayerischen Wald - Bildung, Inhalt und Bergbaugeschichte. - Der Aufschluß, Sonderband 31. - Heidelberg, 152 S.
- Troll, C. (1939): Luftbildplan und ökologische Bodenforschung. - Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 7/8: 241-298.
- Twardowska, I. & J. Kyzioł (2003): Sorption of metals onto natural organic matter as a function of complexation and adsorbent - adsorbate contact mode. - Environmental International 28: 783-791.
- Tylecote, R.F. (1987): The early history of metallurgy in Europe. - London, 391 p.
- UNESCO World Heritage Centre (1999): Operational guidelines for the implementation of the World Heritage Convention. - Paris, 39 p.
- Ure, A.M. (1996): Single extraction schemes for soil analysis and related applications. - Science of the Total Environment 178: 3-10.
- Ure, A.M., P. Quevauviller, H. Muntau & B. Griepink (1993): Speciation of heavy metals in soils and sediments. An account of the improvement and harmonization of extraction techniques undertaken under the auspices of the BCR of the Commission of the

- European Communities. - International Journal Environmental Analytical Chemistry 51: 135-151.
- Vangerow, H.-H. (1987): Die Holzversorgung der Oberpfalz vor 1600. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayerns 12: 325-351.
- Vanhoof, C., V. Corthouts, K. Tirez & N. De Brucker (2002): ED-XRF as field analytical technique: comparison of various systems based on a case study. - In: Breh, W.E.A. (Ed.): Field Screening Europe 2001. - Dordrecht: 357-361.
- Vanwalleghem, T., M. Van den Eeckhaut, J. Poesen, J. Deckers, J. Nachtergaele, K. Van Oost & C. Slenters (2003): Characteristics and controlling factors of old gullies under forest in a temperate humid climate: a case study from Meerdaal Forest (Central Belgium). - Geomorphology 56: 15-29.
- Vogt-Eisenschink, W. (1987): Erfassung von Bergbau- und Eisenverhüttungsplätzen im Raum Regensburg-Kelheim. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayerns 12: 27-37.
- Völkel, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlage landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd. 96, 301 S.
- Völkel, J. (2003): Graduiertenkollegs. Paläoökosystemforschung und Geschichte, Universität Regensburg. 9. Forschungsbericht. Berichtszeitraum 1.10.2000 - 30.09.2003. Universität Regensburg. - Regensburg: 917-918.
- Völkel, J., A. Raab, T. Raab, M. Leopold & H. Simm (1998): Methoden der Bilanzierung spätlatènezeitlicher Bodenerosion am Beispiel der Viereckschanzen von Poign, Lkr. Regensburg. - In: Küster, Hj., A. Lang & P. Schauer (Hrsg.): Archäologische Forschungen in urgeschichtlichen Siedlungslandschaften. - Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie 5: 541-558.
- Völkel, J., M. Leopold & M. Roberts (2001): The radar signatures and age of periglacial slope deposits in the German Highlands. - Permafrost and Periglacial Processes 12: 379-387.
- Völkel, J., M. Leopold, A. Mahr & T. Raab (2002): Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentraleuropäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie. - Petermanns Geographische Mitteilungen 146: 50-59.
- von Schroeder, J. & C. Reuss (Hrsg., 1883): Die Beschädigung der Vegetation durch Rauch und die Oberharzer Hüttenrauchschäden. - Nachdruck der Ausgabe Berlin 1883 nach dem Exemplar der Universitäts- und Landesbibliothek Halle. - Leipzig (1986), 333 S.
- von Stromer, W. (1987): Die große Hammereinung vom 7. Januar 1387, Kartell und Innovation als Antwort auf eine Krise. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayerns in Theuern 12: 147-201.
- Wagenbreth, O. & E. Wächtler (Hrsg., 1986): Der Freiburger Bergbau: Technische Denkmale und Geschichte. - Leipzig, 382 S.

- Wagenbreth, O. & E. Wächtler (Hrsg., 1989<sup>4</sup>): Technische Denkmale in der Deutschen Demokratischen Republik. - Leipzig, 352 S.
- Wagenbreth, O. & E. Wächtler (Hrsg., 1990): Bergbau im Erzgebirge. Technische Denkmale und Geschichte. - Leipzig, 504 S.
- Waldner, W.F. & G. Hofmann (1987): Der ostbayerische Eisenerzbergbau vom Mittelalter bis zum Ende des Alten Reiches. - Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayern 12: 85-102.
- Wedepohl, K.H. (1993): Die Herstellung mittelalterlicher und antiker Gläser. - Stuttgart, 38 S.
- Weisgerber, G. (2000): Zur technischen Revolution des Bergbaus im Mittelalter. - In: Steuer, H. & U. Zimmermann (Hrsg.): Alter Bergbau in Deutschland. - Hamburg: 99-106.
- Weiss, D., W. Shotyk, J.D. Kramers & M. Gloor (1999a): Sphagnum mosses as archives of recent and past atmospheric lead deposition in Switzerland. - Atmospheric Environment 33: 3751-3763.
- Weiss, D., W. Shotyk, P.G. Appleby, I.D. Kramers & A.K. Cheburkin (1999b): Atmospheric Pb deposition since the industrial revolution recorded by five Swiss peat profiles: enrichment factors, fluxes, isotopic composition, and sources. - Environment Science and Technology 33: 1340-1352.
- Weiss, D., W. Shotyk, E.A. Boyle, J.D. Kramers, P.G. Appleby & A.K. Cheburkin (2002): Comparative study of the temporal evolution of atmospheric lead deposition in Scotland and eastern Canada using blanket peat bogs. - Science of the Total Environment 292: 7-18.
- West, S., D.J. Charman, J.P. Grattan & A.K. Cheburkin (1997): Heavy metals in Holocene peats from South West England: detecting mining impacts and atmospheric pollution. - Water, Air and Soil Pollution 100: 434-454.
- Whittle, A. (1996): Die ersten Bauern. - In: Cunliffe, B. (Hrsg.): Illustrierte Vor- und Frühgeschichte Europas. - Frankfurt/Main: 155-190.
- Wiesemann, J. (1996): Spätmittelalterliche Steinkohleförderung im Raum Aachen. - In: Bayerl, G., N. Fuchsloch & T. Meyer (Hrsg.): Umweltgeschichte - Methoden, Themen, Potentiale: Tagung des Hamburger Arbeitskreises für Umweltgeschichte 1994. - Cottbuser Studien zur Geschichte von Technik, Arbeit und Umwelt 1. - Münster, 81-86.
- Wiethold, J. (2000): Ackerbau und Umwelt des spätkaiserzeitlichen Eisengewinnungs- und Siedlungsplatzes am Kammburg bei Joldelund, Kr. Nordfriesland. - In: Haffner, A., H. Jöns & J. Reichstein (Hrsg.): Frühe Eisengewinnung in Joldelund, Kr. Nordfriesland. Ein Beitrag zur Siedlungs- und Technikgeschichte Schleswig-Holsteins. Teil 2: Naturwissenschaftliche Untersuchungen zur Metallurgie- und Vegetationsgeschichte. - Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 59. - Bonn: 101-146.
- Williams-Thorpe, O., P.J. Potts & P.C. Webb (1999): Field-portable non-destructive analysis of lithic archaeological samples by X-ray fluorescence instrumentation using a mercury iodide detector: comparison with wavelength-dispersive XRF and a case study in British stone axe provenancing. - Journal of Archaeological Science 26: 215-237.

- Wilsdorf, H. (1987): Kulturgeschichte des Bergbaus. Ein illustrierter Streifzug durch Zeiten und Kontinente. - Essen, 409 S.
- Winkelmann, H. (1962): Bergbuch des Lebertals. - Lünen, 175 S.
- Winkler, U. (1981): Zwischen Arber und Osser. Historische Bilder vom Lamer Winkel im Bayerischen Wald aus 7 Jahrhunderten 1279-1979. - Grafenau, 279 S.
- Winkler, U. (1988): Waldglashütten - Glashüttengüter im Bayerischen Wald. - In: Sellner, C. (Hrsg.): Der Gläserne Wald - Glaskultur im Bayerischen und Oberpfälzer Wald, ein Führer zu historischen Stätten, Glashütten und Museen in Ostbayern. - München: 12-25.
- Wittmann, L. (1960): Von Hammerschmieden und Schmelzhütten. - Altnürnberger Landschaft 9: 21-29.
- Wohlrab, B., M. Ehlers, D. Günnewig & H.-H. Söhngen (Hrsg., 1995): Oberflächennahe Rohstoffe: Abbau, Rekultivierung, Folgenutzung im Spannungsfeld zwischen gesicherter Versorgung und Umweltverträglichkeit. - Jena, 304 S.
- Wolf, H. (1986): Eisenerzbergbau und Eisenverhüttung in der Oberpfalz von den Anfängen bis zur Gegenwart. - Hefte zur Bayerischen Geschichte und Kultur 3. - München, 48 S.
- Wolf, H. (2004): Bodenschätze und Montanwesen. - In: Codreanu-Windauer, S., U. Kirpal & G. Raßhofer (Hrsg.): Amberg und das Land an Naab und Vils. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 44. - Stuttgart: 20-25.
- Yang, H., N.L. Rose & R.W. Battarbee (2002): Distribution of some trace metals in Lochnagar, a Scottish mountain lake ecosystem and its catchment. - Science of the Total Environment 285: 197-208.
- Zahn, U. (1981): Die vor- und frühgeschichtliche Erzgewinnung und Eisenverhüttung in Ostbayern. - Leobener Grüne Hefte N.F. 2: 47-64.
- Zeien, H. (1995): Chemische Extraktionen zur Bestimmung der Bindungsformen von Schwermetallen in Böden. - Bonner Bodenkundliche Abhandlungen 17, 283 S.
- Zeien, H. & G.W. Brümmer (1991): Chemische Extraktionen zur Bestimmung der Bindungsformen von Schwermetallen in Böden. - Berichte aus der Ökologischen Forschung 6: 62-89.
- Zepp, H. (2004<sup>3</sup>): Geomorphologie - Eine Einführung. - Paderborn, 354 S.
- Zimmermann, E. (Hrsg., 2000): Hammergüter und Hammerherrenschlösser der nördlichen Oberpfalz. - Schriftenreihe des Stadtmuseums und Stadtarchivs Sulzbach-Rosenberg 14: 57-74.
- Zimmermann, E.A.W. (1775): Beobachtungen auf einer Harzreise nebst dem Versuch die Höhen des Brockens durch das Barometer zu bestimmen. - Braunschweig, 54 S.

## 7 Anhang

### Tab. A1 - A41

Fallstudie A – Boden- und Reliefveränderungen im Umfeld von historischen Eisenhammerwerken an der Vils südlich von Amberg

### Tab. B1 - B10

Fallstudie B – Erfassung montan bedingter Metallanreicherungen in der Vilsaue bei Freihung/Opf. mittels der feldportablen Röntgenfluoreszenzanalyse (FP-RFA)

### Tab. C1 - C16

Fallstudie C – Moore des Bayerischen Waldes als Geoarchive montan bedingter Metallanreicherungen der Atmosphäre – Vergleichende Untersuchungen zur Depositionsgeschichte von Blei und seiner Bindungsform in Torfen

### Abkürzungen

HK	Holzkohle
kru	Krümelfüge
pol	Polyedergefüge
subpol	Subpolyedergefüge
*	Bodenart gemäß Laboranalyse (falls durchgeführt)



**Tab. A1:** Profil 6637-3, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	415 m
<b>Exposition:</b>	NNE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94268 – H 54 67363
<b>Neigung:</b>	4°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Kulminationsbereich in einer Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	03.05.2001
<b>Bodentyp:</b>	<b>Kolluvisol</b>
<b>Altersdatierungen:</b>	HK, 90 cm Profiltiefe, <sup>14</sup> C: 2605 ± 145 BP (Hv-24369) HK, 90 cm Profiltiefe, <sup>14</sup> C: 3140 ± 150 BP (Hv-24370)
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/ Ausgangs-gestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
3/1	<b>0-4</b>	<b>Ah</b>	<b>Kolluvium</b>	Lu	
3/2	<b>4-20</b>	<b>Al</b>		Lu	fahlbraun, z.T. walnußgroße humose Flecken, HK, carbonatfrei, subpol, schwach verfestigt, mäßig durchwurzelt, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), deutlich sandiger als das Liegende
3/3	4-12 12-20				
3/4	<b>20-40</b>	<b>II Bt</b>	<b>Kolluvium</b>	Lu	schmutzigbraun, schwach humos marmoriert, HK, carbonatfrei, pol, schwach verfestigt, mäßig durchwurzelt, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), deutliches Netz aus Fein- und Mittelporen, schwach ausgebildete schmutzigbraune Toncutane
3/5	20-30 30-40				
3/6	<b>40-106</b>	<b>III Bt</b>	<b>Kolluvium</b>	Tu3-Lu	rötlichbraun, deutlich humos marmoriert, zur Basis (v.a. ab 80 cm) mehr schmutzigbraun (humos), carbonatfrei, HK, mäßig verfestigt, schwach durchwurzelt, Skelettgehalt gering (Flintsteine, Kalkstein- und Tripelbruchstücke), pol, viele Fein- und Mittelporen, schmutzigbraune und rötlichbraune Toncutane
3/7	40-51				
3/8	51-52				
3/9	62-73				
3/10	73-84				
3/11	84-95 95-106				
3/12	<b>106-145</b>	<b>IV fBt</b>	<b>Basislage</b>	Lu-Tu3	rötlichbraun, kein Humus erkennbar, keine HK, verfestigt, schwach durchwurzelt, Skelettgehalt gering, pol, viele Fein- und Mittelporen, Toncutane
3/13	106-116				
3/14	116-126				
3/15	126-136 136-145				
3/16	<b>145-168+</b>	<b>V fBt</b>	<b>Basislage</b>	Tl	rotbraun, kein Humus erkennbar, keine HK, verfestigt, nicht durchwurzelt, deutlich höherer Skelettgehalt (v.a. Kalksteinbrocken), Toncutane, viel Fein- und Mittelgrus
	145-168				

**Tab. A2:** Profil 6637-5, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	397 m
<b>Exposition:</b>	ENE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94433 – H 54 67560
<b>Neigung:</b>	6°, mittel geneigt
<b>Relief:</b>	Kulminationsbereich in einer Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	08.05.2001
<b>Bodentyp:</b>	<b>Parabraunerde</b>
<b>Altersdatierungen:</b>	HK, 60 cm Profiltiefe, <sup>14</sup> C: 2280 ± 165 BP (Hv-24367) HK, 60 cm Profiltiefe, <sup>14</sup> C: 2430 ± 135 BP (Hv-24368)
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/ Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
5/1	<b>0-10</b>	<b>Ahl</b>	<b>Kolluvium</b>	Lu	dunkelgrau, z.T. braun marmoriert, Ah taschenförmig nach unten übergehend, stark humos, carbonatfrei, HK
5/2	<b>10-16</b>	<b>Al</b>		Lu	braun, subpol, schwach humos, mäßig durchwurzelt, carbonatfrei, HK
5/3	<b>16-60</b> 26-36	<b>Al+Bt</b>		Tu3	braun, etwas lockerer, Bt-Merkmale nur schwach ausgeprägt, pol, schwach verfestigt, schwach ausgebildete Toncutane, carbonatfrei, HK
5/4	36-46				
5/5	36-44				
5/6	44-52				
5/7	52-60				
5/8	<b>60-90</b> 60-70	<b>II fBt</b>	<b>Basislage</b>	Lt2-Lt3	rötlich- bis dunkelbraun marmoriert, pol, deutliche Toncutane, mäßig durchwurzelt mit vielen Resten von Feinwurzeln, Feinboden carbonatfrei mit Kalkbruchstücken
5/9	70-80				
5/10	80-90				
5/11	<b>90-97</b>	<b>ICv-Bt</b>		Lt2	braun, pol schwach, Skelettgehalt hoch, sehr schwach durchwurzelt, Feinboden carbonatfrei mit Kalkbruchstücken
5/12	<b>97-124</b> 97-106	<b>Bt-ICv</b>		Lt2	wie oben, Skelettgehalt zur Basis hin zunehmend
5/13	106-115				
5/14	115-124				
5/15	<b>124-144+</b> 124-134	<b>III ICv</b>	<b>Basislage</b>	Lu	gelblichbraun, subpol, Skelettgehalt hoch (fGr-gGr, z.T. kantige Steine), Feinboden carbonatfrei mit Kalkbruchstücken, stark verfestigt, nicht durchwurzelt
5/16	134-144				

**Tab. A3:** Profil 6637-7, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	382 m
<b>Exposition:</b>	ENE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94593 – H 54 67680
<b>Neigung:</b>	4°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Altholz mit Strauchschicht
<b>Aufschluss:</b>	Baggerschurf
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	10.07.2001
<b>Bodentyp:</b>	<b>Kolluvisol</b>
<b>Altersdatierungen:</b>	HK, 173 cm Profiltiefe, <sup>14</sup> C: 3635 ± 270 BP (Hv-24371) HK, 183 cm Profiltiefe, <sup>14</sup> C: 1155 ± 180 BP (Hv-24372)
<b>Anmerkungen:</b>	nördlicher Ast des Hohlweges

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
7/1 7/2	<b>0-14</b> 0-4 4-14	<b>Ah</b>	<b>Kolluvium</b>	Lu - Lt2	schwarzbraun bis fahlbraun marmoriert, kru bis pol, Skelettgehalt hoch (v.a. gGr und X), mäßig durchwurzelt, HK
7/3 7/4 7/5	<b>14-44</b> 14-24 24-34 34-44	<b>II M</b>	<b>Kolluvium</b>	Tu3 - Lt3	schmutzigbraun, z.T. fahlbraun marmoriert, pol sehr gut ausgebildet, Skelettgehalt hoch (v.a. mGr-gGr, wenig X), mäßig durchwurzelt
7/6	<b>44-70</b>	<b>III M</b>	<b>Kolluvium</b>	Tu3	braun, überwiegend subpol, Skelettgehalt hoch (Steinlage!), mäßig durchwurzelt, HK
7/7	<b>70-110</b>	<b>IV M</b>	<b>Kolluvium</b>	Tu3	schmutzigbraun bis fahlbraun marmoriert, subpol, Skelettgehalt gering (vereinzelt X), schmutzigbraune Aggregate mit schwachem pol, schwach durchwurzelt, weniger kompakt als das Hangende, HK
7/8	<b>110-130</b>	<b>V M</b>	<b>Kolluvium</b>	Lu	Feinboden wie oben, Skelettgehalt sehr hoch (Steinlage!), etwas kompakter
7/9	<b>130-160</b>	<b>VI M</b>	<b>Kolluvium</b>	Lu	Feinboden wie oben, Skelettgehalt hoch (mGr-gGr, wenig X)
7/10	<b>160-195</b>	<b>VII M</b>	<b>Kolluvium</b>	Lt2	dunkelbraun, Skelettgehalt sehr hoch (lehmiger Schutt), locker gelagert, scharfe Untergrenze, schwach durchwurzelt, HK
7/11	<b>195-230</b>	<b>VIII ft</b>	<b>Basislage</b>	Lu	hellbraun, subpol, Skelettgehalt hoch (mGr-gGr), carbonathaltig, mäßig kompakt, nicht durchwurzelt, keine HK!
7/12 7/13	<b>230-270</b> 230-255 255-270	<b>IX ft</b>	<b>Basislage</b>	Lt2 - Lts	wie oben, deutlicher Farbwechsel zu braun bis rötlichbraun, an der Basis höherer Skelettgehalt, carbonathaltig

**Tab. A4:** Profil 6637-8, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	383 m
<b>Exposition:</b>	ENE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94595 – H 54 67677
<b>Neigung:</b>	4°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Altholz mit Strauchschicht
<b>Aufschluss:</b>	Baggerschurf
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	10.07.2001
<b>Bodentyp:</b>	<b>Kolluvisol</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
8/1	0-30	Ah	Kolluvium	Lu	dunkelgrau, Skelettgehalt gering, locker gelagert, mäßig durchwurzelt
8/2	30-60	M	Kolluvium	Ls2	wie oben, schmutzigbraun bis braun marmoriert, pol bis subpol schwach ausgebildet, HK
8/3	60-90	II M	Kolluvium	Sl4	braun, Skelettgehalt sehr hoch (fG-gG), locker gelagert, schwach durchwurzelt, HK
8/4	90-120	III M	Kolluvium	Lu-Lt3	Schwarzbraun - braun marmoriert, pol bis subpol, Skelettgehalt sehr gering, locker gelagert, sehr schwach durchwurzelt, HK
8/5	105-120				
8/6	120-135	IV M	Kolluvium	Lt3	braun bis schwarzbraun und fahlbraun marmoriert, subpol bis pol, Skelettgehalt mittel, mäßig kompakt, nicht durchwurzelt, HK
8/7	135-150	V M	Kolluvium	Lt3	wie oben, Skelettgehalt sehr hoch (gGr und X)
8/8	150-170	VI fT	Basislage	Ls3-Ts4	braun bis rötlichbraun, pol, Skelettgehalt sehr hoch (fGr-X, carbonathaltig, kompakt bis mäßig kompakt, nicht durchwurzelt)
8/9	170-200				
8/10	200-230				
8/11	230-260				
8/12	260-310				

**Tab. A5:** Profil 6637-9, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	382 m
<b>Exposition:</b>	ENE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94599 – H 54 67674
<b>Neigung:</b>	4°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Altholz mit Strauchschicht
<b>Aufschluss:</b>	Baggerschurf
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	10.07.2001
<b>Bodentyp:</b>	<b>Kolluvisol</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
9/1	0-20	Ah	Kolluvium	Lt2	schwarzbraun, pol, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), locker gelagert, schwach durchwurzelt, HK
9/2	20-60 50-60	M		St3	schwarzbraun bis hellbraun, mäßig kompakt, Skelettgehalt mittel bis hoch (fGr-X, schwach durchwurzelt, HK

**Tab. A6:** Profil 6637-150, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	455 m
<b>Exposition:</b>	ESE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94070 – H 54 67155
<b>Neigung:</b>	2°, sehr schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Hängiger Kulminationsbereich
<b>Vegetation:</b>	Buchenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrubef
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Braunerde-Terra fusca</b>
<b>Anmerkungen:</b>	Anstehendes erreicht

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-4	Ah		n.b.	schwarzbraun, sehr humos, carbonatfrei, kru, sehr stark durchwurzelt, stark steinig
n.b.	4-16	Bv-T		n.b.	braun, sehr humos, carbonatfrei, kru / pol, sehr stark durchwurzelt, stark steinig
n.b.	16-33	T		Tl	leuchtendorange, schwach humos, carbonatfrei, pol, mäßig durchwurzelt, sehr stark steinig
	33+	T+cmC	Dolomit		Dolomit (anstehend), sehr stark carbonathaltig, in Spalten Residualton (s.o.)



**Tab. A7:** Profil 6637-151, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	450 m
<b>Exposition:</b>	ESE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94105 – H 54 67152
<b>Neigung:</b>	17°, sehr stark geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, vertikal X1, horizontal X2
<b>Vegetation:</b>	Buchenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Braunerde-Terra fusca</b>
<b>Anmerkungen:</b>	Anstehendes erreicht

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
151/1	0-3	Ah	Basislage	Lu	schwarzbraun, sehr humos, carbonatfrei, kru, sehr stark durchwurzelt, stark grusig
151/2	3-12	Ah-Bv-T		Lu	braun, sehr humos, carbonatfrei, pol, stark durchwurzelt, Skelettgehalt sehr hoch, stark grusig
151/3	12-30	Bv-T		Tu3	orangebraun, mäßig humos, carbonatfrei, pol, stark durchwurzelt, sehr schwach grusig, Untergrenze wellig, Skelettgehalt mittel
151/4	30-65	II cmC+T	Basislage	Tu3	orangebraun, schwach humos, carbonatfrei, pol, mäßig durchwurzelt, Skelettgehalt äußerst hoch, sehr stark steinig, Steine schwach hangparallel eingeregelt
	65+	III T+cmC	Dolomit		Dolomit (anstehend), sehr stark carbonathaltig, in Spalten (< 1 cm) Residualton

**Tab. A8:** Profil 6637-152, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	442 m
<b>Exposition:</b>	ESE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94155 – H 54 67146
<b>Neigung:</b>	5°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, vertikal G, horizontal G
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>erodierte Parabraunerde-Terra fusca, kolluvial überlagert</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
	<b>0-3</b>	<b>Ah</b>	<b>Kolluvium</b>		schwarzbraun, sehr stark humos, carbonatfrei, kru, sehr stark durchwurzelt, stark grusig und steinig
152/1	<b>3-38</b>	<b>M</b>		Lt3	schmutzigbraun, stark humos, subpol, stark durchwurzelt, mittel grusig, locker gelagert, HK und HK-Flitter
152/2	<b>38-85</b>	<b>II Bt+T</b>	<b>Basislage</b>	Tt	deutlich toniger als das Hangende, rotbraun, schwach humos, pol, Toncutane, schwach durchwurzelt, stark grusig und steinig
152/3	<b>85-120+</b>	<b>III fT</b>	<b>Basislage</b>	Lts	deutlich sandiger als das Hangende, gelblichbraun bis rötlichbraun, sehr schwach humos, pol, sehr schwach durchwurzelt, sehr stark steinig und blockig

**Tab. A9:** Profil 6637-153, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	438 m
<b>Exposition:</b>	ESE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94200 – H 54 67142
<b>Neigung:</b>	4°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, G, G
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Parabraunerde</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
	<b>0-3</b>	<b>Ahl</b>	<b>Hauptlage</b>		schwarzbraun, sehr stark humos, carbonatfrei, kru, sehr stark durchwurzelt, schwach grusig und steinig
153/1	<b>3-15</b>	<b>Al</b>		Ut4	fahlbraun, stark humos, subpol, stark durchwurzelt, mittel grusig, locker gelagert
153/2	<b>15-30</b>	<b>Al+Bt</b>		Tu3	fahlbraun bis braun, mäßig humos, subpol, fleckig pol und Toncutane, stark durchwurzelt, mittel grusig, locker gelagert
153/3	<b>30-70</b>	<b>Bt</b>		Tu3	rötlichbraun, mäßig humos, pol, Toncutane, schwach durchwurzelt, mittel grusig, kompakt gelagert, Manganflecken
153/4	<b>70-130+</b>	<b>II fBt</b>	<b>Mittellage</b>	Tu3	deutlich schluffiger als das Hangende, rötlichbraun, sehr schwach humos, pol, Toncutane, sehr schwach durchwurzelt, schwach grusig, kompakt gelagert, deutlich feinporenreich

**Tab. A10:** Profil 6637-154, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	445 m
<b>Exposition:</b>	WNW
<b>Lage [Gauß-Krüger]</b>	R 44 94282 – 54 67137
<b>Neigung:</b>	14°, stark geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, G, G
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Braunerde-Terra fusca</b>
<b>Anmerkungen:</b>	I

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
	0-5	Ah	Kolluvium	Tu	schwarzbraun, sehr stark humos, carbonatfrei, kru und pol, sehr stark durchwurzelt, stark steinig
154/1	5-20	Ah-Bv-T		Lt2	schwarzbraun, sehr stark humos, carbonatfrei, kru und pol, sehr stark durchwurzelt, stark steinig
154/2	20-50	II cmC+T	Basislage	Tl	leuchtendorange, sehr schwach humos, carbonatfrei, pol, mäßig durchwurzelt, mäßig bis stark steinig, Dolomitsteine haben eine gelbliche sandige Verwitterungsrinde
	50+	III cmC	Dolomit		

**Tab. A11:** Profil 6637-155, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	452 m
<b>Exposition:</b>	WNW
<b>Lage [Gauß-Krüger]</b>	R 44 94320 – 54 67134
<b>Neigung:</b>	3°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Hängiger Kulminationsbereich
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Kiefernforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Rendzina</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
155/1	0-23	Ah		Ls2	schwarzbraun, sehr stark humos, kru, sehr stark durchwurzelt, stark grusig und steinig
155/2	23-50	cCv	Dolomit	fSgs	gelblichbraun, sehr schwach humos, sehr stark carbonathaltig, Einzelkornggefüge, schwach durchwurzelt, sehr stark steinig, Steine stark angewittert, jedoch nicht verlehmt [Dolomitasche]

**Tab. A12:** Profil 6637-156, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	425 m
<b>Exposition:</b>	NW
<b>Lage [Gauß-Krüger]</b>	R 44 94528 – 54 67462
<b>Neigung:</b>	1°, sehr schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Hängiger Kulminationsbereich
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Kiefernforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Rendzina</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-10	Ah		Ut2	schwarzbraun, sehr stark humos, kru, sehr stark durchwurzelt, schwach grusig und steinig
	10+	cmC	Dolomit		



**Tab. A13:** Profil 6637-157, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	420 m
<b>Exposition:</b>	NW
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94508 – H 54 67482
<b>Neigung:</b>	10°, mittel geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, V1, G
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Braunerde-Terra fusca</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-11	Ah	Kolluvium	Lu	schwarzbraun, sehr stark humos, kru, sehr stark durchwurzelt, schwach grusig und steinig
n.b.	11-17	Ah-Bv-T		Lt3	dunkelbraun, stark humos, pol und kru, sehr stark durchwurzelt, mäßig grusig und steinig, HK
n.b.	17-35	II cmC+T	Basislage	Tl	braun, schwach humos, pol, schwach durchwurzelt, stark steinig und grusig
n.b.	35-70+	III T+cmC	Dolomit		Dolomit (anstehend), sehr stark carbonathaltig, in Spalten Residualton (s.o.)

**Tab. A14:** Profil 6637-158, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	410 m
<b>Exposition:</b>	NW
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94488 – H 54 67502
<b>Neigung:</b>	10°, mittel geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, G, G
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Altersdatierungen:</b>	
<b>Bodentyp:</b>	<b>Parabraunerde</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-8	Ah1	Kolluvium	Lu	schwarzbraun, sehr stark humos, kru, sehr stark durchwurzelt, schwach grusig und steinig
158/1	8-28	Al		Uls	schmutzigbraun, mäßig humos, kru bis subpol, stark durchwurzelt, schwach grusig und steinig, HK
158/2	28-54	II Al	Kolluvium	Uls	braun, mäßig humos, subpol, schwach durchwurzelt, sehr schwach grusig und steinig, locker gelagert
158/3	54-90	III Bt	Hauptlage	Lu	rötlichbraun, schwach humos, pol, Toncutane, schwach durchwurzelt, mäßig steinig und grusig
158/4	90-120+	IV fT	Basislage	T	rötlichbraun, schwach humos, Polyedergefüge, schwach durchwurzelt, mäßig steinig und grusig

**Tab. A15:** Profil 6637-159, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	405 m
<b>Exposition:</b>	NW
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94463 – H 54 67528
<b>Neigung:</b>	17°, sehr stark geneigt
<b>Relief:</b>	Hang, G, G
<b>Vegetation:</b>	Fichtenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Braunerde-Terra fusca</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-11	Ah	Kolluvium	Tu2	schwarzbraun, sehr stark humos, kru, sehr stark durchwurzelt, schwach grusig und steinig
n.b.	11-17	Ah+T		Tl	schmutzigbraun, mäßig humos, pol und kru, sehr stark durchwurzelt, mäßig grusig und steinig, HK
n.b.	17-35	II cmC+T	Basislage	T	orangebraun, schwach humos, pol, schwach durchwurzelt, stark steinig und grusig
n.b.	35-70+	III T+cmC	Dolomit		Dolomit (anstehend), sehr stark carbonathaltig, in Spalten Residualton (s.o.)

**Tab. A16:** Profil 6637-160, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	420 m
<b>Exposition:</b>	SE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94373 – H 54 67640
<b>Neigung:</b>	5°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Hängiger Kulminationsbereich
<b>Vegetation:</b>	Buchenforst
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Braunerde-Terra fusca</b>
<b>Anmerkungen:</b>	Anstehendes erreicht

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-4	Ah		Lts	schwarzbraun, sehr humos, carbonatfrei, kru, sehr stark durchwurzelt, stark steinig
n.b.	4-15	Bv-T		Lts	braun, sehr humos, carbonatfrei, kru / pol, sehr stark durchwurzelt, stark steinig
n.b.	15-31	T		Tl	leuchtendorange, schwach humos, carbonatfrei, pol, mäßig durchwurzelt, sehr stark steinig
	31+	T+cmC	Dolomit		Dolomit (anstehend), sehr stark carbonathaltig, in Spalten Residualton (s.o.)

**Tab. A17:** Profil 6637-161, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	392 m
<b>Exposition:</b>	ENE
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94438 – H 54 67552
<b>Neigung:</b>	5°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Altholz mit Strauchschicht
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	08.05.2001
<b>Bodentyp:</b>	<b>Rendzina</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-5	Ah	Kolluvium	Lt2	schwarzbraun, pol, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), locker gelagert, schwach durchwurzelt, HK
n.b.	5-20	M		Lt2	schwarzbraun, pol, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), locker gelagert, schwach durchwurzelt, HK
	20+	II cmC	Dolomit		

**Tab. A18:** Profil 6637-162, Profilbeschreibung

<b>Ort:</b>	Hirschwald w Ensdorf/Leidersdorf (Lkr. Sulzbach-Rosenberg), Forstabteilung 7
<b>Höhe ü. NN:</b>	431 m
<b>Exposition:</b>	N
<b>Lage [Gauß-Krüger]:</b>	R 44 94220 – H 54 67140
<b>Neigung:</b>	4°, schwach geneigt
<b>Relief:</b>	Tiefenlinie
<b>Vegetation:</b>	Fichten-Altholz
<b>Aufschluss:</b>	Schürfgrube
<b>Bearbeiter:</b>	Th. Raab
<b>Datum:</b>	02.06.2003
<b>Bodentyp:</b>	<b>Rendzina</b>
<b>Anmerkungen:</b>	

Proben-Nr.	Horizont-grenzen [cm]	Horizont	Deckschicht/Ausgangsgestein	Bodenart*	Horizontbeschreibung
n.b.	0-6	Ah	Kolluvium	Lt2	schwarzbraun, pol, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), locker gelagert, schwach durchwurzelt, HK
n.b.	6-21	M		Lt2	schwarzbraun, pol, Skelettgehalt gering (fGr-gGr), locker gelagert, schwach durchwurzelt, HK
	21+	II cmC	Dolomit		



**Tab. A19: Profil 6637-3, Bodenanalytische Standardwerte**

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Skelett Gew.-%	Korngrößen (Gew.-%)									Boden-art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell-Farbe	C %	org. S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Ah	0-4	11,0	4,5	6,1	10,2	20,9	29,3	21,6	9,7	60,6	18,5	Lu	4,07	3,33	-	10 YR 3/3	2,5	4,3
2	Al	4-12	30,7	8,4	6,4	9,5	24,4	26,4	21,8	7,8	56,0	19,6	Lu	4,35	3,66	-	10 YR 5/6	0,9	1,5
3	Al	12-20	32,1	7,7	6,0	9,2	22,9	24,7	20,7	9,4	54,8	22,3	Lu	4,76	3,87	-	10 YR 4/6	0,7	1,2
4	II Bt	20-30	7,0	2,0	2,9	6,3	11,2	25,3	25,5	10,5	61,3	27,5	Lu	5,96	5,03	-	10 YR 4/4	0,7	1,2
5	II Bt	30-40	4,3	2,5	2,2	4,9	9,7	27,1	23,8	11,5	62,4	28,0	Lu	6,07	5,10	-	10 YR 5/4	0,5	0,9
6	III Bt	40-51	8,8	2,5	2,3	4,9	9,8	23,1	21,5	9,9	54,5	35,7	Tu3	6,47	5,58	-	10 YR 5/6	0,4	0,7
7	III Bt	51-62	10,7	2,9	2,6	4,9	10,4	24,4	22,6	9,8	56,7	32,8	Tu3	6,79	5,81	-	7.5 YR 4/4	0,4	0,7
8	III Bt	62-73	6,4	2,3	2,9	5,4	10,6	22,7	23,9	11,0	57,7	31,7	Tu3	6,90	5,86	-	7.5 YR 4/4	0,4	0,6
9	III Bt	73-84	9,4	2,4	2,6	5,2	10,2	24,8	24,5	10,8	60,2	29,6	Lu	7,14	6,07	-	10 YR 4/4	0,4	0,6
10	III Bt	84-95	4,7	3,2	3,2	4,8	11,3	28,4	24,3	10,7	63,3	25,4	Lu	7,26	6,11	-	10 YR 4/6	0,3	0,5
11	III Bt	95-106	10,6	4,2	3,3	4,9	12,4	29,9	23,6	10,3	63,8	23,8	Lu	7,19	6,07	-	10 YR 4/6	0,2	0,4
12	IV fBt	106-116	13,8	3,5	2,4	4,0	9,9	32,2	21,8	8,2	62,2	27,8	Lu	7,16	6,10	-	10 YR 4/6	0,2	0,3
13	IV fBt	116-126	10,9	1,6	1,8	3,2	6,6	31,7	14,4	10,4	56,5	36,9	Tu3	7,23	6,19	-	7.5 YR 5/6	0,2	0,3
14	IV fBt	126-136	0,2	1,3	1,5	2,2	5,0	12,3	33,0	10,8	56,1	39,0	Tu3	7,20	6,24	-	7.5 YR 4/6	0,2	0,3
15	IV fBt	136-145	2,8	1,8	1,8	3,1	0,2	27,2	21,2	9,3	57,7	35,5	Tu3	7,25	6,32	-	7.5 YR 4/6	0,1	0,2
16	V fBt	145-168	23,5	18,4	9,4	2,9	30,8	8,0	8,3	6,1	22,4	46,8	TI	7,61	6,86	-	7.5 YR 4/6	0,3	0,4

**Tab. A20: Profil 6637-3, Effektive Kationenaustauschkapazität**

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	K		Na		Mg		Ca		Al		Fe		Mn		KAK Summe	Basen-sättigung
			mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%		
1	Ah	0-4	0,11	1,69	0,03	0,45	0,15	2,37	0,60	9,50	5,19	81,75	0,25	4,00	0,02	0,25	6,35	14,00
2	Al	4-12	0,09	1,71	0,00	0,04	0,06	1,20	0,08	1,52	5,01	93,41	0,05	1,02	0,06	1,10	5,36	4,48
3	Al	12-20	0,12	2,40	0,05	0,98	0,15	2,94	0,59	11,43	4,11	79,93	0,00	0,00	0,12	2,33	5,15	17,74
4	II Bt	20-30	0,19	2,59	0,03	0,47	0,58	7,88	6,43	87,06	0,10	1,39	0,00	0,03	0,04	0,57	7,39	98,00
5	II Bt	30-40	0,21	2,79	0,03	0,43	0,55	7,30	6,62	87,51	0,11	1,44	0,01	0,15	0,03	0,38	7,56	98,03
6	III Bt	40-51	0,33	2,91	0,07	0,61	0,84	7,37	10,11	88,49	0,06	0,52	0,00	0,01	0,01	0,09	11,43	99,38
7	III Bt	51-62	0,30	2,87	0,07	0,66	0,76	7,29	9,28	89,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	10,42	99,94
8	III Bt	62-73	0,25	2,67	0,03	0,30	0,69	7,31	8,46	89,16	0,05	0,50	0,00	0,03	0,00	0,03	9,49	99,45
9	III Bt	73-84	0,24	2,67	0,04	0,48	0,66	7,30	8,01	88,66	0,07	0,74	0,01	0,13	0,00	0,01	9,03	99,12
10	III Bt	84-95	0,21	2,71	0,04	0,51	0,56	7,21	6,94	89,39	0,01	0,15	0,00	0,00	0,00	0,02	7,77	99,83
11	III Bt	95-106	0,22	2,92	0,03	0,44	0,57	7,49	6,67	87,76	0,08	1,01	0,03	0,36	0,00	0,00	7,60	98,62
12	IV fBt	106-116	0,32	3,48	0,06	0,64	0,78	8,57	7,94	86,88	0,04	0,41	0,00	0,01	0,00	0,00	9,13	99,57
13	IV fBt	116-126	0,37	3,62	0,04	0,43	0,87	8,49	8,94	87,20	0,02	0,23	0,00	0,03	0,00	0,00	10,25	99,75
14	IV fBt	126-136	0,43	3,85	0,04	0,34	0,91	8,25	9,61	86,87	0,07	0,59	0,01	0,09	0,00	0,00	11,06	99,31
15	IV fBt	136-145	0,46	3,87	0,05	0,46	0,94	7,92	10,23	86,48	0,11	0,96	0,04	0,30	0,00	0,01	11,83	98,73
16	V fBt	145-168	0,67	3,67	0,09	0,47	1,22	6,76	16,12	89,02	0,01	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	18,11	99,93

**Tab. A21:** Profil 6637-3, Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan											
			Pyrophosphat			Oxalat			Dithionit			Gesamtgehalt		
			% Fe <sub>p</sub>	% Al <sub>p</sub>	% Mn <sub>p</sub>	% Fe <sub>o</sub>	% Al <sub>o</sub>	% Mn <sub>o</sub>	% Fe <sub>d</sub>	% Al <sub>d</sub>	% Mn <sub>d</sub>	% Fe	% Al	% Mn
1	Ah	0-4	0,12	0,08	0,000	0,10	0,05	0,004	0,54	0,17	0,006	0,76	0,30	0,011
2	Al	4-12	0,06	0,08	0,003	0,16	0,06	0,020	0,67	0,13	0,023	0,89	0,27	0,045
3	Al	12-20	0,04	0,08	0,006	0,17	0,09	0,073	0,87	0,14	0,038	1,09	0,30	0,117
4	II Bt	20-30	0,03	0,04	0,003	0,14	0,08	0,078	1,00	0,15	0,009	1,18	0,27	0,091
5	II Bt	30-40	0,03	0,02	0,003	0,12	0,08	0,077	1,11	0,17	0,010	1,25	0,26	0,089
6	III Bt	40-51	0,02	0,03	0,002	0,09	0,09	0,069	1,55	0,20	0,030	1,66	0,32	0,101
7	III Bt	51-62	0,01	0,02	0,002	0,12	0,11	0,083	1,49	0,19	0,007	1,62	0,32	0,091
8	III Bt	62-73	0,01	0,02	0,002	0,10	0,09	0,072	1,38	0,18	0,023	1,49	0,30	0,097
9	III Bt	73-84	0,01	0,02	0,002	0,15	0,11	0,096	1,16	0,18	0,006	1,32	0,31	0,104
10	III Bt	84-95	0,01	0,02	0,001	0,16	0,10	0,097	1,02	0,15	0,011	1,19	0,26	0,109
11	III Bt	95-106	0,01	0,02	0,000	0,18	0,10	0,105	1,06	0,15	0,012	1,25	0,27	0,117
12	IV fBt	106-116	0,00	0,01	0,000	0,14	0,10	0,071	1,27	0,17	0,009	1,41	0,27	0,081
13	IV fBt	116-126	0,01	0,01	0,001	0,12	0,10	0,050	1,40	0,18	0,007	1,53	0,29	0,057
14	IV fBt	126-136	0,01	0,01	0,001	0,11	0,09	0,050	1,49	0,17	0,007	1,60	0,28	0,058
15	IV fBt	136-145	0,01	0,01	0,000	0,12	0,10	0,059	1,41	0,17	0,007	1,53	0,28	0,066
16	V fBt	145-168	0,01	0,02	0,000	0,14	0,13	0,108	1,76	0,20	0,012	1,90	0,35	0,121

**Tab. A22:** Profil 6637-3, Prozentuale Verteilung der pedogenen Oxide

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Fe <sub>p</sub> /Fe <sub>d</sub>	Sequentielle Extraktion								
				Prozentuale Verteilung der Fraktionen								
				Fe <sub>p</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Al <sub>p</sub>	Al <sub>o</sub>	Al <sub>d</sub>	Mn <sub>p</sub>	Mn <sub>o</sub>	Mn <sub>d</sub>
1	Ah	0-4	0,18	16	13	71	27	16	57	4	38	58
2	Al	4-12	0,23	7	18	75	30	21	49	6	43	51
3	Al	12-20	0,20	4	16	80	26	28	46	5	62	33
4	II Bt	20-30	0,14	3	12	85	13	30	56	4	86	10
5	II Bt	30-40	0,11	2	9	88	9	29	63	3	86	11
6	III Bt	40-51	0,06	1	5	94	9	28	63	2	68	30
7	III Bt	51-62	0,08	1	7	92	6	35	58	2	91	7
8	III Bt	62-73	0,07	1	7	92	8	31	61	2	74	24
9	III Bt	73-84	0,13	1	11	88	8	34	58	2	92	6
10	III Bt	84-95	0,16	1	13	85	8	36	56	1	89	10
11	III Bt	95-106	0,17	1	15	84	8	38	55	0	90	10
12	IV fBt	106-116	0,11	0	10	90	4	36	61	0	88	12
13	IV fBt	116-126	0,09	0	8	92	4	33	63	1	87	12
14	IV fBt	126-136	0,08	0	7	93	5	33	62	1	87	11
15	IV fBt	136-145	0,08	0	8	92	5	35	60	0	90	10
16	V fBt	145-168	0,08	0	7	92	6	38	56	0	90	10

Tab. A23: Profil 6637-5, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Skelett Gew. %	K o r n g r ö ß e n (G e w. %)									Boden- art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Ahl	0-10	2,7	3,0	4,3	5,9	13,2	25,0	24,9	10,4	60,3	26,5	Lu	4,50	3,55	-	10 YR 3/4	2,5	4,3
2	Al	10-16	14,7	3,9	4,4	5,5	13,9	24,9	22,9	10,9	58,6	27,5	Lu	4,66	3,64	-	7.5 YR 4/6	0,8	1,4
3	Al+Bt	16-26	8,0	3,5	4,0	5,4	13,0	22,8	22,5	10,8	56,1	31,0	Tu3	5,00	3,90	-	7.5 YR 4/6	0,6	1,0
4	Al+Bt	26-36	7,5	2,8	4,0	5,5	12,3	22,7	22,7	10,5	56,0	31,7	Tu3	5,32	4,13	-	7.5 YR 4/6	0,6	1,0
5	Al+Bt	36-44	6,3	2,5	3,3	5,0	10,9	23,8	24,2	10,3	58,3	30,9	Tu3	5,50	4,31	-	7.5 YR 4/6	0,5	0,8
6	Al+Bt	44-52	9,5	2,6	3,1	5,0	10,7	24,4	19,0	13,8	57,3	32,1	Tu3	5,84	4,53	-	7.5 YR 4/6	0,4	0,8
7	Al+Bt	52-60	13,8	3,0	3,8	4,5	11,3	27,6	21,4	9,3	58,3	30,4	Tu3	5,86	4,61	-	7.5 YR 4/6	0,4	0,7
8	II fBt	60-70	34,5	10,4	6,0	5,8	22,2	22,3	17,6	5,9	45,8	32,1	Lt2	6,05	4,83	-	7.5 YR 4/6	0,3	0,6
9	II fBt	70-80	32,7	9,5	6,9	6,4	22,7	20,8	13,2	6,7	40,7	36,6	Lt3	6,47	5,20	5,70	7.5 YR 4/6	0,3	0,5
10	II fBt	80-90	30,4	11,2	9,9	6,0	27,2	19,4	12,1	5,6	37,0	35,8	Lt3	7,01	5,84	6,27	7.5 YR 4/6	0,3	0,4
11	ICv-Bt	90-97	21,6	9,1	9,9	7,1	26,1	22,0	12,8	6,4	41,2	32,7	Lt2	7,60	6,78	6,64	7.5 YR 4/6	0,2	0,3
12	Bt-ICv	97-106	27,8	11,1	10,3	7,3	28,8	24,1	14,9	6,4	45,4	25,9	Lt2	7,91	7,06	7,00	7.5 YR 4/6	0,2	0,4
13	Bt-ICv	106-115	32,4	15,1	10,5	4,5	30,1	16,3	15,2	7,0	38,6	31,4	Lt2	8,12	7,18	6,99	7.5 YR 5/6	0,3	0,4
14	Bt-ICv	115-124	41,7	9,4	6,4	4,0	19,7	20,1	18,2	7,7	46,1	34,2	Lt2	8,15	7,18	8,44	7.5 YR 4/6	0,4	0,6
15	III ICv	124-134	32,4	10,3	8,1	5,4	23,9	25,7	19,1	6,4	51,3	24,9	Lu	8,08	7,29	8,14	7.5 YR 5/6	0,3	0,4
16	III ICv	134-144	15,0	5,7	4,2	3,6	13,4	28,3	23,5	7,1	58,9	27,7	Lu	8,03	7,26	9,72	7.5 YR 5/6	0,2	0,4

Tab. A24: Profil 6637-5, Effektive Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	K		Na		Mg		Ca		Al		Fe		Mn		KAK (mmol)	Basen- sättigung
			mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%		
1	Ahl	0-10	0,11	1,48	0,04	0,50	0,37	4,81	1,95	25,52	5,02	65,65	0,01	0,13	0,15	1,91	7,65	32,30
2	Al	10-16	0,12	1,57	0,02	0,23	0,30	4,06	1,52	20,27	5,42	72,40	0,00	0,04	0,11	1,43	7,48	26,13
3	Al+Bt	16-26	0,17	2,28	0,06	0,76	0,74	9,64	3,59	46,85	3,01	39,31	0,00	0,02	0,09	1,14	7,66	59,53
4	Al+Bt	26-36	0,20	2,62	0,04	0,51	1,14	15,12	4,78	63,71	1,28	17,11	0,00	0,04	0,07	0,88	7,51	81,97
5	Al+Bt	36-44	0,23	3,02	0,06	0,78	1,24	16,46	5,23	69,49	0,72	9,63	0,00	0,00	0,05	0,62	7,52	89,75
6	Al+Bt	44-52	0,25	3,04	0,04	0,43	1,42	17,32	6,14	75,14	0,30	3,66	0,01	0,10	0,03	0,31	8,18	95,93
7	Al+Bt	52-60	0,25	2,98	0,07	0,83	1,35	16,17	6,40	76,69	0,25	2,97	0,00	0,02	0,03	0,34	8,35	96,67
8	II fBt	60-70	0,26	2,83	0,05	0,50	1,32	14,31	7,42	80,44	0,16	1,68	0,00	0,03	0,02	0,20	9,23	98,09
9	II fBt	70-80	0,32	2,87	0,06	0,52	1,45	13,09	9,14	82,70	0,08	0,68	0,01	0,09	0,01	0,05	11,05	99,18
10	II fBt	80-90	0,31	2,61	0,07	0,59	1,30	10,95	10,17	85,67	0,02	0,17	0,00	0,01	0,00	0,00	11,88	99,82
11	ICv-Bt	90-97	0,31	1,85	0,07	0,41	1,10	6,55	15,32	90,99	0,03	0,17	0,00	0,03	0,00	0,00	16,83	99,80
12	Bt-ICv	97-106	0,33	2,08	0,14	0,86	0,98	6,15	14,50	90,76	0,02	0,15	0,00	0,01	0,00	0,00	15,98	99,85
13	Bt-ICv	106-115	0,34	2,00	0,15	0,91	0,95	5,62	15,45	91,22	0,04	0,21	0,01	0,03	0,00	0,00	16,94	99,75
14	Bt-ICv	115-124	0,32	1,71	0,05	0,29	1,13	6,12	16,87	91,49	0,07	0,37	0,00	0,02	0,00	0,00	18,44	99,61
15	III ICv	124-134	0,25	1,64	0,04	0,29	0,89	5,97	13,70	91,57	0,08	0,51	0,00	0,02	0,00	0,00	14,96	99,47
16	III ICv	134-144	0,27	1,72	0,06	0,39	0,96	6,18	14,14	91,30	0,05	0,35	0,01	0,05	0,00	0,00	15,49	99,59

**Tab. A25:** Profil 6637-5, Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan											
			Pyrophosphat			Oxalat			Dithionit			Gesamtgehalt		
			% Fe <sub>p</sub>	% Al <sub>p</sub>	% Mn <sub>p</sub>	% Fe <sub>o</sub>	% Al <sub>o</sub>	% Mn <sub>o</sub>	% Fe <sub>d</sub>	% Al <sub>d</sub>	% Mn <sub>d</sub>	% Fe	% Al	% Mn
1	Ah1	0-10	0,10	0,11	0,006	0,12	0,05	0,020	1,06	0,15	0,005	1,27	0,31	0,031
2	Al	10-16	0,06	0,09	0,005	0,15	0,07	0,042	1,38	0,16	0,006	1,58	0,32	0,053
3	Al+Bt	16-26	0,05	0,07	0,002	0,16	0,08	0,073	1,63	0,18	0,007	1,83	0,33	0,083
4	Al+Bt	26-36	0,03	0,05	0,002	0,18	0,08	0,089	1,55	0,17	0,041	1,76	0,31	0,132
5	Al+Bt	36-44	0,02	0,04	0,001	0,18	0,08	0,098	1,46	0,16	0,008	1,66	0,28	0,107
6	Al+Bt	44-52	0,02	0,04	0,001	0,18	0,08	0,088	1,48	0,17	0,015	1,68	0,29	0,104
7	Al+Bt	52-60	0,01	0,02	0,001	0,14	0,08	0,085	1,49	0,16	0,007	1,65	0,27	0,093
8	II fBt	60-70	0,01	0,02	0,001	0,14	0,09	0,103	1,80	0,20	0,014	1,95	0,31	0,118
9	II fBt	70-80	0,01	0,02	0,000	0,14	0,10	0,094	1,74	0,20	0,009	1,88	0,32	0,103
10	II fBt	80-90	0,01	0,01	0,000	0,10	0,08	0,081	1,92	0,20	0,034	2,03	0,29	0,115
11	ICv-Bt	90-97	0,00	0,01	0,000	0,12	0,09	0,093	1,71	0,19	0,012	1,83	0,29	0,106
12	Bt-ICv	97-106	0,00	0,01	0,000	0,10	0,08	0,084	1,54	0,17	0,010	1,64	0,26	0,094
13	Bt-ICv	106-115	0,00	0,01	0,000	0,10	0,08	0,085	1,57	0,17	0,025	1,67	0,26	0,110
14	Bt-ICv	115-124	0,00	0,01	0,000	0,08	0,08	0,046	1,46	0,18	0,020	1,54	0,26	0,067
15	III ICv	124-134	0,00	0,01	0,000	0,05	0,05	0,057	1,32	0,12	0,010	1,38	0,18	0,067
16	III ICv	134-144	0,00	0,01	0,000	0,06	0,07	0,051	1,30	0,14	0,010	1,36	0,22	0,062

**Tab. A26:** Profil 6637-5, Prozentuale Verteilung der pedogenen Oxide

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Sequentielle Extraktion								
				Prozentuale Verteilung der Fraktionen								
				Fe <sub>p</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Al <sub>p</sub>	Al <sub>o</sub>	Al <sub>d</sub>	Mn <sub>p</sub>	Mn <sub>o</sub>	Mn <sub>d</sub>
1	Ah1	0-10	0,11	8	9	83	34	17	49	21	63	16
2	Al	10-16	0,11	4	9	87	29	22	49	10	78	12
3	Al+Bt	16-26	0,10	2	8	89	21	24	55	2	89	9
4	Al+Bt	26-36	0,12	2	10	88	15	28	57	2	67	31
5	Al+Bt	36-44	0,13	1	11	88	15	29	56	1	92	8
6	Al+Bt	44-52	0,12	1	10	88	14	28	58	1	85	14
7	Al+Bt	52-60	0,10	1	9	91	8	30	61	1	92	7
8	II fBt	60-70	0,08	1	7	92	7	29	64	1	87	12
9	II fBt	70-80	0,08	0	7	92	6	31	63	0	91	9
10	II fBt	80-90	0,05	0	5	95	5	26	69	0	70	30
11	ICv-Bt	90-97	0,07	0	7	93	2	31	66	0	88	12
12	Bt-ICv	97-106	0,06	0	6	94	3	30	67	0	90	10
13	Bt-ICv	106-115	0,06	0	6	94	2	31	67	0	77	23
14	Bt-ICv	115-124	0,05	0	5	95	2	30	67	0	70	30
15	III ICv	124-134	0,04	0	4	96	5	29	66	0	84	16
16	III ICv	134-144	0,05	0	5	95	4	30	66	0	83	17

**Tab. A27:** Profil 6637-8, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Skelett Gew.-%	Korngrößen (Gew. %)									Boden- art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell- Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Ah	0-30	5,7	4,8	8,2	9,6	22,6	26,0	18,8	10,1	54,9	22,5	Lu	4,44	5,47	-	10 YR 2/3	2,07	3,6
2	M	30-60	28,9	11,3	10,8	12,5	34,5	24,3	15,0	6,3	45,6	19,8	Ls2	6,97	8,05	-	10 YR 3/4	0,59	1,0
3	II M	60-90	69,4	19,5	19,9	12,6	52,0	16,4	10,1	5,1	31,6	16,3	Sl4	7,27	8,36	1,21	10 YR 4/4	n.b.	n.b.
4	III M	90-105	7,2	2,4	3,7	5,7	11,8	26,3	22,1	10,3	58,7	29,4	Lu	7,40	8,25	-	10 YR 4/4	0,6	1,0
5	III M	105-120	24,2	2,2	3,3	5,1	10,6	21,3	19,1	9,0	49,5	40,0	Lt3	7,26	8,23	-	7.5 YR 4/6	0,5	0,8
6	IV M	120-135	22,4	3,7	3,3	4,5	11,6	19,3	17,8	9,2	46,3	42,2	Lt3	7,27	8,23	-	7.5 YR 4/6	0,4	0,8
7	V M	135-150	29,9	5,5	3,3	4,0	12,8	19,1	17,4	9,7	46,3	40,9	Lt3	7,43	8,26	1,70	7.5 YR 4/6	n.b.	n.b.
8	VI FT	150-170	41,9	15,0	12,2	8,7	35,9	15,4	15,0	6,4	36,8	27,2	Lt2	7,62	8,52	15,08	7.5 YR 4/6	n.b.	n.b.
9	VII FT	170-200	33,2	13,0	13,5	15,9	42,3	17,9	12,1	4,4	34,4	23,3	Ls3	7,70	8,56	19,01	7.5 YR 5/6	n.b.	n.b.
10	VII FT	200-230	48,8	21,7	19,8	14,6	56,1	9,9	7,7	4,2	21,8	22,1	Ls4	7,75	8,66	12,32	7.5 YR 5/6	n.b.	n.b.
11	VII FT	230-260	51,1	35,1	22,0	2,1	59,2	0,6	0,5	0,4	1,5	28,2	Ts4	7,76	8,69	10,88	7.5 YR 5/8	n.b.	n.b.
12	VIII FT	260-310	49,1	14,7	13,9	14,8	43,4	10,2	9,8	5,1	25,1	31,5	Lts	7,72	8,59	18,49	7.5 YR 5/8	n.b.	n.b.

**Tab. A28:** Profil 6637-8, Effektive Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	K		Na		Mg		Ca		Al		Fe		Mn		KAK (mmol)	Basen- sättigung
			mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%		
1	Ah	0-30	0,17	2,74	0,03	0,50	1,20	19,54	4,68	76,37	0,05	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	6,13	99,16
2	M	30-60	0,12	1,15	0,03	0,28	1,09	10,46	9,13	87,77	0,04	0,34	0,00	0,01	0,00	0,00	10,40	99,65
3	II M	60-90	0,10	0,90	0,05	0,47	0,98	8,49	10,34	89,47	0,07	0,57	0,01	0,10	0,00	0,00	11,56	99,33
4	III M	90-105	0,25	2,01	0,20	1,63	1,62	13,23	10,04	82,04	0,10	0,83	0,03	0,27	0,00	0,00	12,24	98,90
5	III M	105-120	0,30	2,13	0,16	1,14	2,21	15,49	11,58	81,09	0,02	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	14,28	99,84
6	IV M	120-135	0,36	2,42	0,12	0,83	2,43	16,47	11,72	79,60	0,08	0,55	0,02	0,12	0,00	0,00	14,73	99,33
7	V M	135-150	0,37	1,98	0,16	0,86	2,42	12,89	15,75	83,83	0,07	0,40	0,01	0,05	0,00	0,00	18,79	99,55
8	VI FT	150-170	0,21	1,40	0,16	1,10	1,57	10,67	12,72	86,60	0,02	0,15	0,01	0,07	0,00	0,00	14,69	99,78
9	VII FT	170-200	0,19	1,31	0,14	0,98	1,55	10,72	12,55	86,83	0,01	0,05	0,02	0,11	0,00	0,00	14,45	99,84
10	VII FT	200-230	0,15	1,12	0,12	0,95	1,35	10,35	11,39	87,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,00	100,00
11	VII FT	230-260	0,13	1,01	0,10	0,76	1,34	10,27	11,44	87,95	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	13,01	99,99
12	VIII FT	260-310	0,18	1,17	0,10	0,63	2,07	13,12	13,35	84,77	0,05	0,29	0,00	0,02	0,00	0,00	15,75	99,69

**Tab. A29:** Profil 6637-8, Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan											
			Pyrophosphat			Oxalat			Dithionit			Gesamtgehalt		
			% Fe <sub>p</sub>	% Al <sub>p</sub>	% Mn <sub>p</sub>	% Fe <sub>o</sub>	% Al <sub>o</sub>	% Mn <sub>o</sub>	% Fe <sub>d</sub>	% Al <sub>d</sub>	% Mn <sub>d</sub>	% Fe	% Al	% Mn
1	Ah	0-30	0,09	0,07	0,021	0,20	0,13	0,052	0,95	0,24	0,005	1,24	0,44	0,078
2	M	30-60	0,00	0,00	0,003	0,15	0,08	0,103	0,88	0,14	0,015	1,03	0,22	0,120
3	II M	60-90	0,00	0,00	0,002	0,19	0,07	0,129	0,73	0,15	0,022	0,92	0,22	0,152
4	III M	90-105	0,00	0,00	0,003	0,17	0,10	0,089	1,08	0,13	0,011	1,25	0,23	0,103
5	III M	105-120	0,00	0,01	0,001	0,12	0,12	0,090	1,40	0,18	0,020	1,53	0,31	0,111
6	IV M	120-135	0,00	0,01	0,001	0,09	0,12	0,070	1,47	0,17	0,035	1,56	0,31	0,106
7	V M	135-150	0,00	0,01	0,000	0,10	0,12	0,065	1,33	0,15	0,019	1,43	0,28	0,084
8	VI ft	150-170	0,00	0,03	0,000	0,07	0,07	0,068	1,14	0,10	0,011	1,20	0,20	0,080
9	VII ft	170-200	0,00	0,01	0,000	0,06	0,08	0,052	1,08	0,09	0,012	1,14	0,18	0,064
10	VII ft	200-230	0,00	0,02	0,000	0,07	0,05	0,073	0,95	0,09	0,009	1,01	0,16	0,082
11	VII ft	230-260	0,00	0,01	0,000	0,07	0,07	0,080	1,06	0,08	0,015	1,13	0,16	0,095
12	VIII ft	260-310	0,00	0,02	0,000	0,06	0,09	0,042	1,45	0,11	0,011	1,51	0,22	0,053

**Tab. A30:** Profil 6637-8, Prozentuale Verteilung der pedogenen Oxide

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Fe <sub>p</sub> /Fe <sub>d</sub>	Sequentielle Extraktion								
				Prozentuale Verteilung der Fraktionen								
				Fe <sub>p</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Al <sub>p</sub>	Al <sub>o</sub>	Al <sub>d</sub>	Mn <sub>p</sub>	Mn <sub>o</sub>	Mn <sub>d</sub>
1	Ah	0-30	0,21	7	16	77	16	29	55	27	66	6
2	M	30-60	0,17	0	15	85	0	37	63	2	86	12
3	II M	60-90	0,25	0	20	80	0	32	68	1	85	14
4	III M	90-105	0,16	0	14	86	1	43	56	3	86	11
5	III M	105-120	0,09	0	8	92	4	40	56	1	81	18
6	IV M	120-135	0,06	0	5	95	5	40	55	1	66	33
7	V M	135-150	0,07	0	7	93	3	43	54	0	78	22
8	VI ft	150-170	0,06	0	6	94	13	37	50	0	86	14
9	VII ft	170-200	0,05	0	5	95	8	42	50	0	82	18
10	VII ft	200-230	0,07	0	6	94	13	31	55	0	88	12
11	VII ft	230-260	0,07	0	6	93	8	41	51	0	85	15
12	VIII ft	260-310	0,04	0	4	96	10	41	49	0	79	21

**Tab. A31:** Profil 6637-9, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Skellett Gew. %	Korngrößen (Gew. %)										Boden-art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell-Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T								
1	Ah	0-20	17,5	9,5	8,4	8,0	26,0	12,2	19,2	10,5	41,9	32,1	Lt2	7,06	7,91	-	10 YR 3/4	1,1	1,8	
2	M	50-60	63,4	45,4	14,0	3,3	62,7	4,3	4,8	5,6	14,7	22,6	St3	7,55	8,44	2,09	7,5 YR 4/4	0,4	0,6	

**Tab. A32:** Profil 6637-9, Effektive Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	K		Na		Mg		Ca		Al		Fe		Mn		KAK (mmol)	Basen-sättigung
			mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%	mmol	%		
1	Ah	0-20	0,13	0,95	0,13	0,90	2,25	16,08	11,44	81,92	0,01	0,07	0,01	0,07	0,00	0,00	13,96	99,85
2	M	50-60	0,13	0,94	0,13	0,93	1,54	10,96	12,24	86,94	0,03	0,18	0,01	0,05	0,00	0,00	14,08	99,77

**Tab. A33:** Profil 6637-9, Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Sequentielle Extraktion von pedogenem Eisen, Aluminium und Mangan											
			Pyrophosphat			Oxalat			Dithionit			Gesamtgehalt		
			% Fe <sub>p</sub>	% Al <sub>p</sub>	% Mn <sub>p</sub>	% Fe <sub>o</sub>	% Al <sub>o</sub>	% Mn <sub>o</sub>	% Fe <sub>d</sub>	% Al <sub>d</sub>	% Mn <sub>d</sub>	% Fe	% Al	% Mn
1	Ah	0-20	0,03	0,02	0,000	0,22	0,09	0,058	1,18	0,12	0,002	1,43	0,24	0,061
2	M	50-60	0,01	0,02	0,000	0,11	0,06	0,053	0,86	0,04	0,009	0,98	0,12	0,062

**Tab. A34:** Profil 6637-9, Prozentuale Verteilung der pedogenen Oxide

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Fe <sub>p</sub> /Fe <sub>d</sub>	Sequentielle Extraktion								
				Prozentuale Verteilung der Fraktionen								
				Fe <sub>p</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Al <sub>p</sub>	Al <sub>o</sub>	Al <sub>d</sub>	Mn <sub>p</sub>	Mn <sub>o</sub>	Mn <sub>d</sub>
1	Ah	0-20	0,19	2	16	82	10	39	51	0	96	4
2	M	50-60	0,13	1	11	88	15	52	32	0	86	14



**Tab. A35:** Profil 6637-151, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Skelett Gew. %	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell-Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Ah	0-3	0,0	3,4	10,2	9,9	23,5	24,5	22,2	12,3	59,0	17,5	Lu	5,48	5,31	-	10 YR 4/3	9,4	16,1
2	Ah-Bv-T	3-12	17,7	6,5	5,7	8,6	20,7	22,9	19,8	10,0	52,6	26,6	Lu	5,35	4,88	-	10 YR 5/6	2,0	3,5
3	Bv-T	12-30	0,0	1,5	1,4	2,7	5,6	22,5	23,9	9,2	55,6	38,9	Tu3	7,03	6,59	-	10 YR 6/6	0,7	1,3
4	II cmC+T	30-65	14,6	3,1	1,9	2,5	7,5	21,6	21,8	8,5	51,8	40,6	Tu3	7,86	7,57	3,10	10 YR 6/6	1,0	n.b.

**Tab. A36:** Profil 6637-152, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Skelett Gew. %	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell-Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	M	3-38	9,9	3,2	2,1	2,6	7,9	16,4	22,7	10,0	49,1	43,1	Lt3	5,59	4,95	-	10 YR 6/4	0,5	0,8
2	II Bt+T	38-85	9,6	3,5	2,7	2,2	8,3	7,2	8,0	4,0	19,2	72,5	Tt	6,64	6,02	-	10 YR 5/8	0,3	0,5
3	III fT	85-120+	53,0	16,3	12,6	20,0	48,8	10,3	5,4	4,8	20,5	30,7	Lts	7,20	6,49	-	10 YR 6/8	0,1	0,2

**Tab. A37:** Profil 6637-153, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Skelett Gew. %	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell-Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Al	3-15	8,8	5,2	2,9	4,6	12,7	28,4	26,1	11,0	65,5	21,8	Ut4	4,59	4,07	-	10 YR 7/4	0,6	1,0
3	Bt	30-70	13,5	4,1	3,9	4,9	12,9	19,6	21,1	9,3	50,0	37,1	Tu3	5,22	4,66	-	10 YR 6/6	0,2	0,3
4	II fBt	70-130+	1,0	0,7	1,1	2,8	4,6	28,3	25,5	10,0	63,7	31,6	Tu3	6,71	6,09	-	10 YR 6/6	0,2	0,3

**Tab. A38:** Profil 6637-154, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben-tiefe (cm)	Skelett Gew. %	Korngrößen (Gew. %)									Boden-art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell-Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Ah-Bv-T	5-20	16,6	7,5	5,1	9,0	21,6	16,8	18,1	9,9	44,8	33,6	Lt2	7,21	7,11	1,07	10 YR 6/4	2,6	n.b.
2	II cmC+T	20-50	22,3	10,9	7,0	8,1	26,0	10,0	9,0	8,7	27,7	46,2	TI	8,15	7,87	19,43	10 YR 6/8	2,9	n.b.

**Tab. A39:** Profil 6637-155, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Skelett Gew. %	K o r n g r ö ß e n ( G e w. % )									Boden- art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell- Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Ah	0-23	27,0	6,8	5,6	18,4	30,8	12,6	20,7	15,8	49,2	20,0	Ls2	8,09	7,76	21,69	10 YR 4/3	7,4	n.b.
2	cCv	23-50	15,1	9,1	8,8	71,7	89,6	8,1	1,8	0,5	10,4	0,0	fSgs	8,45	8,11	100,00	2.5 Y 7/6	12,47	n.b.

**Tab. A40:** Profil 6637-158, Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Proben- tiefe (cm)	Skelett Gew. %	K o r n g r ö ß e n ( G e w. % )									Boden- art	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> %	Munsell- Farbe	C %	org.S %
				gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T							
1	Al	8-28	7,8	9,9	5,6	7,4	22,9	16,4	19,7	10,3	46,4	30,7	Li2	6,64	6,22	0,24	10 YR 6/6	0,9	n.b.
2	II Al	28-54	8,2	4,3	3,1	4,5	12,0	25,2	25,8	11,3	62,2	25,8	Lu	6,62	5,97	-	10 YR 7/6	0,37	0,6
3	III Bt	54-90	5,1	2,7	0,9	1,5	5,0	18,8	20,9	9,0	48,8	46,2	Tu2	7,08	6,24	-	10 YR 6/6	0,2	0,4
4	IV fT	90-120+	7,9	7,1	6,1	7,3	20,5	7,3	7,0	6,1	20,5	59,0	Tl	8,17	7,73	0,30	10 YR 6/6	n.b.	n.b.

**Tab. A41:** Liste der AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen an Holzkohlen aus den Profilen 6637-3, 6637-5 und 6637-7.

Labor-Nr.	Profil	Proben-tiefe [cm]	Horizont	<sup>14</sup> C-Alter [a BP]	cal. Alter [AD/BC] 1 $\sigma$	cal. Alter [AD/BC] 2 $\sigma$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ [‰]
Hv-24369	6637-3	90	III Bt	2605 $\pm$ 145	BC 902 - 519	BC 1111 - 391	-25.9
Hv-24370	6637-3	90	III Bt	3140 $\pm$ 150	BC 1603 - 1132	BC 1742 - 998	-25.6
Hv-24367	6637-5	60	Al+Bt	2280 $\pm$ 165	BC 756 - 113	BC 790 – AD 18	-26.5
Hv-24368	6637-5	60	Al+Bt	2430 $\pm$ 135	BC 790 - 388	BC 831 – 182	-25.2
Hv-24371	6637-7	173	VII M	3635 $\pm$ 270	BC 2402 - 1664	BC 2859 – 1406	-25.8
Hv-24372	6637-7	183	VII M	1155 $\pm$ 185	AD 682 – 1023	AD 563 – 1233	-20.5

**Tab. A42:** Liste der IRSL-Datierungen an Quarz- und Feldspatmineralen der Korngrößenfraktion 4-11  $\mu\text{m}$  aus den Profilen 6637-3 und 6637-5.

Labor-Nr.	Profil	Proben-tiefe (cm)	Horizont	Paläo-dosis (Gy)	1 $\sigma$ (Gy)	Dosis-rate (Gy/ka)	1 $\sigma$ (Gy/ka)	IRSL-Alter (ka)	1 $\sigma$ (ka)
Hv-67	6637-3	60	III Bt	21,6	4	5,34	0,39	4,1	0,8
Hv-68	6637-5	60	Al+Bt	23,4	2	5,26	0,38	4,5	0,5

**Tab. B1:** Nachweisgrenzen der FP-RFA als 3,3 fache Standardabweichung einer Ex-situ-Blindwertmessreihe ( $t = 60s$ ,  $n = 47$ ). Elemente sortiert nach Ordnungszahl.

Element	Ordnungszahl	Standardabweichung [mg/kg]	Nachweisgrenze [mg/kg]
Cr	24	41,56	137,15
Mn	25	47,19	155,72
Fe	26	33,51	110,58
Co	27	18,11	59,77
Ni	28	17,19	56,73
Cu	29	19,96	65,87
Zn	30	11,4	37,62
As	33	3,31	10,93
Se	34	3,09	10,19
Rb	37	1,73	5,72
Sr	38	5,56	18,36
Zr	40	2,94	9,70
Mo	42	2,37	7,80
Hg	80	4,99	16,48
Pb	82	3,19	10,54

**Tab. B2:** Ex-situ-Nachweisgrenzen der Elemente Blei, Arsen und Zink in Abhängigkeit der Analysedauer bestimmt als 3,3 fache Standardabweichung von Blindwertmessreihen (n = 12).

<b>t = 15s</b>			
	<b>Pb</b> [mg/kg]	<b>As</b> [mg/kg]	<b>Zn</b> [mg/kg]
1	-14,8	0,4	-9,6
2	8,0	-7,2	-14,8
3	1,2	-1,3	3,7
4	2,4	0,0	7,0
5	-10,9	3,4	11,5
6	-5,3	2,2	-7,7
7	-7,5	1,1	-9,8
8	-11,6	-3,3	7,9
9	-5,1	-1,1	-17,4
10	-2,7	5,6	15,3
11	-12,7	5,6	19,5
12	-6,4	-6,3	11,9
<b>Mittelwert</b>	<b>-5,45</b>	<b>-0,075</b>	<b>1,458333</b>
<b>Standardabweichung</b>	<b>6,500449</b>	<b>3,934278</b>	<b>12,10051</b>
<b>*3,33</b>	<b>21,64649</b>	<b>13,10115</b>	<b>40,29471</b>

**Tab. B2:** (Forts.)

<b>t = 30s</b>			
	<b>Pb</b> [mg/kg]	<b>As</b> [mg/kg]	<b>Zn</b> [mg/kg]
1	-10,6	3,3	
2	-7,2	-2,5	-3,5
3	-6,5	0,1	0,6
4	-0,6	-6,2	-16,7
5	7,4	-9,1	3,3
6	-0,7	-1,4	16,1
7	4,0	-5,7	5,9
8	-2,4	-4,0	17,0
9	2,9	-9,9	2,5
10	-12,3		-17,8
11	-6,1	-6,7	14,3
12	3,4	-8,3	13,4
<b>Mittelwert</b>	<b>-2,39167</b>	<b>-4,58182</b>	<b>3,190909</b>
<b>Standardabweichung</b>	<b>5,941725</b>	<b>3,927946</b>	<b>11,60152</b>
<b>*3,33</b>	<b>19,78594</b>	<b>13,08006</b>	<b>38,63308</b>

Tab. B2: (Forts.)

<b>t = 60s</b>			
	<b>Pb</b>	<b>As</b>	<b>Zn</b>
	[mg/kg]	[mg/kg]	[mg/kg]
1	4,6	-6,2	-4,2
2	1,8	-5,0	5,8
3	0,3	-5,3	2,4
4	-1,6	-5,8	0,6
5	-8,0	-1,1	4,0
6	-3,7	-1,0	16,3
7	-8,6	3,0	5,5
8	1,6	-2,3	7,0
9	-1,4	-0,1	-18
10	-1,1	-5,6	-20,3
11	-0,9	-8,1	8,3
12	-7,1	-2,9	-7,3
<b>Mittelwert</b>	<b>-2,00833</b>	<b>-3,36667</b>	<b>0,008333</b>
<b>Standardabweichung</b>	<b>3,950202</b>	<b>3,042021</b>	<b>10,31427</b>
<b>*3,33</b>	<b>13,15417</b>	<b>10,12993</b>	<b>34,34651</b>

Tab. B2: (Forts.)

<b>t = 120s</b>			
	<b>Pb</b>	<b>As</b>	<b>Zn</b>
	[mg/kg]	[mg/kg]	[mg/kg]
1	-2,3	-4,8	3,0
2	-1,8	-2,1	-4,7
3	-1,4	-4,9	-19,4
4	3,8	-8,7	-4,9
5	-1,1	-3,7	-5,8
6	1,0	-6,5	10,5
7	-5,1	-1,0	-14,8
8	-0,1	-3,0	8,5
9	-3,7	-3,2	3,5
10	-1,4	-8,0	0,2
11	-4,1	-0,7	-2,1
12	2,6	-6,9	-9,8
<b>Mittelwert</b>	<b>-1,13333</b>	<b>-4,45833</b>	<b>-2,98333</b>
<b>Standardabweichung</b>	<b>2,532566</b>	<b>2,531619</b>	<b>8,527293</b>
<b>*3,33</b>	<b>8,433444</b>	<b>8,430293</b>	<b>28,39588</b>

**Tab. B2:** (Forts.)

<b>t = 240s</b>			
	<b>Pb</b> [mg/kg]	<b>As</b> [mg/kg]	<b>Zn</b> [mg/kg]
1	0,1	-4,5	-13,8
2	-0,6	-4,6	-9,5
3	-2,0	0,0	-11,1
4	2,4	-4,1	-5,0
5	-0,6	-4,9	5,4
6	-1,5	-3,4	-0,7
7	-0,4	-4,3	-6,7
8	0,0	-3,6	-13,1
9	-0,4	-2,9	-19,2
10	-1,7	-3,7	-15,0
11	-6,0	-1,4	-21,0
12	-0,3	-4,5	-18,6
<b>Mittelwert</b>	<b>-0,91667</b>	<b>-3,49167</b>	<b>-10,6917</b>
<b>Standardabweichung</b>	<b>1,869863</b>	<b>1,391916</b>	<b>7,549333</b>
<b>*3,33</b>	<b>6,226645</b>	<b>4,635081</b>	<b>25,13928</b>

**Tab. B3:** Mittels FP-RFA bestimmte Blei-, Arsen- und Zinkgehalte des **Standards NIST 2709** in Abhängigkeit der Analysedauer. Jeweils Mittelwerte der Gehalte und der Standardabweichungen (= Fehler) aus 12 Einzelanalysen.

<b>Pb</b>			<b>As</b>			<b>Zn</b>		
<b>t</b> [s]	<b>Gehalt</b> [mg/kg]	<b>Fehler</b> [mg/kg]	<b>t</b> [s]	<b>Gehalt</b> [mg/kg]	<b>Fehler</b> [mg/kg]	<b>t</b> [s]	<b>Gehalt</b> [mg/kg]	<b>Fehler</b> [mg/kg]
15	< NWG	37	15	< NWG	31	15	< NWG	94
30	33	26	30	< NWG	24	30	83	61
60	26	17	60	< NWG	17	60	83	36
120	21	10	120	13	12	120	77	25
240	18	7	240	11	7	240	90	18
<b>zert.</b>	<b>18,90</b>	<b>0,5</b>	<b>zert.</b>	<b>17,70</b>	<b>0,8</b>	<b>zert.</b>	<b>106,00</b>	<b>3</b>



**Tab. B4:** Mittels FP-RFA bestimmte Blei-, Arsen- und Zinkgehalte des **Standards NIST 2710** in Abhängigkeit der Analysedauer. Jeweils Mittelwerte der Gehalte und der Standardabweichungen (= Fehler) aus 12 Einzelanalysen.

<b>Pb</b>			<b>As</b>			<b>Zn</b>		
<b>t</b>	<b>Gehalt</b>	<b>Fehler</b>	<b>t</b>	<b>Gehalt</b>	<b>Fehler</b>	<b>t</b>	<b>Gehalt</b>	<b>Fehler</b>
[s]	[mg/kg]	[mg/kg]	[s]	[mg/kg]	[mg/kg]	[s]	[mg/kg]	[mg/kg]
15	5715	325	15	598	201	15	7275	461
30	5294	208	30	526	133	30	6564	298
60	5494	152	60	464	95	60	6597	211
120	5619	109	120	512	68	120	6815	149
240	5552	77	240	496	48	240	6681	109
<b>zert.</b>	<b>5532,0</b>	<b>80,0</b>	<b>zert.</b>	<b>626,0</b>	<b>38,0</b>	<b>zert.</b>	<b>6952</b>	<b>91,0</b>

**Tab. B5:** Gehalte an Blei, Arsen und Zink in den Auenböden des oberen Vilstales in Abhängigkeit der Bodenhorizonte bestimmt mittels FP-RFA (t = 120 s). Dargestellt sind nur Werte über der Nachweisgrenze.

<b>Horizont</b>	<b>Pb</b>			<b>As</b>			<b>Zn</b>		
	<b>n</b>	<b>Gehalt</b>	<b>Fehler</b>	<b>n</b>	<b>Gehalt</b>	<b>Fehler</b>	<b>n</b>	<b>Gehalt</b>	<b>Fehler</b>
		[mg/kg]	[mg/kg]		[mg/kg]	[mg/kg]		[mg/kg]	[mg/kg]
<b>Ap</b>	108	869	32	12	33	17	78	117	28
<b>aM</b>	112	181	15	6	46	21	42	126	26
<b>aGo</b>	89	1388	42	13	68	36	60	119	31
<b>aGr</b>	261	571	24	20	69	35	212	120	25
<b>nH</b>	82	290	16	15	28	13	73	152	24
<b>aIC</b>	404	78	12	24	25	12	184	66	23
<b>ICv</b>	280	38	10	26	22	10	129	64	25
<b>Σ n</b>	<b>1336</b>			<b>778</b>			<b>116</b>		

**Tab. B6:** Bodenmonolith 1000, Bleigehalte bestimmt mittels FP-RFA (t = 60 s).

Monolith 1000	<i>in situ</i> [mg/kg]				<i>ex situ</i> [mg/kg]	<i>ex situ / in situ</i> [%]	
	[cm]	0-5	5-10	10-15			Mittelwert
	0-3	518	519	610	549	704	128
	3-6	432	668	599	566	815	144
	6-9	528	750	947	742	1150	155
	9-12	548	711	1020	760	874	115
	12-15	532	611	987	710	778	110
	15-18	396	570	565	510	540	106
	18-21	334	466	297	366	365	100

**Tab. B7:** Bodenmonolith 1001, Bleigehalte bestimmt mittels FP-RFA (t = 60 s).

Monolith 1001	<i>in situ</i> [mg/kg]				<i>ex situ</i> [mg/kg]	<i>ex situ / in situ</i> [%]	
	[cm]	0-5	5-10	10-15			Mittelwert
	0-3	539	562	571	557	698	125
	3-6	521	484	574	526	670	127
	6-9	555	574	638	589	874	148
	9-12	870	585	863	773	1050	136
	12-15	737	734	729	733	990	135
	15-18	1040	966	618	875	1180	135
	18-21	574	669	472	572	685	120

**Tab. B8:** Bodenmonolith 1002, Bleigehalte bestimmt mittels FP-RFA (t = 60 s).

Monolith 1002	<i>in situ</i> [mg/kg]				<i>ex situ</i> [mg/kg]	<i>ex situ / in situ</i> [%]	
	[cm]	0-5	5-10	10-15			Mittelwert
	0-3	527	419	551	499	576	115
	3-6	504	440	513	486	550	113
	6-9	509	505	548	521	572	110
	9-12	533	534	570	546	599	110
	12-15	695	635	470	600	627	105
	15-18	1860	1390	1650	1633	1690	103
	18-21	789	587	689	688	1440	209

**Tab. B9:** Bodenmonolith 1003, Bleigehalte bestimmt mittels FP-RFA (t = 60 s).

Monolith 1003	<i>in situ</i> [mg/kg]				<i>ex situ</i> [mg/kg]	<i>ex situ / in situ</i> [%]	
	[cm]	0-5	5-10	10-15			Mittelwert
	0-3	277	307	348	311	317	102
	3-6	316	267	317	300	351	117
	6-9	306	331	351	329	317	96
	9-12	434	361	376	390	366	94
	12-15	356	462	359	392	430	110
	15-18	376	489	492	452	416	92
	18-21	520	622	984	709	683	96

**Tab. B10:** Blei-Mittelwerte der In-situ- und der Ex-situ-Analysen der vier Bodenmonolithen 1000 bis 1003 sowie der Anteil der Ex-situ-/ In-situ-Gehalte.

Monolith 1000 bis 1003 (n = 21)	<i>in situ</i> [mg/kg]	<i>ex situ</i> [mg/kg]	<i>ex situ / in situ</i> [%]
	596	725	122

**Tab. C1:** Liste der AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen (Bulkproben) des Torfprofils aus dem Kleiner Arbersee-Moor.

Labor-Nr.	Proben-tiefe [cm]	Material	<sup>14</sup> C-Alter [a BP]	cal. Alter [AD/BC] 1 $\sigma$	cal. Alter [AD/BC] 2 $\sigma$	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]
Erl-7214	28 – 30	Torf	285 ± 56	1495 AD – 1950 AD	1455 AD – 1954 AD	-28,5
Erl-7215	40 – 42	Torf	326 ± 48	1493 AD – 1637 AD	1457 AD – 1652 AD	-28,3
Erl-7529	84 – 86	Torf	2610 ± 44	828 BC – 765 BC	896 BC – 546 BC	-28,4
Erl-7530	102 – 104	Sediment	3556 ± 48	2007 BC – 1777 BC	2027 BC – 1746 BC	-27,7

**Tab. C2:** Liste der AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen (Bulkproben) des Torfprofils aus dem Rotfilz.

Labor-Nr.	Proben-tiefe [cm]	Material	<sup>14</sup> C-Alter [a BP]	cal. Alter [AD/BC] 1 $\sigma$	cal. Alter [AD/BC] 2 $\sigma$	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]
Erl-7216	36 – 38	Torf	146 ± 46	1673 AD – 1954 AD	1665 AD – 1955 AD	-28,0
Erl-7217	64 – 66	Torf	311 ± 44	1516 AD – 1644 AD	1474 AD – 1658 AD	-30,0
Erl-7531	100 – 102	Torf	2009 ± 53	89 BC – 66 AD	165 BC – 121 AD	-27,2

**Tab. C3:** Ofenprogramme und Parameter der Messroutine (Pb, Cd, Co, Cr, Cu, Ba).

<b>Pb</b>				
<b>Ofenprogramm</b>	<b>Phase</b>	<b>Temperatur (°C)</b>	<b>Zeit (s)</b>	<b>Anstieg (°C/s)</b>
	Trocknungsphase	90	10	10
	Verdampfungsphase	120	30	10
	Aufheizphase	700	20	50
	Atomisieren	1800	3	0
	Ausheizen	2900	3	0
<b>Schutz-/Inertgas</b>	Argon (in Atomisierungsphase ist der Gasfluß unterbrochen)			
<b>Wellenlänge</b>	283,3 nm			
<b>Untergrundkorrektur</b>	Deuteriumlampe			
<b>Kalibration</b>	5, 10, 20, 50, 100 µg/kg			
<b>Küvettentyp</b>	ELC			
<b>Modifizier</b>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>			

<b>Cd</b>				
<b>Ofenprogramm</b>	<b>Phase</b>	<b>Temperatur (°C)</b>	<b>Zeit (s)</b>	<b>Anstieg (°C/s)</b>
	Trocknungsphase	90	10	10
	Verdampfungsphase	120	30	10
	Aufheizphase	700	20	50
	Atomisieren	1400	3	0
	Ausheizen	2800	3	0
<b>Schutz-/Inertgas</b>	Argon (in Atomisierungsphase ist der Gasfluß unterbrochen)			
<b>Wellenlänge</b>	228,8 nm			
<b>Untergrundkorrektur</b>	Deuteriumlampe			
<b>Kalibration</b>	0,5, 1, 2,5, 5 µg/kg			
<b>Küvettentyp</b>	ELC			
<b>Modifizier</b>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>			

Tab. C3 (Forts.):

<b>Co</b>				
<b>Ofenprogramm</b>	<b>Phase</b>	<b>Temperatur (°C)</b>	<b>Zeit (s)</b>	<b>Anstieg (°C/s)</b>
	Trocknungsphase	90	10	10
	Verdampfungsphase	120	30	10
	Aufheizphase	1100	20	50
	Atomisieren	2300	4	0
	Ausheizen	2900	3	0
<b>Schutz-/Inertgas</b>	Argon (in Atomisierungsphase ist der Gasfluß unterbrochen)			
<b>Wellenlänge</b>	240,7 nm			
<b>Untergrundkorrektur</b>	Deuteriumlampe			
<b>Kalibration</b>	2, 6, 10, 20 µg/kg			
<b>Küvettentyp</b>	ELC			
<b>Modifizier</b>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>			

<b>Cr</b>				
<b>Ofenprogramm</b>	<b>Phase</b>	<b>Temperatur (°C)</b>	<b>Zeit (s)</b>	<b>Anstieg (°C/s)</b>
	Trocknungsphase	90	10	10
	Verdampfungsphase	120	30	10
	Aufheizphase	1100	20	50
	Atomisieren	2400	3	0
	Ausheizen	2900	3	0
<b>Schutz-/Inertgas</b>	Argon (in Atomisierungsphase ist der Gasfluß unterbrochen)			
<b>Wellenlänge</b>	357,9 nm			
<b>Untergrundkorrektur</b>	keine			
<b>Kalibration</b>	4, 8, 20, 40 µg/kg			
<b>Küvettentyp</b>	ELC			
<b>Modifizier</b>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>			

Tab. C3 (Forts.):

<b>Cu</b>				
<b>Ofenprogramm</b>	<b>Phase</b>	<b>Temperatur (°C)</b>	<b>Zeit (s)</b>	<b>Anstieg (°C/s)</b>
	Trocknungsphase	90	10	10
	Verdampfungsphase	120	30	10
	Aufheizphase	850	20	50
	Atomisieren	2100	3	0
	Ausheizen	2900	3	0
<b>Schutz-/Inertgas</b>	Argon (in Atomisierungsphase ist der Gasfluß unterbrochen)			
<b>Wellenlänge</b>	324,8 nm			
<b>Untergrundkorrektur</b>	keine			
<b>Kalibration</b>	4, 8, 12, 20, 40 µg/kg			
<b>Küvettentyp</b>	ELC			
<b>Modifizier</b>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>			
<b>Ba</b>				
<b>Ofenprogramm</b>	<b>Phase</b>	<b>Temperatur (°C)</b>	<b>Zeit (s)</b>	<b>Anstieg (°C/s)</b>
	Trocknungs-/	120	30	10
	Aufheizphase	1600	20	50
	Atomisieren	2650	3	0
	Ausheizen	2900	3	0
<b>Schutz-/Inertgas</b>	Argon (in Atomisierungsphase ist der Gasfluß unterbrochen)			
<b>Wellenlänge</b>	553,6 nm			
<b>Untergrundkorrektur</b>	keine			
<b>Kalibration</b>	20, 40, 60, 80, 100 µg/kg			
<b>Küvettentyp</b>	ELC			
<b>Modifizier</b>	LaNO <sub>3</sub> + (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>			



**Tab. C4:** Probenblindwertmessreihen zur Ermittlung der Nachweisgrenzen. Nachweisgrenzen der Messung der Schwermetallgehalte im Aufschluß mit **konz. HNO<sub>3</sub>** am Atomabsorptionsspektrometer 939 der Fa. Unicam in ppb, bestimmt als 3,3 fache Standardabweichung (s) von Probenblindwertmessreihen (PBW 1 - 6).

	<b>Pb</b>	<b>Cd</b>	<b>Co</b>	<b>Cr</b>	<b>Cu</b>	<b>Ba</b>
<b>PBW 1</b>	0,247	0,038	0,250	0,060	0,814	1,070
<b>PBW 2</b>	-0,319	0,021	0,163	0,076	1,629	0,945
<b>PBW 3</b>	0,439	0,028	0,285	0,103	2,264	2,901
<b>PBW 4</b>	0,179	0,027	0,373	0,415	0,999	4,004
<b>PBW 5</b>	0,272	0,111	0,869	-0,221	1,618	8,020
<b>PBW 6</b>	0,247	0,063	0,383	-0,111	1,462	7,319
<b>s</b>	0,236	0,031	0,228	0,198	0,471	2,778
<b>NWG Lösung</b>	0,778	0,103	0,752	0,655	1,553	9,166
<b>NWG bei 0,3 g Einwaage</b>	<b>259,33</b>	<b>34,39</b>	<b>250,79</b>	<b>218,20</b>	<b>517,83</b>	<b>3055,37</b>
<b>NWG bei 0,5 g Einwaage</b>	155,60	20,63	150,48	130,92	310,70	1833,22

**Tab. C5:** Probenblindwertmessreihen zur Ermittlung der Nachweisgrenzen. Nachweisgrenzen der Messung der Schwermetallgehalte im **NH<sub>4</sub>-EDTA-Extrakt** am Atomabsorptionsspektrometer 939 der Fa. Unicam in ppb, bestimmt als 3,3 fache Standardabweichung (s) von Probenblindwertmessreihen (PBW 1 - 4).

	<b>Pb</b>	<b>Cd</b>	<b>Co</b>	<b>Cr</b>	<b>Cu</b>	<b>Ba</b>
<b>PBW 1</b>	2,217	0,089	0,393	0,995	3,134	-
<b>PBW 2</b>	0,319	0,050	0,273	0,429	3,008	-
<b>PBW 3</b>	21,290	0,051	0,338	0,239	0,628	-
<b>PBW 4</b>	-0,282	0,008	0,156	0,314	1,668	-
<b>s</b>	8,941	0,029	0,088	0,297	1,030	-
<b>NWG Lösung</b>	29,506	0,095	0,291	0,980	3,400	-
<b>NWG bei 0,3 g Einwaage</b>	<b>7425,67</b>	<b>23,80</b>	<b>73,30</b>	<b>246,59</b>	<b>855,72</b>	-
<b>NWG bei 0,5 g Einwaage</b>	4455,40	14,28	43,98	147,96	513,43	-

**Tab. C6:** Probenblindwertmessreihen zur Ermittlung der Nachweisgrenzen. Nachweisgrenzen der Messung der Schwermetallgehalte im **NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>-Extrakt** am Atomabsorptionsspektrometer 939 der Fa. Unicam in ppb, bestimmt als 3,3 fache Standardabweichung (s) von Probenblindwertmessreihen (PBW 1 – 6).

	<b>Pb</b>	<b>Cd</b>	<b>Co</b>	<b>Cr</b>	<b>Cu</b>	<b>Ba</b>
<b>PBW 1</b>	1,149	-0,014	0,793	0,271	1,094	16,980
<b>PBW 2</b>	2,945	0,125	0,328	0,441	17,910	0,466
<b>PBW 3</b>	0,617	0,052	-0,595	1,056	0,510	3,533
<b>PBW 4</b>	2,641	0,073	-0,068	0,828	2,908	4,093
<b>PBW 5</b>	1,263	0,035	0,209	0,816	32,370	3,763
<b>PBW 6</b>	2,455	0,819	0,499	1,035	4,702	5,148
<b>s</b>	0,871	0,288	0,440	0,291	11,624	5,259
<b>NWG Lösung</b>	2,873	0,951	1,452	0,962	38,359	17,356
<b>NWG bei 0,3 g Einwaage</b>	<b>483,57</b>	<b>160,01</b>	<b>244,37</b>	<b>161,92</b>	<b>6457,05</b>	<b>2921,53</b>
<b>NWG bei 0,5 g Einwaage</b>	290,14	96,01	146,62	97,15	3874,23	1752,92

**Tab. C7:** Referenzprobenmessreihen zur Abschätzung der Reproduzierbarkeit. Messwerte, Mittelwerte, Standardabweichungen und Varianzkoeffizienten einer Referenzprobenmessreihe (6844-Ref.25-30) im Aufschluß mit **konz. HNO<sub>3</sub>**.

	<b>Pb</b> (ppb)	<b>Cd</b> (ppb)	<b>Co</b> (ppb)	<b>Cr</b> (ppb)	<b>Cu</b> (ppb)	<b>Ba</b> (ppb)
<b>Messung 1</b>	58748	974	1394	13473	8605	52353
<b>2</b>	61435	1187	1233	11130	8436	41315
<b>3</b>	60733	1446	1469	12120	7289	44001
<b>4</b>	59817	1294	1360	13589	8030	42801
<b>5</b>	82042	1502	1064	12162	8357	43079
<b>6</b>	50051	985	1100	15632	6269	47632
<b>Mittelwert (ppb)</b>	<b>62138</b>	<b>1231</b>	<b>1270</b>	<b>13018</b>	<b>7831</b>	<b>45197</b>
<b>Standardabweichung (ppb)</b>	<b>9675</b>	<b>205</b>	<b>150</b>	<b>1442</b>	<b>818</b>	<b>3739</b>
<b>Varianzkoeffizient (%)</b>	<b>15,57</b>	<b>16,65</b>	<b>11,85</b>	<b>11,07</b>	<b>10,45</b>	<b>8,27</b>

**Tab. C8:** Referenzprobenmessreihen zur Abschätzung der Reproduzierbarkeit. Messwerte, Mittelwerte, Standardabweichungen und Varianzkoeffizienten einer Referenzprobenmessreihe (6844-Ref.25-30) im **NH<sub>4</sub>-EDTA-Extrakt**.

	<b>Pb</b> (ppb)	<b>Cd</b> (ppb)	<b>Co</b> (ppb)	<b>Cr</b> (ppb)	<b>Cu</b> (ppb)	<b>Ba</b> (ppb)
<b>Messung 1</b>	31003	578	725	202	3689	-
<b>2</b>	43380	472	704	347	2284	-
<b>3</b>	43844	566	216	241	2931	-
<b>4</b>	46192	728	197	498	2900	-
<b>Mittelwert (ppb)</b>	41105	586	461	322	2951	-
<b>Standardabweichung (ppb)</b>	5929	92	254	115	498	-
<b>Varianzkoeffizient (%)</b>	<b>14,42</b>	<b>15,65</b>	<b>55,2</b>	<b>35,6</b>	<b>16,88</b>	-

**Tab. C9:** Referenzprobenmessreihen zur Abschätzung der Reproduzierbarkeit. Messwerte, Mittelwerte, Standardabweichungen und Varianzkoeffizienten einer Referenzprobenmessreihe (6844-Ref.25-30) im **NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>-Extrakt**.

	<b>Pb</b> (ppb)	<b>Cd</b> (ppb)	<b>Co</b> (ppb)	<b>Cr</b> (ppb)	<b>Cu</b> (ppb)	<b>Ba</b> (ppb)
<b>Messung 1 (ppb)</b>	3863	93	203	NG	260	25554
<b>2</b>	4344	139	220	NG	203	22714
<b>3</b>	4958	112	83	NG	221	25618
<b>4</b>	2701	48	72	NG	233	15810
<b>5</b>	4912	115	330	NG	247	24177
<b>6</b>	5835	110	480	NG	250	29960
<b>Mittelwert (ppb)</b>	4436	103	231	NG	236	23972
<b>Standardabweichung (ppb)</b>	983	28	141	-	19,22	4268
<b>Varianzkoeffizient (%)</b>	<b>22,17</b>	<b>27,2</b>	<b>61,11</b>	-	<b>8,15</b>	<b>17,81</b>

**Tab. C10:** Kleiner Arbersee-Moor, Schwermetallgehalte im  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -Extrakt.

Schwermetallgehalte in $\mu\text{g}/\text{kg}$						
Tiefe (cm)	Pb	Cd	Co	Cr	Cu	Ba
0-2	503 ± 112	325 ± 88	389 ± 238	130	2793 ± 228	15933 ± 2838
4-6	2318 ± 514	449 ± 122	510 ± 312	42	1793 ± 146	13763 ± 2451
8-10	1787 ± 396	464 ± 126	578 ± 353	3	943 ± 77	10951 ± 1950
12-14	5556 ± 1202	1134 ± 308	693 ± 423	NG	979 ± 80	17528 ± 3122
16-18	4680 ± 1038	1411 ± 384	714 ± 436	NG	737 ± 60	23447 ± 4176
20-22	4401 ± 976	1762 ± 479	893 ± 546	0	1112 ± 91	26559 ± 4730
24-26	4271 ± 947	1041 ± 283	831 ± 508	NG	NG	21913 ± 3903
28-30	3442 ± 763	1064 ± 289	845 ± 516	NG	NG	25409 ± 4525
32-34	2209 ± 490	585 ± 159	942 ± 576	NG	43 ± 4	16385 ± 2918
36-38	1662 ± 368	201 ± 55	1140 ± 697	NG	NG	34718 ± 6183
40-42	1991 ± 441	226 ± 61	1601 ± 978	29	NG	51198 ± 9118
44-46	1472 ± 326	218 ± 59	1562 ± 955	44	NG	55165 ± 9825
48-50	753 ± 167	71 ± 19	1170 ± 715	NG	NG	49416 ± 8801
52-54	327 ± 72	64 ± 17	946 ± 578	NG	NG	38164 ± 6797
56-58	260 ± 58	95 ± 26	815 ± 498	NG	NG	31622 ± 5632
60-62	127 ± 28	45 ± 12	643 ± 393	NG	NG	30611 ± 5452
64-66	NG	111 ± 30	590 ± 361	NG	NG	28336 ± 5047
68-70	NG	28 ± 8	217 ± 133	NG	NG	25714 ± 4580
72-74	NG	128 ± 35	431 ± 263	NG	NG	42901 ± 7641
76-78	NG	101 ± 27	420 ± 257	31	11 ± 1	42875 ± 7636
80-82	NG	72 ± 20	376 ± 230	NG	21 ± 2	41088 ± 7318
84-86	NG	33 ± 9	219 ± 134	NG	NG	32472 ± 5783
88-90	NG	26 ± 7	NG	NG	200 ± 16	21362 ± 3805
92-94	NG	15 ± 4	NG	NG	61 ± 5	15180 ± 2704
96-98	24 ± 5	14 ± 4	NG	NG	35 ± 3	13094 ± 2332
100-102	NG	21 ± 6	NG	NG	NG	9030 ± 1608
102-104	4 ± 1	22 ± 6	NG	NG	480 ± 39	10880 ± 1938

**Tab. C11:** Kleiner Arbersee-Moor, Schwermetallgehalte im **EDTA-Extrakt**.

Schwermetallgehalte in µg/kg						
Tiefe (cm)	Pb	Cd	Co	Cr	Cu	Ba
0-2	10959 ± 1580	250 ± 39	445 ± 246	NG	2650 ± 447	n.b.
4-6	35372 ± 5101	303 ± 47	1558 ± 860	NG	1854 ± 313	n.b.
8-10	45752 ± 6597	277 ± 43	1039 ± 574	71 ± 25	2278 ± 385	n.b.
12-14	166027 ± 23941	1292 ± 202	1616 ± 892	NG	3234 ± 546	n.b.
16-18	176353 ± 25430	1462 ± 229	2353 ± 1299	57 ± 20	2820 ± 476	n.b.
20-22	126745 ± 18277	1711 ± 268	2654 ± 1465	43 ± 15	3074 ± 519	n.b.
24-26	80262 ± 11574	2310 ± 362	2894 ± 1597	NG	4091 ± 691	n.b.
28-30	90206 ± 13008	1141 ± 179	2404 ± 1327	NG	3577 ± 604	n.b.
32-34	45881 ± 6616	638 ± 100	4217 ± 2328	NG	2661 ± 449	n.b.
36-38	49190 ± 7093	381 ± 60	2351 ± 1298	108 ± 38	3541 ± 598	n.b.
40-42	46364 ± 6686	365 ± 57	545 ± 301	122 ± 43	3046 ± 514	n.b.
44-46	51651 ± 7448	338 ± 53	2789 ± 1540	91 ± 32	3376 ± 570	n.b.
48-50	43134 ± 6220	365 ± 57	4528 ± 2499	40 ± 14	2691 ± 454	n.b.
52-54	33823 ± 4877	269 ± 42	2975 ± 1642	79 ± 28	2452 ± 414	n.b.
56-58	9347 ± 1348	101 ± 16	2085 ± 1151	91 ± 32	2380 ± 402	n.b.
60-62	10209 ± 1472	107 ± 17	2452 ± 1354	121 ± 43	2946 ± 497	n.b.
64-66	7416 ± 1069	272 ± 43	546 ± 301	NG	1932 ± 326	n.b.
68-70	6815 ± 983	290 ± 45	519 ± 286	5 ± 2	3085 ± 521	n.b.
72-74	6176 ± 891	129 ± 20	510 ± 282	53 ± 19	1715 ± 289	n.b.
76-78	5441 ± 785	123 ± 19	517 ± 285	34 ± 12	2207 ± 373	n.b.
80-82	5563 ± 802	81 ± 13	735 ± 406	NG	1632 ± 275	n.b.
84-86	4131 ± 596	60 ± 9	373 ± 206	24 ± 9	2704 ± 456	n.b.
88-90	3649 ± 526	50 ± 8	164 ± 91	85 ± 30	1542 ± 260	n.b.
92-94	3333 ± 481	44 ± 7	136 ± 75	83 ± 30	2343 ± 395	n.b.
96-98	2213 ± 319	23 ± 4	57 ± 31	264 ± 94	1285 ± 217	n.b.
100-102	2832 ± 408	27 ± 4	27 ± 15	345 ± 123	2139 ± 361	n.b.
102-104	1982 ± 286	4 ± 1	6 ± 3	66 ± 23	1152 ± 194	n.b.

**Tab. C12:** Kleiner Arbersee-Moor, Schwermetallgesamtgehalte.

Schwermetallgehalte in µg/kg						
Tiefe (cm)	Pb	Cd	Co	Cr	Cu	Ba
0-2	12684 ± 1975	351 ± 58	448 ± 53	527 ± 58	4772 ± 499	20905 ± 1708
4-6	44075 ± 6862	475 ± 79	1242 ± 147	1065 ± 118	6377 ± 666	28096 ± 2295
8-10	53165 ± 8278	742 ± 124	1254 ± 149	2028 ± 224	7570 ± 791	16159 ± 1320
12-14	178557 ± 27801	1801 ± 300	1443 ± 171	2509 ± 278	7708 ± 805	30237 ± 2470
16-18	184637 ± 28748	2154 ± 359	2053 ± 243	4588 ± 508	9473 ± 990	41957 ± 3428
20-22	136796 ± 21299	2586 ± 431	2151 ± 255	3834 ± 424	10690 ± 1117	43767 ± 3576
24-26	111196 ± 17313	3144 ± 523	2623 ± 311	4189 ± 464	11438 ± 1195	39695 ± 3243
28-30	127092 ± 19788	3626 ± 604	2815 ± 334	6709 ± 743	12249 ± 1280	37843 ± 3092
32-34	74613 ± 11617	2607 ± 434	3321 ± 394	5880 ± 651	9958 ± 1041	40012 ± 3269
36-38	78811 ± 12271	1233 ± 205	3318 ± 393	7374 ± 816	10149 ± 1061	51511 ± 4208
40-42	86915 ± 13533	1184 ± 197	4216 ± 500	3589 ± 397	11315 ± 1182	62294 ± 5089
44-46	67493 ± 10509	850 ± 142	4478 ± 531	4102 ± 454	11514 ± 1203	66612 ± 5442
48-50	41748 ± 6500	252 ± 42	3049 ± 361	3722 ± 412	9961 ± 1041	54951 ± 4489
52-54	28076 ± 4371	311 ± 52	2646 ± 314	3967 ± 439	10649 ± 1113	47020 ± 3842
56-58	13916 ± 2167	302 ± 50	2059 ± 244	4559 ± 505	12845 ± 1342	38229 ± 3123
60-62	9705 ± 1511	178 ± 30	1725 ± 204	2612 ± 289	11890 ± 1243	35783 ± 2923
64-66	5738 ± 893	663 ± 110	1650 ± 196	3861 ± 427	14991 ± 1567	37224 ± 3041
68-70	4638 ± 722	1185 ± 197	1719 ± 204	3291 ± 364	13720 ± 1434	39881 ± 3258
72-74	4962 ± 773	581 ± 97	2074 ± 246	3615 ± 400	12673 ± 1324	47276 ± 3862
76-78	4129 ± 643	477 ± 79	2016 ± 239	3546 ± 393	11628 ± 1215	42803 ± 3497
80-82	4066 ± 633	415 ± 69	1912 ± 227	2669 ± 295	10923 ± 1141	44839 ± 3663
84-86	2978 ± 464	134 ± 22	1705 ± 202	3379 ± 374	10007 ± 1046	43705 ± 3571
88-90	8056 ± 1254	250 ± 42	872 ± 103	9729 ± 1077	5345 ± 559	26559 ± 2170
92-94	8693 ± 1354	224 ± 37	1025 ± 121	20992 ± 2324	11366 ± 1188	25334 ± 2070
96-98	8755 ± 1363	125 ± 21	757 ± 90	17242 ± 1909	8299 ± 867	22884 ± 1870
100-102	6715 ± 1046	136 ± 23	829 ± 98	19013 ± 2105	10687 ± 1117	20309 ± 1659
102-104	8344 ± 1299	135 ± 22	1131 ± 134	19775 ± 2189	7241 ± 757	21413 ± 1749

**Tab. C13:** Rotfilz, Schwermetallgehalte im  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ -Extrakt.

Schwermetallgehalte in $\mu\text{g}/\text{kg}$						
Tiefe (cm)	Pb	Cd	Co	Cr	Cu	Ba
0-2	NG	270 ± 73	27 ± 16	148	1725 ± 141	4400 ± 784
4-6	464 ± 103	221 ± 60	6 ± 4	45	291 ± 24	1635 ± 291
8-10	1945 ± 431	126 ± 34	40 ± 24	NG	23 ± 2	3088 ± 550
12-14	8572 ± 1900	498 ± 135	86 ± 53	NG	NG	6297 ± 1121
16-18	8067 ± 1788	439 ± 119	168 ± 103	NG	176 ± 14	14090 ± 2509
20-22	15740 ± 3490	453 ± 123	240 ± 147	NG	12 ± 1	21300 ± 3794
24-26	13220 ± 2931	310 ± 84	NG	NG	NG	17187 ± 3061
28-30	13802 ± 3060	351 ± 95	93 ± 57	13	NG	10933 ± 1947
32-34	12472 ± 2765	535 ± 146	164 ± 100	56	NG	16665 ± 2968
36-38	9331 ± 2069	260 ± 71	NG	NG	NG	8952 ± 1594
40-42	7898 ± 1751	194 ± 53	NG	NG	NG	5759 ± 1026
44-46	8087 ± 1793	172 ± 47	13 ± 8	NG	NG	5118 ± 912
48-50	7498 ± 1662	168 ± 46	35 ± 21	NG	NG	6365 ± 1134
52-54	10255 ± 2274	121 ± 33	NG	NG	NG	4848 ± 863
56-58	9467 ± 2099	156 ± 42	24 ± 15	NG	NG	10619 ± 1891
60-62	10059 ± 2230	126 ± 34	NG	NG	NG	7816 ± 1392
64-66	9586 ± 2125	125 ± 34	26 ± 16	NG	NG	7428 ± 1323
68-70	6419 ± 1423	103 ± 28	4 ± 2	NG	NG	6197 ± 1104
72-74	4101 ± 909	69 ± 19	6 ± 4	NG	NG	4588 ± 817
76-78	4864 ± 1078	89 ± 24	NG	NG	NG	6587 ± 1173
80-82	3924 ± 870	65 ± 18	19 ± 12	NG	NG	4793 ± 854
84-86	2734 ± 606	63 ± 17	10 ± 6	NG	NG	3539 ± 630
88-90	2252 ± 499	57 ± 16	13 ± 8	NG	NG	2800 ± 499
92-94	2073 ± 460	55 ± 15	0	NG	NG	3226 ± 575
96-98	1876 ± 416	57 ± 16	NG	NG	NG	2594 ± 462
100-102	1997 ± 443	NG	NG	NG	NG	NG



**Tab. C14:** Rotfilz, Kleiner Arbersee-Moor: Schwermetallgehalte im **EDTA-Extrakt**.

Schwermetallgehalte in µg/kg						
Tiefe (cm)	Pb	Cd	Co	Cr	Cu	Ba
0-2	11484 ± 1656	313 ± 49	NG	74 ± 26	4369 ± 737	n.b.
4-6	19200 ± 2769	281 ± 44	14 ± 8	67 ± 24	2259 ± 381	n.b.
8-10	25833 ± 3725	434 ± 68	7 ± 4	29 ± 10	2835 ± 479	n.b.
12-14	24794 ± 3575	646 ± 101	21 ± 12	48 ± 17	1563 ± 264	n.b.
16-18	17563 ± 2533	537 ± 84	81 ± 45	36 ± 13	2372 ± 400	n.b.
20-22	30904 ± 4456	567 ± 89	111 ± 61	157 ± 56	1602 ± 270	n.b.
24-26	16115 ± 2324	1221 ± 191	139 ± 77	39 ± 14	5636 ± 951	n.b.
28-30	57321 ± 8266	434 ± 68	313 ± 173	19 ± 7	714 ± 121	n.b.
32-34	43234 ± 6234	511 ± 80	NG	49 ± 17	1181 ± 199	n.b.
36-38	43325 ± 6247	522 ± 82	NG	30 ± 11	283 ± 48	n.b.
40-42	26248 ± 3785	222 ± 35	19 ± 10	67 ± 24	930 ± 157	n.b.
44-46	30527 ± 4402	178 ± 28	NG	26 ± 9	979 ± 165	n.b.
48-50	29733 ± 4287	157 ± 25	2 ± 1	45 ± 16	136 ± 23	n.b.
52-54	29433 ± 4244	130 ± 20	NG	53 ± 19	164 ± 28	n.b.
56-58	34756 ± 5012	74 ± 12	NG	52 ± 19	891 ± 150	n.b.
60-62	38884 ± 5607	86 ± 13	2 ± 1	57 ± 20	309 ± 52	n.b.
64-66	62791 ± 9054	54 ± 8	4 ± 2	62 ± 22	157 ± 27	n.b.
68-70	53175 ± 7668	72 ± 11	9 ± 5	51 ± 18	505 ± 85	n.b.
72-74	18023 ± 2599	42 ± 7	9 ± 5	19 ± 7	776 ± 131	n.b.
76-78	13864 ± 1999	116 ± 18	43 ± 24	51 ± 18	NG	n.b.
80-82	10471 ± 1510	81 ± 13	NG	NG	NG	n.b.
84-86	6600 ± 952	39 ± 6	107 ± 59	1126 ± 401	NG	n.b.
88-90	5879 ± 848	25 ± 4	27 ± 15	NG	89 ± 15	n.b.
92-94	4437 ± 640	50 ± 8	44 ± 24	NG	NG	n.b.
96-98	4302 ± 620	30 ± 5	33 ± 18	NG	NG	n.b.
100-102	4804 ± 693	79 ± 12	19 ± 10	NG	NG	n.b.

**Tab.C15:** Rotfilz, Schwermetallgesamtgehalte.

Schwermetallgehalte in µg/kg						
Tiefe (cm)	Pb	Cd	Co	Cr	Cu	Ba
0-2	16561 ± 2579	541 ± 90	93 ± 11	444 ± 49	5414 ± 566	6030 ± 499
4-6	15570 ± 2424	412 ± 69	124 ± 15	645 ± 71	4913 ± 513	5396 ± 446
8-10	21076 ± 3282	328 ± 55	189 ± 22	1062 ± 118	2388 ± 250	1710 ± 141
12-14	62785 ± 9776	647 ± 108	248 ± 29	1110 ± 123	2861 ± 299	3992 ± 330
16-18	67040 ± 10438	531 ± 88	375 ± 44	1626 ± 180	4220 ± 441	14762 ± 1221
20-22	111147 ± 17306	628 ± 105	611 ± 72	3413 ± 378	3722 ± 389	24674 ± 2041
24-26	68097 ± 10603	355 ± 59	313 ± 37	2115 ± 234	4817 ± 503	18713 ± 1548
28-30	42828 ± 6668	630 ± 105	308 ± 36	1167 ± 129	4997 ± 522	15101 ± 1249
32-34	23864 ± 3716	337 ± 56	263 ± 31	737 ± 82	2301 ± 240	7687 ± 636
36-38	39854 ± 6205	434 ± 72	130 ± 15	856 ± 95	1953 ± 204	20246 ± 1674
40-42	26183 ± 4077	319 ± 53	104 ± 12	599 ± 66	2040 ± 213	12699 ± 1050
44-46	24853 ± 3870	246 ± 41	33 ± 4	578 ± 64	1808 ± 189	11493 ± 950
48-50	27083 ± 4217	230 ± 38	143 ± 17	920 ± 102	2344 ± 245	14041 ± 1161
52-54	32308 ± 5030	164 ± 27	72 ± 9	520 ± 58	1622 ± 169	11959 ± 989
56-58	40293 ± 6274	202 ± 34	99 ± 12	773 ± 86	1855 ± 194	15005 ± 1241
60-62	39772 ± 6193	150 ± 25	142 ± 17	804 ± 89	2130 ± 223	13689 ± 1132
64-66	45787 ± 7129	192 ± 32	203 ± 24	936 ± 104	2198 ± 230	15146 ± 1253
68-70	37918 ± 5904	182 ± 30	82 ± 10	1233 ± 136	3151 ± 329	12112 ± 1002
72-74	19240 ± 2996	116 ± 19	NG	1378 ± 153	2639 ± 276	27603 ± 2283
76-78	11132 ± 1733	112 ± 19	NG	779 ± 86	1487 ± 155	17648 ± 1459
80-82	7284 ± 1134	90 ± 15	NG	855 ± 95	1021 ± 107	13838 ± 1144
84-86	4457 ± 694	81 ± 13	NG	367 ± 41	435 ± 45	9990 ± 826
88-90	3809 ± 593	37 ± 6	NG	309 ± 34	1472 ± 154	12967 ± 1072
92-94	3594 ± 560	87 ± 14	NG	634 ± 70	948 ± 99	13135 ± 1086
96-98	3303 ± 514	82 ± 14	26 ± 3	366 ± 41	1145 ± 120	12561 ± 1039
100-102	3168 ± 493	69 ± 11	NG	574 ± 64	1176 ± 123	10140 ± 839

**Tab. C16:** Kleiner Arbersee-Moor und Rotfilz, pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werte

<b>Kleiner Arbersee-Moor</b>		<b>Rotfilz</b>	
<b>Tiefe (cm)</b>	<b>pH<sub>CaCl2</sub></b>	<b>Tiefe (cm)</b>	<b>pH<sub>CaCl2</sub></b>
0-2	3,85	0-2	3,05
4-6	3,55	4-6	2,96
8-10	3,63	8-10	2,73
12-14	3,67	12-14	2,65
16-18	3,71	16-18	2,65
20-22	3,85	20-22	2,68
24-26	3,83	24-26	2,90
28-30	3,88	28-30	2,72
32-34	3,96	32-34	2,74
36-38	4,00	36-38	2,76
40-42	4,04	40-42	2,76
44-46	4,06	44-46	2,73
48-50	4,02	48-50	2,8
52-54	4,05	52-54	2,76
56-58	4,06	56-58	2,76
60-62	4,04	60-62	2,76
64-66	4,02	64-66	2,77
68-70	3,99	68-70	2,79
72-74	3,99	72-74	2,79
76-78	3,98	76-78	2,78
80-82	3,97	80-82	2,81
84-86	3,92	84-86	2,79
88-90	3,91	88-90	2,8
92-94	3,96	92-94	2,80
96-98	3,95	96-98	2,77
100-102	3,98		