



Herausgegeben von Dominik Faust und Katja Heller

Erkundungen in Sachsen und Schlesien

Quartäre Sedimente im landschaftsgenetischen Kontext



Erkundungen in
Sachsen und Schlesien

Geologische und archäologische Sedimente in den Braunkohle-tagebauen der Lausitz und Besuch der prähistorischen Sammlungen im Museum Bautzen

Sediments of great archaeological and geological importance in Lusatian lignite open pit mines and visit of the Prehistoric collections in the Museum in Bautzen

Andrea Renno, Hans von Suchodoletz, Kerstin Jentsch, Peter Schöneburg, Jürgen Vollbrecht, Harald Stäuble

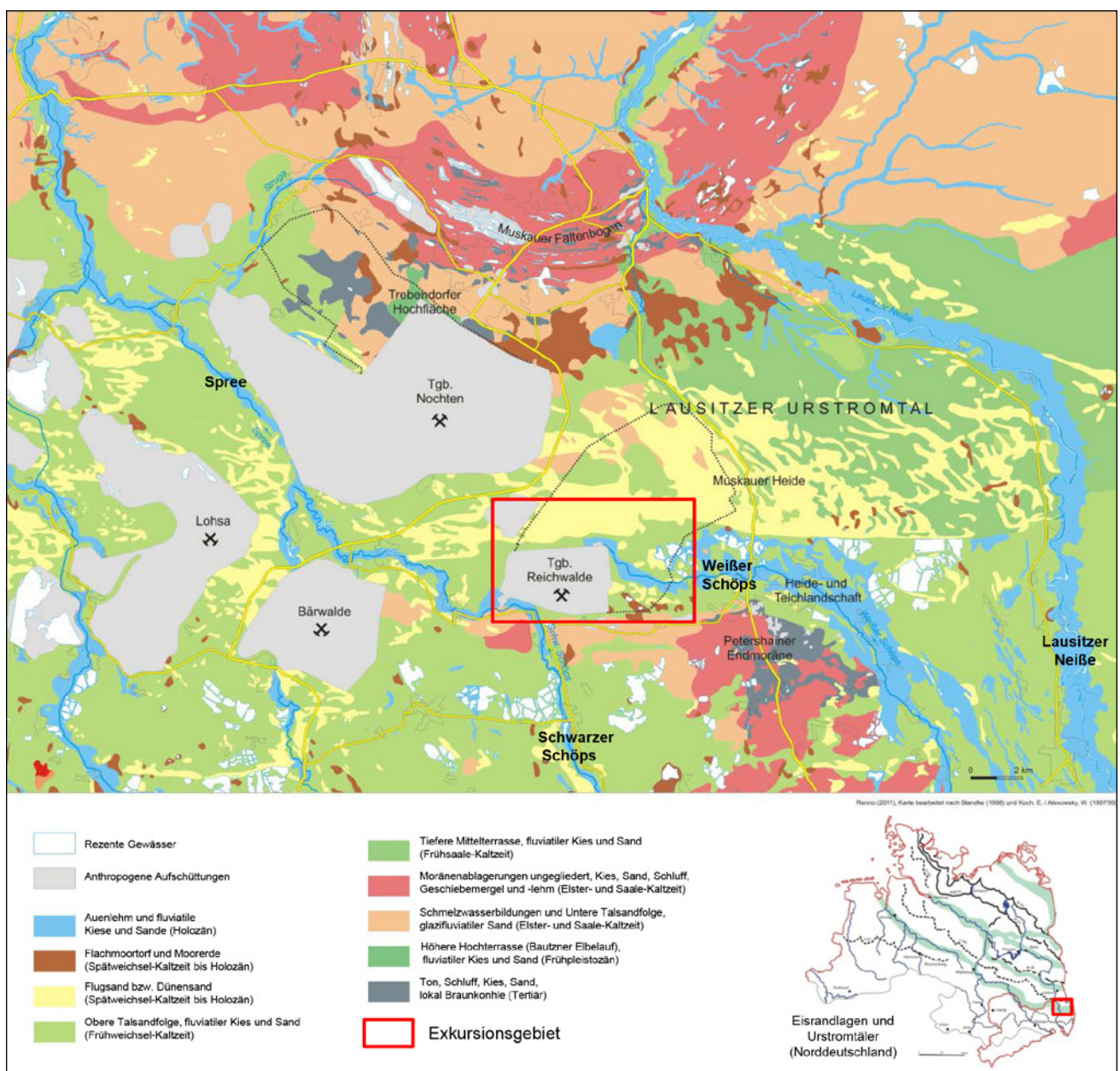


Abb. 1: Geologische Karte der Nördlichen Oberlausitz, bearbeitet nach STANDKE (1998) und KOCH & ALEXOWSKY (1999)

		Beginn vor ka	Lausitzer Urstromtal		
Holozän	Subatlantikum	1,1	rezente Bodenbildung; Vererdung der Torfe lokale Dünenaufwehungen	Holozäne Auenterrassen	
	Subboreal	5			
	Atlantikum	7,5	vermehrtes Torfwachstum Verlandung der Seen		
	Boreal	9			
	Präboreal	10,2			
Oberpleistozän	Spät-glazial	Jüngere Dryas	10,7	Hauptphase der Dünenaufwehung (Muskauer Heide)	
		Alleröd	11,4		
		Ältere Dryas	11,8	Herausbildung von Paläoseen Bodenbildung	
		Bölling	12,2	lokale Flugsandaufwehungen	
		Älteste Dryas	12,5	Bodenbildung	weiteres Einschneiden der Flüsse
	Hoch-glazial	Brandenburger Stadium		Durchbruch der Spree und der Neiße durch den Niederlausitzer Grenzwall Ablagerungen der Oberen Talsande (Schwemmfächerbildung von Spree und Neiße)	
		Eem-Warmzeit	130		
		Saale-Komplex		Ablagerung der Unteren Talsande (Urstromtalbildung)	
		Holstein-Warmzeit			
		Elster-Kaltzeit		Tiefgreifende glaziale Rinnen	
Mittelpleistozän	Cromer-Komplex	780			

Abb. 2: Pleistozäne und holozäne Stratigraphie im Lausitzer Urstromtal (Nördliche Oberlausitz)

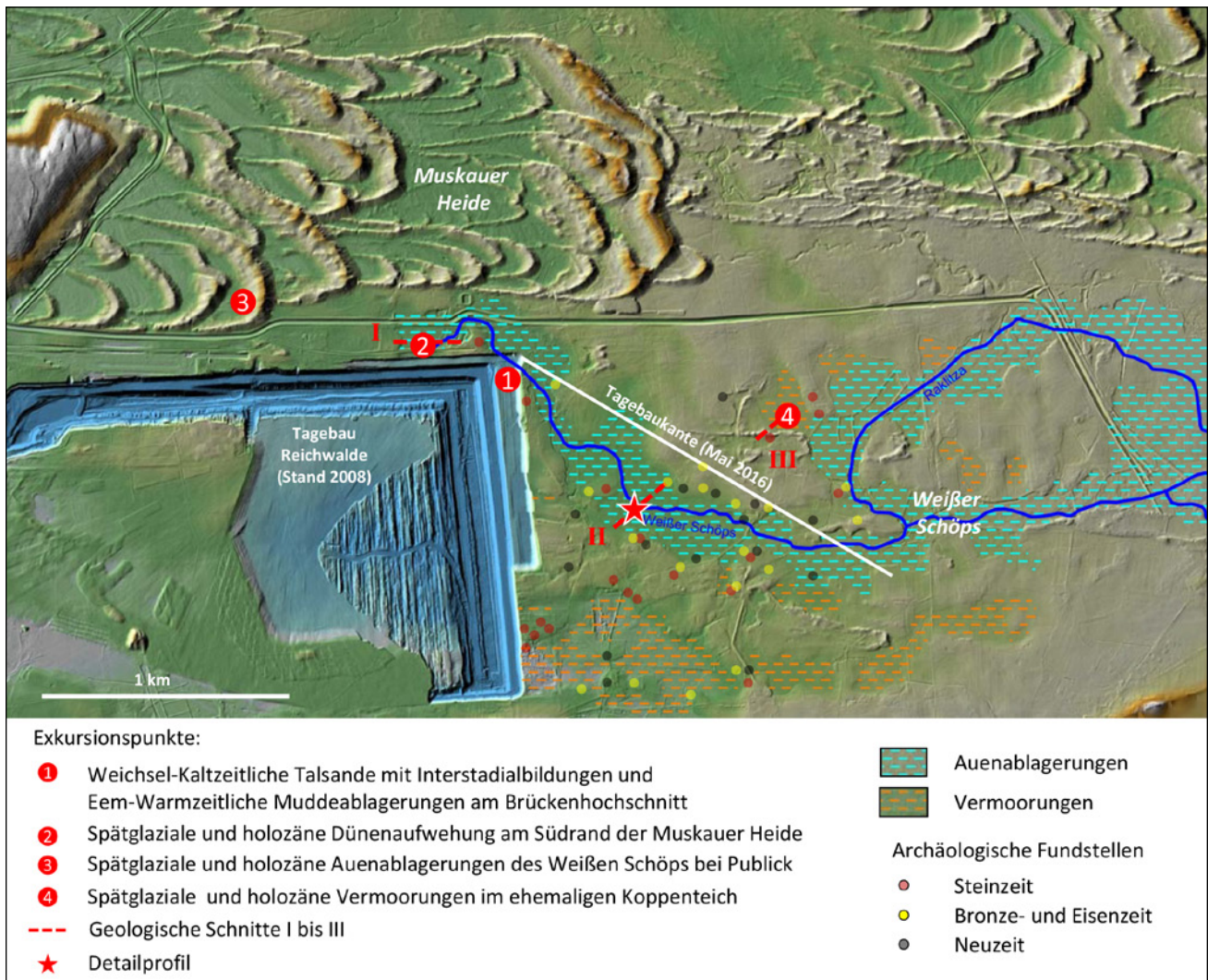


Abb. 3: Übersichtskarte des Exkursionsgebietes (Tagebau Reichwalde) mit Exkursionspunkten. Auenablagerungen des Weißen Schöps und ausgedehnte Vermoorungen nehmen weite Teile des Südfeldes ein. Im Norden liegt das Dünengebiet der Muskauer Heide. Die Besiedlung der Landschaft spiegelt sich in zahlreichen archäologischen Fundstellen wider.

Einleitung

Im Zusammenhang mit archäologischen Ausgrabungen des Landesamtes für Archäologie Sachsen in den Tagebauvorfeldern Reichwalde und Nochten werden seit 1997 Untersuchungen zur Landschafts- und Besiedlungsgeschichte innerhalb dieses Kleinraumes durchgeführt. (FRIEDRICH et al. 2001)

Ziel der Exkursion ist der Tagebau Reichwalde, der derzeit von der Vattenfall Europe Mining AG betrieben wird (Abb. 1). Der Tagebau Reichwalde liegt am Südrand des Saale-Kaltzeitlich angelegten Lausitzer (Breslau-Magdeburger) Urstromtales (Abb. 2). Schmelzwassersedimente und Sanderbildungen bilden die Untere Talsandfolge, die lokal von Eem-Warmzeitlichen Interstadialbildungen (Torf-Mudde-Horizonten) überdeckt werden. In der Weichselkaltzeit lagerten sich darüber die Sedimente der Oberen Talsandfolge durch die von Süden kommenden Flüsse (Lausitzer Strom) ab.

Der Durchbruch von Spree und Neiße durch den Niederlausitzer Grenzwall nach Norden in das tiefer gelegene Glogau-Baruther Urstromtal führte zur Umstellung des Gewässernetzes und zum Einschneiden der Fließgewässer in die weichselkaltzeitlichen Sedimente der Oberen Talsandfolge.

In der Folge werden großflächig Dünen (Muskauer Heide) aufgeweht. In abflusslosen Becken bilden sich Seen und später Moore heraus. Diese Prozesse werden mehrfach von Bodenbildungen unterbrochen.

In diesem Zeitraum vor ca. 12.000 Jahren begann der Mensch diese Gegend zu besiedeln. Die archäologischen Befunde belegen, dass die wildbeuterischen Kulturen sich an die neuen Umweltverhältnisse, die sich in der Wiederbewaldung der Landschaft und in Veränderungen der Tierwelt widerspiegeln, angepasst haben.

Im Tagebauvorfeld Reichwalde konnten in den letzten Jahren derartige Sedimente im Zusammenhang mit archäologischen Grabungen aufgeschlossen werden. Sie waren Gegenstand umfangreicher geoarchäologischer Untersuchungen. Im Einzelnen handelt es sich um die Flussau des Weißen Schöps, die Dünen der Muskauer Heide sowie in Niederungen verbreitete Moor- und Torfbildungen (Abb. 3).

In Abhängigkeit vom Tagebaufortschritt können die folgenden vier Exkursionspunkte gezeigt werden:

Exkursionspunkt 1

Weichsel-Kaltzeitliche Talsande mit Interstadialbildungen und Eem-Warmzeitliche Muddeablagerungen am Brückenhochschnitt des Tagebaus Reichwalde – Südfeld

Kerstin Jentsch [Vattenfall Europe Mining AG]

Im Aufschluss werden folgende Sedimente gezeigt:

1. Weichsel-Kaltzeitliche Obere Talsande (Abb. 4) (feinere Sande) mit Interstadialbildungen (Abb. 5).

Diese sind nahezu im gesamten Tagebau verbreitet. Ihre Mächtigkeit schwankt von wenigen Zentimetern im Bereich der Tertiärhochfläche im Südfeld bis zu mehr als 30 m in Nordfeld (Abb. 6). An der Basis der Oberen Talsandfolge lagern vereinzelt Schluffe, Sande und Mudden mit teils hohem organischem Anteil. Sie sind vermutlich an örtliche Mudden gebunden und werden dem Talsandkomplex 5 und damit stratigraphisch der Eem-Warmzeit zugeordnet.

2. Saale-Kaltzeitliche Untere Talsande (gröbere Sande).

Deren Verbreitung und Mächtigkeit ist mit den oberen Talsanden vergleichbar.



Abb. 4: Weichselzeitliche Obere Talsandfolge (Foto: Jentsch, 2014)



Abb. 5: Obere Talsande mit Interstadialbildung (Foto: Müller, 2015)

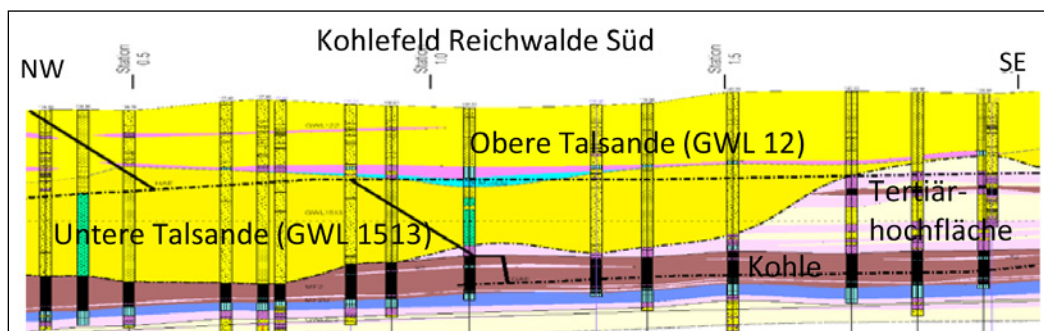


Abb. 6: Geologischer Schnitt NW-SE, böschungsparell (aus Jahrestechnologie 2016)

Exkursionspunkt 2

Spätglaziale und holozäne Auenablagerungen des Weißen Schöps bei Publick

Andrea Renno (Landesamt für Archäologie Sachsen)

Hans von Suchodoletz (Universität Leipzig)

Ein großer Teil des Südfeldes Tagebaus Reichwalde (Abb. 1) wurde durch die Flussaue des Weißen Schöps eingenommen. Dieser fließt südwestlich des Tagebaus mit dem Schwarzen Schöps zusammen und mündet als vereinigter Schöps in die Spree. Die Auenablagerungen wurden durch

mehrere Schnitte umfangreich und sehr detailliert dokumentiert (Abb. 3). Der Weiße Schöps hat sich mehrphasig in die teilweise stark deformierten Oberen Talsande eingeschnitten.

Das in der Abbildung 7 dargestellte Profil stellt einen 400 m langen Querschnitt durch dessen Aue bei Publick dar. Es kann je nach aktueller Situation ganz oder in Teilabschnitten während der Exkursion aufgesucht werden.

Das Profil repräsentiert den Übergang vom Spätglazial zum Holozän. Im Wesentlichen treten die folgenden Schichtpakete auf:

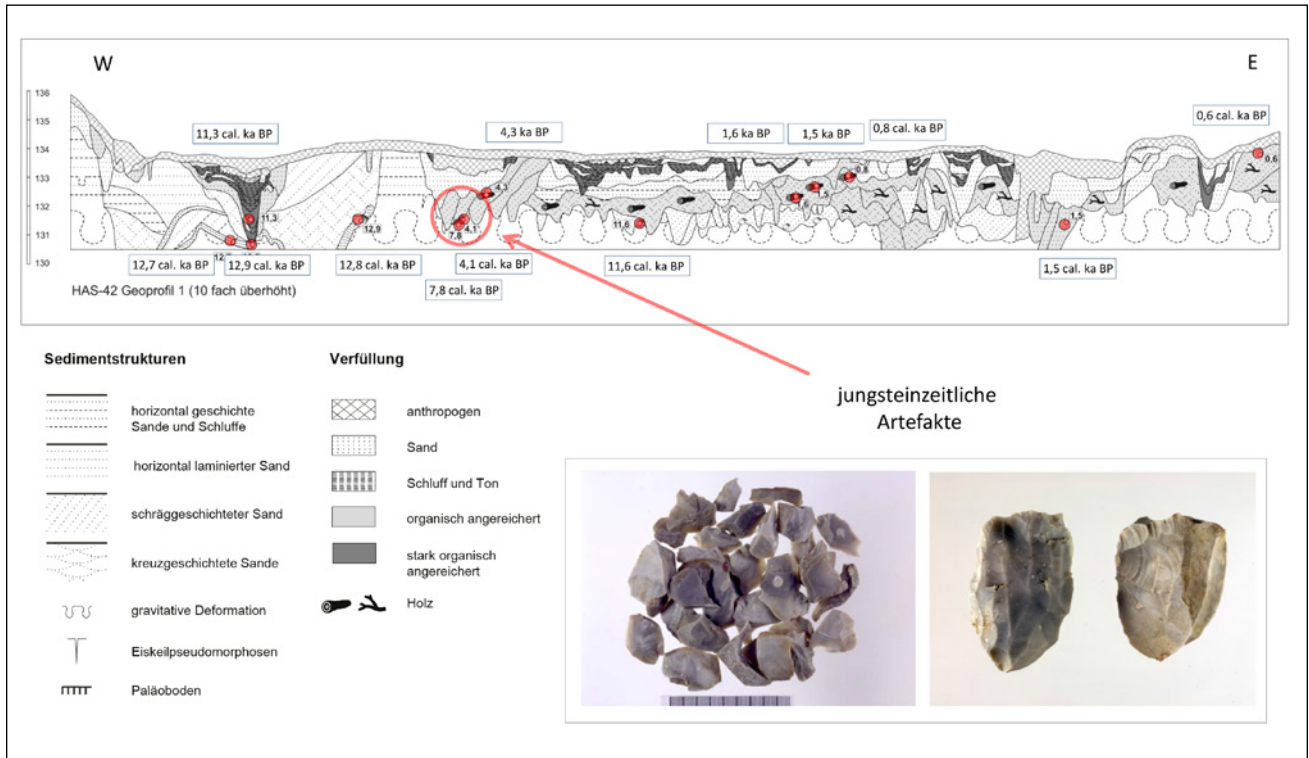


Abb. 7: Geologischer Schnitt I durch spätglaziale und holozäne Auenablagerungen des Weißen Schöps bei Publick mit jungsteinzeitlichen Artefakten (Foto: LfA Sachsen).

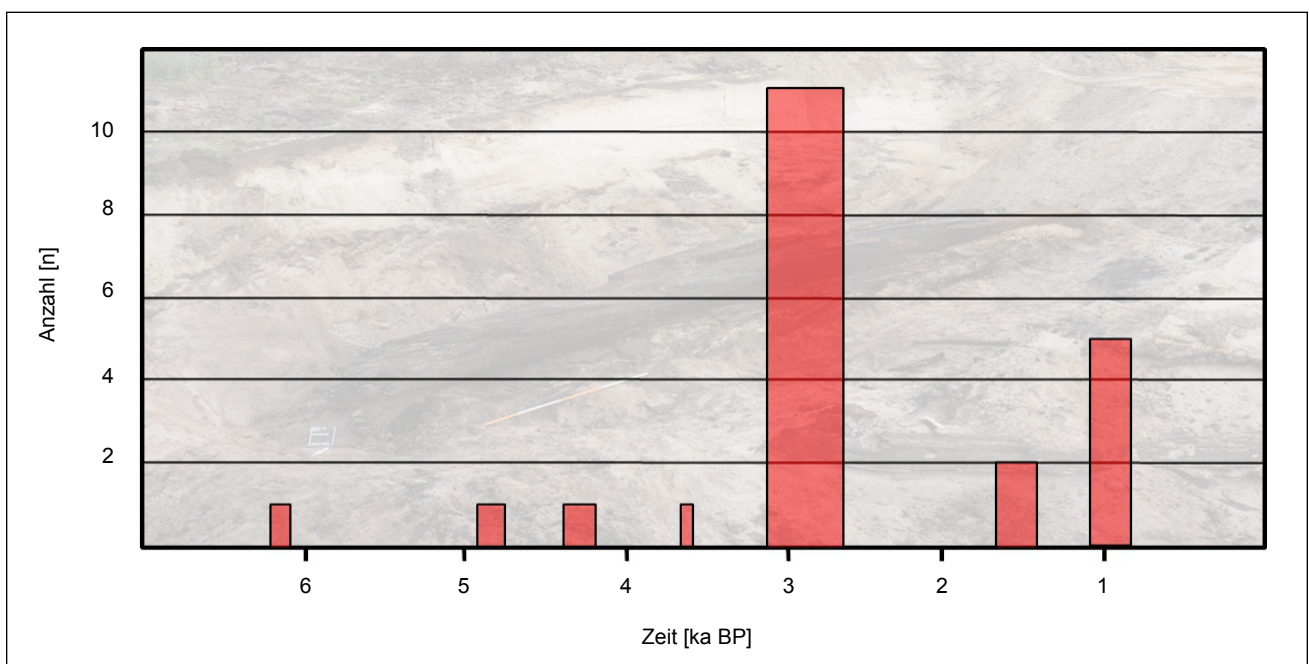


Abb. 8: Dendrochronologische Datierung der Flusseichen aus den Auenablagerungen des Weißen Schöps

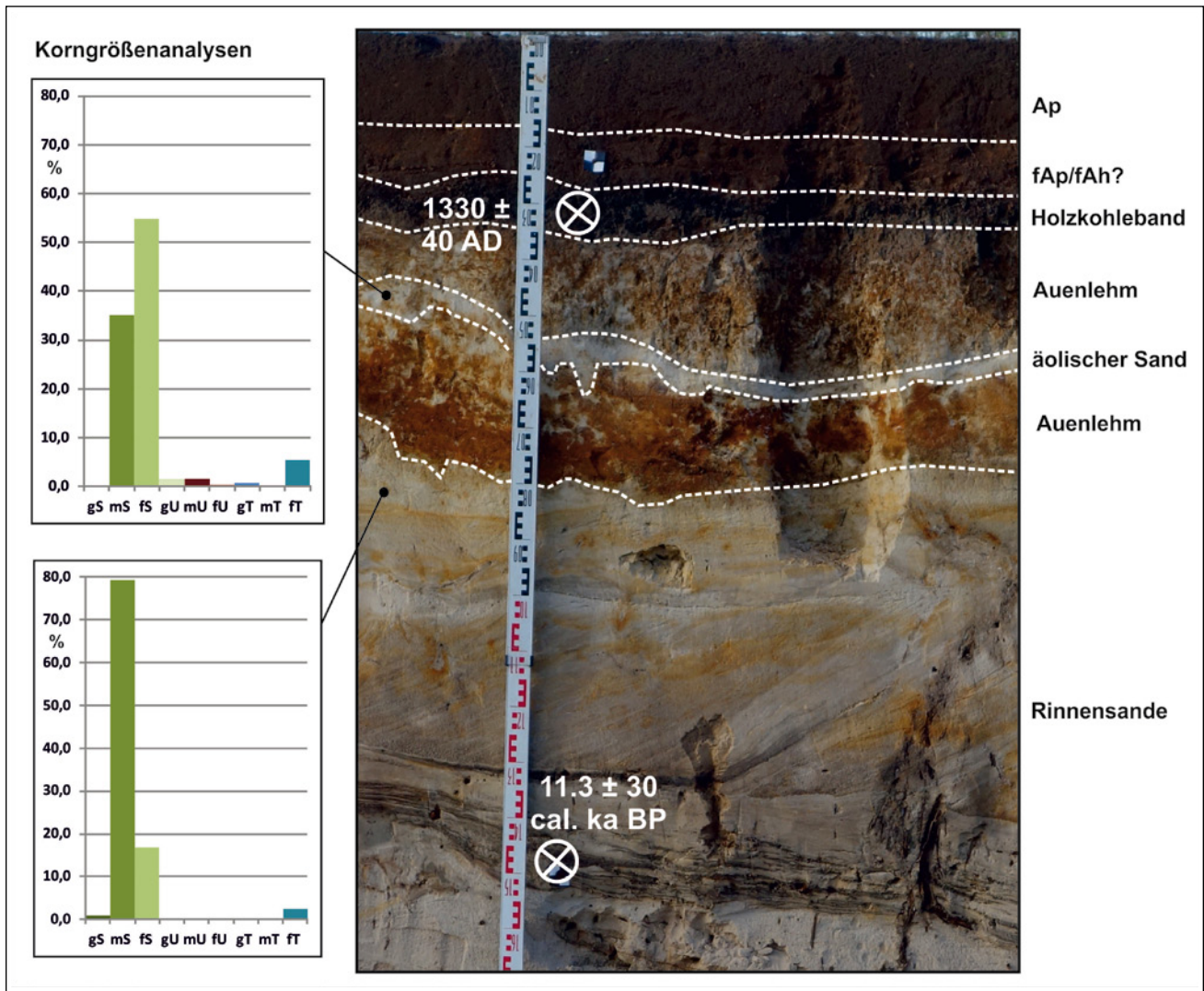


Abb. 9: Korngrößenanalysen fluviatiler und äolischer Sedimente innerhalb der Auenablagerungen des Weißen Schöps. (Detailprofil Geologischer Schnitt II)

Im Westen des Profils ist eine tiefgreifende spätglaziale Rinne nachweisbar. Deren Basis liegt bei ca. 129,5 m ü. HN. An den Flanken treten organische Linsen in Form verlagelter Bodengerölle auf, deren ¹⁴C-Alter zwischen 12,7 bis 12,9 cal. ka BP liegen. Die ältere Verfüllung der Rinne besteht aus Sanden und Schluffen. In diese Sedimente hat sich ein jüngerer mit organischen Mudden verfüllter Flusslauf eingeschnitten. Die Mudden datieren um 11,3 cal ka BP.

Der Ostteil des Profils ist durch die Erosion mehrerer kleinerer Rinnen gekennzeichnet, deren Basis um 131 m ü. HN liegt und die zahlreiche Bodengerölle mit einem Alter von 11,6 cal ka BP führen. Darüber befinden sich wechselnde Sedimentabfolgen des im Holozän mäandrierenden Flusses mit umgelagerten Hölzern.

Im gesamten Tagebauvorfeld Reichwalde konnten bisher 22 Flusseichen datiert werden (Abb. 8). Die älteste ist ca. 6300 Jahre alt. Eine große Anzahl an Flusseichen datiert um 3000 Jahre vor heute.

Innerhalb der Flussablagerungen, an der Basis einer mäandrierenden Rinne konnten Reste eines verlagerten jungsteinzeitlichen Schlagplatzes geborgen werden. Insgesamt wurden ca. 2 kg Feuersteinartefakte, darunter Abschläge und Kerne ausgegraben (Abb. 7).

Die oberflächennah liegenden lehmigen und stark mit

organischem Material angereicherten Verfüllungen repräsentieren die Auelehmablagerungen.

Datierungen eines weiteren Auenprofils (Geologischer Schnitt II in Abb. 3) belegen, dass diese Auenlehme teilweise älter als darüber liegende spätmittelalterliche Holzkohlelagen sind. Die Korngrößenanalysen (Abb. 9) eingeschalteter Sandlinsen und -bänder weisen auf einen deutlichen äolischen Eintrag in die holozäne Flussaue hin.

Exkursionspunkt 3

Bodenbildungen innerhalb spätglazialer und holozäner Dünenaufwehungen am Südrand der Muskauer Heide

Andrea Renno [Landesamt für Archäologie Sachsen]

Das größte Binnendünengebiet Deutschlands, die Muskauer Heide (Abb. 1), bildet einen eigenständigen Naturraum innerhalb des Lausitzer Urstromtales zwischen Spree und Neiße. Weite Teile werden durch die Tagebaue Nochten und Reichwalde und den Truppenübungsplatz Oberlausitz stark beeinflusst. Die heute verbliebene mehr oder weniger erhaltene zusammenhängende Fläche beträgt noch ca. 80 km² mit einer W-O-Ausdehnung von ca. 20 km und einer maximalen N-S-Ausdehnung von ca. 6 km. Die Dünen erreichen eine Höhe von mehr als 25 m über der Land-

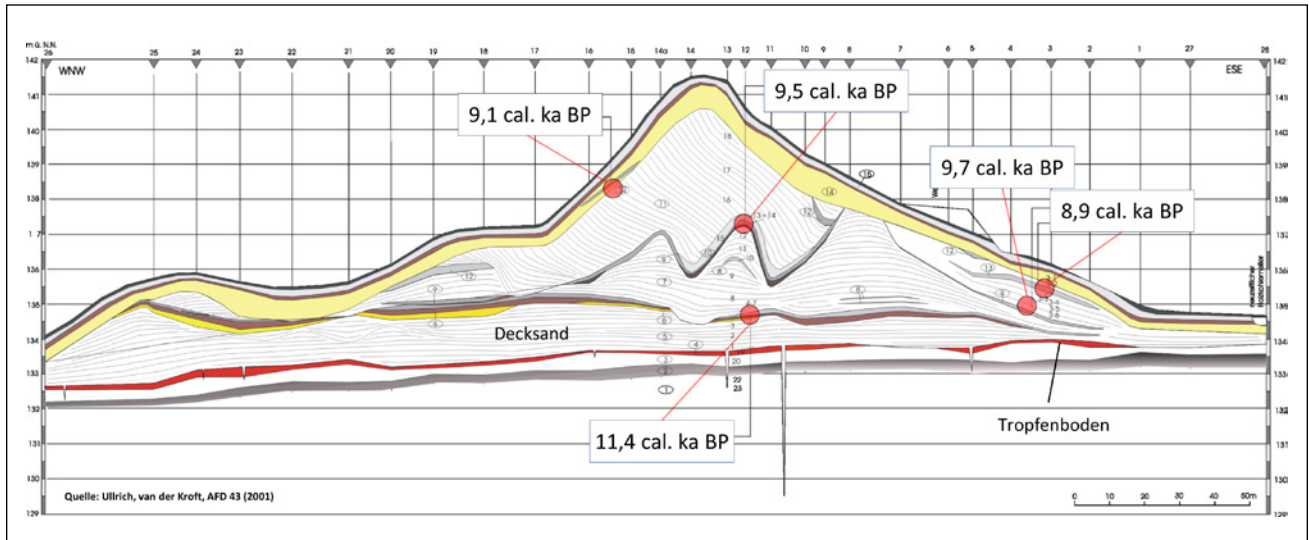


Abb. 10: Profil durch eine Düne der Muskauer Heide (Tagbau Nochten) mit deutlichen Bodenbildungshorizonten (Ah=schwarz; Ae=grau; Bhs=braun; Bv=gelb) Rot dargestellt ist der glazigen deformierte Tropfenboden (FRIEDRICH et al. 2001).

schaftsoberfläche. Dies entspricht einem Höheniveau von 170 m ü. HN. Es handelt sich um nach Westen geöffnete Parabeldünen mit einer flachen Luv- und einer steilen Lee-seite.

Die Hauptphase der Dünenaufwehung erfolgte im Spätglazial und Frühholozän. Dies wurde durch ältere Bodenbildungen nachgewiesen (FRIEDRICH et al. 2001). In einem intensiv untersuchten Profil (Abb. 10) durch eine mehrphasige Düne nördlich von Nochten lassen sich Bodenbildungen für die Zeit des beginnenden Alleröds (11,4 cal ka BP) und während des Präboreals (9,7 bis 8,9 cal ka BP) nachweisen. Demzufolge können die Hauptphasen der äolischen Aktivität in die jüngere Dryas und die zweite Hälfte des Präboreals eingeordnet werden.

Gegenwärtig laufen Untersuchungen der Dünen im unmittelbaren Nordfeld des Tagebaus Reichwalde. Dort wurden in den oberen Dünesedimenten mehrere gut ausgebildete Podsole angetroffen. Teilweise lagen bis zu 3 Bodenhorizonte durch äolische Sande getrennt übereinander. Diese jüngeren Dünenaufwehungen stehen mit der zunehmenden Nutzung und Rodung der Wälder durch Meilerei, Pechgewinnung und Schafweiden und der damit verbundenen Erosion im Zusammenhang.

In Abhängigkeit vom Tagebaufortschritt sollen während der Exkursion angeschnittene Dünenbereiche gezeigt werden.

Exkursionspunkt 4

Vermoorungen und Flugsandaufwehungen im ehemaligen Koppenteich bei Hammerstadt

Andrea Renno [Landesamt für Archäologie Sachsen]

Im Südteil des Tagebaus Reichwalde befinden sich mehrere großflächige und tiefgründige Vermoorungen. Diese sind sowohl im südlichen Niederungsbereich als auch direkt neben der Flussaue anzutreffen (Abb. 3). Die Entwicklung der Moore setzte im Spätglazial mit einem Anstieg des Grundwasserspiegels ein. Dabei wurden die unter trockenen Bedingungen entwickelten spätglazialen Böden, auf denen zum Teil auch ein Kiefern-Birken-Wald stockte, unter

mächtigen limnischen Muddepaketen konserviert. Die Verlandung dieser Seen setzte im Atlantikum mit der Ausbildung von Schilf-Seggentorfen, die in einen Bruchwaldtorf übergehen, ein. Lokale Muddepakete und Humifizierungshorizonte innerhalb der Torfe weisen auf einen Wechsel von Feucht- und Trockenphasen hin.

Die Exkursion führt in das auennahe Moor unter dem ehemaligen Koppenteich bei Hammerstadt (Abb. 11). Die basale Bodenbildung ist hier stark deformiert. In die einen Meter mächtigen Muddepakete sind Siderit- und Sandlagen eingeschaltet. Das Torfpaket ist ebenfalls bis zu einem Meter mächtig und weist lokal Vernässungserscheinungen auf. Eine Besonderheit dieser Vermoorung ist eine neuzeitliche Überdüngung.

Auf den höher gelegenen Flächen der Umgebung befinden sich mehrere archäologische Fundstellen von der mittleren Steinzeit bis in die Neuzeit.

Archäologie

Peter Schöneburg [Landesamt für Archäologie Sachsen]

Die Landschaft am Rande des Weißen Schöps bot für wildbeuterische Jägergruppen ideale Voraussetzungen (Abb. 3). Die ältesten Nachweise gehören an das Ende der Altsteinzeit. Aus der späten Mittelsteinzeit konnten im Tagebauvorfeld Reichwalde besonders viele Freilandstationen untersucht werden. Die ersten sesshaften Bauern am Weißen Schöps sind für das Mittelneolithikum belegt. In der folgenden spätneolithischen Periode hat sich die Fundstellenzahl deutlich erhöht. Danach erfolgte ein Siedlungsabbruch, der erst wieder in der mittleren Bronzezeit beendet wurde. Die nun folgende Siedlungsperiode dauerte bis in die frühe Eisenzeit. Erst im 3. Jh. nach Chr. wird das Gebiet für die Gewinnung von Raseneisenerz wieder aufgesucht. Siedlungen konnten für die römische Kaiserzeit allerdings nicht nachgewiesen werden. Im späten Mittelalter setzt am Rande des Weißen Schöps eine intensive Besiedlung ein, die mit der Besiedlung während der Bronzezeit zu vergleichen ist. Diese Periode endete mit dem Beginn der großflächigen Braunkohleförderung am Ende des 20. Jahrhunderts.



Abb. 11: Geologischer Schnitt III durch Moorablagerungen und Flugsandaufwehungen am Koppenteiche (Foto: LfA Sachsen)

Museum Bautzen

Jürgen Vollbrecht [Museum Bautzen]

Museum Bautzen

Kornmarkt 1

02625 Bautzen

Telefon: 03591 534-933

Telefax: 03591 534-940

E-Mail: museum@bautzen.de

<http://www.bautzen.de/museum-bautzen.asp>



Abb. 12: Museum Bautzen (Foto: © FRANK VINCENTZ)

Literatur

- BOHNCKE, S.J.P. et al. (2008): Rapid climatic events as recorded in Middle Weichselian thermokarst lake sediments. – *Quaternary Science Reviews*, 27, 162–174.
- BOS, J.A.A. et al. (2001): Vegetation and Climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. – *Journal of Quaternary Science*, 16 (3), 269–289.
- FRIEDRICH, M., KNIPPING, M., VAN DER KROFT, P., RENNO, A., SCHMIDT, S., ULLRICH, O., & VOLLBRECHT, J. (2001): Ein Wald am Ende der letzten Eiszeit. Untersuchungen zur Besiedlungs-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung an einem verlandeten See im Tagebau Reichwalde, Niederschlesischer Oberlausitzkreis. – *Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege* 43 (Dresden) 21–94.
- KOCH, E. & ALEXOWSKY, W. (1999): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000. Blatt 2470 Weißwasser – (Freiberg/Dresden).
- LIEBERMANN, C. (2011): Die letzten Jäger und Sammler in der Oberlausitz. – *Archæo – Archäologie in Sachsen*. Heft 8: 14–19.
- MOL, J. (1997): Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). – *Journal of Quaternary Science*, 12 (1): 43–60.
- RENNO, A., WIRTZ, D. & ENDER, W. (2007): Natürliche Verhältnisse. – In: *Braunkohlenarchäologie – Der sächsische Weg*. – *Archäologie in Deutschland* 2007, H. 1: 26–28.

- RENNO, A., LIEBERMANN, C., SUCHODOLETZ, H.V. & ULLRICH, O. (in Vorbereitung): Late Glacial to early Holocene landscape dynamics at the Weißer Schöps floodplain (northern Upper Lusatia).
- SCHÖNEBURG, P. (2009): Durchstreift, besiedelt, aufgegeben. Tagebauarchäologie in Nochten und Reichwalde wieder aufgenommen. – In: Ausgrabungen in Sachsen. – 1. Arbeits- und Forschungsberichte zur Sächsischen Bodendenkmalpflege, Beiheft 20: 7–16. Dresden, Landesamt für Archäologie Sachsen.
- SCHUBERT, G. (1979): Aufschlussbefunde zu einer jungpleistozänen Laufverlegung der Lausitzer Neiße (Nochtener Neißelauf) und zur Terrassengliederung. – Z. geol. Wiss., 7, 4: 463–477; Berlin.
- STANDKE, G. (1998): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000. Blatt 2570 Niesky (Freiberg/Dresden).
- VAN DER KROFT, P., RENNO, A. & ULLRICH, O. (2002): Spätglaziale und holozäne Fluß-, Seen- und Niedermoorentwicklung im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet (Sachsen). – In: KAISER, K. (Hrsg.): Die jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland. Beiträge zur Tagung in Hohenzieritz (Mecklenburg) vom 26.–28. Februar 2002. – Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 67–71.
- VOLLBRECHT, J. & WIRTZ, D. (2002): Holz, Steine, Scherben. – Archäologie in Deutschland 2002, Heft 6: 6–9.
- WOLF, L. et al. (1994): Exkursionspunkt A2/9: Braunkohlentagebau Reichwalde nordwestlich von Niesky – Obere Talsandfolge und limnische Bildungen. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): Das Quartär Mitteldeutschlands. – Altenbg. nat. wiss. Forsch., 7: 225–232; Altenburg.
- KERSTIN JENTZSCH, Vattenfall Europe Mining AG, E-Mail: kerstin.jentzsch@vattenfall.de
- Dr. JÜRGEN VOLLBRECHT, Museumsleiter, Museum Bautzen Kornmarkt 1, 02625 Bautzen, Telefon: 03591 534-911, E-Mail: juergen.vollbrecht@bautzen.de

Autorenkontakte

DR. HARALD STÄUBLE: Referatsleiter Großprojekte, head of division large projects, Landesamt für Archäologie Sachsen, Archaeological Heritage Office, Zur Wetterwarte 7, 01109 Dresden, Tel: +49 351 8926 672, Fax: +49 351 8926 999, E-Mail: harald.staeuble@lfa.sachsen.de, Internet: www.archaeologie.sachsen.de

Dipl.-Min. ANDREA RENNO, Abteilung II, Referat Braunkohle, Department II, Division of Surface Mining, Landesamt für Archäologie Sachsen, Archaeological Heritage Office, Zur Wetterwarte 7, 01109 Dresden, Tel: +49 172/7910360, Fax: +49 351 8926 999, E-Mail: Andrea.Renno@lfa.sachsen.de, Internet: www.archaeologie.sachsen.de

Dipl.-Prähist. PETER SCHÖNEBURG, Abteilung II, Referat Braunkohle, Department II, Division of Surface Mining, Landesamt für Archäologie Sachsen, Archaeological Heritage Office, Zur Wetterwarte 7, 01109 Dresden, Tel: +49 172/3742231, Fax: +49 351 8926 999, E-Mail: Peter.Schoeneburg@lfa.sachsen.de, Internet: www.archaeologie.sachsen.de

Dr. HANS VON SUCHODOLETZ, member of the chair of Physical Geography, Leipzig University, Institute of Geography, Johannisallee 19a, 04103 Leipzig, Germany. Phone: +49 341 97 32969, +49 341 97 32790 (secretariat: Katrin Schandert)

**Die Entwicklung der Elbe und ihr Einfluss auf die quartäre
Landschaftsformung in der Umgebung von Dresden**

*The evolution of the Elbe river and its influence on the Quaternary
landscape formation in the Dresden area*

Jan-Michael Lange, Wolfgang Alexowsky, Fritz Haubold

Zusammenfassung

Die Umgebung von Dresden wurde in ihrer heutigen Morphologie vor allem im jüngeren Känozoikum geprägt. Seit dem Miozän ist hier die Elbe in ihrem Lauf durch die sächsische Mittelgebirgsschwelle nachweisbar. Das Elbtal verdeutlicht eindrucksvoll das Ergebnis des Gegenspiels von fluvialer Eintiefungsprozess und tektonischer Hebung – Paradebeispiel einer Antezedenz. Begleitet wird diese Entwicklung vom Vulkanismus des Egerrißs, der bis in die Dresdner Gegend wirkt. Die letzten bedeutenden morphologischen Prägungen erfolgten schließlich am Ende des Elsterglazials, im Zuge des Inlandeiszerfalls. Die Exkursion zeigt an wichtigen Punkten, vom Elbsandsteingebirge bis in das Meißner Massiv, wesentliche Etappen dieser Entwicklungslinie auf.

Abstract

The morphology of the larger Dresden area shows a young Cenozoic influence. For this region, it is evident that the Elbe river took its course through the Saxonian uplands since Miocene times. The Elbe valley superbly illustrates the contrasting result of fluvial erosion and tectonic uplift – a prime example of an antecedent stream. These geological processes are accompanied by the volcanic activities of the Eger rift which has impacts up to the Dresden region. The latest important geomorphological shaping occurred at the end of the Elsterian glacial as a result of the melting back of the continental ice sheet. From the Elbsandsteingebirge to the Meißner massif, the fieldtrip reveals the morphological development of the area at significant stops.

Einführung

Das Elbtal bei Dresden wird im Südosten von dem tief, häufig klamm- oder cañonartig zertalten Elbsandsteingebirge (Sächsische Schweiz) geprägt. In nordwestlicher Richtung folgt die Dresdner Elbtalweitung (Dresdner Elbtalkessel), welche schließlich bei Meißen in das Meißner-Diesbarer Engtal übergeht. Östlich und westlich davon wird das Elbtal vom Westlausitzer Hügel- und Bergland im Nordosten und dem Osterzgebirge mit dem Östlichen Erzgebirgsvorland im Südwesten eingerahmt.

Die Umgebung von Dresden gehört geologisch zu der vor allem aus neoproterozoischen bis unterkarbonischen Gesteinen aufgebauten Elbezone, die eine teilweise mächtige kretazische Füllung aufweist. Im Raum Meißen wird diese Zone vom variszisch intrudierten Meißner Massiv und dem aufliegenden Vulkanitkomplex von Meißner-Priestewitz ausgefüllt. Markante tektonische Elemente sind die Lausitzer Überschiebung (Lausitzer Störung) und die Westlausitzer Störung. Beide sind gleichzeitig Abgrenzung zum Lausitzer Massiv: Die Westlausitzer Störung begrenzt das Lausitzer Massiv im präkretazischen Untergrund. Die spätkretazisch gebildete Lausitzer Überschiebung trennt die Lausitzer Granitoide von den südwestlich gelegenen marinen Oberkreidesedimenten. Schotterreste der Elbe sind seit dem Spättertiär im Exkursionsgebiet überliefert. Das heutige Elbtal ist vor allem Ergebnis der Eintiefung der Elbe. Zwei Eisvorstöße während des Elsterglazials führten nach Südosten über das Exkursionsgebiet bis nach Böhmen.

Neotektonische Entwicklung

Die tektonische Entwicklung im Elbtal nach Abschluss der kretazischen Sedimentation beginnt – verursacht durch die Öffnung des Nordatlantiks und der daraus resultierenden Herausbildung der Apenninen und Dinariden – mit NE-SW-gerichteten Einengungen entlang der Lausitzer Überschiebung am Ende der Oberkreide bis ins früheste Paläozän (ALEXOWSKY et al. 1997a, KRENTZ 2008). Spaltspurenalter zeigen eine oberkretazische Exhumierung der benachbarten Lausitz. Ihre mesozoische Auflage wurde abgetragen und teilweise in die kretazischen Sedimente der Elbezone eingelagert (VOIGT 1994, 1997). Die Denudationsrate für den Zeitraum zwischen 50 und 85 Ma lässt sich aus den modellierten Temperatur-Zeit-Pfaden abschätzen und beträgt etwa $100 \text{ m} \cdot \text{Ma}^{-1}$ (TONK 2006, LANGE et al. 2008).

Die Alpenorogenese bewirkte im Miozän eine Umstellung des Spannungsregimes in Mitteleuropa auf eine NNW-SSE-gerichtete Einengung, der später im Obereozän in eine NW-SE-gerichtete Dehnung folgte (ADAMOVIČ & COUBAL 1999). Letztere führte zur Anlage des Egergrabens, dessen intensiver basaltoider, mantelbetonter Vulkanismus weit nördlich, im sächsischen Gebiet wirkte. Derartige Schwächezonen boten Aufstiegswege für basaltoides Magmen, wie sie durch zahlreiche „Basalt“-Durchbrüche in der Umgebung von Dresden dokumentiert sind (ALEXOWSKY et al. 1997b). Gleichzeitig wurde durch Subsidenz der Erzgebirgsabbruch aktiviert, der ab dem Oberoligozän – mit Ausnahme der Elbe – zur Unterbrechung der Sedimentlieferung nach Norden führte (SUHR 2003). Die Exhumierung des westlich an die Elbezone anschließenden Osterzgebirges wird ins Untermiozän eingestuft und erreicht Sprunghöhen von bis zu 800 m (KRENTZ 2008). Möglicherweise sind in diesem Zusammenhang auch die Südwest-Nordoststreichenden Versätze entlang der großen tektonischen Linien im Elbtal, z.B. an der Lausitzer Überschiebung am Borsberg, angelegt worden. Spätere tektonische Bewegungen führten allenfalls zu geringfügigen Modifikationen im tektonischen Bau der Elbezone.

Die Entwicklung der Elbe seit dem Miozän

Mit der beginnenden Heraushebung der sächsischen Mittelgebirge im Verlauf des Tertiärs war eine Entwässerung der aus Böhmen kommenden Flüsse nicht mehr – wie noch im Eozän geschehen – über das heutige Erzgebirge hinweg nach Norden möglich. Einzig das Elbsandsteingebirge, tektonisch wie lithologisch eine Schwachstelle in dieser Mittelgebirgsbarriere, ermöglichte bei ständiger und allmählicher Flusseintiefung einen fortwährenden Abfluss in nördliche Richtung. Dies dokumentiert sich hier in einer ausgeprägten erosiven Zergliederung der Sandsteinplatte.

Erste Hinweise auf eine „südliche [d.h. böhmische] Schüttung“ finden sich bereits in unter- bis mittelmiozänen Sedimenten der Lausitz (Brieske- und Meuro-Formation). Hier deuten erhöhte Sillimanitgehalte im Schwermineralspektrum auf eine „Urelbe“ mit Materialeinträgen aus sillimanitführenden Paragneisen, wie sie südlich von Prag vorkommen, hin (WOLF & SCHUBERT 1992).

Die frühesten bekannten Flussschotter der Elbe sind nördlich und nordöstlich von Dresden bis weit in die Lausitz hinein nachweisbar (GENIESER 1955). Diese Bildungen einer Senftenberger Elbe (Abb. 1 und 2a) werden aufgrund

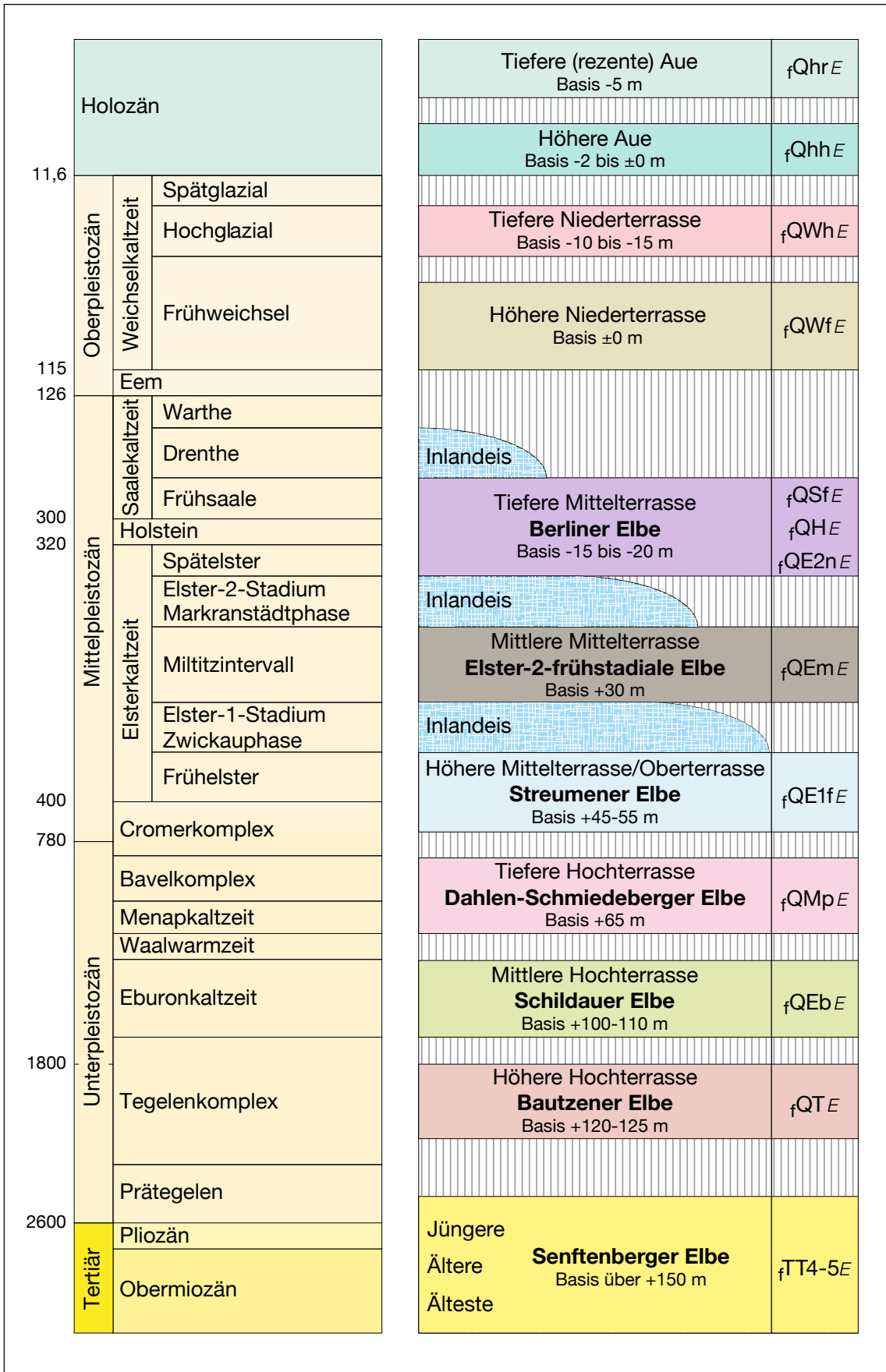


Abb. 1: Gliederung der Elbterrassen im Elbtal und in der westlichen Oberlausitz, mit Angabe der Höhe der Terrassenbasis relativ zur rezenten Aue im Gebiet um Pirna (Entwurf von ALEXOWSKY & HORNA in LANGE et al. 2009). Die Konnektierung mit der stratigraphischen Gliederung des Quartärs im norddeutschen Vereisungsgebiet erfolgt in Anlehnung an LITT et al. (2007). Alle Zeitangaben in Tausend Jahren.

Fig. 1: Classification of the Elbe river terraces along the Elbe valley and in the Western part of the Oberlausitz ("Upper Lusatia"), indicating the altitude of the terrace's basis in relation to the recent level of the flood plain in the Pirna area (scheme by ALEXOWSKY & HORNA in LANGE et al. 2009). The combination with the stratigraphical classification of the Quaternary in the North German glaciated area follows LITT et al. (2007). Time specification in thousands of years.

von Florenzfunden heute ins höchste Obermiozän gestellt (WALTHER & EICHLER 2010) – möglicherweise bestand dieser Elbelauf bis ins frühe Pleistozän (Brüggenkaltzeit = Prätelegen). Aus Böhmen kommend durchquerte die Senftenberger Elbe, wie alle anderen Elbeläufe, das Elbsandsteingebiet, um ab Dresden einen nahezu nordwärtsgerichteten Verlauf zu nehmen. Vermutlich mündete sie zu dieser Zeit nördlich von Cottbus in die marin entwickelte Nordwesteuropäische Tertiärsenke.

Im Elbsandsteingebirge lassen sich in einer Höhe von etwa 120 bis 125 m über der heutigen Elbe Terrassenreste (Höhere Hochterrasse) nachweisen. Sie werden einer Bautzener Elbe zugeordnet, die über Pirna in nördlicher und nordöstlicher Richtung bis in die Oberlausitz verfolgt wer-

den kann (Abb. 2b). Die Bautzener Elbe lagerte ihre Sedimente bereits unter periglaziären Bedingungen ab, welche syngenetische Eiskeilpseudomorphosen sowie Tropfen- und Taschenböden in den Schottern anzeigen. Stratigraphisch werden diese Bildungen in den Tegelenkomplex des Unterpleistozäns gestellt.

Mit der Schildauer Elbe wurde der Lauf nochmals verlagert. Sie floss nun von Pirna über Königsbrück, um nördlich von Ortrand in westliche Richtung einzuschwenken (Abb. 2c). Im Elbsandsteingebirge liegt die Schotterbasis bei etwa 100–110 m über Elbniveau (Mittlere Hochterrasse). Zeitlich wird die Schildauer Elbe dem Eburonkomplex zugeordnet.

Die Tiefere Hochterrasse und damit jüngste unterpleistozäne Terrasse besitzt im Elbsandsteingebirge eine Höhe

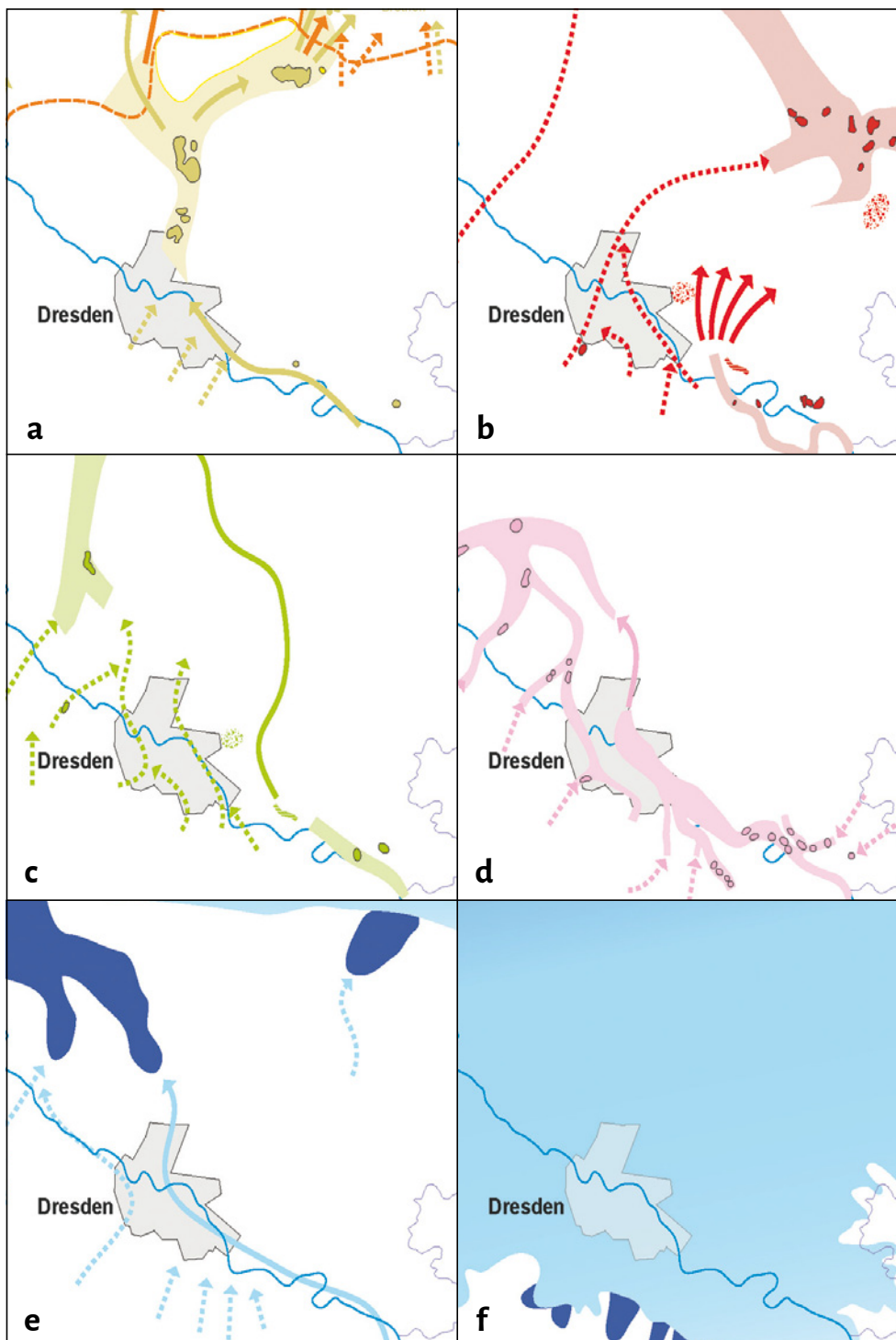


Abb. 2: Paläogeographische Entwicklung der Elbe in der Umgebung von Dresden: a – Senftenberger Elbe (Obermiozän); b – Bautzener Elbe (Tegelen); c – Schildauer Elbe (Eburon); d – Dahlen-Schmiedeberger Elbe (Menap); e und f – Streumener Elbe (Frühelster) während des ersten Elstereisvorstoßes (Zwickauer Phase) und bei Maximalausdehnung des Elstereises (nach WOLF & SCHUBERT 1992, LANGE 2012).

Fig. 2: Palaeogeographical development of the Elbe river in the Dresden region: a – Senftenberg Elbe river (Late Miocene); b – Bautzen Elbe river (Tiglian); c – Schildau Elbe river (Eburonian); d – Dahlen-Schmiedeberg Elbe river (Menapian); e and f – Streumen Elbe river (Early Elsterian) during the first Elsterian ice advance (Zwickau phase) and at the Elsterian glacial maximum (after WOLF & SCHUBERT 1992, LANGE 2012).

Abb. 3: Schematischer Schnitt durch das Quartär im sächsischen Elbtal oberhalb von Dresden mit den Terrassen der Elbe und ausgewählter Nebenflüsse: Neogen: TT4-5E – Schotter der Senftenberger Elbe (Obermiozän); Tegelenkomplex: QTE – Schotter der Bautzener Elbe; Eburonkaltzeit: QEBE – Schotter der Schildauer Elbe; Menapokaltzeit: QMPe – Schotter der Dahlen-Schmiedeberger Elbe; QMpM – Müglitzschotter; Elsterkaltzeit: QE1fE – Schotter der Streumener Elbe (Frühelster); QE1fM – Müglitzschotter (Frühelster); QE1fG – Gottleubaschotter (Frühelster); QE1 – glazilimnische Sedimente, Bänderton (Elster 1 – Zwickauphase); QE1 – Untere Elstergrundmoräne (Elster 1 – Zwickauphase); QEMM – Müglitzschotter (Miltitzintervall); QE2 – glazifluviale Sedimente (Elster 2 – Markranstädtphase); QE2 – glazilimnische Sedimente, Bänderton (Elster 2 – Markranstädtphase); QE2 – Obere Elstergrundmoräne (Elster 2 – Markranstädtphase); QE2nE – Schotter der Berliner Elbe (Spätelster); Holsteinwarmzeit: QIH? – vermutetes Holstein; Saalekaltzeit QSfE – Schotter der Berliner Elbe (Frühsaale); QSfM – Müglitzschotter (Frühsaale); QSD – glazilimnische Sedimente, Bänderton (Saale 1 – Drenthe); Weichselkaltzeit QWfE – Schotter der Elbe – Höhere Niederterrasse (Frühweichsel); QWhE – Schotter der Elbe – Tiefere Niederterrasse (Hochweichsel); eQW – Löß und Lößlehm (Weichsel); sQW – Dünen und Flugsand (Weichsel); Holozän: QhhE – Schotter der Elbe – Höhere Aue (Holozän); QhrE – Schotter der Elbe – Tiefere Aue (rezent)

Fig. 3: Schematic cross section through Quaternary strata in the Saxonian Elbe valley located upstream of Dresden, showing the terraces of the Elbe river and selected tributaries: Neogene: TT4-5E – Gravels of the Senftenberg Elbe river (Upper Miocene); Tegelian complex: QTE – Gravels of the Bautzen Elbe river; Eburonian: QEBE – Gravels of the Schildau Elbe river; Menapian: QMPe – Gravels of the Dahlen-Schmiedeberg Elbe river; QMpM – Gravels of the Müglitz river; Elsterian: QE1fE – Gravels of the Streumen Elbe river (Early Elsterian); QE1fM – Gravels of the Müglitz river (Early Elsterian); QE1fG – Gravels of the Gottleuba river (Early Elsterian); QE1 – Glacial-limnic sediments, varved clays (Elster 1 – Zwickau phase); QE1 – Lower Elsterian ground moraine (Elster 1 – Zwickau phase); QEMM – Gravels of the Müglitz river (Miltitz interval); QE2 – Glacio-fluvial sediments (Elster 2 – Markranstädt phase); QE2 – Glacial-limnic sediments, varved clays (Elster 2 – Markranstädt phase); QE2nE – Gravels of the Berlin Elbe river (Late Elsterian); Holsteinian: QIH? – assumed Holsteinian sediments; Saalian: QSfE – Gravels of the Berlin Elbe river (Early Saalian); QSfM – Gravels of the Müglitz river (Early Saalian); QSD – Glacial-limnic sediments, varved clays (Saale 1 – Drenthian); Weichselian: QWfE – Gravels of the Elbe river – Höhere Niederterrasse (“Upper Low Terrace”, Early Weichselian); QWhE – Gravels of the Elbe river – Tiefere Niederterrasse (“Lower Low Terrace”, Middle Weichselian); eQW – Loess and loess loam (Weichselian); sQW – Dunes and aeolian sand (Weichselian); Holocene: QhhE – Gravels of the Elbe river – Höhere Aue (“Upper alluvion”, Holocene); QhrE – Gravels of the Elbe river – Tiefere Aue (“Lower alluvion”, recent)

von etwa 65 m über der Elbe. Sie wird der Schmiedeberger Elbe zugeordnet, welche ab Dresden einem Lauf über Radeburg, Großenhain und Riesa nahm, um schließlich bei Mockrehna nach Norden umzuschwenken (Abb. 2d). Stratigraphisch wird sie in den Zeitraum von Menapokaltzeit bis Bavelkomplex gestellt.

Bautzener, Schildauer und Schmiedeberger Elbe folgten etwa ab Wittenberg einem mehr oder weniger ähnlichen Lauf nach Nordwesten bis in das Unterwesergebiet. Vermutlich erst mit der Streumener Elbe während der Zeit des Cromerkomplexes wird diese Talanlage im Unterlauf verlassen, während sie im sächsischen Laufabschnitt in wesentlichen Teilen mit dem Schmiedeberger Elbelauf übereinstimmte.

Die mittelpleistozäne Streumener Elbe entwickelte sich möglicherweise bereits im Cromerkomplex, ist aber hauptsächlich dem Frühstadium der Elsterkaltzeit zuzuordnen. Die Ablagerung ihrer Schotter erfolgte bis zum Vorstoß des skandinavischen Inlandeises. Die Streumener Elbe verlief von Pirna und Dresden nach Norden über Großenhain und weiter über Streumen und Koselitz, nordöstlich von Riesa (Abb. 2e). Die Schotterbasis liegt im Elbsandsteingebirge bei etwa 40 bis 55 m (Höhere Mittelterrasse). Von den aus dem Osterzgebirge kommenden Flüssen floss nur die Gottleuba direkt in die Elbe (WOLF & SCHUBERT 1992). Müglitz, Lockwitz, Weißeritz und Freiburger Mulde flossen in einen Vereinigten Osterzgebirgsfluss, der etwa dem heutigen Elbtal zwischen Pirna und Meißen folgend und dann nordwärts gerichtet, in die Streumener Elbe nordöstlich von Riesa mündete (LANGE et al. 2009).

Der in der Leipziger Tieflandsbucht rasche Vorstoß des Elstereises (Elster-1-Stadium oder Zwickauer Phase) mit Geschwindigkeiten zwischen 600 und 900 m pro Jahr (JUNGE 1998) führte auch im Dresdner Gebiet zu einer ausgedehnten Eisbedeckung (Abb. 2f) und zu erheblichen Behinderungen des nordwärts gerichteten Abflusses der Elbe und ihrer Nebenflüsse. Dies bedingte die Bildung von ausgedehnten Eisstauseen, teilweise bis weit bis ins Böhmisches Mittelgebirge reichend. Das Eis erreichte im Dresdner Umland Geländehöhen von etwa 400 m über NN, in der Lausitz teilweise sogar bis 500 m NN (LANGE et al. 2009).

Nach dem Zerfall des Elstereises lebte die fluviatile Tätigkeit wieder auf. Besonders in den Tälern des Erzgebirgsvorlandes wurden mächtige Schotter, unter Aufarbeitung von durch den ersten Elstereisvorstoß herantransportiertem skandinavischem Material abgelagert. Diese Flussschotter (Mittlere Mittelterrasse) sind somit die am höchsten gelegenen feuersteinführenden Terrassen. Ähnlich der Situation vor der Vereisung bildeten die Flüsse des Osterzgebirges einen Vereinigten Osterzgebirgsfluss, der aber ab Meißen über Diera in Richtung Riesa floss und dort bei Althirschstein in die Elbe mündete (WOLF & SCHUBERT 1992). Der Verlauf der Elbe ist in diesem Zeitraum kaum belegt. Vermutlich verlief diese Elster-2-frühstadiale Elbe noch über Dresden-Klotzsche und Radeburg nach Großenhain und von dort über Althirschstein nach Riesa und Strehla.

Ein erneuter Vorstoß des Elstereises (Elster-2-Stadium oder Markranstädt-Phase) staute abermals die Elbe und ihre Nebenflüsse auf. Das zweite Elstereis erreichte im Elbegebiet Geländehöhen von etwa 300 m NN. Im Gebiet zwischen Pirna und Dresden hatten sich Elbe und Vereinigter Osterzgebirgsfluss bereits vor dem Eintreffen des Eises so stark angenähert, dass ihre Täler nur noch von einem schmalen Geländerücken getrennt waren. Dieser konnte durch das vorrückende Elster-2-Eis offenbar leicht beseitigt werden. Das alte Elbtal nördlich von Dresden war möglicherweise durch das Eis und seine Schüttungen verriegelt worden. Damit war ein neuer Weg gegeben, der nun über das heutige Elbtal nach Meißen und Riesa führte. Dieser wurde mit dem Abtauen des Elstereises zunächst von Schmelzwässern und schließlich erstmals von der Elbe zusammen mit den nun direkt in sie mündenden Nebenflüssen in der späten Elstereiszeit genutzt. Das zerfallende Elster-2-Eis hinterließ im nördlichen Sachsen ein ausgedehntes, tief eingeschnittenes Rinnensystem, welches sich weit nach Norden fortsetzt. In diesem Zusammenhang war im Gebiet nördlich von Riesa eine trichterförmige, mehr als 30 km breite und stellenweise auf -85 m NN Tiefe ausgeräumte Wanne entstanden, die Elbtalglazialwanne. Diese bewirkte eine dramatische Tieferlegung des Abflussniveaus, anfangs für die noch abfließenden Schmelz-

wässer und später für die Elbe. In Kombination mit der Laufverkürzung durch den neuen Abfluss über Meißen bewirkte dies eine enorme Erosion im Raum Dresden und rückschreitend bis ins Elbsandsteingebirge (LANGE et al. 2009). Das Elbtal wurde dabei bis auf das Niveau der heutigen Quartärbasis ausgeräumt.

Nach Verfüllung der Elbtalglazialwanne und der Entstehung eines relativ ausgeglichenen Gefälles begann noch in der ausgehenden Elsterkaltzeit die Aufschotterung des Tales vom Elbsandsteingebirge bis nach Riesa durch die Elbe (LANGE et al. 2009). Bis in die frühe Saalekaltzeit nahm sie als Berliner Elbe ihren Lauf von Riesa in Richtung Berlin um etwa auf der Höhe von Teltow – Potsdam – Brandenburg in das damals bestehende Holsteinmeer zu münden. Das Talniveau der Berliner Elbe wurde weder in der Saalekaltzeit noch durch jüngere Erosionen der Elbe wieder erreicht (LANGE et al. 2009).

In der Saalekaltzeit wurde der Norden Sachsens ein letztes Mal vom skandinavischen Inlandeis bedeckt und das Elbtal nördlich von Meißen erneut plombiert. Wiederum bildet sich ein riesiger Eisstausee, der sich vermutlich bis in das Elbsandsteingebirge erstreckte.

Mit dem Zerfall des Saaleeises wurde erneut der Abfluss nach Norden möglich. Während die Elbe zwischen Elbsandsteingebirge und Riesa dem bereits früher genutzten Lauf folgte, ist der Verlauf im Bereich der Elbtalglazialwanne nördlich Riesa unklar (WOLF & ALEXOWSKY 2008). Sicher ist aber die Laufänderung ab Jessen in Richtung Westen auf die saalezeitliche Verschüttung des Berliner Elbelaufs zurückzuführen (WOLF & ALEXOWSKY 2008). Die Elbe wurde dadurch in das während des Warthe-Stadiums der Saalekaltzeit angelegte Lausitzer Urstromtal abgelenkt und folgt diesem seither bis nach Magdeburg.

Mit dem Spätglazial der Saalekaltzeit war somit die Herausbildung des heutigen Elbflusssystemes in Sachsen im Wesentlichen abgeschlossen. In der Weichselkaltzeit

erfolgte die Anlage weiterer Terrassen (frühweichselzeitliche Höhere Niederterrasse, hochweichselzeitliche Tiefere Niederterrasse; Abb. 3), aber keine nennenswerten Änderungen des Elbelaufes. Im Holozän entstanden schließlich die heutigen Auen.

Halt 1

Hangschulter am Weinberg in Pirna-Mockethal: Schotter des frühelsterzeitlichen Streumener Elbelaufes mit Gottleuba

(GK 25: 5049 [83] Pirna; R 5426740, H 5648400 bzw. 33U 426630 E, 5646600 N).

Der Anstieg von der Elbe und vom Mockethaler Grund zum Weinberg wird durch eine Geländestufe des Pirnaer Oberquaders (obere Postelwitz-Formation; siehe TRÖGER & VOIGT 2007a) gebildet. Der Oberquader ist ein typisches morphologisches Element in der Umgebung von Pirna und bildet hier häufig den präquartären Untergrund der Ebenheiten. Petrographisch handelt es sich um einen mittel- bis grob-, selten feinkörnigen Quarzsandstein mit einem kieseligen, lokal auch Brauneisenbindemittel. Die Fauna des Sandsteines ist arm, lediglich Lebensspuren sind häufig zu finden (v.a. Ophiomorpha, Thalassinoides).

Am Exkursionspunkt eröffnet sich nach Südsüdwest der prächtige „Canalettblick“ auf die Altstadt von Pirna mit der Elbtalweitung im Hintergrund (Abb. 4) und nach Ost-südost eine Sicht auf das in die Sandsteinstufe c3 eingeschnittene tiefe und enge Elbtal (RAST 1959: 57).

Am gegenüberliegenden Hang des Mockethaler Grundes, dem Burglehn, war in einem ehemaligen Steinbruch über dem Pirnaer Oberquader eine etwa 1,8 m mächtige Tonbank aufgeschlossen. Es sind dunkelgraue Mergel und Tone, die mit dem oberturonen Zeichener Ton an der Basis der Schrammstein-Formation korrelieren (Zeichen-Burglehn-Ton; siehe auch JANETSCHKE & WILMSEN 2014). Dar-

Lokalität	Weinberg am Mockethaler Grund	Burglehn	Straßenkreuzung SW' „Weiße Taube“
<i>Paläofluss</i>	<i>Gottleuba</i>	<i>Elbe mit Gottleuba</i>	<i>Elbe</i>
Gesamt (Anzahl)	452	834	406
Quarz	14,6%	43,6%	41,1%
Granite/Granodiorite	5,5%	5,4%	20,2%
Rhyolithoide	5,8%	4,1%	2,5%
Basaltoide	0,4%	7,9%	8,1%
Gneis	47,1%	12,1%	6,9%
Feldspat	–	4,3%	5,4%
Quarzite	9,7%	9,2%	6,9%
Kristalline Schiefer	16,2%	8,9%	5,9%
Kieselschiefer	0,7%	2,3%	2,2%
Sonstige	–	2,2%	0,7%

Tab. 1: Geröllanalysen der Frühelsterschotter bei Pirna in der Fraktion 6,3–10 mm (WOLF 1981, 1992 in LANGE et al. 2009).

Tab. 1: Analyses of the 6.3–10 mm fraction of Early Elsterian gravels from Pirna (WOLF 1981, 1992 in LANGE et al. 2009).

über folgen 3 m mächtige Schotter des frühlsterzeitlichen Streumener Elbelaufes. Eine vergleichbare Situation oberhalb Posta ist in Abb. 5 ersichtlich.

Nach Norden bietet sich ein Blick auf die Mockethaler Ebenheit mit der Terrassenoberfläche des frühlsterzeitlichen Elbtales (I-Talboden nach GRAHMANN 1933).

Der Talboden dieses sogenannten Streumener Elbelaufes (Schotterbasis hier etwa 160–165 m NN \approx 50–55 m über der heutigen Elbe) erstreckt sich beiderseits des Mockethaler Grundes. Die klassischen Aufschlüsse von Schottern dieses Elbelaufes an der „Weißen Taube“ sind seit Ende der 1990er Jahre leider verschüttet. Über den Elbschottern lie-



Abb. 4: Ausschnitt aus dem Gemälde „Pirna von den Weinbergen bei Posta“ von Bernardo Bellotto, genannt Canaletto (1721/22–1780), Entstehungszeit 1753–1755, Staatliche Kunstsammlungen Dresden. Blick nach Südwesten auf die Elbe (vom Standort etwa 50 m Höhenunterschied) und auf Pirna mit der Festung Sonnenstein (Quelle: Contumax GmbH & Co. KG [o.J.] – <http://www.zeno.org/nid/20003922472>).

Fig. 4: Detail of the painting “Pirna von den Weinbergen bei Posta” (“View of Pirna from the Vineyards near Posta”) by Bernardo Bellotto, named Canaletto (1721/22–1780), date of origin 1753–1755, Staatliche Kunstsammlungen Dresden. View of the Elbe river (from this place ca. 50 m difference in level) and Pirna with the Sonnenstein fort in the southwest (source: Contumax GmbH & Co. KG [n.d.] – <http://www.zeno.org/nid/20003922472>).



Abb. 5: Blick zwischen dem Weinberg und der Blutpfütze oberhalb Posta nach Westen auf das Elbtal. Im rechten Vordergrund der Pirnaer Oberquader (Oberturon), ein massiver Sandstein der Postelwitz-Formation mit einer Überlagerung von frühlsterzeitlichen Schottern der Streumener Elbe. Im Hintergrund die Dresdner Elbtalweitung („Elbtalkessel“), die ihre Entstehung der leichteren Erosion der zwischen Pirna und Dresden vor allem mergelig entwickelten Kreidesedimente („Pläner“) verdankt.

Fig. 5: View of the Elbe valley to the west, between the vineyard and the Blutpfütze (“blood puddle”) above Pirna. In the foreground on the right, the Pirnaer Oberquader (Upper Turonian), a massive sandstone unit within the Postelwitz Formation, overlain by Early Elsterian gravels of the Streumen Elbe river. In the background, the Dresden Elbe valley widening (“Dresden basin”) that developed due to the higher grade of erodibility of the predominantly marly Cretaceous strata (“Pläner”) occurring between Pirna and Dresden.



Abb. 6: Blick auf den Riesenfuß bei Mockethal, dem rechten Talhang der frühlsterzeitlichen Streumener Elbe. Im Vorder- und Mittelgrund der alte Talboden mit Elbschottern, teilweise glaciofluvial aufgearbeitet.

Fig. 6: View of the Riesenfuß (“giant’s foot”) near Mockethal, the right valley-side slope of the Early Elsterian Streumen Elbe river. In the fore- and middle ground, the former valley bottom with Elbe gravels, partly glaciofluvially reworked.

gen örtlich Schmelzwasserkiese des 2. Elstereis-Vorstoßes und darüber Löss. Der rechte Talrand der Streumener Elbe ist durch die bewaldete Geländestufe des Riesenfußes gut sichtbar (Abb. 6). In ihr glaubte Seifert (1932) eine Flexur des d-Sandsteines (untere Schrammstein-Formation; siehe TRÖGER & VOIGT 2007b) zu erkennen („Riesenfußflexur“). Die Neukartierung (ALEXOWSKY et al. 1997a, b) konnte diese Annahme nicht bestätigen, sondern führt die markante morphologische Stufe (hier: Herrenleite-Sandstein) auf den schmalen Faziesübergang zwischen sandiger (Elbsandsteingebirge im Südosten [Küstensandsteinzone]) und mergelig-toniger Lithologie (Region Dresden–Meißen im Nordwesten [hemipelagische Plänerfazieszone]) zurück. Allerdings sind entlang dieses faziiellen Übergangsbereiches lokale – vermutlich tektonisch verursachte – Schichtverstellungen belegt, die sich in einer Änderung des Einfallens der Schichtfugen auf etwa 300 m von einer nahezu horizontalen Lagerung (2°) im Osten auf bis zu 17° im Westen dokumentieren. Die Erosion der Streumener Elbe hat diesen lithologischen Wechsel morphologisch in Gestalt des Riesenfußes sichtbar gemacht.

Am oberen Ausgang des Grundes streichen an der Hangschulter (R 5426715, H 5648610) im Niveau des Streumener Elbelaufes bei 165 m NN Gottleubaschotter aus. Sie sind ein Hinweis, dass wir uns hier an der linken (!) Seite dieses alten Elbtales im Mündungsbereich der Gottleuba befinden. Etwa 300 m westlich, jenseits des Mockethaler Grundes, stehen am Burglehn bereits Streumener Elbschotter (mit etwas Nebenflussmaterial) an (s. a. Tab. 1).

Am gegenüberliegenden, linken Elbhänge sind östlich des Sonnensteins mehrere Strudeltöpfe in den Pirnaer Oberquadersandstein eingelassen. Sie sind 1–3 m tief und erreichen 30–40 cm im Durchmesser. Niveaumäßig liegen sie an der Basis des Streumener Elbelaufes, sind aber nicht mit dessen Schottern gefüllt oder bedeckt, so dass ihre Entstehungszeit offen ist. Sie können syngenetisch mit dem Streumener Elbelauf, wahrscheinlicher aber im Zuge der

Elster-2-zeitlichen Teileinschneidung von einem Nebenflüßchen gebildet worden sein (ALEXOWSKY et al. 1997a).

Halt 2

Basteiaussicht oberhalb von Rathen: Morphologie des Elbsandsteingebirges

(GK 25: 5050 [84] Königstein-Hohnstein; R 5434940, H 5647800 bzw. 33U 434830 E, 5645990 N).

Die Basteiaussicht oberhalb Rathens gehört zweifellos zu den berühmtesten touristischen Lokalitäten Sachsens und bietet einen großartigen Blick über das Elbsandsteingebirge (Abb. 7).

Bereits bei der ersten von 1586 bis 1634 andauernden Landesvermessung des Kurfürstentums Sachsen wurde die „Pастey“ im Jahr 1592 durch Mathias Oeder (gest. 1641) erwähnt (BEEGER & QUELLMALZ 1994: 125). Erst am Anfang des 19. Jahrhunderts wurde dieser Aussichtspunkt zunehmend bekannter und touristisch erschlossen. 1812 wurde der erste Ausschank eingerichtet, 1826 erfolgte der Bau eines massiven Gasthauses und einer hölzernen Brücke zwischen dem Basteiplateau und Neurathen, die 1851 von der heutigen steinernen Basteibrücke ersetzt wurde.

Etwa 194 m über dem Elbspiegel gelegen, sieht man auf den Rathen-Königsteiner Elbbogen, der direkt unterhalb der Bastei auf Rathener Seite einen Prallhang, gegenüber auf Oberrathener Seite aber einen Gleithang ausbildet. Morphologisch lässt sich hier eine untere Felsstufe, das Niveau der Täler, Gründe und Schlüchte, erkennen, die von den darüber folgenden Ebenheiten (im Elbsandsteingebirge übliche Bezeichnung für ausgedehnte Verebnungsflächen) abgelöst wird. Auf Letzteren erheben sich schließlich die markanten Tafelberge, Steine genannt, die meist mit einem breiteren Fußhang beginnen und in einer schroffen Felskrone enden. Eine Ausnahme hiervon bilden die Berge, die aufgrund von basaltischen Intrusionen sanftere Felskronen besitzen, wofür der Große Winterberg ein bestes Beispiel



Abb. 7: Panoramablick von der Bastei nach Südosten über den Rathen-Königsteiner Elbbogen in das Elbsandsteingebirge. Deutlich ist die morphologische Gliederung in Täler, Ebenheiten und Tafelberge (Plateauflächen) zu erkennen. Wichtige Erhebungen (Höhe in m NN) mit Angabe des lithologischen Aufbaus (violett: Basaltoid auf Sandstein; gelb: Sandstein): **GWb** – Großer Winterberg; **Rb** – Růžovský vrch/Rosenberg; **Zs** – Zirkelstein; **Kbs** – Kohlbornstein; **Zschs** – Zschirnsteine; **Ps** – Pabststein; **Gs** – Gohrisch (oder Gohrischstein); **Ls** – Lilienstein.

Fig. 7: Panorama view from the Bastei to the southeast: the Rathen-Königsteiner Elbe river bend and the Elbsandsteingebirge. The morphological classification into valleys, flatnesses and flat-topped mountains (plateau surfaces) is clearly recognizable. Important heights (altitude in m NN) and their lithological compositions (violet: basaltoid overlying sandstone; yellow: sandstone): **GWb** – Großer Winterberg; **Rb** – Růžovský vrch/Rosenberg; **Zs** – Zirkelstein; **Kbs** – Kohlbornstein; **Zschs** – Zschirnsteine; **Ps** – Pabststein; **Gs** – Gohrisch (or Gohrischstein); **Ls** – Lilienstein.

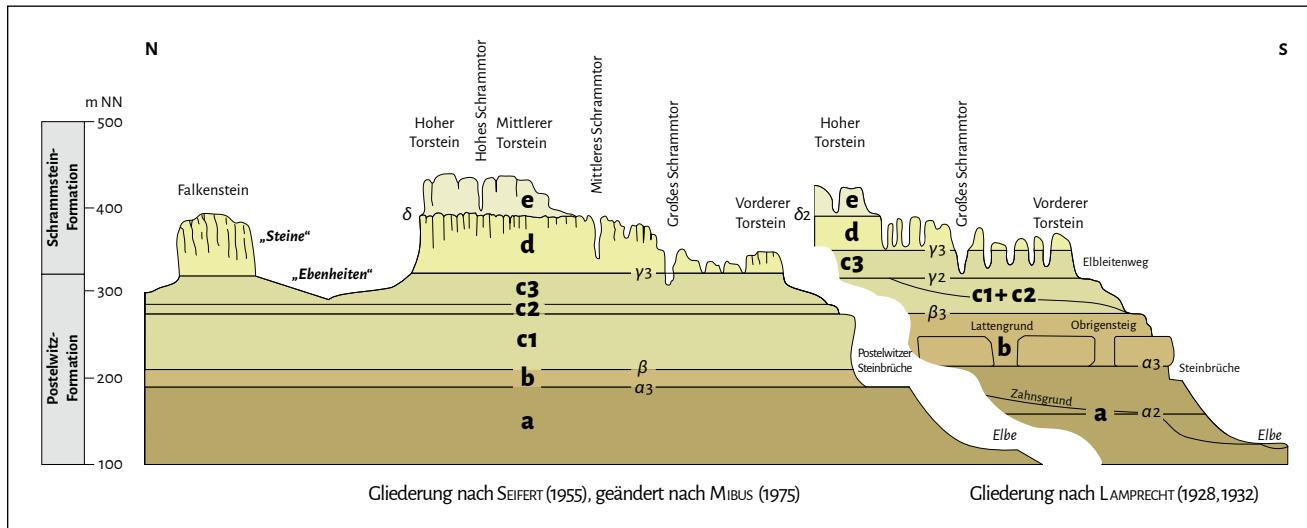


Abb. 8: Stufengliederung im Elbsandsteingebirge am Beispiel des Schrammsteingebietes. Aufgestellt von LAMPRECHT (1928, 1932) wurde sie von SEIFERT (1932, 1955) und MIBUS (1975) weiterentwickelt.

Fig. 8: Stage classification in the Elbsandsteingebirge exemplified by the Schrammstein area. It was established by LAMPRECHT (1928, 1932) and developed further by SEIFERT (1932, 1955) and MIBUS (1975).

ist. Als Besonderheit lassen sich noch die sogenannten Felsreviere (Bezeichnung für extrem zerschnittene Plateaus) nennen wie beispielsweise das unmittelbar angrenzende Felsgebiet Bastei.

Insbesondere der Blick von der Basteiaussicht nach Süden vermittelt einen Eindruck von der morphologischen Entwicklung des Elbsandsteingebirges (Abb. 7). Ganz sicher wurde diese Landschaft schon früh – d.h. mindestens seit dem Miozän – mit dem Durchfluss der Elbe durch das bei Erosion zu steilwandigen Tälern (Cañons) neigende orthogonal geklüftete Sandsteingebiet geprägt. Wahrscheinlich beginnt diese Herausbildung bereits mit den ersten Hebungen am Ende der Kreidezeit, wird aber erst mit den „prä-“ und „postbasaltischen“ Verebnungsflächen (STAFF & RASSMUS 1911) des Oligo-/Miozäns fassbar. Von diesen ältesten Niveaus, die in ihrer minimalen Höhe den Oberflächen der Tafelberge entsprechen, bildeten sich die tieferliegenden und somit jüngeren Ebenheiten mit den darin eingeschnittenen Tälern im Zusammenspiel mit tiefgründiger Verwitterung unter tropisch-subtropischen Bedingungen durch allmähliche Eintiefung der Elbe als regionale Erosionsbasis. Diese Erosion, antezedent zur hauptsächlich neogenen Hebung der sächsisch-böhmischen Mittelgebirgsschwelle, führte zur Zergliederung der Sandsteinplatte und Ausbildung einer Cañonlandschaft. Verstärkt wird dieser Charakter noch durch eine sehr große Zahl von Trockentälern, die vermutlich im Pleistozän unter periglazialen Bedingungen angelegt wurden oder zumindest ihre so typische schroffe Form bekamen. Vor allem jene Prozesse haben eine Landschaft geformt, die es uns erlaubt, überhaupt von einem Gebirge zu sprechen. Seinen besonderen Reiz mit vielerorts hervorragenden Sichtbeziehungen verdankt das Elbsandsteingebirge letztendlich einem Zerschneidungsrelief und viel weniger seiner Höhenlage. Frühpleistozäne Schotter des Bautzener Elbelaufes befinden sich bei Kleingießhübel in einer Höhe von etwa 125 m über der heutigen Elbe und mit 240–250 m NN im Niveau der benachbarten Ebenheiten von Reinhardtsdorf und Schöna. Zu Beginn der Elstervereisung lag die Talsohle der Elbe bereits bei etwa 55–65 m

über dem gegenwärtigen Talboden (EISSMANN 1997). Die postelsterzeitliche Eintiefung beträgt weitere 80–100 m und reicht damit teilweise deutlich unter das heutige Talniveau.

Somit kann der Taleinschnitt im Elbsandsteingebiet seit den letzten kräftigen Hebungsbewegungen am Ende des Miozäns, vor etwa 5 Millionen Jahren, bis heute auf etwa 400 m geschätzt werden. Davon entfallen allein auf die Zeit der letzten 2 Millionen Jahre rund 130 m.

Die Bastei wird im Wesentlichen von Sandsteinen der Stufen b–e nach der von LAMPRECHT (1928, 1932) begründeten und später von SEIFERT (1932, 1955) und MIBUS (1975) weiterentwickelten Gliederung aufgebaut (Abb. 8). Deutlich sind einige, die Stufen trennende Grenzschichten auszumachen. So umzieht zwischen den Stufen c und d die Grenzschicht γ_3 als deutliche Fuge die Bastei („Rahmhanke“) und ihre benachbarten Felsen (z.B. Wartturm) in einer Höhe von etwa 250 m NN, d.h. etwa 55 m unterhalb der Aussicht. Ebenso prominent tritt der Grenzhorizont δ_2 , zwischen den Stufen d und e, in einer Höhe von etwa 280 m NN, also etwa 25 m unterhalb der Aussicht und knapp unter der Basteibrücke hervor.

Halt 3

Ehemalige Kiesgrube Wehlen zwischen Dorf Wehlen und Stadt Wehlen: Schotter des Schmiedeberger Elbelaufes [Menapkalzeit bis Bavelkomplex].

(GK25: 5050 [84] Königstein-Hohnstein; R 5431450, H 5647640 bzw. 33U 431340 E, 5645830 N)

Eine ausführliche Darstellung der Erforschungsgeschichte der Elbeläufe geben WOLF & SCHUBERT (1992), hier wird auch auf die Problematik der Namensgebung eingegangen. Die Bezeichnung Schmiedeberger Elbelauf geht auf GENIESER (1957) zurück. Eine Beschreibung des Aufschlusses gibt ANDREAS (1965). Etwas abweichend davon wurde von WOLF (1980: 1275–1276, bzw. WOLF & ALEXOWSKY 1994: 222–224) folgendes Profil aufgenommen (in Klammern gesetzte Ziffern geben die Schichtnummern der Abb. 9 an). Gegenwärtig sind nur die höheren Profile freigelegt.

Mächtigkeit		Oberfläche ca. +192 m NN
etwa 1 m	umgelagerter Lösslehm (1)	Fließlehm
2–3 m	Mittelsand, feinsandig, einzelne Grobsandkörner, gelb (2)	Schmelzwasserbildung; Elsterkaltzeit (? Elster-2-Stadium bzw. Markranstädt-Phase)
1–1,5 m	Grob- bis Mittelsand, feinkiesig, hellbraun (3)	
0,1-0,2 m	Grobkiesgerölle und Steine steinsohlenartig angereichert und in diesem Bereich außerdem 5–10 cm mächtige Linsen von grauem Geschiebelehm	Elster-Grundmoräne (? Markranstädt-Phase) Basis +188 m NN
0,75	Ton bis Schluff, braun/grüngrau gefleckt, auf Klüften Tonbeläge, zum Teil noch undeutlich gebändert, kalkfrei (4)	Bodenbildung auf Bänderton
2,3–2,5 m	Ton, schluffig, oben braun, unten grau bis dunkelgrau gefärbt, kalkhaltig, deutliche Bänderung in Warven: Winterlagen: Ton schwach schluffig, schwarz, bis 1cm stark; Sommerlagen: Ton bis Grobschluff, grau bis braun, bis 5 cm stark; auf 1 m kommen etwa 24 Jahreswarven; innerhalb der einzelnen Warven ist eine feinste Bänderung erkennbar. Die unteren 30–40 cm (max. 90 cm) sind grau bis braun gefärbt, hier 40 Jahreswarven je 1,5–3 cm stark, sonst wie vorher. Charakteristisch für diesen Teil ist eine intensive Faltung, die nicht als Stauchung durch die Moräne, sondern als subaquatische Rutschung gedeutet werden muss. Der gesamte Bänderton umfasst etwa 100 Jahreswarven (5)	Bänderton, Elsterkaltzeit, (Elster-1-Stadium bzw. Zwickau-Phase) Basis +185 m NN
0,02–0,1 m	lokal ausgebildete Anreicherung von Geröllen bis 2 cm Durchmesser; lokal ausgebildete Kalkausfällung im Grobsand	
etwa 10 m	Grobsand, mittelsandig, einzelne Feinkiesgerölle, nach unten zu allmählich gröber werdend. An der Grubensohle herrscht schließlich ein Wechsel zwischen schräggeschichteten Lagen von Grobsand und Feinkies, sehr schwach mittel- und grobkiesig, vor. Die gesamte Folge ist hellgrau bis grau gefärbt; bemerkenswert ist das relativ häufige Vorkommen von Erdbrandgesteinen. An der Sohle der Grube liegen zahlreiche große Blöcke (meist Kreidesandstein, ab und zu Basalt), die vermutlich die Nähe der Schotterbasis anzeigen; die Gerölle sind durchweg frisch (6).	Schotter des Schmiedeberger Elbelaufs Menapkalzeit (bis Bavelkomplex) Basis etwa + 175 m

Die Anreicherung von Geröllen unter dem Bänderton und die zum Teil ziemlich steil einfallenden oberen Sandlagen (Abb. 9) zeigen, dass kein Übergang zwischen dem Bänderton und dem Schotter existiert. Zwischen beiden Bildungen liegt also eine deutliche Erosionsdiskordanz. Der Bänderton gehört mit großer Wahrscheinlichkeit dem ersten Eisvorstoß der Elsterkaltzeit an. Das entspricht den Erkenntnissen von WOLF & SCHUBERT (1992), wonach die im Elster-1-Stadium (Zwickau-Phase), wie auch hier, relativ eng geschichtete Bändertone zur Ablagerung kamen, im Gegensatz zu den viel größeren Warven der feinsandigen Bänderschluße des Elster-2-Stadiums (Markranstädt-Phase). Die liegenden Elbschotter sind damit älter als frühelsterkaltzeitlich.

Terrassenstratigraphisch liegen sie mit ihrer Basishöhe 60–65 m über dem heutigen Elbniveau und damit im Ni-

veau zwischen der Mittleren Hochterrasse (Schildauer Elbelauf, Basishöhe ca. 110 m über Elbe) und der „Höheren Mittelterrasse“ bzw. Oberterrasse (Streumener Elbelauf, Basis 40 m über Elbe). Auch in der Geröll- und Schwermineralzusammensetzung unterscheiden sie sich deutlich von beiden genannten Elbeläufen (vgl. WOLF & SCHUBERT 1992). Nach WIEGANK (1982, 1990) sind Schlufflinsen innerhalb der Schotter invers magnetisiert, die Schotter sind demnach älter als die Brunhes-Matuyama-Grenze, das heißt vorcromerzeitlich. Aus diesen Gründen können die hier aufgeschlossenen Schotter des Schmiedeberger Elbelaufs formal dem Zeitraum Menapkalzeit (bis Bavelkomplex) zugeordnet werden.

Der auf dem Bänderton ausgebildete „Bodenhorizont“ ist bislang nicht genauer untersucht: Der Bänderton ist in diesem oberen Abschnitt fast vollständig entkalkt, im Bo-

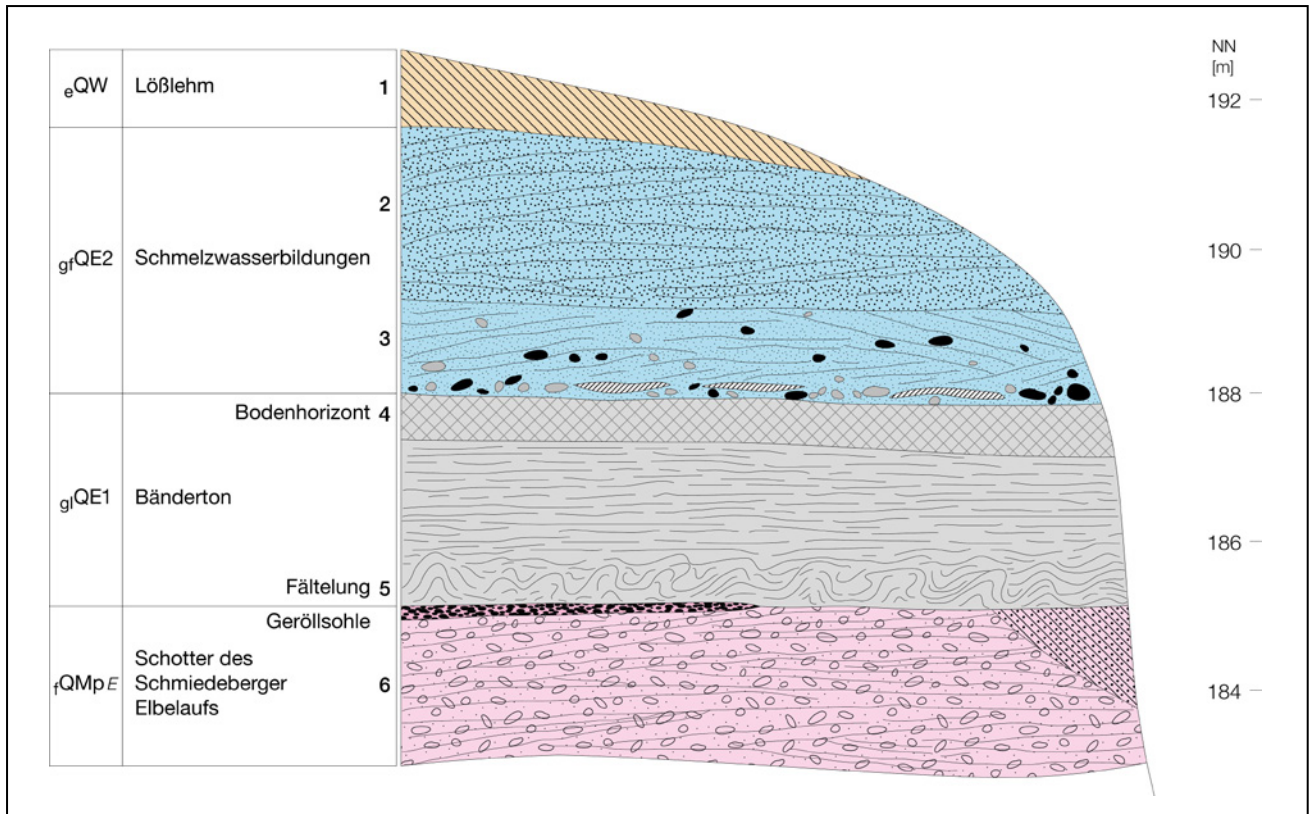


Abb. 9: Profil in der auflässigen Kiesgrube Wehlen: Schotter der menapzeitlichen Dahlen-Schmiedeberger Elbe werden von elsterzeitlichem Bänderthon und Schmelzwassersanden überlagert (verändert nach WOLF 1980 and WOLF & ALEXOWSKY 1994; Ziffern siehe Text).

Fig. 9: Section in the abandoned Wehlen gravel pit: Gravels of the Menapian Dahlen-Schmiedeberg Elbe river course overlain by Elsterian varved clay and glacio-fluvial sands (modified after WOLF 1980 and WOLF & ALEXOWSKY 1994; for numerals see text).

denbereich fand nach Korngrößenuntersuchungen eine Tonverlagerung von oben nach unten statt; auf Klüften sitzen dünne Tonbeläge. Wenn es sich wirklich um einen Boden handelt, wäre der früheste Entstehungszeitpunkt das Ende des ersten Elster-Eisvorstoßes, der späteste die Holstein-Warmzeit. Damit könnten die Hangendsande Elster-2-zeitlich oder saalezeitlich sein. Nach bisherigen Kenntnissen stieß das Saale-Eis nicht so weit vor, deshalb ist ein Elster-2-zeitliches Alter der Sande wahrscheinlicher.

Halt 4

Sandtagebau am Augustusweg in Dresden

ca. 1 km südwestlich der Autobahnausfahrt Hellerau
Heidesand; Sander des Drenthe-Stadiums, Saale-Komplex
(GK 25: 4848 [50] Moritzburg-Klotzsche; R 5412300,
H 5663800 bzw. 33U 412200 E, 5662000 N)

Geologie des Heidesandes

Verbreitung des Heidesandes

In älteren und neuen geologischen Karten des oberen Elbegebietes sind die so genannten Heidesande kartiert worden (Abb. 10). Sie begleiten das rechte Elbtal von Pirna bis Weinböhla. Ihre Oberfläche reicht östlich und nordöstlich von Dresden bis etwa 240 m über NN (EBERT et al. 1934: 109–110). Eine fast geschlossene Fläche bilden sie zwischen Dresden und Weinböhla unterhalb von +170 bis 175 m NN. Diese „Heidesandterrasse“ oder „Hellerterrasse“ (GRAHMANN 1932) besitzt bei Wachwitz nur eine geringe Breite, erlangt aber – von Loschwitz aus eine so große Ausdehnung, dass sie im Gebiete des „Hellers“ gegen 3 km breit

ist. Ihre Oberfläche ist zwar elbwärts geneigt, jedoch recht eben, soweit sie nicht durch jüngere Dünen unterbrochen wird. Diese schiefe Ebene hat am Steilhange des Granites eine Höhe von 170 bis 175 m über NN und senkt sich ganz allmählich gegen die Talmitte. Die Höhe ihres Abbruchrandes gegen die Niederterrasse wird allein durch die jüngere Unterschneidung bestimmt. In Oberloschwitz liegt der Rand bei 160 m, in der Albertstadt bei 135 bis 140 m, in Radebeul bei 120 m. Entsprechend der Neigung seiner Oberfläche wächst die Mächtigkeit des Heidesandes bergwärts an. Kann man in Radebeul nur 10–15 m annehmen, so beträgt sie am Flugplatze und in Oberloschwitz sicherlich gegen 50 m (EBERT et al. 1934: 109). BECK & HAZARD (1893: 69–70) führen weiterhin aus: „Nördlich und östlich von dieser Terrassenfläche markiert sich überall deutlich die Kante des dahinter liegenden Lausitzer Plateaus als ein ziemlich schroffer Terrainanstieg. Letzterer wird gebildet von einer Kette von Granitausstrichen, welche jedoch keine kontinuierliche Zone sondern lauter isolirte durch grössere oder geringere Zwischenräume getrennte Gesteinskuppen und -abfälle darstellen.“ Die dazwischen auftretenden Sande haben genau denselben petrographischen Habitus, wie die geschichteten Sande am Elbhange „und ziehen sich durch die zahlreichen Lücken zwischen den durch grössere oder geringere Abstände getrennten Granitbuckeln ununterbrochen hindurch bis hinauf auf die Hochfläche, wo sie mit vollkommen gleichartigen Plateausanden in Verbindung stehen. In mehreren Gruben... liess sich beobachten, dass auch diese hochgelegenen Sande die nehmliche Horizontalschichtung besitzen, wie diejenigen der Elbthaltterrasse“.

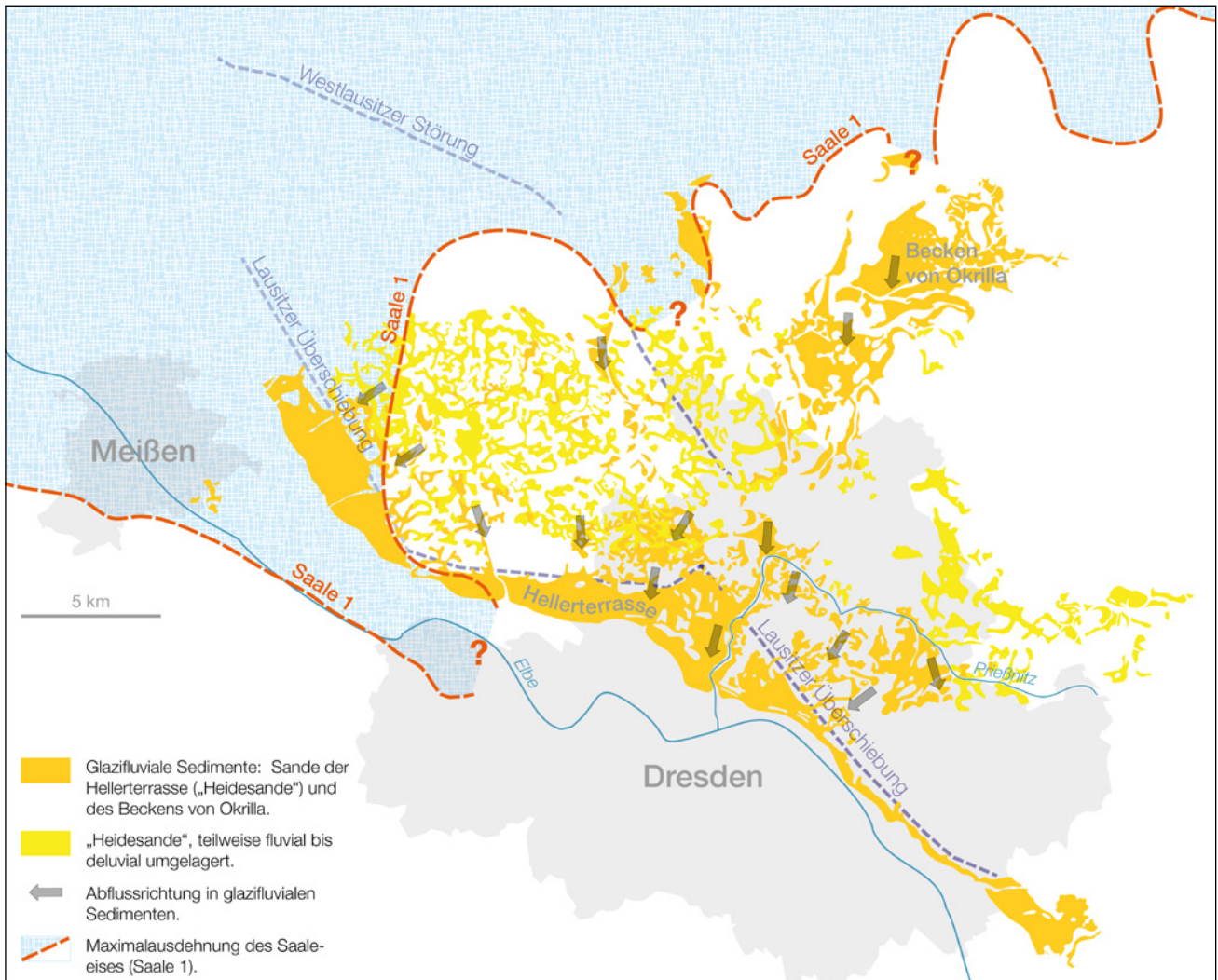


Abb. 10: Die Heidesande oder Hellerterrasse – ein Sander des ersten Saaleeisvorstoßes

Fig. 10: The Heide sands or Heller terrace – a sandur of the first Saalian ice advance

Petrographie des Heidesandes

Der Heidesand ist ein sehr gleichmäßig aufgebauter grobsandiger Mittelsand, „...“ der sich durch verhältnismäßig sehr reichliche Führung von mehr oder weniger verwitterten, schmutzigweißen Feldspathbröckchen, sowie silberweißer kleinster Glimmerschüppchen auszeichnet und eine weisslich graue oder lichtgelbe Färbung besitzt. Innerhalb der Elbthalwanne ist derselbe überall auf das ausgezeichnete horizontal oder ganz flach geneigt geschichtet, nur in seinen obersten Partien bis zu einer Mächtigkeit von durchschnittlich 1 m hat er diese Schichtung verloren. Innerhalb dieses dünn-schichtigen Complexes sind kurze, dünne Schmitzen, feine Lagen oder perlschnurartige Reihen von größerem Materiale, namentlich rundliche Quarzgeröllchen, aber auch von größeren, etwas schärferen Sanden eingelagert, welche ihres geringen Zusammenhaltes wegen an den Wänden oft herausfallen und dieselben gerippt erscheinen lassen“ (BECK & HAZARD 1893: 67–68). Lokal stellen sich außerdem noch Ansammlungen von meist eckigen Bruchstücken des am Abhang anstehenden Granodiorits ein, welche isoliert eingestreut oder zu Lagen, Nestern oder perlschnurartigen Streifen angereichert, mit den horizontalschichtigen Sanden wechsellagern. Charakteristisch für diese Sande ist die durchweg anzutreffende,

ununterbrochen auf weite Entfernung mit dem Auge zu verfolgende Schichtung.

Genese des Heidesandes

GRAHMANN (1932) sieht in dem tiefer als 170–175 m ü. NN liegenden Heidesand eine „Hellerterrasse“. Als Folge der Abriegelung des Elbtals durch das Saale-Eis nördlich von Meißen soll sie von der Elbe in dem dadurch gebildeten Stausee aufgeschüttet worden sein. Spätere Bearbeiter schlossen sich dieser Meinung, zum Teil mit geringen Abweichungen, an. Bei der Deutung des Heidesandes als Elbterrasse bleibt jedoch der oberhalb von 175 m ü. NN vorkommende Heidesand sowie die überall nachweisbare, im Allgemeinen flach nach Südwesten zum Elbtal hin einfallende Schichtung des Sandes unverständlich. Auch die von HUHLE (1974: 150–164) versuchte Erklärung der dem Elbverlauf entgegen gerichteten Schüttung durch Nordost-Eisfallwinde und einer dadurch hervorgerufenen entsprechenden Strömung innerhalb des Stausees ist wenig überzeugend. Gleichzeitig wäre das Fehlen dieser Terrasse am Westhang des Elbtals kaum verständlich.

Bei der Neukartierung der Blätter Dresden und Pirna (ALEXOWSKY et al. 1997, 2001) durchgeführte Geröllanalysen zeigen, dass in dem eigentlichen Heidesand fast aus-

schließlich Material des östlich bzw. nordöstlich an das Elbtal angrenzenden Plateaus (Lausitzer Gesteine, Meißener Kristallin) und relativ hohe Anteile an nordischen Komponenten enthalten sind. Erst die – morphologisch gesehen – tiefsten Bereiche dieses bisher als eine Einheit kartierten Sandkomplexes weisen eine flache, nach Norden und Nordwesten einfallende Schichtung auf und enthalten vorwiegend böhmische und erzgebirgische, dagegen äußerst selten nordische Komponenten. Diese tieferen Bereiche gehören deshalb nicht zum Heidesand. Sie lassen sich auch – anders als der Heidesand – weit über Meißen, Riesa und Strehla hinaus verfolgen, und müssen als frühweichselzeitliche Höhere Niederterrasse der Elbe angesehen werden, die sich in den Heidesand eingeschnitten hat.

Der morphologisch über dieser Höheren Niederterrasse liegende eigentlichen Heidesand wird heute als ein Sander gedeutet, der von den Schmelzwässern des Saalegletschers sedimentiert wurde, als der Eisrand etwa der Linie Eckardsberg nördlich von Meißen, Diera, Ockrilla, Steinbach, Klotzsche, Radeberg entsprach. Von hier aus wurde zeitweilig auch die Wasserscheide zwischen Röder und Wesenitz überschüttet, sodass diese Wässer über das Wesenitztal abfließen und dabei den Heidesand bis Pirna ablagern konnten.

Auf dem Heidesand kamen Flugsand und zahlreiche Binnendünen, stellenweise mit 20 m Höhe, zur Ablagerung. Die Dünenbildung erfolgte in unterschiedlichen Zeiten, die durch Zeiten der Ruhe mit Bodenbildung voneinander getrennt sind. Nachgewiesen sind sowohl (spät-) weichselzeitliche bis frühholozäne aber auch Dünen über mit-

telalterlichen Scherben. Eine äolische Komponente schon während der Bildungszeit der Heidesande hielt bereits GENIESER (1958) aufgrund häufig vorkommender Sandkörner mit matter Oberfläche für wahrscheinlich.

Im Bereich der Grube Augustusweg und deren Umfeld haben Bohrungen (bei einer ursprünglichen Geländeoberfläche zwischen 160 und 175 m) bis zu 65 m mächtige Heidesande durchteuft (Heidesandbasis bei ca. +105 bis 113 m NN). Darunter lagern noch bis zu einer NN-Höhe von < +90 bis 105 m (nach Nordosten am ansteigenden Präquartär auskeilend) Kiese und Sande des spätelster- bis frühsaalezeitlichen Berliner Elbelaufs. Die Basis des Berliner Elbelaufs bildet im Elbtal auch das Tiefste der quartären Ablagerungen. Darunter folgen die Pläner (Schluffstein bis Schluffmergelstein) der Oberkreide.

Halt 5

Ottendorf-Okrilla – Kiestagebau Laußnitz I [Kieswerk Ottendorf-Okrilla GmbH]

(GK25: 4748 [34] Radeburg, 4848 [50])

Moritzburg-Klotzsche; R 5417500, H 5674500)

Aus den Schottervorkommen nordöstlich von Dresden sind seit langem typische Elbeleitgerölle (Kieselhölzer, Achate, Amethyste u.a.) bekannt. Erste Beschreibungen gehen auf CHARPENTIER (1778) zurück. FREIESLEBEN (1829) erwähnt Chalcedone. Während der geologischen Spezialkartierung wurden diese Kiessande von den darüberliegenden pleistozänen Bildungen als „oligozäne“ bzw. „miozäne Kiese der Braunkohlenformation“ abgetrennt (HAZARD 1892, HERR-



Abb. 11: Sandtagebau am Augustusweg in Dresden. Abbau im saalezeitlichen Sander (sogenannte Heidesande oder Hellerterrasse).

Fig. 11: Sand open pit at the Augustusweg in Dresden. Mining within Saalian sandur deposits (so-called Heide sands or Heller terrace).



Abb. 12: Kiestagebau Laußnitz I im Bereich des ehemaligen Wachbergs bei Ottendorf-Okrilla

Fig. 12: Laußnitz I gravel open pit in the former Wachberg area near Ottendorf-Okrilla

MANN 1890). GENIESER (1953) erkannte als erster, dass die feuersteinfreien Kiessande einem möglicherweise pliozänen Elbelauf von Dresden über Senftenberg nach Calau (Senftenberger Elbe) zuzuordnen sind (Abb. 2a). Die stratigraphische Einstufung der Schotter erfuhr in den letzten 50 Jahren mehrfache Änderungen (s.a. WOLF & SCHUBERT 1992). Untersuchungen der Blattflora (zuletzt WALTHER & EICHLER 2010) lassen ein höchstes obermiozänes Alter wahrscheinlich werden.

Die Sande und Kiese des Senftenberger Elbelaufs treten als isolierte Vorkommen auf einer Fläche von etwa 800 ha nördlich von Ottendorf-Okrilla im Bereich des ehemaligen Wachbergs auf (Abb. 3). Sie lagern dem präkambrischen Untergrund (meist Granodiorite und Grauwacken) und deren tertiären Zersetzungsprodukten (Kaolin) unmittelbar auf und erreichen eine Mächtigkeit von maximal 35 m. Die Bildungen des Senftenberger Elbelaufs befinden sich in Höhen von 165–205 m NN. Lokal werden sie von fluvialen Ablagerungen eines präglazialen Flusses (GENIESER 1955: Bautzener Elbelauf, WOLF 1980: Jüngerer Senftenberger Elbelauf in Dresden-Klotzsche) bei 205–225 m NN überlagert. Für die Schotter von Ottendorf-Okrilla sind aus den erheblichen Niveaudifferenzen des Liegenden und der rezenten Hochlage post-, möglicherweise auch syn- und präsedimentäre Tektonik anzunehmen (PRÄGER 1975, 1976). Insgesamt hat jungtertiäre, bis mindestens ins Unterpleistozän andauernde Tektonik (Hebung, z.T. Kippung) die Herausbildung und den Erhalt der heutigen Vorkommen der jungtertiären (Elbe-)Schotter in der westlichen Oberlausitz beeinflusst.

Die Kiessande von Ottendorf-Okrilla weisen typische Merkmale von Sedimenten eines verflochtenen Flusssystem (braided river) auf. Im unteren und oberen Bereich des Trockenschnitts dominieren in meist kleindimensionierten Rinnen massige, trogförmig schräg oder horizontal geschichtete Kiessande sowie massige matrix- oder klastge-

stützte Kiese. Solche Ablagerungen kennzeichnen ein Bildungsmilieu in flachem Wasser bei hoher Partikelkonzentration und Transportdynamik mit Strömungsgeschwindigkeiten von 1 m·s⁻¹ (READING 1996) und mehr. Nach MIALI (1977) entsprechen diese Merkmale einem „shallow gravel bed braided river“ vom „Scott type“. Im mittleren Bereich des Aufschlusses (bei etwa 185 m NN) treten gehäuft tonig-schluffige Einlagerungen auf. Im Unterschied zu Altwasersseen in beispielsweise mäandrierenden Flüssen handelt es sich hier um kleinräumige und nur kurzzeitig inaktive Rinnen, deren Verfüllung mit feinklastischem Material relativ rasch erfolgte. Auch paläobotanisch ist keine Sukzession bis zur Verlandung nachweisbar (WALTHER & EICHLER 2010). Zusammen mit verstärktem Auftreten von Sandbarren weist dieser mittlere Abschnitt Ähnlichkeiten mit einem „gravel-sand meandering river“ vom „Platte type“ (MIALI 1977) auf.

Im Schotterkörper überwiegen stark grobsandige Mittelsande, Grobsand-Feinkies-Mischungen und Fein-Mittel-Grobkiese. Nur selten finden sich Stein-, Feinsand- oder Tonlagen. Die Sortierung der Sedimente ist – wie für Flussschotter üblich – schlecht bis sehr schlecht. Es dominieren positive Schiefen, d.h. feineres Material tritt über die lognormale Verteilung hinausgehend auf. Charakteristisch ist ein dreigeteilter Kurvenverlauf. Gewöhnlich erscheint die Saltationsfracht besser sortiert als die Suspensions- und Rollfracht. Ihr Anteil an der Gesamtverteilung beträgt 40–90 %. Insgesamt weisen die granulometrischen Daten auf ein Milieu mit hoher Transportdynamik (energiereiche und turbulente Strömung; VISHNER 1969) hin (LANGE 1995).

Die Kiessande von Ottendorf-Okrilla sind hochmatur und bestehen nahezu ausschließlich aus SiO₂-reichen Komponenten. Mono- und polykristalline Quarze sowie Quarzite treten in Summe mit mehr als 90 % auf. Der Rest entfällt vor allem auf Kieselschiefer und Quarzsandsteine. Untergeordnet kommen auch quarzreiche Konglomeratgerölle,

Kieselhölzer und Achate vor. Feldspathaltige Gesteine sind sehr selten und meist vollständig verwittert.

Die Schwerminerale sind einer stabilen Vergesellschaftung zuzuordnen (LANGE 1995). Die Gruppen der „Metamorphen“ (Disthen, Staurolith, Sillimanit, Andalusit und Topas; 32–50 %) und „Stabilen“ (Turmalin, Zirkon, Rutil, Anatas, Brookit, Titanit; 39–56 %) stellen die mit Abstand häufigsten Schwerminerale. Allgemein dominiert Turmalin, gefolgt von Staurolith und Sillimanit. Charakteristisch sind hohe Staurolith/Sillimanit-Verhältnisse ($> 1,4$) und höhere Epidot- und niedrigere Sillimanit- und Andalusit-Gehalte. Die Gruppe der „Instabilen“ (Granat, Epidot einschließlich Zoisit, Hornblende und Augit) ist mit meist unter 10 % vertreten (LANGE 1995).

Aus siltig-tonigen Rinnensedimenten stammt eine reichhaltige Blattflora, die umfassend von WALTHER & EICHLER (2010) bearbeitet wurde. Bis auf wenige Ausnahmen handelt es sich dabei um Vertreter eines azonalen, sommergrünen flussbegleitenden Auenwaldes mit den dominanten Sippen von *Taxodium*, *Quercus*, *Ulmus* und *Liquidambar*. Die taphonomischen Befunde kennzeichnen die Uferbereiche aktiver Rinnen als Standorte der Baum- und Strauchschichten.

Anhand klimatischer Ansprüche, die rezente Vergleichsformen stellen, kann eine Paläoklimainterpretation erfolgen. Danach ist für die Florenassoziaton von Ottendorf-Okrilla ein feucht-gemäßigtes Klima mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 10 und 14°C, minimal –6°C in den kältesten Monaten, anzunehmen. Als Durchschnittswerte für die jährlichen Niederschläge geben WALTHER & EICHLER (2010) Werte zwischen 900 und 1000 mm·a⁻¹ an.

Nach Vergleichen mit anderen neogenen Floren Mitteleuropas zeigt die Florenassoziaton von Ottendorf-Okrilla eine große Analogie zur Flora von Sośnica (Schossnitz) bei Wrocław (Breslau) in Polen sowie Bezüge zu obermiozänen Floren des Niederrheingebietes. Danach kann der sommergrüne Auenwald von Ottendorf-Okrilla in das höchste Obermiozän gestellt werden.

Nach den sedimentologischen und paläobotanischen Befunden erfolgte die Sedimentation der Senftenberger Elbeschotter unter feucht-gemäßigtem Klima in einem perennierenden verzweigten Flusssystem.

Danksagung

Für die Unterstützung danken wir sehr herzlich dem Kieswerk Ottendorf-Okrilla GmbH & Co. KG, insbesondere den Herren Thomas Gruschka und Gerd Mantke. Weiterhin gilt unser Dank den SBU Sandwerke GmbH Dresden, hier vor allem Herrn H. Wenk, für die Hilfe und die Befahrungsgenehmigung.

Literatur

- ADAMOVIĆ, J. & COUBAL, M. (1999): Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. – *Geolines*, 9: 5–14; Praha.
- ALEXOWSKY, W., WOLF, L., KURZE, M. & TRÖGER, K.-A. (1997a): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt 5049 Pirna (3. Aufl.). – 118 S.; Freiberg.
- ALEXOWSKY, W., WOLF, L., TRÖGER, K.-A., VOIGT, T. & KURZE, M. (1997b): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1:25.000, Blatt 5049 Pirna (3. Aufl.). – Freiberg.
- ALEXOWSKY, W.; SCHNEIDER, J. W.; TRÖGER, K.-A.; WOLF, L. et al. (2001): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 4948 Dresden. – 4. Aufl.: 148 S., Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- ANDREAS, G. (1965): Beiträge zur Kenntnis der Reliefgestaltung des Elbsandsteingebirges im Früh- und Altpleistozän. – *Sächsische Heimatblätter* 11: 225–256 und 337–358; Dresden.
- BECK, R. & HAZARD, J. (1893): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Section 66 Dresden. – 1. Aufl.: 102 S.; Leipzig.
- BEEGER, D. & QUELLMALZ, W. (1965): Geologischer Führer durch die Umgebung von Dresden. – 227 S.; Dresden (Steinkopff).
- BEEGER, D. & QUELLMALZ, W. (1994): Dresden und Umgebung. – In: Sammlung geologischer Führer, Bd. 87, 205 S.; Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- CHARPENTIER, J.F.W. VON (1778): Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande. – 432 S., Leipzig (Siegfried Lebrecht Crusius).
- EBERT, H.; GRAHMANN, R. & PIETZSCH, K. (1934): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen 1:25.000, Blatt 66 Dresden. – 3. Auflage, Sächs. Geol. Landesamt: 181 S.; Leipzig.
- EISSMANN, L. (1997): Die ältesten Berge Sachsens. Die morphologische Beharrlichkeit geologischer Strukturen. – *Altenburger naturwiss. Forsch.*, 10: 1–56; Altenburg.
- FREIESLEBEN, J.C. (1829): Magazin für die Oryktographie von Sachsen. Ein Beytrag zur mineralogischen Kenntnis dieses Landes und zur Geschichte seiner Mineralien. In freyen Heften herausgegeben. Dritter Heft. Erste Classe. Erdige Fossilien II. Kieselgeschlecht (Fortsetzung), Beylagen. – 202 S., Freiberg (Graz und Gerlach).
- GENIESER, K. (1953): Einheimische und südliche Gerölle in den Deckgebirgsschichten von Dobrilugk. – *Geologie*, 2: 35–57; Berlin.
- GENIESER, K. (1955): Ehemalige Elbeläufe in der Lausitz. – *Geologie*, 4: 223–279; Berlin.
- GENIESER, K. (1957): Ehemalige Elbeläufe im Raum zwischen Dresden, Görlitz und Berlin. – *Hallesches Jahrbuch für mitteldeutsche Erdgeschichte* 2: 262–266; Halle.
- GENIESER, K. (1958): Vorläufiger Ergebnisbericht über die 1957 durchgeführte Kartierungsbohrung Heidesandterrasse in Dresden. – unveröff. Bericht Staatl. Geol. Kommission; Berlin.
- GRAHMANN, R. (1932): Das Alter der ‚Hellerterrasse‘ und der Dünen bei Dresden. – *Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Dresden*. N.F.; Jg. 1931/32 : 85–97; Dresden.
- GRAHMANN, R. (1933): Die Geschichte des Elbtales von Leitmeritz bis zu seinem Eintritt in das norddeutsche Flachland. – *Mitt. Ver. Erdkde. Dresden*, N.F., Jg. 1932: 133–194; Dresden.
- HAZARD, J. (1892): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen 1:25.000, Blatt 50 [4848] Moritzburg – Klotzsche (1. Aufl.). – Leipzig.

- HERRMANN, O. (1887): Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen 1:25.000, Section 34 [4748] Radeburg (1. Aufl.). – Leipzig.
- HUHLE, K. (1974): Die stratigraphische und tektonische Entwicklung der Dresdner Elbtalwanne seit der 1. Elsterkaltzeit unter besonderer Berücksichtigung der Schotterterrassen. – Unveröff. Diss., Bergakademie Freiberg.
- JANETSCHKE, N. & WILMSEN, M. (2014): Sequence stratigraphy of the lower Upper Cretaceous Elbtal Group (Cenomanian–Turonian of Saxony, Germany). – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 165: 179–208; Stuttgart.
- JUNGE, F.W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. – *Altenburger naturwiss. Forsch.*, 7: 1–210; Altenburg.
- KRENTZ, O. (2008): Postvariszische tektonische Entwicklung. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): *Geologie von Sachsen I – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*, 472–478; Stuttgart (Schweizerbart).
- LAMPRECHT, F. (1928): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbsandsteingebirges. – *Mitt. Ver. Erdkde. Dresden, N.F.*, Jg. 1927: 1–48; Dresden.
- LAMPRECHT, F. (1932): Die Schichten des sächsisch-böhmischen Turons rechts der Elbe. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd. 67, Abt. B*: 113–138; Stuttgart.
- LANGE, J.-M. (1995): Lausitzer Moldavite und ihre Fundschichten. – *Schriftenr. Geowiss.*, 3: 1–134; Berlin.
- LANGE, J.-M., ALEXOWSKY, W. & HORNA, F. (2009): Neogen und Quartär im Elbtal und in der Westlausitz. – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U.-G. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): *GeoDresden 2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas. Exkursionsführer*. – *Exk.-f. Veröff. dt. Ges. Geowiss.*, 241: 151–164; Hannover.
- LANGE, J.-M., GAITZSCH, B. & BREITKREUZ, C. (2015): Der frühe Elbstrom – Architektur und Rekonstruktion des Senftenberger Laufes. Fallstudie Ottendorf-Okrilla. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* 97; Stuttgart.
- LANGE, J.-M., TONK, C. & WAGNER, G.A. (2008): Apatitspatdaten zur postvariszischen thermotektonischen Entwicklung des sächsischen Grundgebirges – erste Ergebnisse. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 159: 123–132; Stuttgart.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter und Gegenwart (E&G Quaternary Science Journal)*, 56: 7–65; Hannover.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Revs.*, 13: 1–62; Elsevier.
- MIBUS, H.P. (1975): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Elbsandsteingebirges. – *Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, 22: 1–121; Dresden.
- PRÄGER, F. (1975): Neue Beobachtungen zur stratigraphischen Einstufung der präglazialen Elbeschotter von Ottendorf-Okrilla. – *Z. geol. Wiss.*, 3: 1111–1123; Berlin.
- PRÄGER, F. (1976): Quartäre Bildungen in Ostsachsen. – *Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, 25: 125–217; Dresden.
- RAST, H. (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. – VIII + 224 S.; Freiberg (Bergakademie).
- READING, H. G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd Edit. – Wiley-Blackwell.
- SEIFERT, A. (1932): Stratigraphie und Tektonik im Ober-turon des Faziesgrenzgebietes von Pirna. – *Diss., Mineral.-geol. Inst., Sächs. techn. Hochschule Dresden*, 100 S.; Dresden.
- SEIFERT, A. (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 14: 1–218; Berlin [und *Mitt. staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, N.F.* 71].
- STAFF, H. VON & RASSMUSS, H. (1911): Zur Morphologie der Sächsischen Schweiz. – *Geol. Rdsch.*, 2: 373–377; Berlin.
- SUHR, P. (2003): The Bohemian Massif as a catchment area for the NW European Tertiary Basin. – *Geolines*, 15: 147–159; Praha.
- TONK, C. (2006): Die Anwendung der Spaltspurenmethode auf Apatitproben aus dem sächsischen Grundgebirge. Ein Beitrag zur Rekonstruktion der postvariszischen thermischen und tektonischen Entwicklung Sachsens. – *Diss., Inst. f. Geophys. U. Geol., Univ. Leipzig*, 128 S., XI Anh.; Leipzig.
- TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T. (2007a): (22) Postelwitz-Formation. – In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (Hrsg.): *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*. – *Schriftenr. dt. Ges. Geowiss.*, 55: 59–60; Hannover.
- TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T. (2007b): (26) Schrammstein-Formation. – In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (Hrsg.): *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*. – *Schriftenr. dt. Ges. Geowiss.*, 55: 64–65; Hannover.
- VISHER, G. S. (1969): Grain Size Distributions and Depositional Processes. – *J. of Sedim. Petrology*, 39, 3: 1074–1106; Tulsa.
- VOIGT, T. (1994): Faziesentwicklung und Ablagerungssequenzen am Rande eines Epikontinentalmeeres: Die Sedimentationsgeschichte der Sächsischen Kreide. – *Diss., TU Bergakademie Freiberg*, 137 S., 22 Taf., 6 Anh., Freiberg.
- VOIGT, T. (1997): Beckeninversion am Nordrand der Böhmisches Masse – neue Daten zur mesozoischen Entwicklung Mitteleuropas. – *Schriftenr. dt. geol. Ges.* 2: 117–118; Hannover.
- VOIGT, T. (2009): Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. – *Z. geol. Wiss.*, 37: 15–39; Berlin.
- WALTHER, H. & EICHLER, B. (2010): Die neogene Flora von Ottendorf-Okrilla bei Dresden. – *Geol. Sax.*, 56(2): 193–234; Dresden.

- WIEGANK, F. (1982): Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 10: 737–744; Berlin.
- WIEGANK, F. (1990): Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa und ihrer Beziehungen zur globalen geologischen, paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung. – Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde 113; Potsdam.
- WOLF, L. (1980): Die elster- und präelsterkaltzeitlichen Terrassen der Elbe. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 8: 1267–1280; Berlin.
- WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. (1994): Fluviale und glaziäre Ablagerungen am äußersten Rand der Elster- und Saale-Vereisung; die spättertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes (Exkursion A2). – DEUQUA-Tagung in Leipzig 1994. – Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen 7: 190–235; Altenburg.
- WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. (2008): Quartär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): Geologie von Sachsen I – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte, 419–462; Stuttgart (Schweizerbart).
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spättertiären bis elsterzeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Geoprofil, 4: 1–43; Freiberg.

Internetquelle

Contumax GmbH & Co. KG (o.J.):
<http://www.zeno.org/nid/20003922472> (Stand 10.10.2014).

Autorenkontakte

JAN-MICHAEL LANGE, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Sektion Petrographie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden

WOLFGANG ALEXOWSKY, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Postfach 540 137, 01311 Dresden

FRITZ HAUBOLD, TU Dresden, Institut für Geographie, Lehrstuhl Physische Geographie, 01062 Dresden

Hydrologische Prozessforschung in periglazialen Deckschichten

Hydrological process research in periglacial cover beds

Katja Heller, Arno Kleber

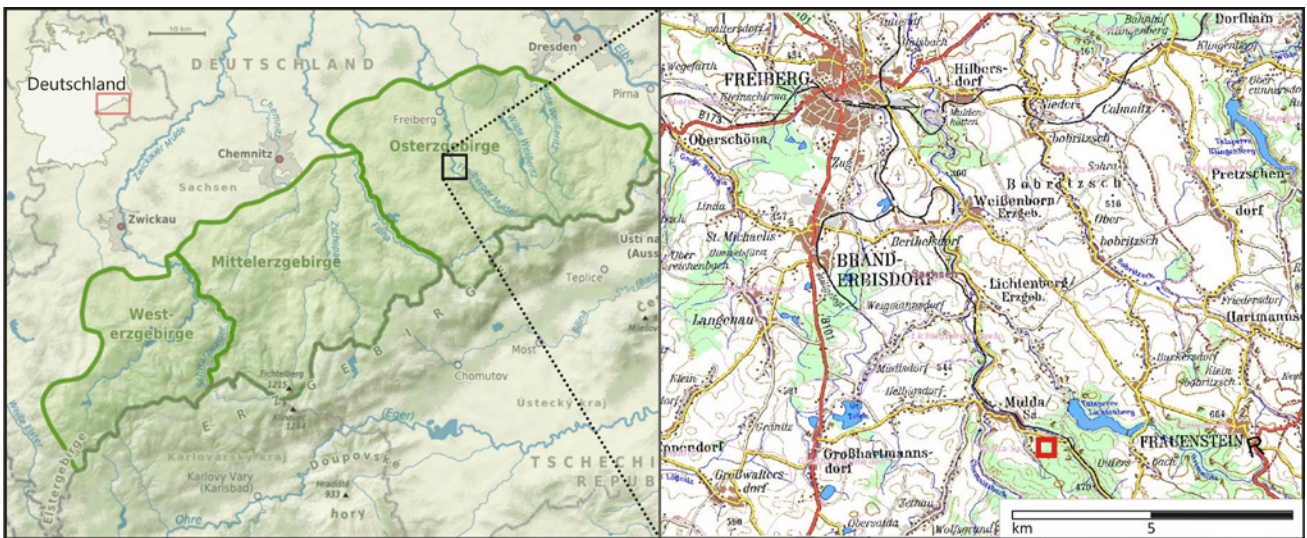


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Erzgebirge, Sachsen (rotes Quadrat) (verändert nach HELLER 2012; Kartengrundlage: KARNSTEDT 2011; © Bundesamt für Kartographie und Geodäsie Frankfurt am Main 2011)

Einführung

Diese Exkursion stellt das Untersuchungsgebiet und die wichtigsten Ergebnisse der hanghydrologischen Prozessforschung des Geographischen Instituts der TU Dresden vor. Dieser Forschungszweig entstand vor etwa 10 Jahren, da sich in den letzten Jahrzehnten mehrere extreme Hochwasserereignisse in Sachsen ereigneten und dabei das Erzgebirge ein wichtiger Hochwasserentstehungsraum im Elbeeinzugsgebiet war (SCHRÖTER et al. 2013). Bei Extremniederschlagsereignissen in den Kammlagen des Erzgebirges gelangten durch den geringen Gebietsrückhalt der Teileinzugsgebiete hohe Anteile der gefallenen Niederschläge innerhalb kürzester Zeit bis in die Vorfluter (BÜTTNER 2009).

Der oberflächennahe Untergrund im Erzgebirge ist nahezu flächendeckend aus periglazialen Deckschichten aufgebaut, die sich hinsichtlich ihrer sedimentologischen und bodenphysikalischen Eigenschaften unterscheiden und damit auch unterschiedliche bodenhydraulischen Eigenschaften besitzen (KLEBER 2004). Das Ziel der vorgestellten Forschungsarbeiten war, ein genaueres Prozessverständnis zur Abflussbildung an Mittelgebirgshängen auf der Basis der räumlichen Verbreitung der periglazialen Deckschich-

ten zu erhalten, um zukünftig die Hochwasservorhersage verbessern zu können (HELLER 2012).

Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet ist ein 0,06 km² großes, komplett forstlich bewirtschaftetes (überwiegend *Picea abies* [L. H. Karst]) Quelleinzugsgebiet im Osterzgebirge, Sachsen (Abbildung 1). Es befindet sich im Einzugsgebiet der Freiburger Mulde (77 km², Abbildung 2a). Die Quelle liegt in 50° 47' 49'' n. Br. und 13° 26' 32'' ö. L. auf einer Höhe von 521 m ü. NHN. Der höchste Punkt des als Hangdelle ausgebildeten Einzugsgebietes liegt in 575 m ü. NHN. Die mittlere Hangneigung im Einzugsgebiet beträgt 7° (Abbildung 2b). Das anstehende Gestein ist der Freiburger Graugneis, der von zwei- und dreigliedrigen periglazialen Deckschichten überlagert wird. In ihnen entwickelten sich Pseudogley-Braunerden und, seltener, podsolige Braunerden. Der mittlere jährliche Niederschlag im Untersuchungsgebiet beträgt etwa 930 mm.

Die Hauptlage besteht aus gut durchwurzeltem, schluffig-lehmigem Material mit geringer Lagerungsdichte und hoher Porosität (Tabelle 1). Die nur im zentralen

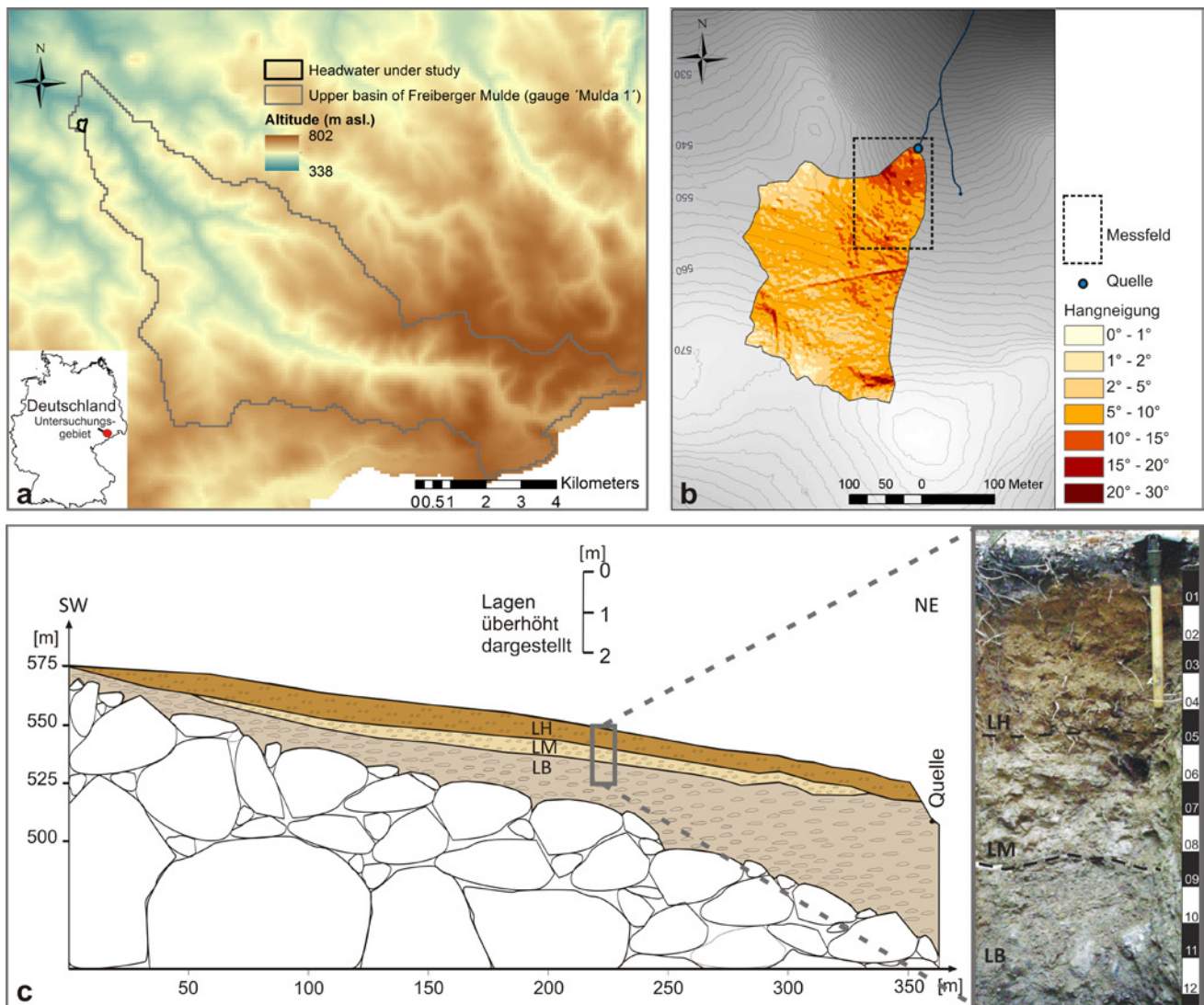


Abb. 2: Höhenkarte des oberen Einzugsgebietes der Freiburger Mulde und des untersuchten Quelleinzugsgebiet [a], Hangneigungskarte des Quelleinzugsgebietes [b] und Profilschnitt durch das Quelleinzugsgebiet mit Mächtigkeit der zwei- und dreilagigen periglazialen Deckschichten und Foto des Leitprofils (LH ... Hauptlage, LM ... Mittellage, LB ... Basislage) (HELLER & KLEBER 2016; Kartengrundlage: DGM2©GeoSN 2008)

Tab. 1: Eigenschaften der periglazialen Deckschichten im Untersuchungsgebiet (n ... Probenanzahl) (verändert nach HELLER & KLEBER (2016))

Lage	Horizont	Tiefe [m]	Farbe ^a [feucht]	Bodenart	Boden-skelett-gehalt [%]	Porosität	Trocken-rohdichte [g cm ⁻³]
Hauptlage	Ah / Bv	0 - 0.5 [+/- 0.2]	10YR/5/8	Uls	36	0.55	1.2 [n=17]
Mittellage	II Sdw	0.5 - 0.9 [+/- 0.3]	10YR/5/4	Uls	43	0.43	1.5 [n=16]
Basislage	III [S-]Cv	0.9 - 3.0 [+/-1.5]	10YR/5/3	SI2	56	0.36	1.7 [n=15]

^a nach Munsell Soil Color Charts [Munsell Color 1994]

Bereich des Einzugsgebietes vorkommende Mittellage ist aus sehr ähnlichem, jedoch dichter gelagertem Substrat zusammengesetzt. Die sandig-lehmige Basislage ist durch die höchste Lagerungsdichte und den höchsten Steingehalt gekennzeichnet. Das plattig verwitterte Bodenskelett ist hangparallel eingeregelt. (LORZ et al. 2011)

Methoden

Es wurde eine Kombination aus verschiedenen Messmethoden eingesetzt (Abbildung 3). Die Schichtung des oberflächennahen Untergrundes wurde mit Bohrstock und Rammkernsonde erfasst und anschließend kartiert. Die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Schichten wurde mit einem Constant Head Permeameter gemessen. Auf der Plot-, Hang- und Kleineinzugsgebietsskala wurden hydrometrische, hydro-chemische und geophysikalische Methoden eingesetzt, um die dominierenden Abflussprozesse zu ermitteln. Die Bodensaugspannung wurde dabei

mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung mittels Tensiometern erfasst und die Quellschüttung an einem V-förmigen Messwehr gemessen. Geoelektrische Kartierungen und ein geoelektrisches Monitoring ergänzten die punktuellen hydrometrischen Messungen. Farbtracer- und Beregnungsexperimente ermöglichten Einblicke in kleinräumige Fließwege des Wassers. Informationen über dominierende Abflusskomponenten wurden zusätzlich über hydro-chemische Analysen des Quell-, Niederschlags- und Bodenwasser sowie den Verlauf der Boden- und Quellwassertemperatur gewonnen.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Die Hauptlage besitzt eine mittlere (feld-)gesättigte hydraulische Leitfähigkeit von 0,27 m d⁻¹, der Median in der Mittellage beträgt dagegen nur 0,09 m d⁻¹. Dieser Unterschied kann aus der höheren Lagerungsdichte und der geringeren Durchwurzelung der Mittellage erklärt werden.

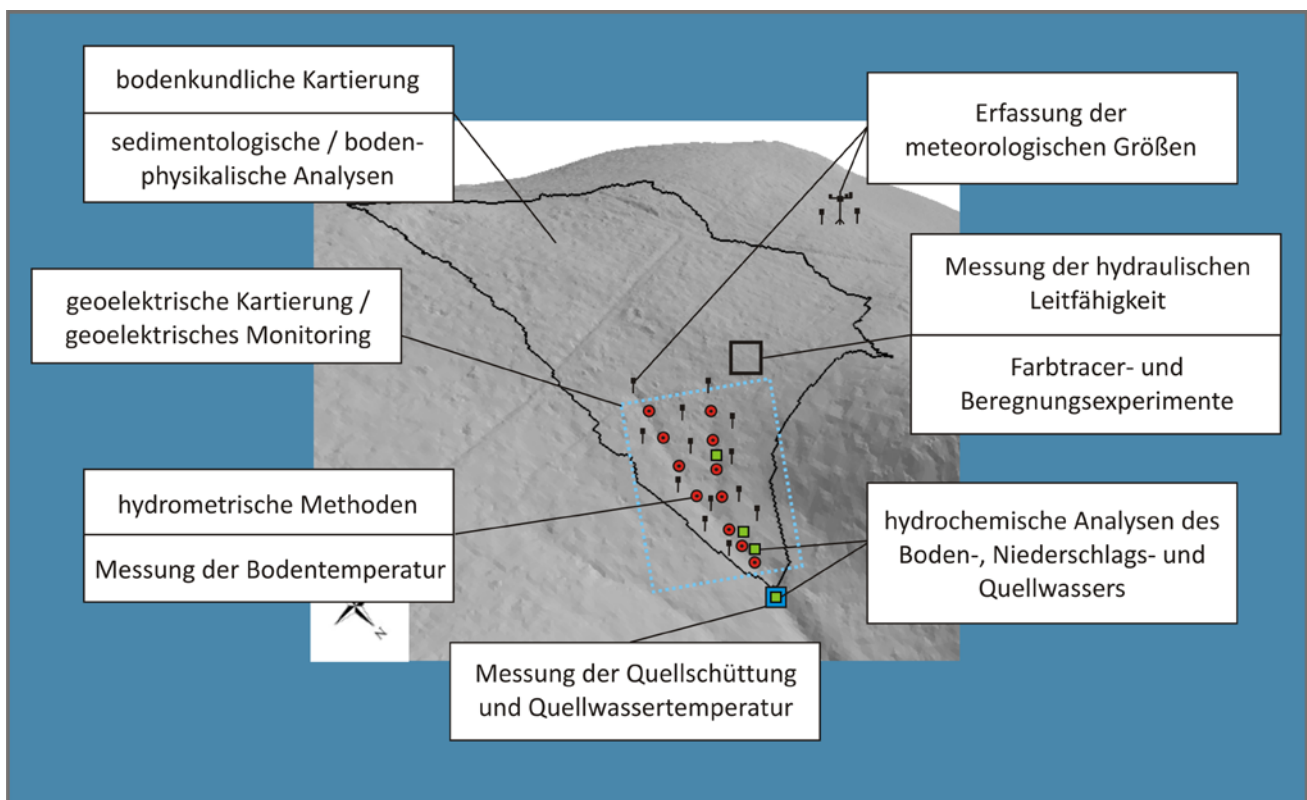


Abb. 3: Messkonzept (verändert nach HELLER 2012)

Die Basislage besitzt trotz hoher Lagerungsdichte mit $0,52 \text{ m d}^{-1}$ eine vergleichsweise hohe (feld-)gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (HELLER 2012). Gründe dafür sind das dominant sandige Substrat und die hangparallel eingeregelter Bodenskelettkomponenten, die nach KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) laterale Wasserflüsse fördern und damit die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit erhöhen.

Während der Messperiode von Januar 2008 bis Mai 2009 fluktuierte die Saugspannung in der Hauptlage aufgrund der gefallenen Niederschläge und der Evapotranspiration deutlich (Abbildung 4d und 4e). Die Mittellage zeigt einen ähnlichen Trend, jedoch mit höheren Saugspannungswerten. Die Saugspannung in der Basislage war in Abhängigkeit von der Lage am Hang unterschiedlich ausgeprägt. In der unteren Basislage nahe der Quelle herrschten ganz-

jährig gesättigte Verhältnisse (Abbildung 4d). Im Vergleich dazu war der untere Bereich der Basislage am Hang ($> 1,7 \text{ m}$) gleichbleibend ungesättigt und zeigte auch nach Niederschlägen keine Veränderungen. Im oberen Bereich der Basislage (0,85 bis 1,7 m) am Hang herrschten dagegen im Winterhalbjahr gesättigte Verhältnisse. Daraus lassen sich eine verminderte vertikale hydraulische Leitfähigkeit sowie wasserstauende Eigenschaften der Basislage im Hangbereich ableiten. Nahe der Quelle ist dagegen ein lokales, hängendes Grundwasser in der unteren Basislage ausgebildet. (HELLER 2012)

Der Vergleich zwischen der kumulativen klimatischen Wasserbilanz (Abbildung 4a), der Quellschüttung (Abbildung 4b) und der berechneten Perkolation (Abbildung 4c) verdeutlicht einen direkten Zusammenhang zwischen

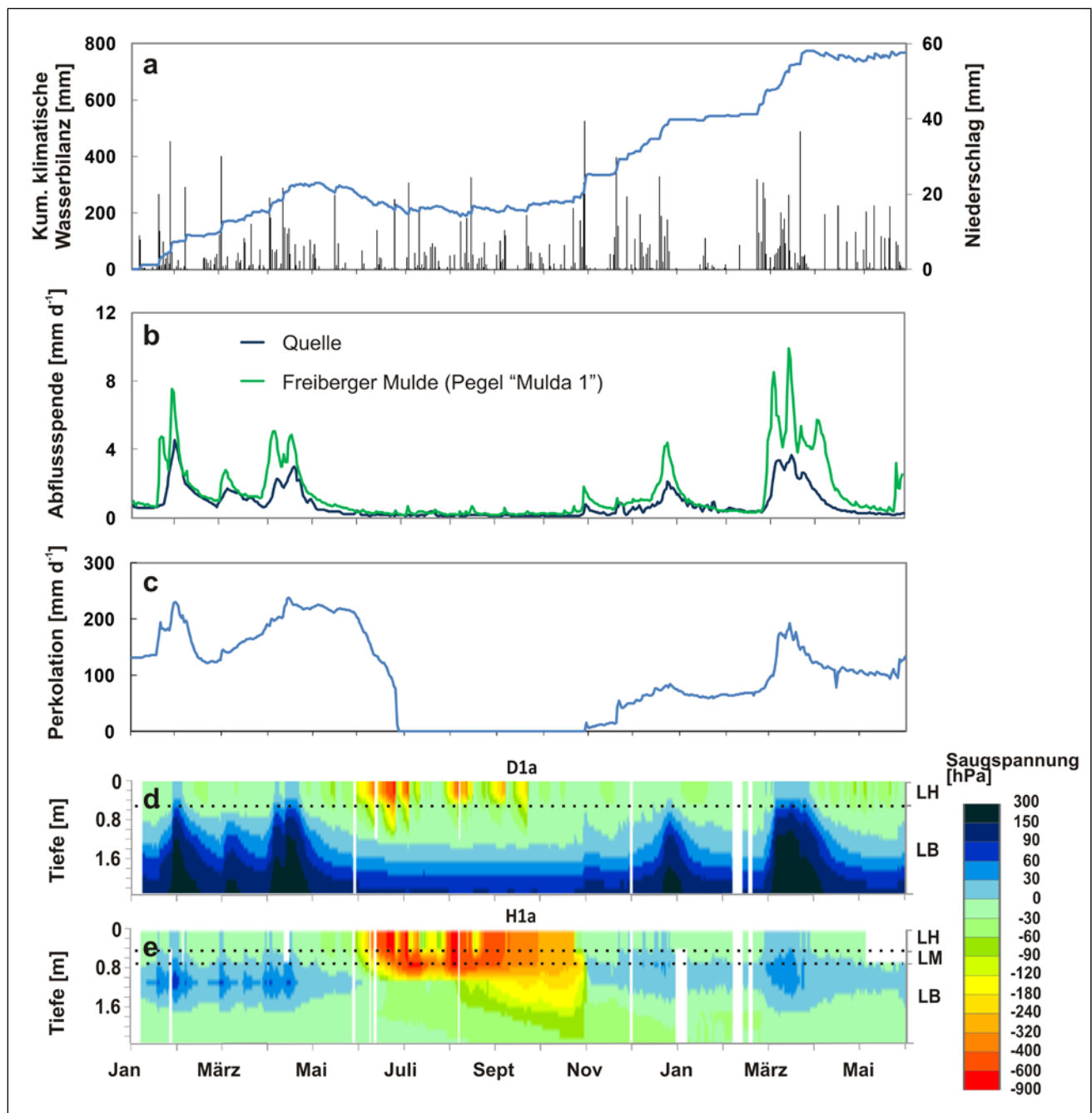


Abb. 4: Kumulative klimatische Wasserbilanz und Niederschlag [a], Abflusspende der Freiburger Mulde am Pegel 'Mulda 1' und der Quelle [b], berechnete Perkolation [c] und Tagesmittel der Saugspannung an den Tensiometerstationen D1a [d] und H1a [e] von Januar 2008 bis Mai 2009 (HELLER & KLEBER 2016)

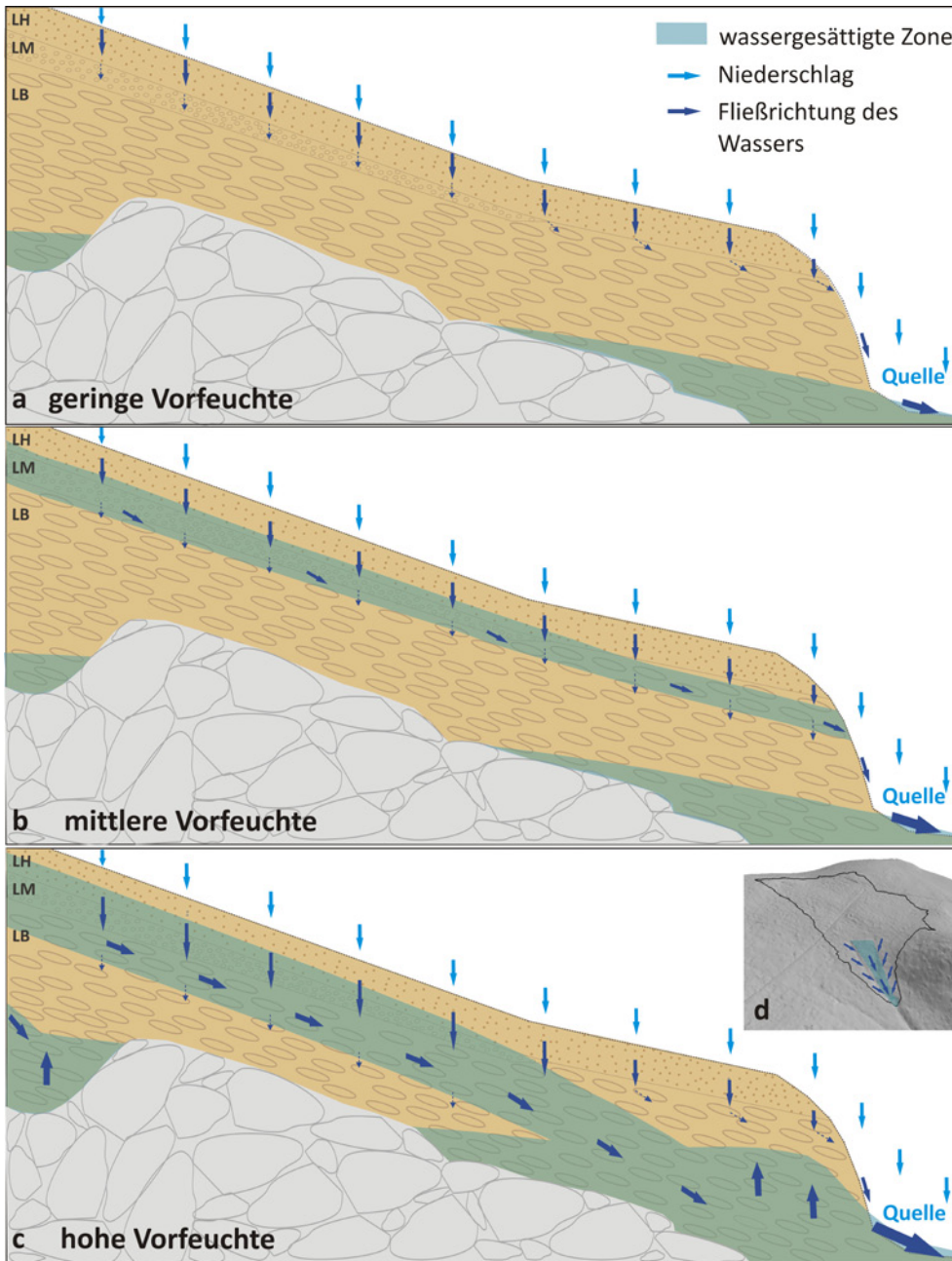


Abb. 5: Konzeptionelles Modell für die hydrologischen Prozesse am untersuchten Hang unter verschiedenen Vorfeuchtebedingungen (LH ... Hauptlage, LM ... Mittellage, LB... Basislage) (verändert nach HELLER & KLEBER 2016)

der Bodenfeuchte und der Höhe der Quellschüttung. Im Sommerhalbjahr (Juli–Oktober 2008) lag die Bodenfeuchte unterhalb der Feldkapazität und die Quellschüttung war, auch nach Niederschlägen, auf niedrigem Niveau. Hohe Durchflusswerte wurden dagegen bei Bodenfeuchtwerten oberhalb der Feldkapazität und gleichzeitig hohen Niederschlagsmengen erreicht (HELLER & KLEBER [im Druck])

In Abhängigkeit von der Vorfeuchte können drei Abflussprozessstypen für das untersuchte Quelleinzugsgebiet abgeleitet werden:

(1) Bei geringer Bodenvorfeuchte (Abbildung 5a) dominiert in der Haupt- und Mittellage vertikale Versickerung entlang präferenzierter Fließwege. Das Wasser wird durch Kapillarkräfte gebunden. Im Quellsumpfbereich entsteht Sättigungsflächenabfluss, der kurze Quellschüttungsanstiege verursacht. Der Abflusskoeffizient liegt bei nur 0,1 %.

(2) Bei mittlerer Bodenvorfeuchte (Abbildung 5b) kommt es, bedingt durch die verminderte vertikale Perkolations in die Basislage, zu einer Aufsättigung der Mittella-

ge. Nachfolgend rückt die Feuchtefront tiefer und die obere Basislage sättigt ebenfalls auf. Die hohe laterale hydraulische Leitfähigkeit und reduzierte vertikale Versickerung der Basislage begünstigen die Entstehung von Zwischenabfluss. Eine zeitverzögerte Quellschüttungserhöhung ist die Folge. Der Abflusskoeffizient beträgt 4 %.

(3) Eine hohe Bodenvorfeuchte (Abbildung 5c) bewirkt ein schnelles Versickern des Niederschlags- bzw. Schneeschmelzwassers von der Haupt- über die Mittel- bis in den oberen Teil der Basislage. Durch die anisotropen hydraulischen Eigenschaften der Basislage entsteht in dieser Schicht Zwischenabfluss. Dieser laterale Wasserzufluss vom Hang konzentriert sich durch die konkave Form des Einzugsgebiets in der Tiefenlinie der Hangdelle (Abbildung 5d) und bewirkt einen vertikalen Wasseraufstieg von lokalem Grundwasser in der Basislage nahe der Quelle. Die Folge ist eine langanhaltende hohe Quellschüttung. Der Abflusskoeffizient liegt bei 14 bis 35 %. (HELLER & KLEBER 2016)

Aus den durchgeführten hanghydrologischen Untersuchungen lässt sich schlussfolgern, dass die Abflussbildungsprozesse im untersuchten Kleineinzugsgebiet im Osterzgebirge in besonderem Maße durch die Struktur der periglazialen Deckschichten beeinflusst werden. Die hydraulische Anisotropie der Basislage ist dabei der dominierende Einflussfaktor. Diese Lage besitzt zum einen durch die hohe Lagerungsdichte vertikal wasserstauende Eigenschaften, zum anderen begünstigt sie durch ihre sandige Textur und das hangparallel eingeregeltete Bodenskelett laterale Wasserflüsse. Bodenvorfeuchte, Niederschlagsmenge und das konkave Relief der Hangdelle bewirken zudem ein nicht-lineares Abflussverhalten innerhalb des Quelleinzugsgebietes.

Literatur

- BÜTTNER, U. (2009): Hochwasser 2002 im Muldegebiet. – Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie 32, Dresden.
- HELLER, K. (2012): Einfluss periglazialer Deckschichten auf die oberflächennahen Fließwege am Hang – eine Prozessstudie im Osterzgebirge, Sachsen. – Dissertation, Technical University of Dresden. http://www.qucosa.de/fileadmin/data/qucosa/documents/9843/Dissertation_Heller_2012.pdf.
- HELLER, K., KLEBER, A. [2016]: Hillslope runoff generation influenced by layered subsurface in a headwater catchment in Ore Mountains, Germany. *Environmental Earth Science* 75(11): 1-15. DOI: 10.1007/s12665-016-5750-y
- KARNSTEDT, A. (2011): Natural regions in the German part of the Ore Mountains. – http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Erzgebirge_Naturraum_map_de.png?uselang=de (accessed 30 August, 2011).
- KLEBER, A., SCHELLENBERGER, A. (1998): Slope hydrology triggered by cover-beds. With an example from the Frankenwald Mountains, northeastern Bavaria. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 42: 469–482.
- KLEBER, A. (2004): Lateraler Wasserfluß in Hangsedimenten unter Wald. – In: LORZ, C., HAASE, D. (Hrsg.) (2004): Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten. Beiträge zur EU-Wasserrahmenrichtlinie und Fallbeispiele. – Springer, Berlin, Heidelberg: 7–22.
- LORZ, C., HELLER, K., KLEBER, A. (2011): Stratification of the regolith continuum – a key property for processes and functions of landscapes. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 55 (3): 277–292.
- MOLDENHAUER, KM., HELLER, K., CHIFFLARD, P., HÜBNER, R., KLEBER, A. (2013): Influence of cover beds on slope hydrology. – In: KLEBER, A., TERHORST, B. (eds) *Mid-latitude slope deposits (cover beds)*. – *Developments in Sedimentology* 66. Elsevier, Amsterdam etc., pp 127–152.
- MUNSELL COLOR (1994): *Munsell Soil Color Charts*. – Gretag Macbeth, New Windsor, NY.
- SCHRÖTER, K., MÜHR, B., ELMER, F., KUNZ-PLAPP, T., TRIESELNANN, W. (2013): June 2013 Flood in Central Europe – Focus Germany, Report 1 – Update 2: Pre-conditions, Meteorology, Hydrology. – Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology. https://www.cedim.de/download/FDA_Juni_Hochwasser_Bericht1-ENG.pdf. Accessed 2 October 2014

Autorenkontakte

KATJA HELLER, Institut für Geographie, Technische Universität Dresden, Helmholtzstr. 10, 01069 Dresden, Germany. E-Mail: katja.heller@tu-dresden.de

ARNO KLEBER, Institut für Geographie, Technische Universität Dresden, Helmholtzstr. 10, 01069 Dresden, Germany. E-Mail: arno.kleber@tu-dresden.de

Late Pleistocene loess-palaeosol sequences from Saxony and Silesia

Spätpleistozäne Löss-Paläobodensequenzen aus Sachsen und Schlesien

Sascha Meszner, Dominik Faust, Zdzisław Jary, Marcin Krawczyk, Jerzy Raczyk, Kamila Ryzner

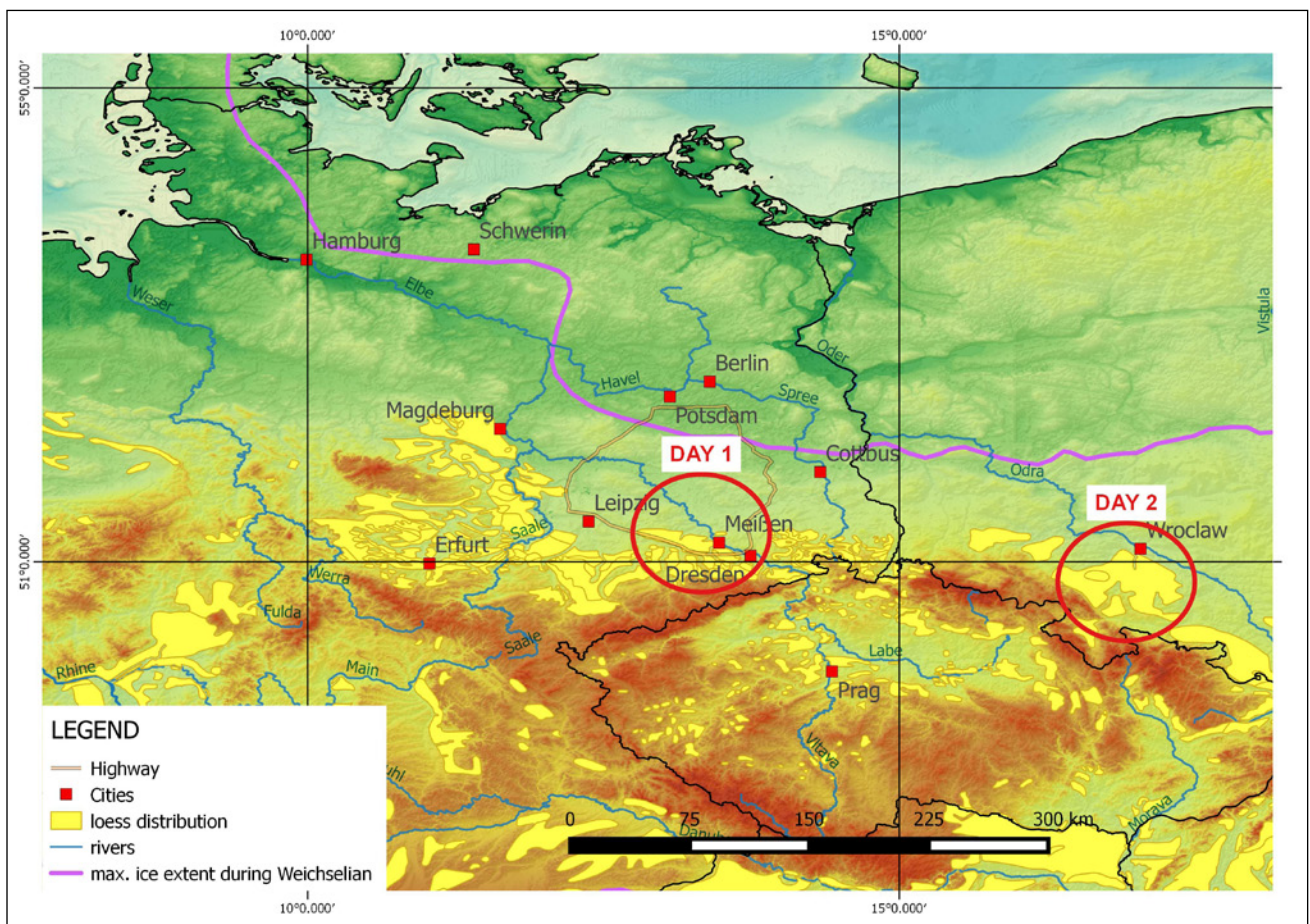


Fig. 1: The distribution of loess in Europe; digital elevation model (DEM) adapted from ASTER- data, loess distribution according to HAASE et al. (2007), maximum ice extent according to STROEVEN et al. (2015)

Loess in Saxony

Sascha Meszner, Dominik Faust

1 Area of interest

The Saxon loess region (SLR) (also called the Central Saxon Loess Hills or Central Saxon Loess Hill Country) is a part of the northern trench of European loess belt and situated in the east of Germany (Fig. 1). It takes a central position between the more isolated patches of loess in Western Europe and the more closed distributed loess cover in Eastern Europe.

This loess region is characterized by a smooth topography of gently rolling hills and span 150–250 m elevation. Due to its transitional position between the Erzgebirge upland in the south and the northern European Lowland in the north, it is generally inclined to the north. The loess cover is the distinguishing characteristic of this landscape. The major part of loess was deposited during the last glaciation (Weichselian glaciation). The loess deposits reach a maximum thickness of 10 to 20 m and cover almost all parts of the landscape with the exception of steep west-facing slopes and the floodplains.

The loess area is divided by small rivers, which are deeply incised into bedrock. The eastern limit of the study area is marked by the Elbe river valley including its proximal margins. In the west the SLR is bordered by the valley of the Mulde river. Both rivers are incised 70 to 90 m into the surrounding hilly landscape.

Loess deposits reach maximum thickness at the northern boundary forming a gently scarp in the landscape (named “Lössrandstufe”). This scarp defines the northern boundary and is formed due to a sudden decrease in loess thickness from approximately 16 m (Fig. 2, Gleina section) up to complete disappearance of loess within a 100 m distance. In the southern parts of the SLR the thickness of pure loess gradually decrease and the amount of deposits dominated by solifluction and other slope processes increases. Therefore, an exact definition of the southern boundary is difficult. It is approximately 5 km in the south of a line between Zschaitz and Leippen section.

The bedrock of the eastern part of the SLR is dominated by plutonic rocks of the Meissen Complex (PIETZSCH 1951, PÄLCHEN & WALTER 2008). In the western part mainly volcanic rocks of the deeper Permian represent the bedrock. The basement of the central part is covered with Permian and Triassic sediments of the Mügeln Basin. This is mentionable because the Zechsteinian limestone preserved in

this basin is mined in the limestone quarry of Ostrau. It is the quarry, where the Ostrau loess section will be presented.

During Middle Pleistocene, the study area was covered by ice sheets of the Elsterian and Saalian glaciations (EISSMANN 1994). During the Weichselian glaciation, the SLR remained ice-free and the predominant part of loess was deposited.

Today the mean annual temperature is about 8.8°C (DWD 2008). The mean annual precipitation is slightly influenced by the relief (see Fig. 2). Due to the increase of the absolute elevation the precipitation increases from the north to the south from lesser than 500 mm up to 650 mm a year. The precipitation reaches its maximum during summer months (Tab. 1).

The recent surface soils of the Saxon loess region are strongly influenced by the geomorphological position of the site. Typical soil type of this region is Luvisol. Due to the gradually rise of precipitation towards south, more features of oxidation and reduction can be found in the soil profiles so that the amount of the subtype Stagnic Luvisol increases.

The dominant factor of surface soil distribution is not the climate but rather the degree of soil erosion. The intensive and long-lasting (since 5000 years) use as agricultural land increased erosion of the fragile substrate and resulted in a mosaic of differently degraded soils: At flat watershed positions soils were preserved, on backslopes soils were truncated, and at toe slopes soils were completely eroded and subsequently covered with redeposited (colluvial) soil material (cf. WOLF & FAUST 2011).

1.1 Retrospect and research objectives

The investigation of loess-palaeosol sequences (LPS) in Saxony began with studies by PIETZSCH (1922) and GALLWITZ (1937).

In the 1960s, intensive stratigraphical and palaeoenvironmental research on LPS in Saxony reached its first heyday. During this time in particular LIEBEROTH (1963) established a solid stratigraphy for this area. On the basis of his results, Saxon loess sequences were comparable with neighbouring loess areas in other countries (proposed correlation: LIEBEROTH 1962, LIEBEROTH 1964, FINK 1964, RICKEN 1983, SEMMEL 1968). A summary of Saxon research history on loess and most of the results from the period between 1960 and 1970 are presented in a special issue published by HAASE et al. (1970).

Since 1970, LPS from Saxony have been poorly researched and the knowledge remains static at the level of

Tab. 1: Annual distribution of precipitation in the Saxon Loess Region (source: DWD)

Site	Altitude [m]	J	F	M	A	M	J	J mm	A	S	O	N	D	year
N OSCHATZ	150	37.7	33.5	37.9	47.2	56.5	60.3	55.3	60.5	44.9	38.8	44.9	52.9	570.4
O STRAU	160	43.4	35.7	39.4	48.6	51.0	59.7	55.7	65.0	48.7	40.8	45.3	55.6	588.8
R OSSWEIN	210	42.7	39.4	44.5	56.3	59.3	72.4	67.9	74.6	51.7	44.3	48.2	56.8	658.2
T IEFENBACH	240	49.9	45.1	51.7	58.9	63.5	73.9	67.4	75.2	60.3	49.4	54.6	65.3	715.2
S FREIBERG	380	51.4	45.9	51.5	63.9	73.5	77.7	78.3	85.9	61.2	52.8	55.9	65.0	763.0

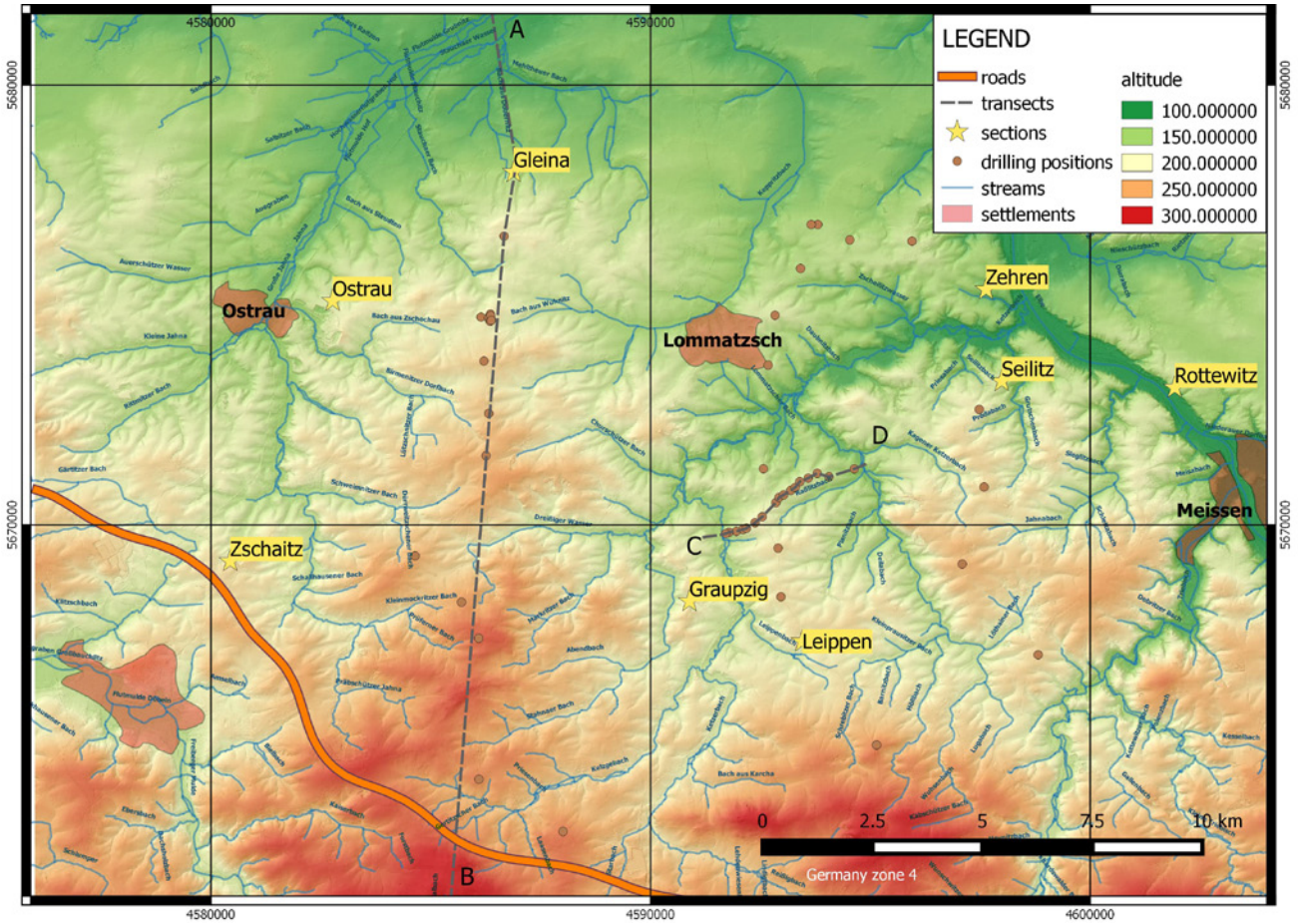


Fig. 2: DEM of the Saxon loess region; source GeoSN

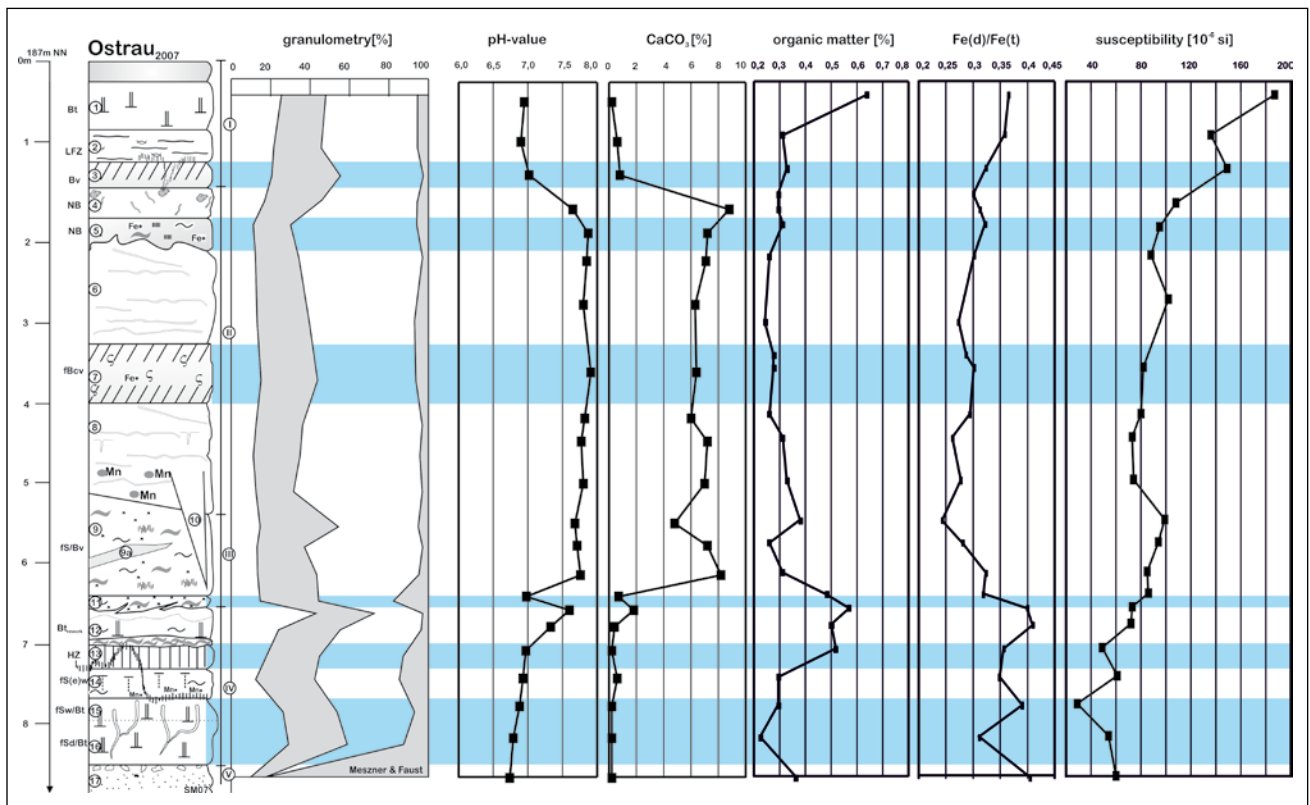


Fig. 3: Ostrau section with geochemical results (MESZNER et al. 2011)

1970. Results presented here on the excursion were developed during the research project “Environmental reconstruction of the Late Pleistocene in Saxony (Germany) based on loess-palaeosol sequences”. The project was founded by the DFG (German Research Foundation) between September 2008 and February 2012 and was the basis for reviving the loess research in this area. To establish a solid stratigraphy, several sections were investigated (Fig. 2).

Stop 1

2 Ostrau section

The Ostrau section is situated in a limestone pit of the Ostrauer Kalkwerke GmbH close to the town Ostrau (GK R 4582462, H 5675008) and contains the most complete Weichselian loess sequence including the last interglacial palaeosol (Eemian). Table 2 shows a detailed description of the Ostrau section (Fig. 3 & 4).

Tab. 2: Detailed description of Ostrau section (MESZNER et al. 2012)

Layer	Label	Description
1	Bt	lower part of truncated Bt-horizon of the Holocene Luvisol, sparse hydromorphic features (iron oxide stains)
2	LFZ	short brown bands of loamy clayish material alternating with pale yellow loessic stains (lenticular horizon)
3	Bv	homogeneous pale brown material, same diffuse cloud-like Mn-stains
4	NB	NB = Nassboden [germ] = Gelic Gleysol; typical microstructure of loess, slightly brown colour, some parts show pale dark discolouration when the surface is drying; these discoloured parts look like filled earthworm burrows (current work determination: bio-traps), sporadic Mn-concretions
5	NB	dark grey bleached loamy material with rust stains and a clear microstructure (rough section surface after preparation), CaCO ₃ -concretions make crunching noise when cleaning the section, calcareous nodules horizontally bedded
6		laminated loess derivate, sparsely iron oxide stains
7	fBv	light dark, pale brown (slightly purplish) colour; calcareous nodules, very distinct lower and upper boundary (undulating), rust stains, pseudomycelia, Mn-concretions; cryoturbation features
8		laminated loess derivate, in the lower part big Mn-stains
8-9		stronger reworked material – clear changes in texture
9	fS/Bv	thick layer; brown, slightly reddish [10YR6/4]; in the upper part stains of iron oxides (leopard skin-like), in the lower part increase of bleaching and iron oxides, fissures are lined with iron oxides skins, sporadically pseudomycelia; loamy, mixed with coarse fragments
10		bright yellow silt, without any features of pedogenesis, filled ice wedge
11		clear boundary, grey matrix [10YR5/4] with fragments of reddish brown clayic material, relative high content of coarse material and calcareous concretions, solifluction features
12	Reworked Bv or Bt	dark yellowish (reddish) brown [10YR4/4] loam, sporadically angular structure, in the lower part strong hydromorphic features (grey bleached)
13	HZ	HZ – Humuszone (humic horizon) dark pale grey brown silt (mottles), least compacted
14	fS(e)w	conspicuous bright grey material; loose structure; charcoal; big fibril Mn- concretions
15	fSw/Bt	mottled yellow reddish orange horizon, bleached grey root channels subangular structure, in-situ Bt-horizon of a Luvisol with hydromorphic features, buried stone layer
17		sand with clay coatings and a prismatic structure, intense reddish colour

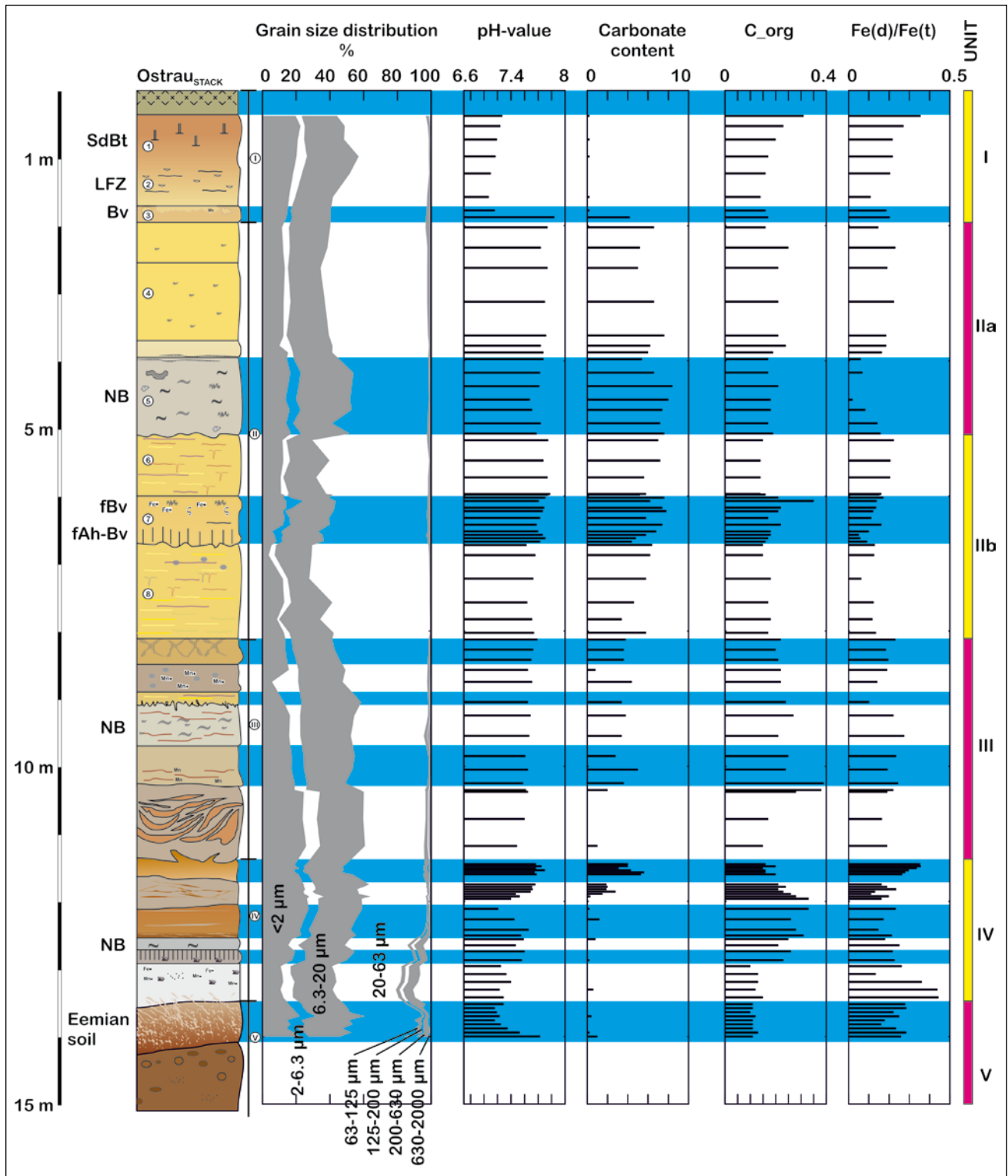


Fig. 4: Stacked profile of Ostrau section with geochemical results

2.1 Chronostratigraphy of Ostrau section

The chronological results based on OSL dating results obtained from Leippen (MESZNER et al. 2011) Seilitz, Ostrau (fig: 5 or MESZNER et al. 2013), Gleina (Zech et al. 2013), Zehren (KREUTZER 2012.), and Rottewitz sections (fig: 16 or KREUTZER 2012). Due to the fact, that OSL dating results were obtained from a distinct stratigraphical position but in several sections, a robust chronology can be established. The results improve and reconfirm the stratigraphical scheme developed on fieldwork observation.

The OSL dating results indicate huge variations from layer to layer in the lower parts of the sections (older unit IV and transition III/IV). Contrastingly, a consistent age development, matched with the profile growth, can be found during periods dominated by loess deposition (unit II, III and younger IV).

The first Weichselian deposits directly above the Eemian soil (begin unit IV) are aged between 110 and 120 ka. The uppermost part of unit IV shows ages between 55 and 75 ka. This indicates that unit IV spans a time period of ca. 35–65 ka. It has to be noted that unit

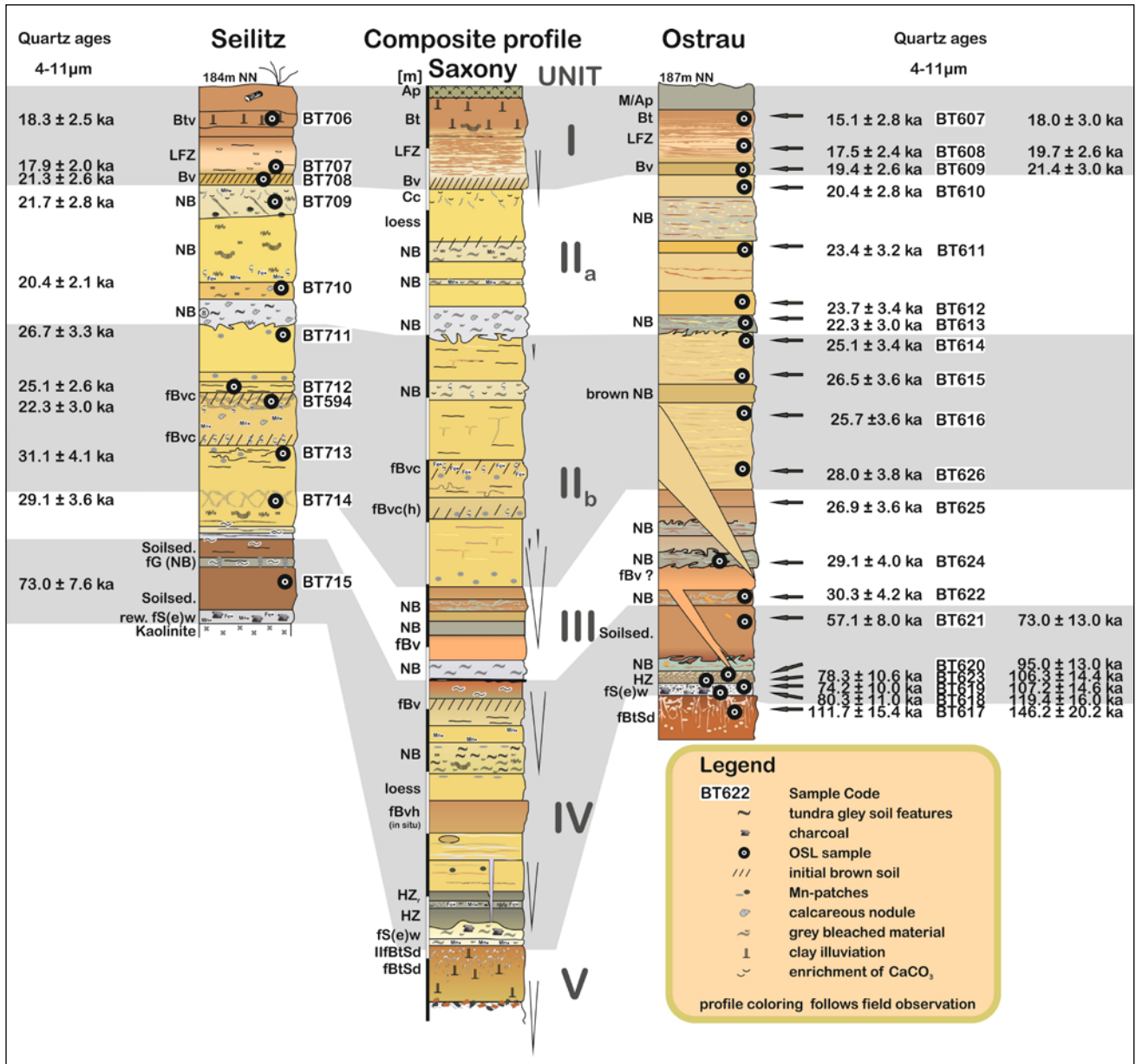


Fig. 5: OSL dating results of Seilitz and Ostrau section combined to a standard profile for the SLR (cf. MESZNER et al. 2013)

IV also includes an older pure loess package which has a much better chronostratigraphical resolution and is spanning the time period between 60 to 75 ka. The older loess package is documented at Rottewitz section only. The OSL dating results indicate a huge hiatus between unit III and unit IV. These support assumptions derived on grain size or rock magnetic data that this was a long-lasting period including soil formation and weathering, landscape reorganisation and strong redeposition.

A high resolution of OSL data could be obtained from unit III and II. The data indicate a reactivation of aeolian sedimentation between 30 and 40 ka. Unit II represent a sequence of pure loess deposits where the highest resolution regarding OSL ages could be presented. This is caused by the thickness of this unit. In most profiles unit II represents more than half of the profile thickness although spanning a time of only 10 ka (18–28 ka).

2.2 Grain size investigation of Ostrau section

Late Pleistocene LPS often consist of complex layers of aeolian or reworked loess-like sediments or both. Additionally, they may have been overprinted by pedogenetic processes. We combined analyses of high-resolution grain-size distributions and microscopic analysis to discriminate depositional and pedogenetic features of loess-palaeosol profiles. Grain size analysis was conducted by classical pipette and sieve procedures and eight grain size classes were distinguished:

coarse sand:	2 mm – 630 µm,
medium sand:	630 µm – 200 µm,
coarse fine sand:	200–125 µm,
very fine sand:	125 µm – 63 µm,
coarse silt:	63–20 µm,
medium silt:	20–6,3 µm,
fine silt:	6,3–2 µm, and
clay:	< 2 µm.

Generally, it was observed that an increase of coarse material

Tab. 3: Subdivision of Saxon LPS

unit	description
V	pre-Weichselian sediments modified by the Eemian soil formation
IV	This is a complex unit spanning over a long period. It contains deposits from the beginning of the Weichselian glaciation up to the lower part of the Gleina complex. Typically, this unit starts with the first Weichselian deposit, a bright-greyish Mn- and Fe-precipitates enriched layer with an aggregation of charcoal at its top. This layer is covered by a greyish, humus-enriched and reworked relict of a Chernozem-like soil. After a Gelic Gleysol and a reddish-brownish soil sediment, both reworked, a loess package with an embedded interstadial Cambisol-like soil is preserved. The top of the unit is represented by another brownish soil sediment which forms the lower part of the Gleina complex. With the exception of the Rottewitz section, unit IV is characterized by stronger reworked layers and soil sediments. The Rottewitz section is located on the south-west facing upper eastern slope of the Elbe river valley and shows obvious suitable preservation conditions. Comparing all investigated profiles located in Saxony; this older loess package is preserved in the Rottewitz section only.
III	This unit represent the reactivation of aeolian sedimentation. In all profiles the base of this unit is built by the upper part of the Gleina complex (strong Gelic Gleysol). The deposits of this unit are mostly pedogenically overprinted and show features of at least two Gelic Gleysols.
II	This unit achieve major proportions with regards to the profile thickness and is dominated by unweathered loess. Its lower part (unit IIb) is built of a more stratified loess facies whereas the upper part (unit IIa) is built of a homogeneous loess facies. They are separated by a strong Gelic Gleysol.
I	Unit I represent the upper part of the loess section, which is modified by the Holocene and Late Pleistocene soil development. Mostly the soil formation overprints deposits belonging to unit IIa but in some cases also deposits of unit IIb are involved.

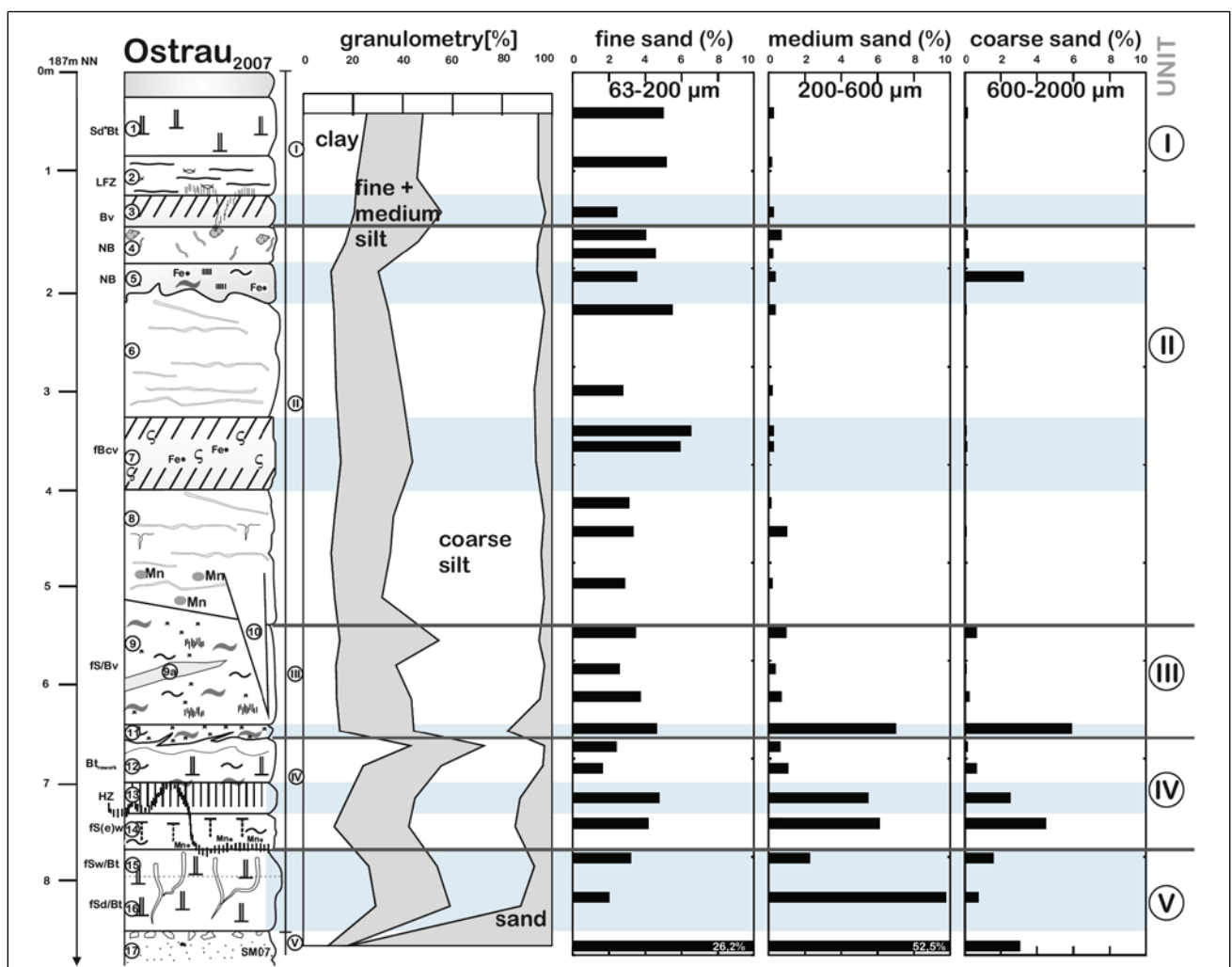


Fig. 6: Grain size distribution of Ostrau section (MESZNER et al. 2014)

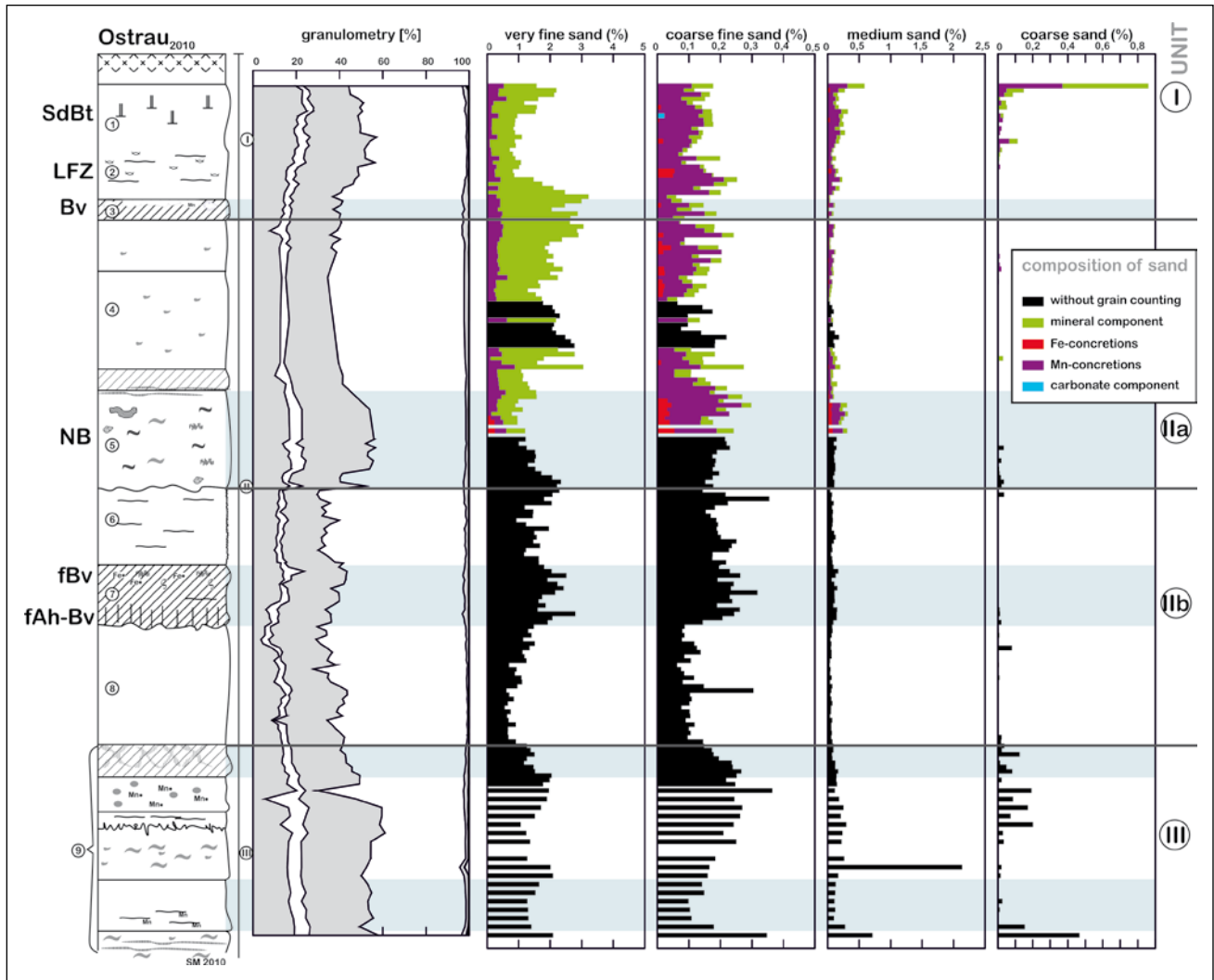


Fig. 7: Grain size distribution and mineralogical investigations of Ostrau section (MESZNER et al. 2014)

is linked with an increase of the mineralogical components which refers to slope processes (Fig. 6). Rounded shapes of Mn- and Fe-precipitates, mostly found in Early Weichselian humus layers, indicate strong interstadial soil development modified by subsequent redeposition. Further observations suggest that the class of medium sand is dominated by secondary precipitates (Fig. 7). The varying amount of very fine sand suggests that sequences are cyclically built up of pure loess comparable to the Nussloch section (ANTOINE et al. 2009). Studying coarse grain size fractions by microscopic analysis, a differentiation between loessic layers formed by periglacial slope processes and layers overprinted by pedogenic processes is possible. Furthermore, an increase of fine material and secondary Mn- and Fe-precipitates can be attributed to soil forming processes (clay formation, redoximorphic processes, and illuviation).

The results reveal similar temporal and lithogenetic pattern of Weichselian aeolian dynamics of the study area and other records from the European continent. Furthermore, grain size results independently confirm the luminescence chronology (Fig. 5) of the studied sections. Reworked loess-like sediments show varying OSL age estimates (cf. unit IV, reworked layers); aeolian loess shows a systematic change of OSL ages (cf. unit II and unit IV unaltered loess layers). A summary is given in figure 8.

2.3 Environmental magnetic investigation of Ostrau section

Magnetic susceptibility and laboratory-induced remanences have been determined to identify the specific rock magnetic characteristics of the Saxon loess region. According to the model of pedogenic magnetic enhancement, an increasing neoformation of ferrimagnetic minerals in the course of pedogenesis was observed only in the uppermost units consisting of pure aeolian loess and indicating dryer climatic conditions. In contrast, the rock magnetic characteristics of the lower Middle and Early Weichselian units exhibit a significant destruction of primary magnetic minerals caused by such secondary processes as climatically controlled waterlogging and reworking.

The magnetic fingerprint of the Saxon loess is characterised by prevailing magnetic depletion processes, which effectively rules out the application of the wind vigour model. Moreover, the magnetic characteristics differ significantly from that of other loess regions and support a new and independent model, which explains the magnetic behaviour of strongly reworked and waterlogged (gleyed) loess-palaeosol sequences in the relatively humid Central European periglacial areas (BAUMGART et al. 2013).

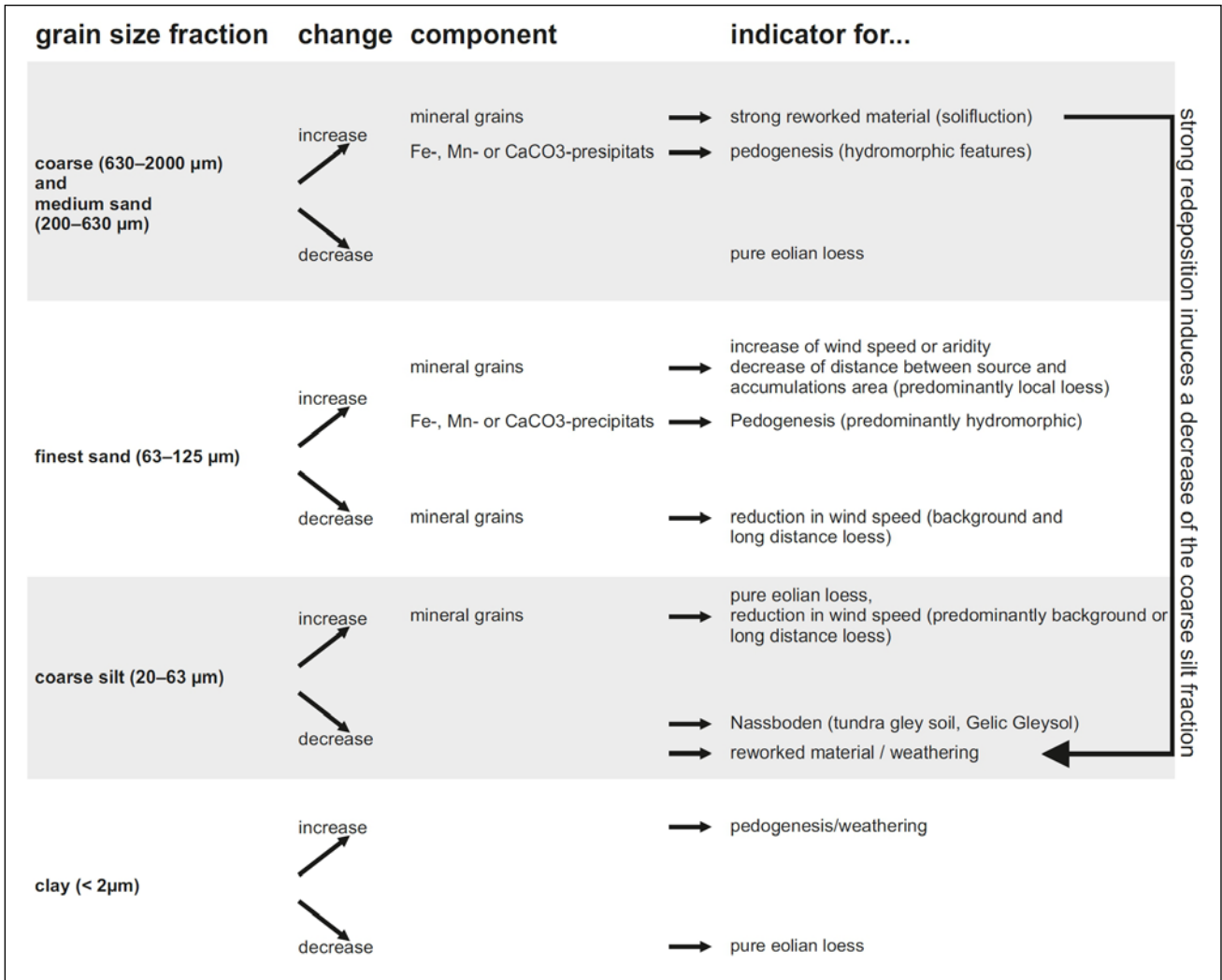


Fig. 8: Selected grain size fractions and proposed palaeoenvironmental interpretation for LPS (MESZNER et al. 2014)

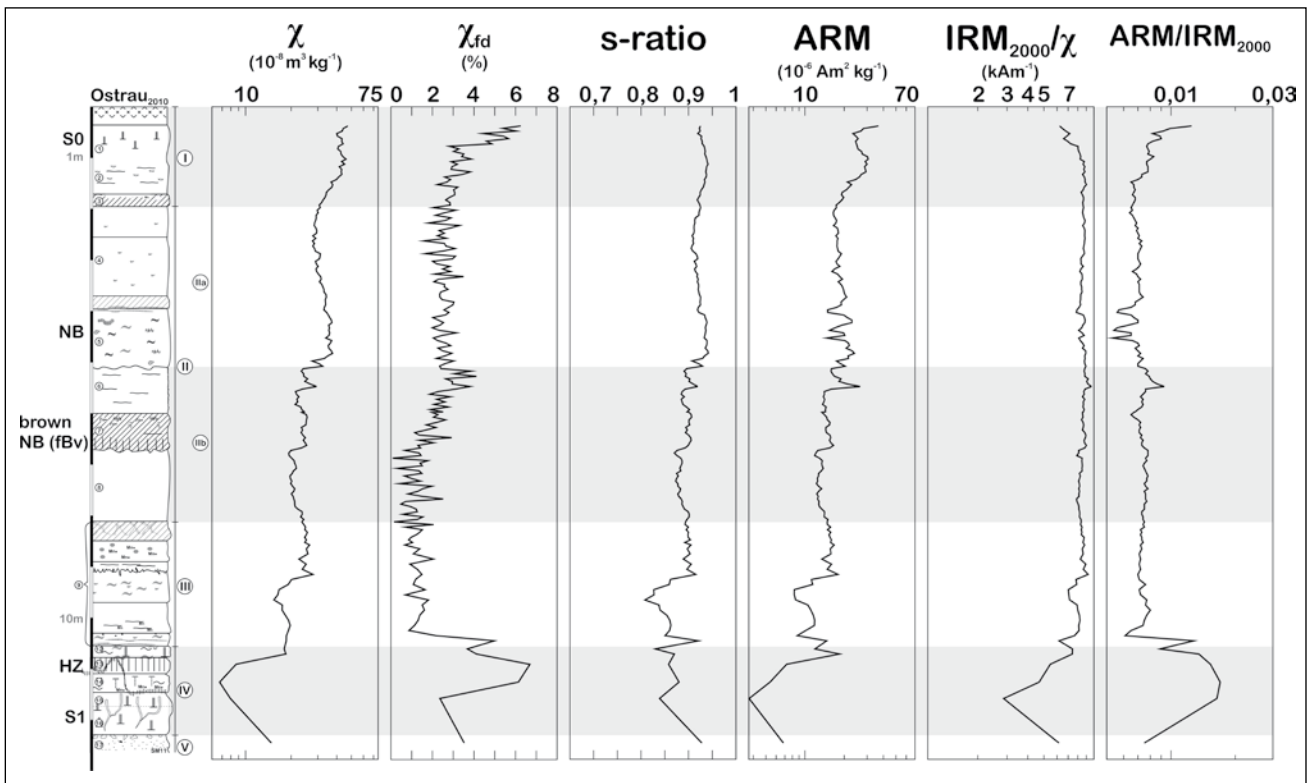


Fig. 9: Ostrau section with rock magnetic results (BAUMGART et al. 2013)

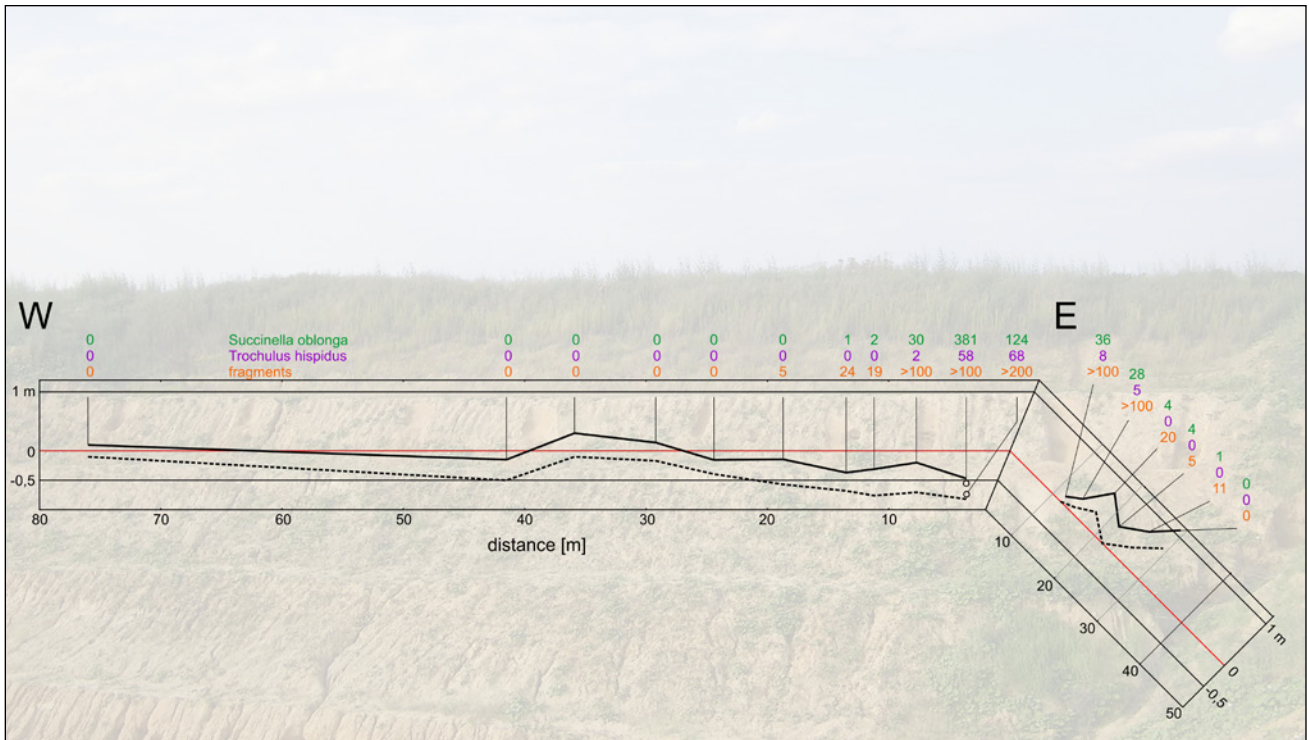


Fig. 10: Spatial mollusc investigations of a Gelic Gleysol at Ostrau section. The red line marks the same elevation level. The bold black line is the upper limit and the bold dashed line is the lower limit of a Gelic Gleysol (cf. Fig. 7 No. 5; Fig.11, NB-horizon at ~3,5 m depth). The numbers indicate the abundance of individuals at the sample position (sample size ~10 liter). All samples were taken from the same horizon.

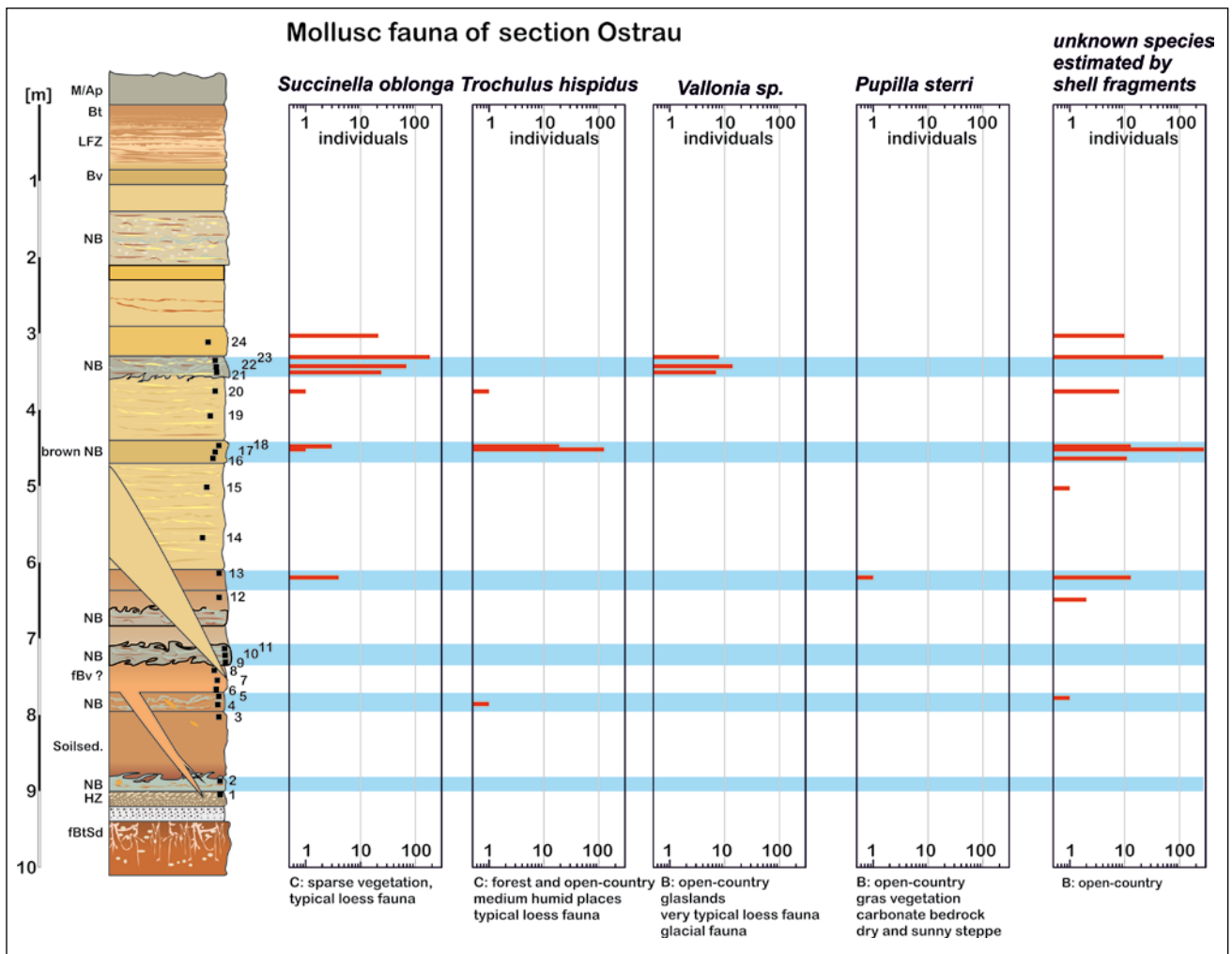


Fig. 11: Mollusc fauna of Ostrau section

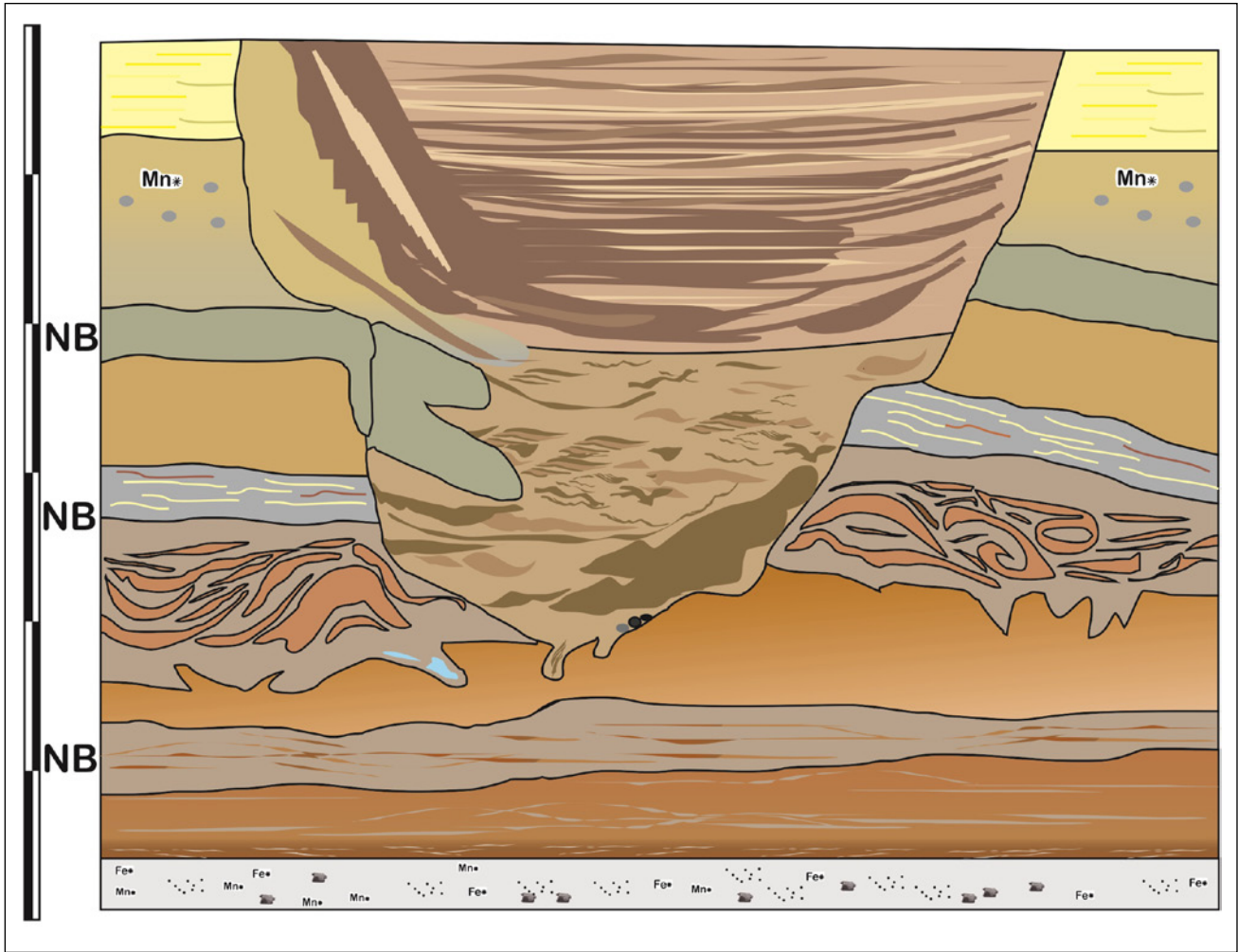


Fig. 12: Refilled gully at the Ostrau section

2.4 Terrestrial mollusc

Investigations on terrestrial molluscs were obtained at Ostrau, Gleina, Seilitz, and Zehren section (HAMANN 2010). The results suggest bad preservation conditions of a poor terrestrial mollusc fauna in Saxon LPS. However, few molluscs were identified in Gleina, Zehren, and Seilitz section in Gelic Gleysols only. In all three sections molluscs were found in the strong Gelic Gleysol at the transition unit IIa and unit IIb. Fig. 11 illustrates results of a profile from the right side of the outcrop wall (Fig. 10). 24 samples were taken from several stratigraphical positions.

We see a concentration of molluscs in the soils, especially Gelic Gleysols (NB) and less abundance or absence in loess layers.

Further investigations have been done trying to understand why the Saxon loess is characterized by depauperate mollusc fauna.

Figure 10 shows a sequence (ca. 100 m) of the outcrop wall of Ostrau section where samples from one specific Gleysol were analyzed. The results indicate a poor malacofauna in the Gelic Gleysol of *Succinella oblonga* and *Trochulus hispidus*. Mollusc shells and fragments show a concentration at footslope and toeslope positions and an absence in flat areas. We assume that molluscs have found enough water and food in the poorly vegetated hollows and small valleys. At flat areas harsh conditions disable malacofauna.

2.5 Holocene dynamics

The outcrop wall of Ostrau section cut the upper part of a small drainage system. Subdued hollows close to the drainage divide are called dell. A dell is a typical landform of a loess area and is characterized by having no permanent stream and a smoothed topography.

We observed on the outcrop wall contours of a trench incised 4 m deep into Pleistocene loess deposits. The structure is interpreted as a gully refilled with loess-derived colluvial material. Maybe it was incised during an extreme runoff event. The sedimentation pattern of the lower part indicates a turbulent flow with fast accumulation of colluvial material. The upper part indicates a more gradually refilling.

Slag, piece of ceramic, and a piece of broken wine glass from the Early modern period (~1500–1800) was found in the colluvial material and underline the assumption of a Holocene formation.

Stop 2

3 Northern loess boundary at Gleina section

The clearly defined northern limit of the Saxon loess area is caused by an abrupt rise of loess thickness up to 16 m. Similar examples from other loess areas indicate, that this is not a local phenomenon only (GULLENTOPS & MEIJS 2002, GEHRT 2000). However, a general explanation for this European pattern is still missing; albeit this gap of knowledge is

comprehensible because of the huge number of local influences.

For the northern limit of the Central Saxon Loess Hills HAASE et al. (1970) proposed the following concept (Fig 13). They supposed that the water capacity of the surface substrate was an important factor influencing the development of the boundary. HAASE et al. (1970) reconstruct, that during late Saalian glaciation loess-like material was deposited in the south of the current loess step only. In the north the surface substrate were composed of sandy deposits from

older glaciations, maybe secondary relocated. These substrate differences determined the density of vegetation in the following periods of the Weichselian glaciation and lead to an increased accumulation and stabilization of loess on loess-like deposits in the south. In contrast the area north of the current step was dominated by cryoturbation and aeolian redeposition.

NEUMEISTER (1966) proposed a concept of spatial distribution and thickness of aeolian deposits at the northern limit of the Saxon part of the European loess belt (Fig. 14).

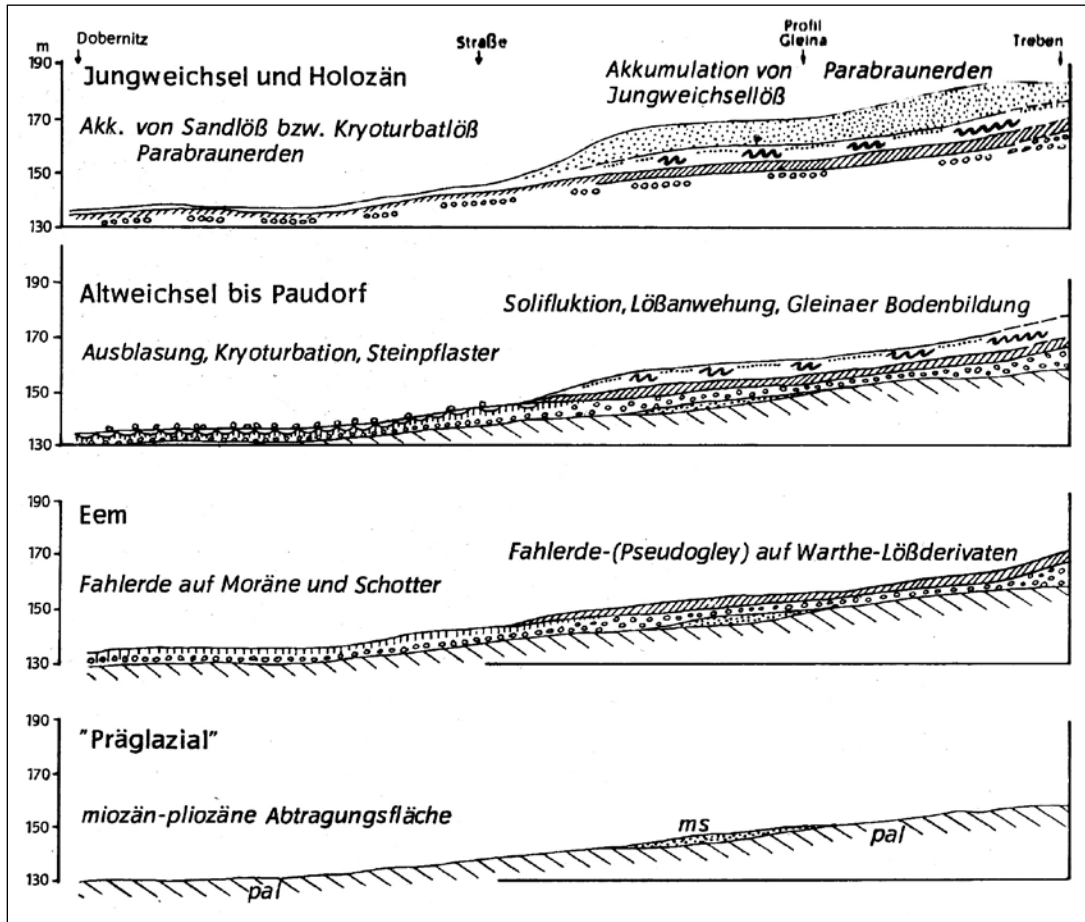


Fig. 13: Haase's concept of the formation of the northern loess boundary in Saxony (HAASE et al. 1970)

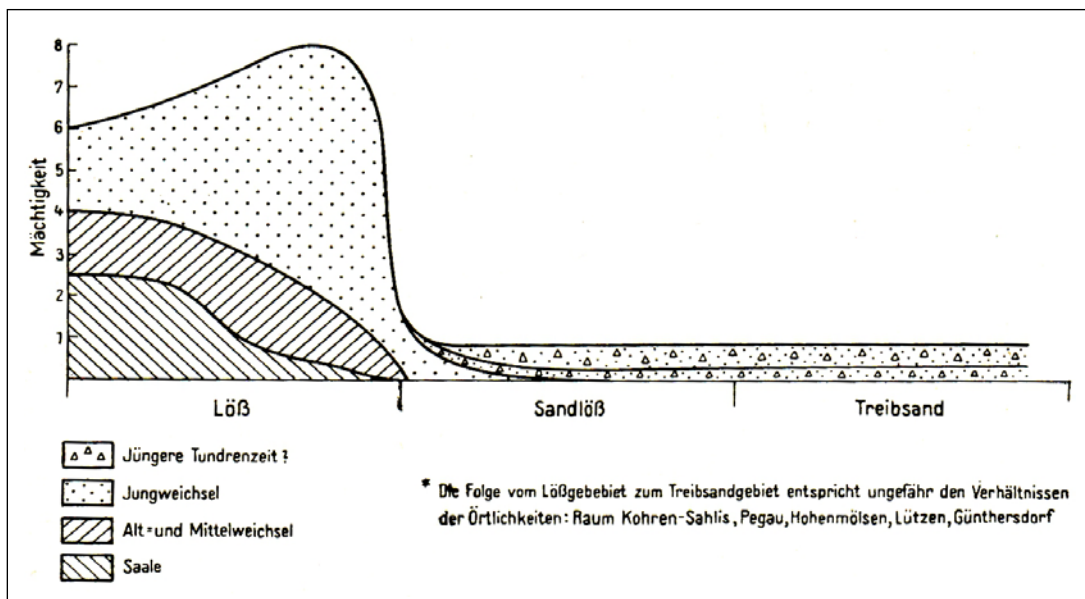


Fig. 14: A simplified model of spatial distribution and thickness of aeolian deposits in Saxony (according to HAASE et al. 1970 and Neumeister 1966)

Stop 3

4 Rottewitz section

Rottewitz section is the only profile located in the east of the Elbe river (Fig. 2). It belongs to a former stone quarry (Fig. 15) which was edified at the eastern bluff of Elbe river.

The loess of the Rottewitz profile is coarser than loess of profiles in the west of the Elbe river (Fig. 16). This can be interpreted as a hint that Rottewitz section has a high

amount of local loess (coarse loess) coming from the deposits of Elbe river. The section is important for our research, because a sequence of pure loess in unit IV is preserved. This is unique for the Saxon loess area. OSL dating results of this sequence (between 5 and 8 m, Fig. 16) indicate a sedimentation age between 62 and 73 ka. This older pure loess sequence is separated by a decalcified Cambisol (Fig. 16, no 18; preserved in situ).

No	Unit	Label	Description
1	IIa	Ah	Humic horizon
2	IIa		Calcareous loess
3	IIa	brown NB	Gelic Gleysol
4	IIb		Weak Gelic Gleysol
5	IIb		Weak brownish soil? reworked?
6	IIb		Stratified loess
7	IIb	fBvc	Weak brownish soil?
8	IIb	fBvc/NB	Gelic Gleysol with frazzle of brownish soil material
9	IIb		Stratified loess
10	IIb		Stratified loess, strongly reworked
11	III	NB	Gelic Gleysol, oxidized
12	III		reworked loess
13	III	NB	Gelic Gleysol [upper part of Gleina complex]
14	IV	ABS	Arctic brown soil, reworked [lower part of Gleina complex]
15	IV	fBvc?	Weak Cambisol
16	IV		Gelic Gleysol
17	IV	Löss	loess
18	IV	fBv	In situ Cambisol
19	IV		Stratified loess
20	IV	HZ rew.	Soil sediment of a Chernozem-like soil
21	IV		Gelic Gleysol
22	IV	HZ	Chernozem-like soil
23	IV		Charcoal enriched layer [Early Weichselian]
24	V	fBt	Truncated Luvisol [Eemian]

Tab. 4: Description of Rottewitz section (see Fig. 16)

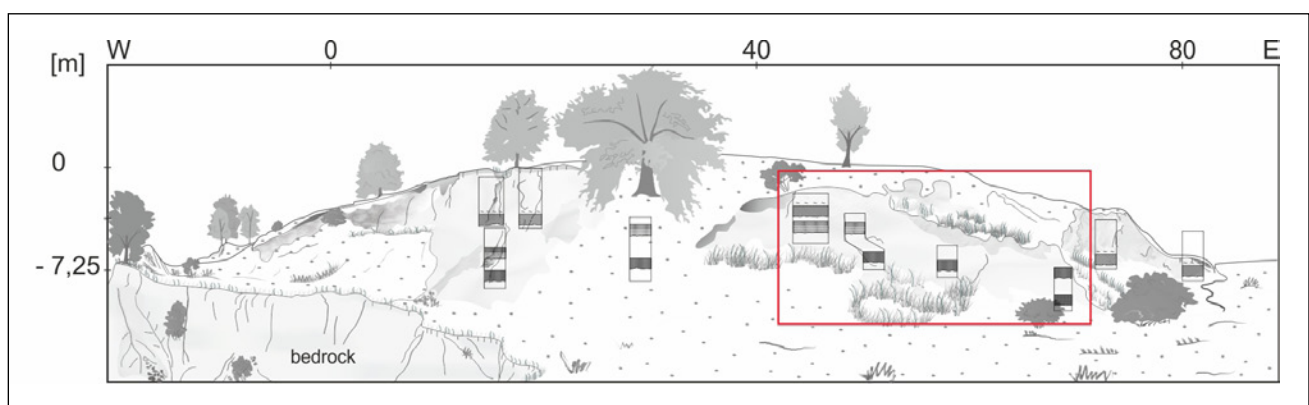


Fig. 15: Profile overview of Rottewitz section

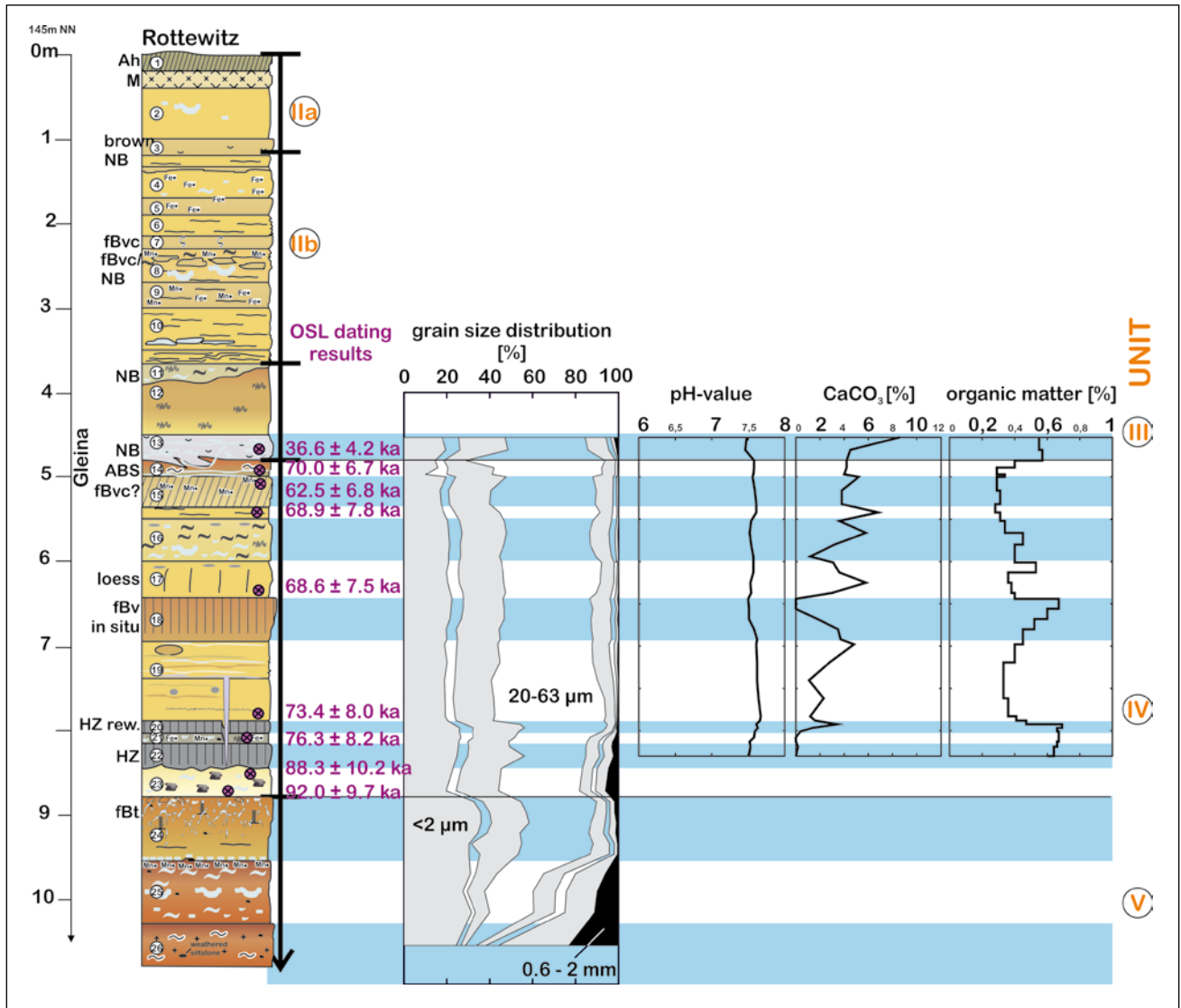


Fig. 16: Rottewitz section with geochemical results (OSL dating results according to Kreuzer 2012)

4.1 n-Alkane results from Gleina and Rottewitz section

Leaf wax-derived long-chained n-alkanes were investigated for the Gleina and Rottewitz sections in order to evaluate whether these biomarkers have the potential to contribute to the reconstruction of vegetation history. n-Alkane concentrations were found to be extremely low in the truncated Eemian palaeosol. This is in agreement with findings from other European LPS, such as e.g. Nussloch (ZECH et al. 2012) and can be explained with intensive soil organic matter degradation. Variable n-alkane production as well as variable n-alkane degradation cause n-alkane concentration and odd-over-even predominance (OEP) variability in the Weichselian loess layers and palaeosols (Fig. 17). One may be tempted to interpret changes in the n-alkane ratios such as e.g. nC31/nC27 in terms of vegetation changes with high ratios indicating grass dominance and low ratios indicating tree dominance. However, ZECH et al. (2013) caution against such an interpretation based on the finding that also the n-alkane ratios are strongly effected by variable organic matter degradation. When corrected for such degradation effects, it becomes obvious that grassland always dominated the vegetation cover of Gleina and Rottewitz; minor contributions of deciduous

trees/shrubs are only likely during formation of the Gleinaer Soil Complex in Rottewitz and shortly after formation of the upper Brown Gleysol in Gleina during the Weichselian. During the last years it was furthermore highly debated whether n-alkanes in loess palaeosol sequences can also be introduced significantly by post-sedimentary root contamination. Meanwhile it becomes clear that such a contamination can be ruled out. The comparison of OLS ages and n-alkane ¹⁴C ages clearly shows that the biomarkers yield syn-sedimentary ages both in Gleina (ZECH et al., submitted) and other loess palaeosol sequences (HÄGGI et al. 2014).

5 Spatial results

5.1 Geochemical results

One challenge of our research was to identify different deposition periods during Weichselian glaciation and verify whether they have either a similar or different mineralogical composition. This was related to the question if the dust source changed during Weichselian glaciation. For that reason REE and Yttrium concentrations were measured on 24 samples from the Ostrau, Gleina, and Rottewitz sections. The analyses were done on the grain size fraction

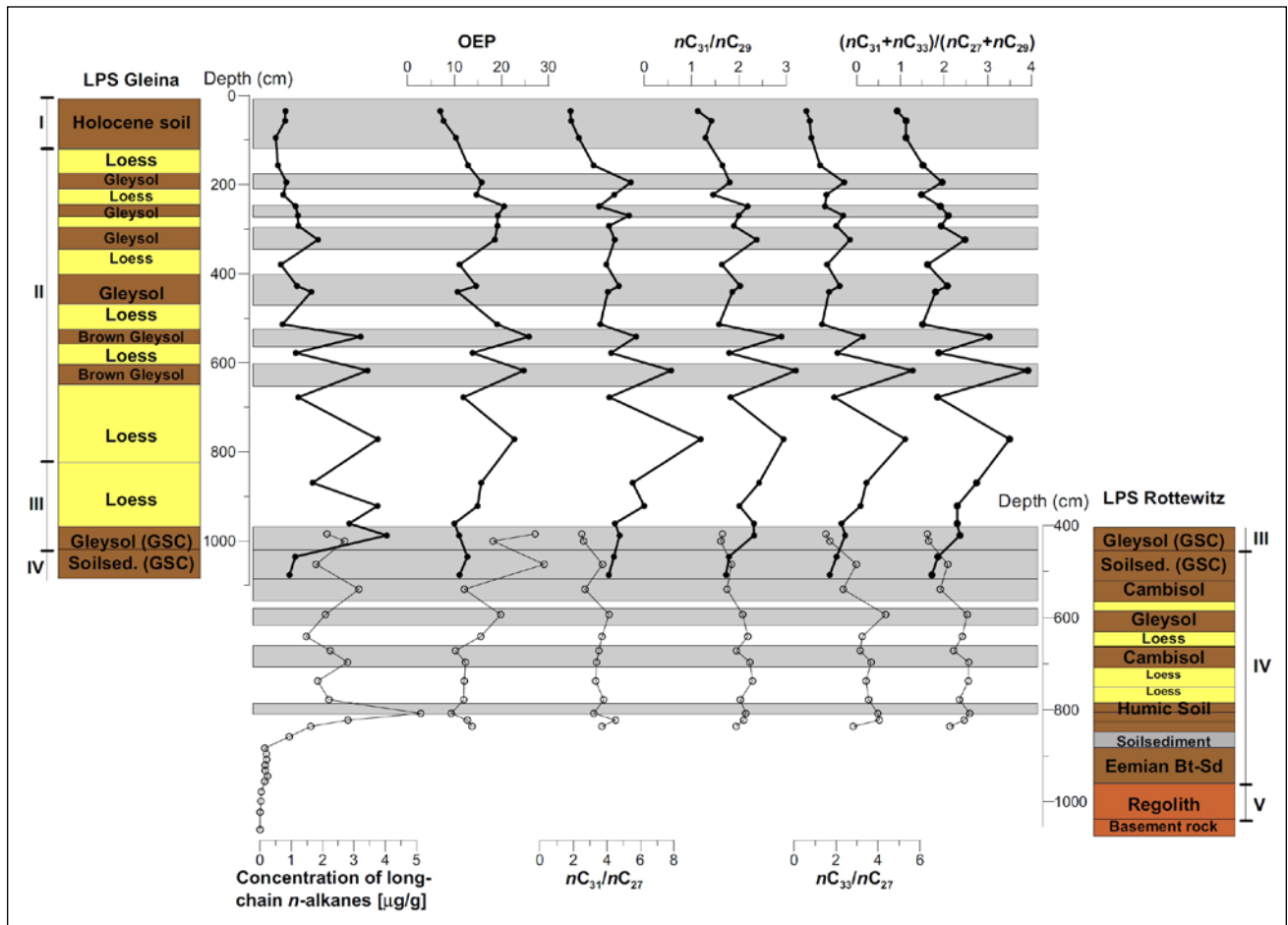


Fig. 17: n-alkane results for the Gleina and Rottewitz sections. Depth functions are shown for the sum of the long-chain ($nC_{25} - nC_{33}$) n-alkane concentrations, the odd-over-even predominance (OEP) and four n-alkane ratios (Zech et al. 2013).

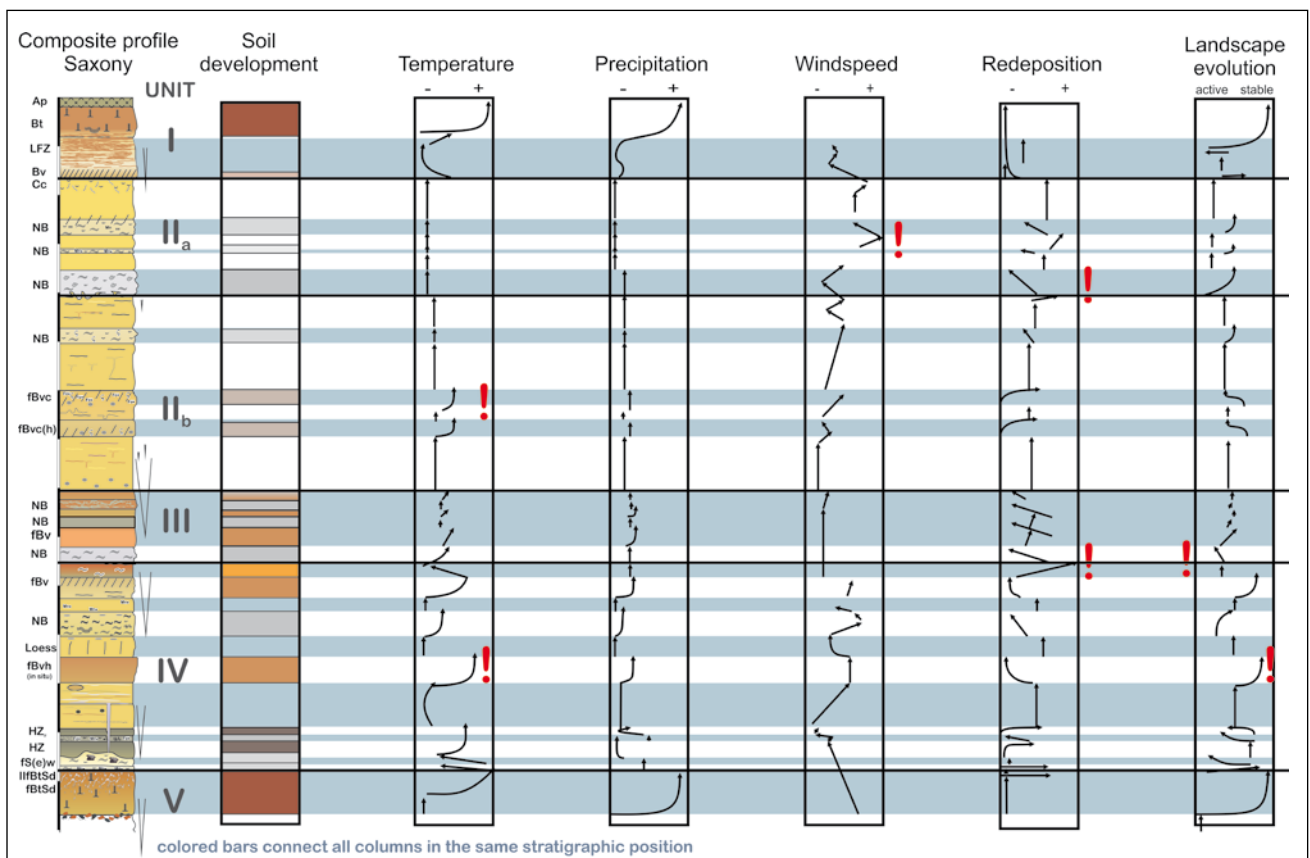


Fig. 18: Palaeoenvironmental reconstruction for the SLR based on results from loess-palaeosol investigations (cf. Meszner et al. 2013)

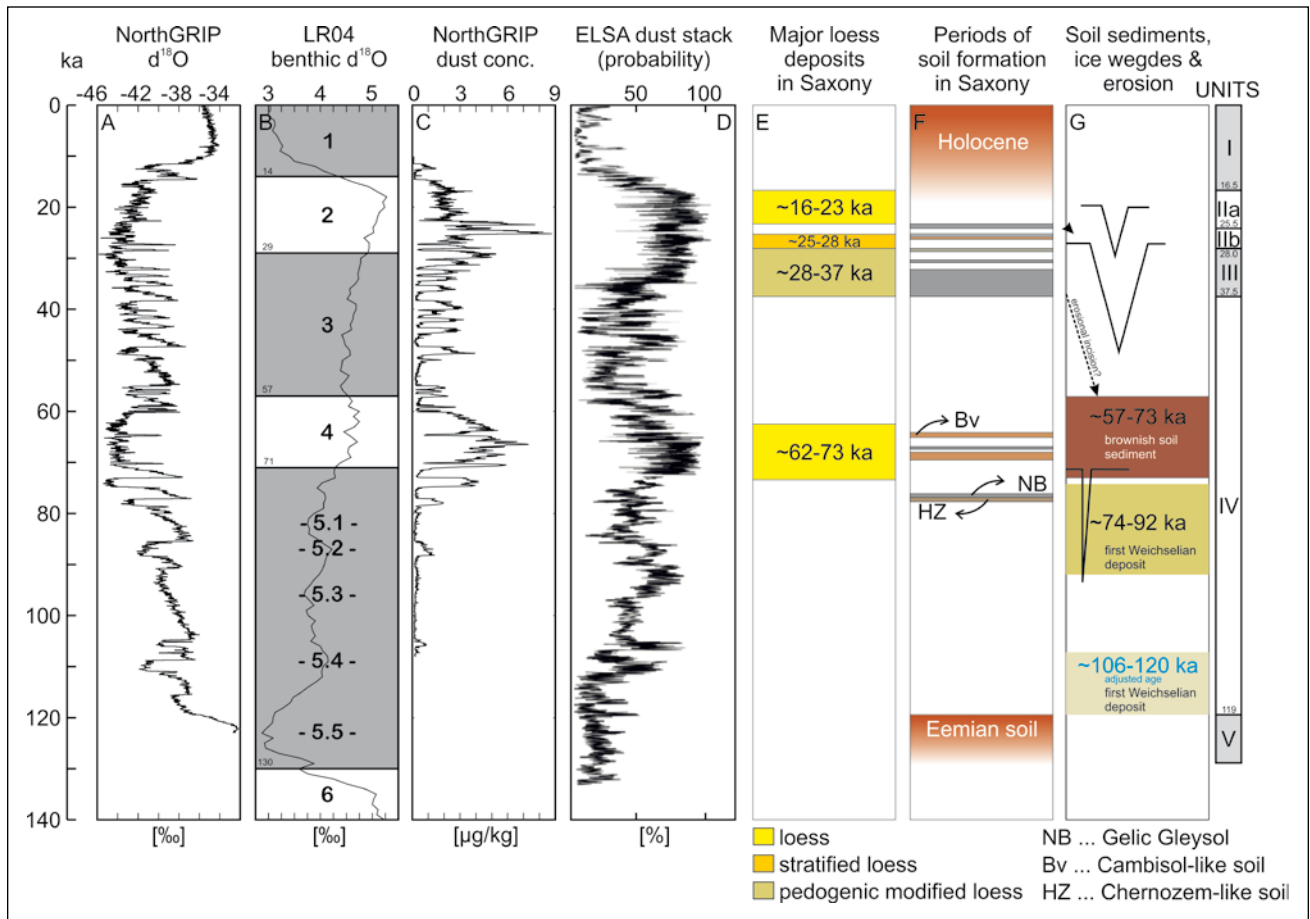


Fig. 19: Overview of dust tracing archives from the Northern Hemisphere compared with own results

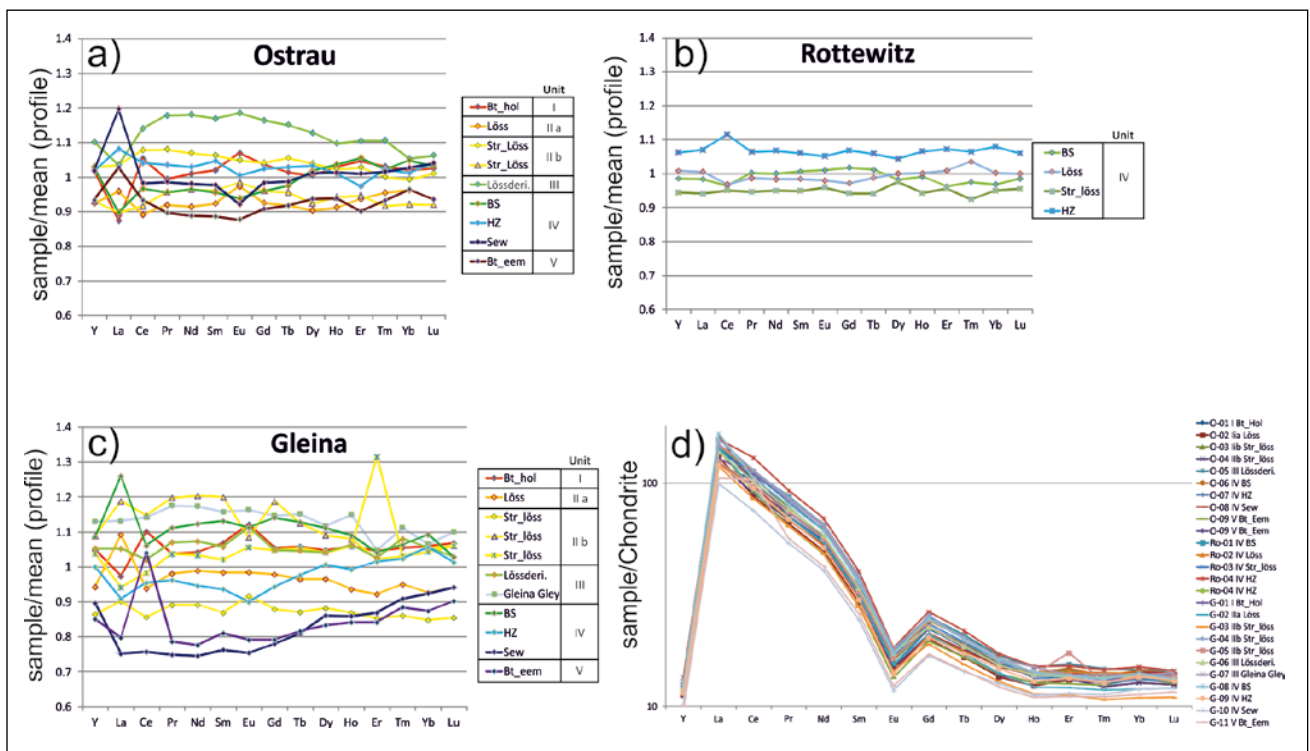


Fig. 20: REE and Yttrium concentration of Saxon LPS: a) – c): REE and Yttrium concentration of different sections. The concentrations are normalized to the arithmetic mean of the distinct profile d) all measured concentrations normalized to a carbonaceous chondrites after McDONOUGH & SUN 1995

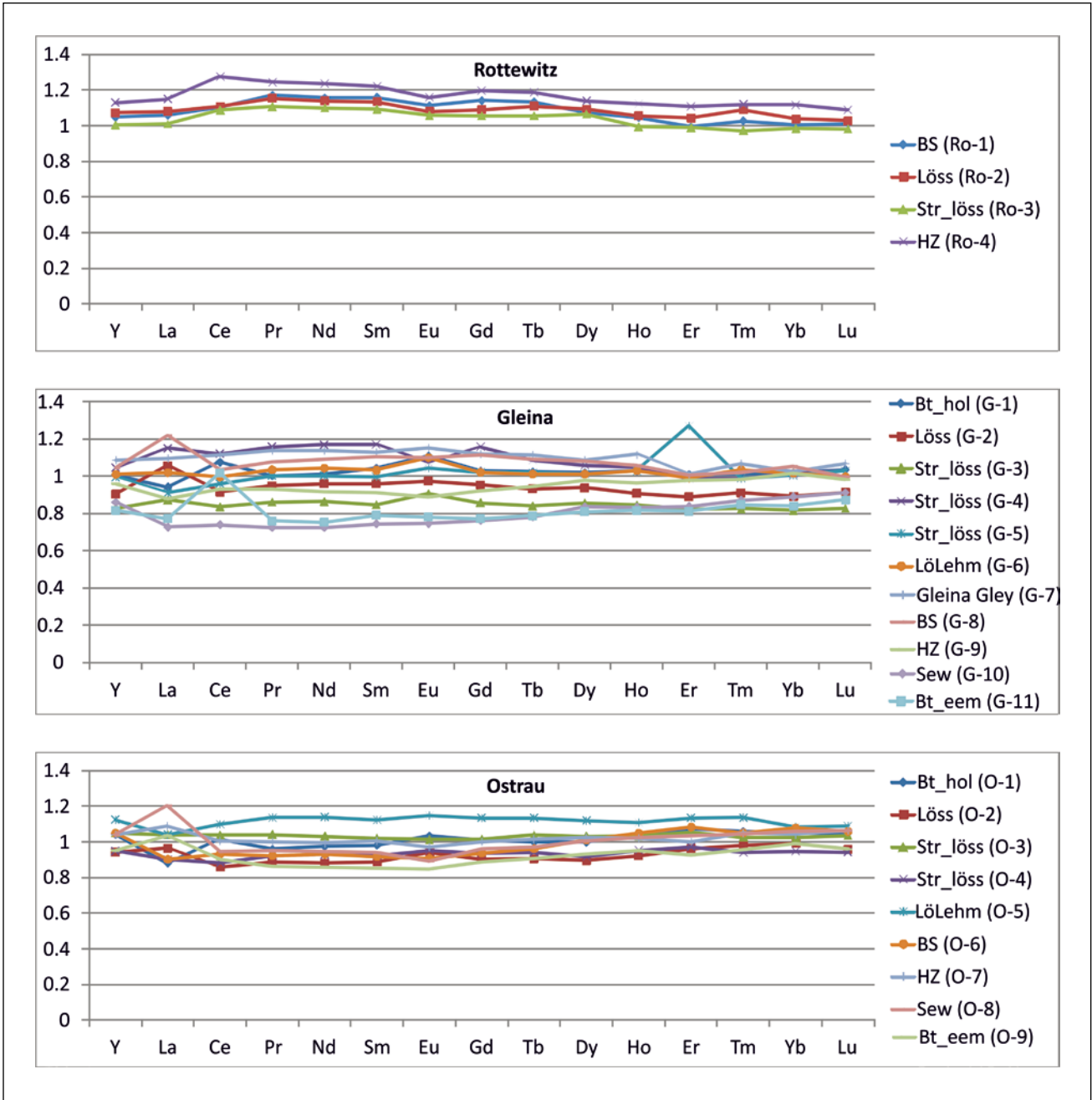


Fig. 21: REE and Yttrium concentration of Saxon LPSs normalised to arithmetical mean of all measured samples

<125 µm to ensure investigating the aeolian components.

Figure 20 (a–c) shows the trace element concentrations normalised to the arithmetical mean of a distinct section. The coloured lines express specific stratigraphical positions where the samples were taken.

The Gleina section shows a high internal variability of REE concentration compared with the Rottewitz section. But when comparing results from all sections, there is no clear evidence to show that older loess layers have a trace element composition different from that of younger loess layers. The author interprets this feature as evidence that the source area did not change during Weichselian loess deposition.

In Figure 21 the concentrations were normalized to the arithmetical mean of all measured samples. It indicates that Rottewitz has an increased concentration of trace elements compared to Gleina and Ostrau sections. It can be supposed that this enrichment is caused by the proximity to the Elbe

river. As mentioned above, grain size results point to a palaeo-wind direction coming from the north-west. Such winds could deposit fresh material from the river banks of the Elbe river up to the Rottewitz section (Fig. 2). These findings are consistent with results from grain size investigations, where the Rottewitz section shows an increased short-term transport fraction (<125 µm).

ROUSSEAU et al. (2014) propose a similar assumption on the basis of investigations on trace element concentration. They found strong evidence that each loess region has its own trace element fingerprint and is distinguishable from other loess areas. In the study of ROUSSEAU et al. (2014), samples from the Leippen, Gleina, Seilitz, Zehren, Ostrau, and Zeuchfeld sections were also analysed. It has to be noted that Saxon samples show similar concentrations, and just the results from Zeuchfeld differ slightly (Fig. 22). However, this study documented that loess from Saxony has a strong local component.

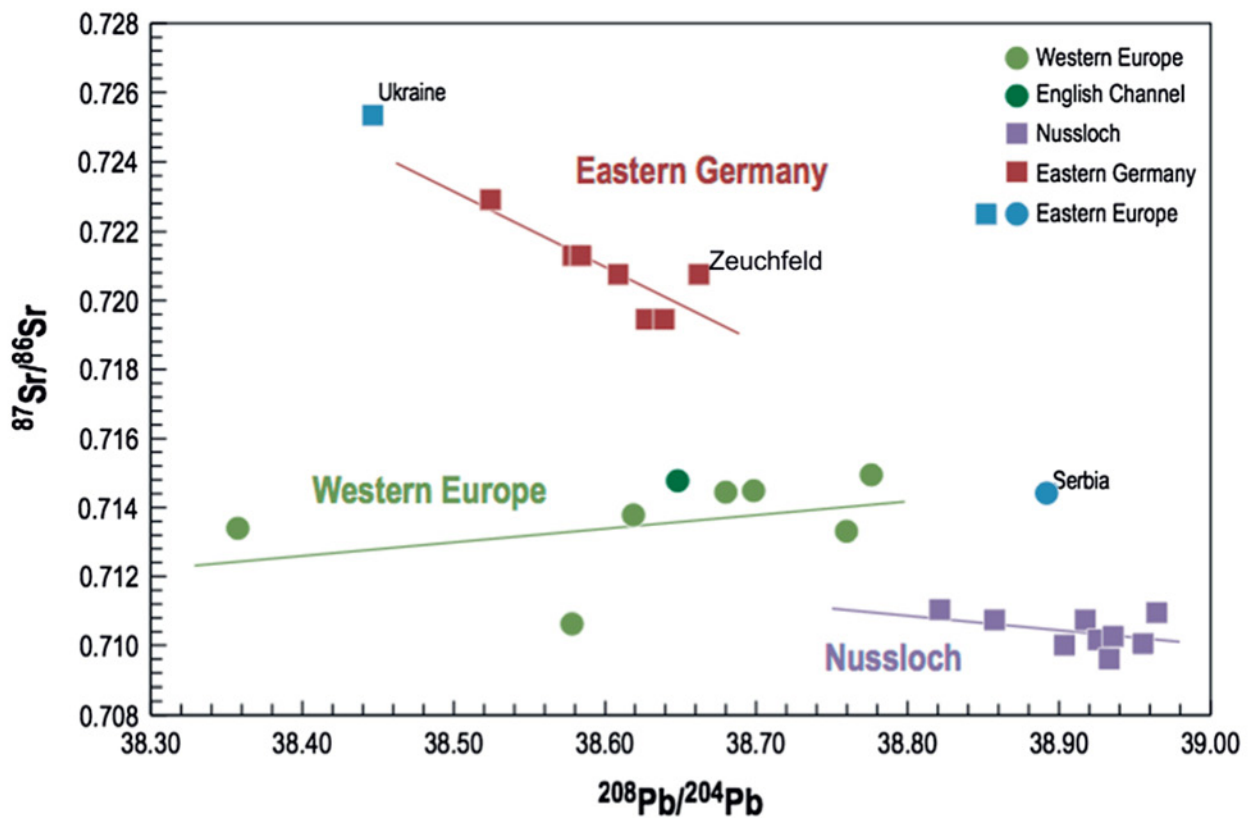


Fig. 22: Isotope ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plotted versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; errors on measurements are smaller than the symbols. Samples from Western Europe, Nussloch, and Eastern Germany defined groups that can easily be distinguished. For each geographical group linear regressions are shown (modified according to ROUSSEAU et al. 2014).

5.2 Grain size

Grain size results of investigated loess-palaeosol sequences from Saxony indicate a spatial variation of grain size distribution in the Saxon loess area. Especially Rottewitz section is characterized by increased very fine sand ($< 125 \mu\text{m}$). The results support the assumption that the dust was deposited from west to east. However, there was a clear need to increase the spatial resolution of sampled locations. Therefore we drill more than 25 boreholes mostly located at local watershed positions using a dynamic probe (Fig. 2). On the basis of 258 grain size results Demmer (2016) calculate relations between the position of the sampled site and its grain size distribution. We also take slope angle, exposition, and height above sea level into consideration.

It can be observed an increase of coarse silt and very fine sand towards north, whereas clay, fine, medium silt, medium sand, and coarse sand decrease toward north (Fig. 23).

We combine several grain size classes to groups influenced or dominated by different factors. The fine and coarse fractions represent secondary influences due to soil formation (hydromorphism; Fe- and Mn-precipitates). In contrast silt and very fine sand fractions are force by the aeolian dynamics.

Data suggests that the major part of loess was coming from the north and only a minor part from the west. This refutes ideas of a west-wind dominated loess deposition. The increased clay content in the south and the west of the Saxon loess area is interpret as a signal for increased precipitation.

References

- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., MOINE, O., KUNESCH, S., HATTÉ, C., LANG, A., TISSOUX, H. & ZÖLLER, L. (2009): Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. – *Quaternary Science Reviews* 28: 1–19.
- ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Global Digital Elevation Model (GDEM)
- BAUMGART, P., HAMBACH, U., MESZNER, S. & FAUST, D. (2013): An environmental magnetic fingerprint of periglacial loess: Records of Late Pleistocene loess-palaeosol sequences from Eastern Germany. – *Quaternary International* 296: 82–93.
- DEMMER, A. (2016): Rekonstruktion der Sedimentationsbedingungen der Lössen in Sachsen. – Technische Universität Dresden, Fakultät Umweltwissenschaften, Institut für Geographie, pp. 162, Master thesis, unpublished.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Eds.): *Das Quartär Mitteldeutschlands – Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes.* – *Mauritianum* 7: 55–136.
- FINK, J. (1964): Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. – *E&G Quaternary Science Reviews* 28: 1–19.

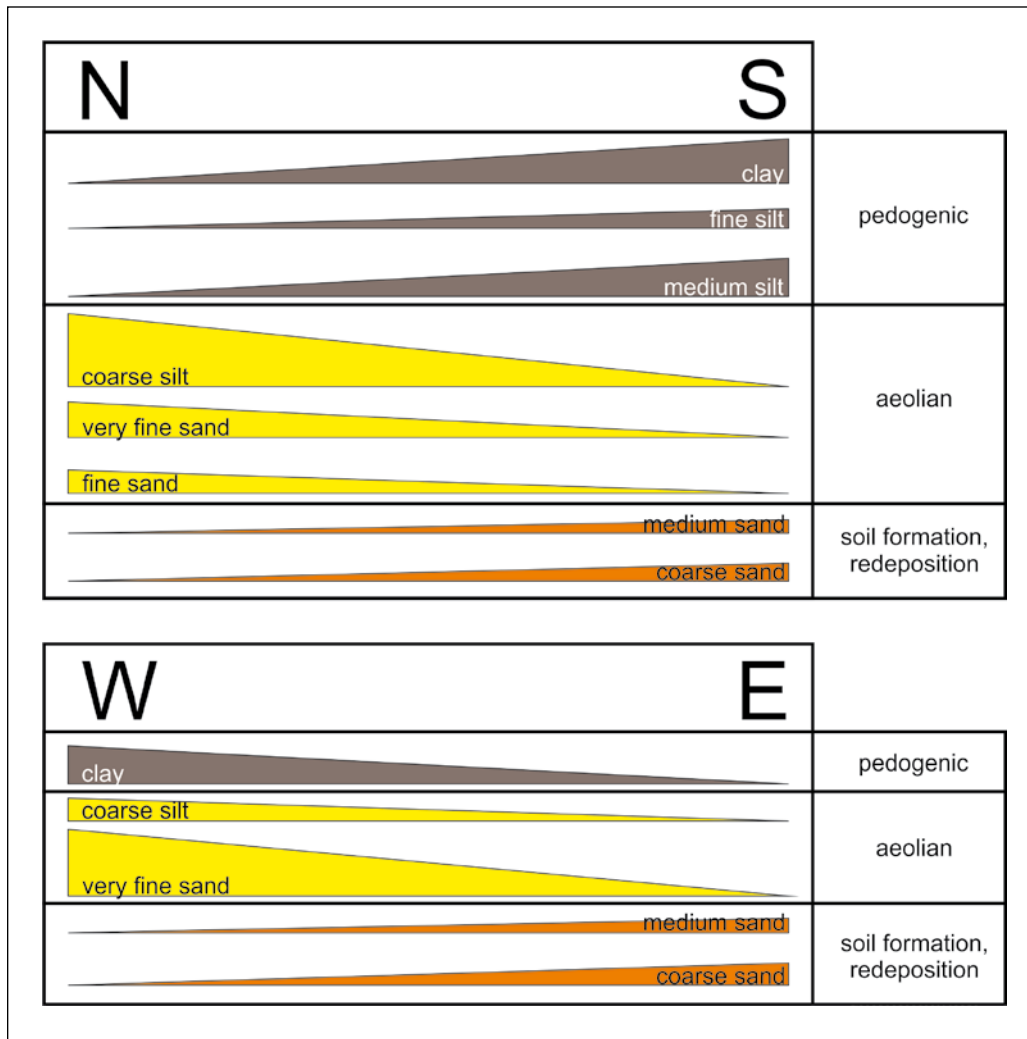


Figure 23 Differentiated grain size trends for the Saxon loess region based on results from more than 25 boreholes. The width of the triangle represents the strength of the value changing. (According to DEMMER 2016)

ternary Science Journal 15: 229–235.

- GALLWITZ, H. (1937): Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden. – Geologische Rundschau 28: 612–623.
- GEHRT, E. (2000): Nord- und mitteldeutsche Lössböden und Sandlössgebiete. –In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W. R., FREDE, H.-G., HORN, R. & STAHR, K. (Eds.): Handbuch der Bodenkunde. – pp. 1–53, Wiley-VCH.
- GeoSN: Staatsbetrieb Geobasisinformation und Vermessung Sachsen DGM2
- GULLENTOPS, F. & MEIJS, E. (2002): Loess sequences in Northern Haspengouw, Belgian Limburg. – Terra Nostra 2002/1: 80–91.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. –In: RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (Eds.). Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. – Ergänzungsheft zu Petermanns Geographischen Mitteilungen 274: 99–212, VEB Hermann Haack.
- HAASE, D., FINK, J., HAASE, G., RUSKE, R., PECSI, M., RICHTER, H., ALTERMANN, M. & JÄGER, K. D. (2007): Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. – Quaternary Science Reviews 26: 1301–1312.
- HÄGGI, C., ZECH, R., MCINTYRE, C., ZECH, M. & EGLINTON,

T. (2014): On the stratigraphic integrity of leaf-wax biomarkers in loess paleosol. – Biogeosciences 11: 2455–2463.

- HAMANN, C. (2010): Quartäre Molluskensfunde im mittelsächsischen Lösshügelland. – Biostratigraphische Untersuchungen der Profile Zehren, Ostrau und Gleina. – Technische Universität Dresden, Lehrstuhl für Physischen Geographie (Prof. Dr. Faust), diploma thesis, unpublished.
- KREUTZER, S. (2012): Luminescence based chronologies on Late Pleistocene loess-palaeosol sequences – an applied-methodological study on quartz separates. – Ph.D. thesis, Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften der Universität Bayreuth. <https://epub.uni-bayreuth.de/id/eprint/1673>
- KREUTZER, S., FUCHS, M., MESZNER, S. & FAUST, D. (2012): OSL chronostratigraphy of a loess-palaeosol sequence in Saxony/Germany using quartz of different grain sizes. – Quaternary Geochronology 10: 102–109.
- LIEBEROTH, I. (1962): Die jungpleistozänen Lösses Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. Ein Beitrag zur Würmchronologie. – Petermanns Geographischen Mitteilungen 106: 188–198.
- LIEBEROTH, I. (1963): Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. – Geologie 12: 149–187.

- LIEBEROTH, I. (1964): Einige Bemerkungen zu paläopedologischen Problemen bei der Gliederung der Löße. – *Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR* 9: 689–695.
- McDONOUGH, W. & SUN, S. (1995): The composition of the Earth. – *Chemical Geology* 120: 223–253.
- MESZNER, S., FUCHS, M. & FAUST, D. (2011): Loess-Paleosol Sequences from the loess area of Saxony (Germany). – *E&G Quaternary Science Journal* 60: 47–65.
- MESZNER, S., KREUTZER, S., FUCHS, M. & FAUST, D. (2013): Late Pleistocene landscape dynamics in Saxony, Germany: Paleoenvironmental reconstruction using loess-paleosol sequences. – *Quaternary International* 296: 94–107.
- MESZNER, S., KREUTZER, S., FUCHS, M. & FAUST, D. (2014): Identifying depositional and pedogenetic controls of Late Pleistocene loess-paleosol sequences (Saxony, Germany) by combined grain size and microscopic analyses. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 58: 63–90.
- NEUMEISTER, H. (1966): Die Bedeutung äolischer Sedimente und anderer Periglazialerscheinungen für die Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. – *Math.-Nat. Fak. Karl-Marx-Universität Leipzig*, Ph.D. thesis.
- PIETZSCH, K. (1922): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen. Blätter Wilsdruff und Tanneberg-Deutschenbora.
- PIETZSCH, K. (1951): *Abriss der Geologie von Sachsen*. – Volk und Wissen volkseigener Verlag.
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Eds.) (2008): *Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. – *Catena* 3: 95–138.
- ROUSSEAU, D.-D., CHAUVEL, C., SIMA, A., HATTÉ, C., LA-GROIX, F., ANTOINE, P., BALKANSKI, Y., FUCHS, M., MELLETT, C., KAGEYAMA, M., RAMSTEIN, G. & LANG, A. (2014): European glacial dust deposits: Geochemical constraints on atmospheric dust cycle modeling. – *Geophysical Research Letters* 41: 7666–7674.
- STROEVEN, A. P., HÄTTESTRAND, C., KLEMAN, J., HEYMAN, J., FABEL, D., FREDIN, O., GOODFELLOW, B. W., HARBOR, J. M., JANSEN, J. D., OLSEN, L., CAFFEE, M. W., FINK, D., LUNDQVIST, J., ROSQVIST, G. C., STRÖMBERG, B. & JANSSON, K. N. (2015): Deglaciation of Fennoscandia. – *Quaternary Science Reviews*, DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.09.016
- SEMMELE, A. (1968): *Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen*. – Verlag Waldemar Kramer.
- WOLF, D. & FAUST, D. (2011): Holocene sediment fluxes in a fragile loess landscape (Saxony, Germany). – *Catena* 103: 87–102.
- ZECH, M., KREUTZER, S., ZECH, R., GOSLAR, T., MESZNER, S., McINTYRE, C., HÄGGI, C., EGLINTON, T., FAUST, D., FUCHS, F. (submitted): Are n-alkane biomarkers in loess-paleosol sequences post-sedimentarily contaminated by roots? A comparative ¹⁴C and OSL dating approach. – Submitted to *Quaternary Research*.
- ZECH, M., RASS, S., BUGGLE, B., LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (2012): Reconstruction of the late Quaternary paleoenvironment of the Nussloch loess paleosol sequence, Germany, using n-alkane biomarkers. – *Quaternary Research* 78: 326–335.
- ZECH, M., KRAUSE, T., MESZNER, S. & FAUST, D. (2013): Incorrect when uncorrected: Reconstructing vegetation history using n-alkane biomarkers in loess-paleosol sequences – A case study from the Saxonian loess region, Germany. – *Quaternary International* 296: 108–116.
- ZÖLLER, L. & SEMMEL, A. (2001): 175 years of loess research in Germany – long records and unconformities. – *Earth-Science Reviews* 54: 19–28.

Addresses of authors

SASCHA MESZNER, Dresden University of Technology, Faculty of Environmental Sciences, Department of Geography, Chair of Physical Geography, 01062 Dresden, Germany. e-mail: sascha.meszner@tu-dresden.de

DOMINIK FAUST, Dresden University of Technology, Faculty of Environmental Sciences, Department of Geography, 01062 Dresden, Germany. e-mail: dominik.faust@tu-dresden.de

Day 2

Loess in Lower Silesia

Zdzisław Jary, Marcin Krawczyk, Jerzy Raczyk, Kamila Ryzner

General informations

Loess in Poland is a part of an extensive European loess belt stretching from the southern part of Great Britain, through Belgium, Netherlands, northern France, Germany, Poland, Ukraine and Russia (PYE 1984, 1987, MÜCHER 1986, RÓŻYCKI 1986). Its location clearly refers to the extraglacial zone of Pleistocene glaciations (GEIKIE 1898, TUTKOWSKI 1899, JAHN 1950, 1956). The large latitudinal extent is one of the main causes of the diversity of European loess. The lithological-structural features of loess and genetic as well stratigraphic differentiation of fossil soils is the best evidence that, like today, the conditions of geographical environment during the formation of the loess cover in Europe were clearly varied.

Polish loess constitute a central part of the European loess belt. Due to its characteristic position they are among the most interesting in Europe. Loess cover of the eastern Poland have many features in common with Eastern European loess and western Polish loess is similar to Western European loess (MARUSZCZAK 1991). Therefore, the development of loess covers in Poland reflects contemporary and Pleistocene climate characteristics: continental in the east and more oceanic in the west.

Analyzing the basic properties of loess, fossil soils and cryogenic structures JERSAK (1985) differentiated four loess formations in Poland:

- dry loess,
- transitional loess,
- moderately humid loess,
- humid loess.

Dry and transitional loess formations are typical for eastern and central part of Poland. Moderately humid loess is characteristic for Głubczyce Upland (loess region close to the Lower Silesia) and has been described in detail by JERSAK (1985, 1991). In these works the humid loess formation, characteristic for the Lower Silesia, has been defined. According to JERSAK (1985, 1991) this loess formation is characterized by small thickness (1–4 m), almost complete decalcification, the lack of fossil soils and belongs to the last cold period.

Lower Silesia loess, due to the small thickness and different lithological and structural features in relation to the central and eastern Polish loess, were treated marginally in Polish loess literature. Most researchers believe that there are no typical loess in this area. The most common are loess-like sediments which, as the name suggests, are merely similar to the loess.

The occurrence of loess in Lower Silesia and a brief history of research

Loess in Lower Silesia occurs in several isolated patches (Fig. 24) which differ from each other with thickness, stratigraphic sequence and basic physico-mechanical properties (CEGŁA 1972, KIDA 1983, JARY 1996, 2007, 2010, JARY et al. 2002).

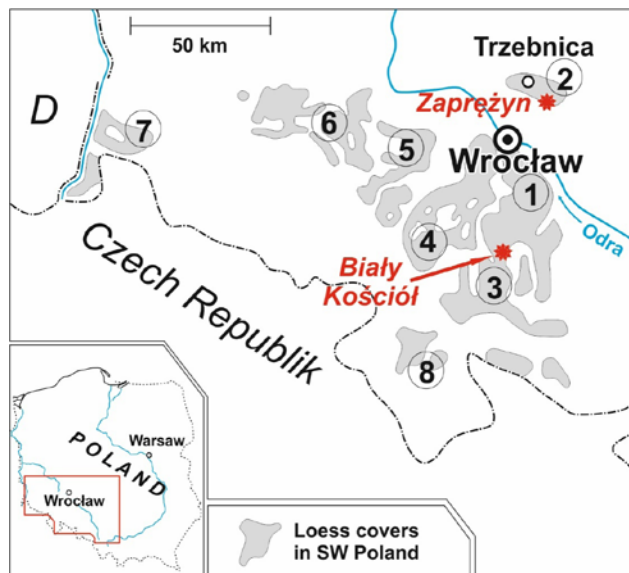


Fig. 24: Loess distribution in Lower Silesia: 1 – Wrocław Plain, 2 – Silesian Rampart, 3 – Niemcza-Strzelin Hills, 4 – Ślęza Massif, 5 – Strzegom Hills, 6 – Kaczawa Foothills, 7 – Izera Foothills, 8 – Kłodzko Basin (acc. JARY et al. 2002, modified)

Considering the above-mentioned features loess covers in Lower Silesia can be divided into two groups:

– loess covers with thickness greater than 2-3 m, mostly differentiated in the vertical section, characterized by a specific morphology (so called loess relief – MARUSZCZAK 1958, JARY 1984, 1991a, LEGER 1990, KIDA 1996, KIDA & JARY 2005).

– shallow and generally free of carbonates silty covers (0.3 to 2 m), often with the admixture of sand and even coarser fraction, occurring as discontinuous patches not distinguished in morphology, undifferentiated stratigraphically. Shallow loess covers most often occur in the immediate vicinity of thick loess patches or even within them. This relations could be the evidence of a common genesis of these covers.

Loess in Lower Silesia has been investigated for a long time. First by German and then by Polish researchers. There are eight geographical mesoregions (JARY et al. 2002, Fig. 24) where loess covers are distributed in Lower Silesia.

1 – Wrocław Plain

One of the oldest characteristics of surface sediments in the area were presented by ORTH (1872). It contains granulometric, petrographic and chemical analysis and description of sedimentary rocks from the area between Sobótka and Trzebnica Hills. ORTH (1872) defined several types of silty sediments in this area. In his work, however, he did not provide substantive basis for classification that has been used also he did not explain the origin of silty sediments. This researcher mentioned only that there are no alluvial deposits. The origin of these deposits was linked to aeolian and chemical processes.

Similar conclusions were obtained by the authors of the German geological maps designed for Wrocław Plain at the beginning of the XX century (ASSMANN et al., 1912, BARSCH, 1914, BARSCH et al. 1912, BARSCH & TIETZE 1911 a, b, 1912, BEHR 1914, BEHR & TIETZE 1912, TIETZE 1911, 1912, 1914, 1932). They found that over the study area (with the

exception of the bottoms of river valleys) a discontinuous loess cover of variable thickness (0,3 – 2,0 m) occur. Barsch and Tietze (1912) proposed a hypothesis that these are the remains of the former loess cover formed on the Wrocław Plain at the end of the last glaciation. After the deposition, there was a period of erosion and denudation, whereby most of the loess has been removed. According to these researchers, aeolian processes were the main loess forming factor, as evidenced by the deposition of the loess sediment on the stony pavement with ventifacts.

The theory of aeolian origin of loess in the Silesia region was supported by Schwarzbach (1942). According to him Wrocław Plain is located within the “Galician loess area”, whose northern range is marked by line: Zgorzelec-Wrocław-Brzeg-Nysa-Racibórz-Pszczyna. He emphasizes the prevalence of desert pavement in the base of silt cover of the Wrocław Plain and finds that the polished surfaces of the stones reworked by corrasion indicate the wind direction towards the SE. Hence the conclusion that the transport of the material (at least partially) came from areas located NW of the Wrocław Plain.

The views of German geologists concerning the origin of silty deposits of Wrocław Plains were criticized by Rokicki (1952a, b). He noted a substantial admixture of gravel fractions in these deposits and therefore rejected the possibility of defining them as a loess. Most of the silty sediments which occur on the Wrocław Plain Rokicki (1952a, b) classified as loess-like eluvial loams of small thickness (up to 1 m), decalcified, with admixture of coarser fractions, formed in situ as a result of older rocks weathering or as a product of surface runoff.

Small thickness sediments (up to 2 m), very similar to the loess, occurring on the Wrocław Plain, have been mentioned by Raczkowski (1969). He describes them as sandy silt formed as a result of periglacial weathering. Raczkowski (1969) assumes the possibility of the participation of aeolian processes in their formation.

Loess-like deposits in Wrocław Plain area were also recognized by Cegła (1972). Jary and co-authors (2002) prefer to use the term “loess-derived” as a more suitable. Winnicka (1988) describes these as silty sands, which are equivalent to loess from the Trzebnica Hills. While preparing geological map at a scale of 1:200 000 in the area of Wrocław Plain, loamy loess, loess-like loam and sandy loess have been distinguished (Badura & Przybylski 1996, Szalamacha & Szalamacha 1996). According to these authors, loess-like deposits are commonly found in Wrocław Plain, covering varied Pleistocene sediments. The stony pavement usually occurs in its base.

2 – Silesian Rampart

Loess has been recognized here within Trzebnica and Dalkowskie Hills. They form a discontinuous cover of varied thickness (average of 3-5 m, up to over 15 m) and developed mainly in slope facies. Southern boundary of the loess occurrence on the Trzebnica hills is at the same time the morphological edge of this mesoregion.

The German authors (Tietze 1910, Czajka 1931, Meister 1935, Schwarzbach 1942) describe the distribution of loess and loess-like loam in the area of Trzebnica and Głogów. Similarly, as in other loess areas of Lower Silesia, they pre-

suppose the aeolian genesis of these deposits associated with the last glaciation.

Later this issue was investigated by Walczak (1951), Dylík (1952, 1954), Jahn and Szczepankiewicz (1967), Raczkowski (1969) and Rokicki (1952a, b). Rokicki (1952a, b) distinguishes proper loess and less-like deposits on the Trzebnica Hills area. He proposes 3 stages of dust cover development in Trzebnica Hills. In the first stage, the weathering of material in the upper parts of the hills occurred. In the second - formation of slope deluvia, while the third was wind redeposition of eluvial and deluvial loams and accumulation of typical loess at a nearby foreground of previous sediments.

The study of loess in Trzebnica Hills were resumed at the end of XX century in connection with the preparation of the Trzebnica Sheet of Detailed Geological Map of Poland 1:50 000 (Winnicki 1990a, b, 1994) and research conducted at the archaeological site Trzebnica 2 (Jary et al. 1990, Jary 1991b, 1993, 1996, Jary & Krzyszkowski 1994, Śnieszko 1995, Traczyk 1996).

The results of loess investigations on Trzebnica 2 archaeological site provide different genetic and age interpretations: from upper-pleniweichselian loess deposits formed on slope facies (Jary 1991, 1993, 1996) to limnoglacial diamictons deposited in the final stage of the Odra (Saale) glaciation (Śnieszko 1995).

Loess of Dalkowskie Hills is the subject of detailed research of Issmer (1999).

New data concerning properties and stratigraphy of the Trzebnica Hills loess were gathered during the research conducted in Zaprężyn and Skarszyn loess-soil sequences (Jary 1996, 2007, 2010). Zaprężyn profile will be presented in detail later in this work.

3 – Niemcza-Strzelin Hills

Loess and loess-like deposits of this region are also known as loess of Oława river valley. The occurrence of silty deluvial sediments were described by Tietze (1919) and Behr (1921). Tietze interpreted these deposits as a product of washout process occurring in the second half of the last ice age. At the same time he emphasized, it is difficult to distinguish aeolian loess from the washed one. Behr (1921) drew attention to the diversity of grain size composition in the lower layers of loess profile, which he explained as a result of deluvial processes.

Later Rokicki (1952a) studied loess and silty deposits of Oława river valley. He classified deposits which occurs here as a loess-like loams, limited to the west by Ślęza River and to the east by Oława river. Dylík (1952) drew attention to the relationship between loess and periglacial structures.

More detailed informations of loess and silty sediments of this region were presented by Raczkowski (1960, 1969, 1976). In his opinion these deposits represent only the remains of former cover originally several times larger. These sediments with a thickness up to several meters (max. 12 m), are closely linked with Oława valley and occur in different morphological positions. According to Raczkowski (1969, 1976) river channel represents a clear boundary of loess occurrence. On the east of Oława loess is absent, while on the western side of the valley it lies on the older deposits in the form of continuous cover.

ZIELINSKI (1983) casts doubt on ROKICKI (1952a) and RACZKOWSKI (1969) results of researches about the distribution of loess in this area. He describes loess profiles located on the eastern side of the Strzelin Hills, within the Gromnik Massif and on its eastern foreground, where locally loess reaches thickness of 3–4 m.

PERNAROWSKI (1963) distinguishes here loess deposit and loess-like loam to which ascribes the aeolian origin. JARY and KRZYSZKOWSKI (1990), analysing the loess relief on the eastern slopes of Dębowe Hills, drew attention to the high intensity of the degradation of loess covers in the last few hundred years. Further comments on the loess sedimentation in the Niemcza Hills were presented by CISZEK (1997). TRACZYK (1999) discusses the problem of the silty sediments distribution in the northern part of Niemcza Hills, while Alexandrowicz and CISZEK (1998) describe Weichselian and Holocene development of small valleys in the region.

During XI Seminar “The stratigraphic correlation of loess and glacial deposits of Poland and Ukraine” (JARY & KIDA 2001), two new loess profiles were presented: Biały Kościół and Dankowice (CISZEK et al. 2001a, b). They represent well-developed sequences covering the last interglacial-glacial cycle. The loess profile in Biały Kościół will be presented in detail later in this work.

4 – Ślęza Massif

In 1911 Finckh created the first geological map of the Ślęza Massif (revised in 1928). He distinguishes loess and loess-like deposits (silt loams), which cover the river sands and gravel, deluvial loams, glacial tills and serpentinite saprolite (FINCKH 1928).

In 1919 Tietze stated the presence of loess interbedded with coarse sharp-edged material at the foot of the Ślęza Massif. The winds transported the loess particles from SW sector, as evidenced by the arrangement of ventifacts and greater thickness of loess on the eastern slopes.

The presence of silty sediments in this area has been described by SZCZEPANKIEWICZ (1958). He affirms here the occurrence of loess-like loam with variable thickness (0.5–2.5 m). The loess cover of Ślęza area was formed during the Pleistocene as a result of washout processes of silts originating from slope weathering mantle and loamy debris covers.

Księginice Małe profile is the most important loess section in the Ślęza Massif (KIDA 1999, JARY et al. 2001, JARY 2007). Loess in Księginice Małe represents the Weichselian stage of loess formation in Lower Silesia. It is a unique profile due to the high rate of accumulation of aeolian silt (9 m). These loess was accumulated mainly in the upper pleniglacial of Weichselian glaciation. In the lowest part of the section strongly gleyed pedocomplex of the middle pleniglacial age has been preserved (JARY 2007).

The problem of the origin of silt fraction in the slope covers of Ślęza Massif is considered by ŻURAWEK (1999).

5 – Strzegom Hills

Silty sediments of Strzegom Hills were firstly described and plotted on geological map by (TIETZE 1919). SZCZEPANKIEWICZ, CEGŁA & SZCZYPEK (1978), discuss the origin of upper, silty parts of exposures in Jarosów. They determine

the aeolian genesis of these sediments mainly due to their morphological location.

6 – Kaczawa Foothills

ZIMMERMANN (1919) and KÜHN & ZIMMERMANN (1929) pay attention to the link between location of loess deposits and the morphology of the older bedrock. Loess covers prefer the slopes of E and N exposure and avoid the steep slopes. Characterizing the properties of loess they often give information about loess fauna.

Loess and loess-like deposits of Kaczawskie Foothills are the subject of PIASECKI work (1963). He highlights the clear link of loess with the older bedrock. Sediments examined by PIASECKI (1963) are not homogeneous lithologically and facially. He assigns the aeolian genesis and transport by winds blowing from N and E.

RACZKOWSKI (1969) associated the presence of loess in this area with the river valleys. He distinguished loess, silty clay, heavy silty clay and sandy silt. Raczkowski (1969) also provides a stratigraphy for the slope loess of the Kaczawa river valley in Złotoryja. He correlates loess deluvia from the bottom of the section to the Warta stage and 2 overlying horizons of soliflucted loess and 1 horizon of subaerial loess with modern soil on the top – to the Weichselian glaciation.

JAHN & SZCZEPANKIEWICZ (1967) reported that in the Kaczawa Foothills next to typical loess are loess-like loams and periglacial loams. These deposits remain in the form of patches on the glacial sediments or older bedrocks. Lithological differentiation, established on the basis of the content of calcium carbonate, is probably the result of different conditions of accumulation during the two phases of Weichselian glaciation.

7 – Iżera Foothills

Loess and loess/slope loams in this area (often containing loess fauna) of thickness locally of up to 5 m describe Grahmann and EBERT (1937a, b, 1938, 1939) on geological maps Hirschfelde and Ostritz. In most cases, on the eastern side of Nysa Łużycka loess covers not exceed thickness of 1 m. There are wind-faceted stones below the loess cover. Loess also occurs in the area of Henryków Lubański and Nawojów Łużycki (N of Lubań – BERG et al. 1935). BERG (1935) points out that loess in this area plays a secondary role and is in the form of several small isolated patches. Age of loess in this area is clearly associated with the last glaciation.

8 – Kłodzko Basin

BERGER (1932), ZEUNER (1935) and ARNOLD (1938) have identified in the Ścinawka Kłodzka valley two levels of aeolian loess, separated by horizon of soliflucted loam. The lower series recognized as Warta sediment, while the top was ascribe to Weichselian age.

WALCZAK (1952, 1957, 1968) pay a lot of attention on loess deposits in the Kłodzko Basin. He finds two levels of loess (two phases of loess accumulation). He recognizes a few meters high (3–5 m) layers of decalcified, silty loam similar to the loess as an older loess, from the end of the Warta stage. This loess occurs on a Pleistocene terrace of the Ścinawka Kłodzka river and on the slopes of the valleys of its tributaries. He also found this loess in the infilling

of ice-wedge cast in a brickyard in Ścinawka Średnia. As a younger loess of Weichselian age he considered a typical carbonate loess with fauna found in the slope facies in Tłumaczów (Włodzica river valley).

The most recent data concerning Tłumaczów profile provides CISZEK (1996, 1999), who draws attention to the lithological evidence of the redeposition processes. He suspects that the source of material of Tłumaczów loess was probably the same as for loess covers on a Sudety Foreland region, but enriched with a wind transported fine material of local rocks. Succession of molluscs fauna allowed ALEXANDROWICZ (1999) to determine the stratigraphic position of Tłumaczów profile for a period of between 25 000 and 14 000 years BP. The sequence of molluscan assemblages from Tłumaczów differs substantially from the malacological sequences recognized in loess profiles in Western and Southern Europe. This proves climate determined diversification of malacocoenoses during the Weichselian Upper Pleniglacial in Europe (ALEXANDROWICZ et al. 2013).

CHLEBOWSKI, CISZEK & JARY (2001) taking into account the distribution of rock massifs in relation to the loess profile in Tłumaczów, formulate the following conclusions:

- the composition of heavy minerals indicate their origin from the weathering of locally occurring rocks and their close transport
- the spatial location of rocks and their saprolites in the Kłodzko Valley area indicates that the main sources of dust material may be associated with weathered clastic and volcanic rocks that occurring generally on the West of Tłumaczów profile
- aeolian transport of silt material, coming mainly from local weathering mantle, was mainly from the west, and the fallout and accumulation of silt particles took place on the lee side (east) of local elevations
- aeolian accumulation of loess particles was accompanied by slope displacements of coarse, local material (the debris of local Permian rocks), which formed interbeddings mainly in the upper parts of the described profile. Interbeddings have no genetic link to the accumulation of loess, i.e. provide an insignificant part of silt particle and heavy minerals of loess fractions.

Geological and engineering properties of silty sediments in Kłodzko Basin were studied by KÜHN (1963) and MALINOWSKI (1963, 1971). They analysed of the processes responsible for construction damage, have been reported in the city of Kłodzko. The thickness of the loess in Kłodzko reach 12 meters. KÜHN (1963) underlines that the loess deposits are interbedded with clay and sandy inserts, some levels are decalcified (with generally low carbonate content – from 1 to 5%). Grain size differentiation in the vertical section (dust content of 26 to 63%) provides evidences that loess in Kłodzko is reworked by slope processes.

Stop 1

Zapreżyn loess section

Loess section in Zapreżyn ($\lambda = 17^{\circ}12'00''E$, $\varphi = 51^{\circ}14'45''N$, 165 m.a.s.l.) is composed of interfluvial and slope loess facies. It is situated within the zone of the southern morphological edge of the Trzebnica Hills in an inactive sand quarry

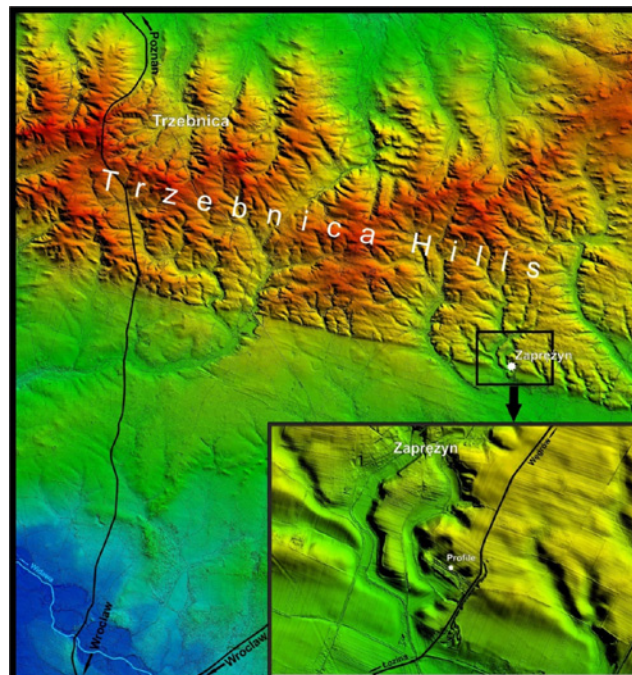


Fig. 25: Digital elevation model of the Trzebnica Hills and the location of the Zapreżyn loess section

located close to the road from Łozina to Węgrów (Fig. 25).

The area is cut by small denudation valleys of the general N-S course. Loess cover has an average thickness of 4–6 m. Loess covers with fluvioglacial sands are exposed here as a vertical wall with an approx. 80 m length and W-E course (Fig. 26). The exposure is as a result of sand exploitation,

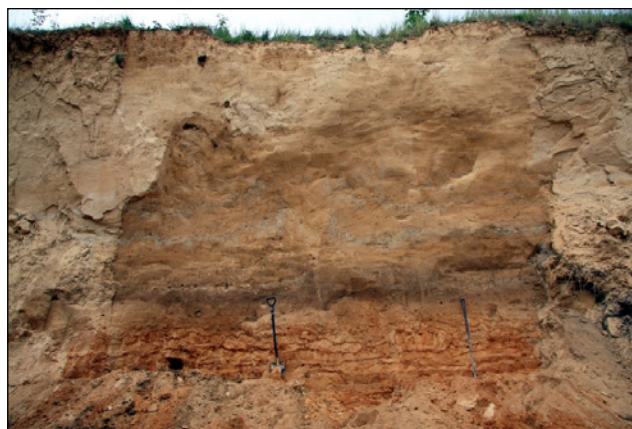


Fig. 26: The sequence of loess and fossil soils in Zapreżyn (ice-wedge cast in the central part)

which was held here in the 80s and 90s of the XX century.

The loess profile in Zapreżyn was first time presented during the 2nd Loess Seminar organized by Department of Physical Geography of the University of Wrocław in 1993 (JARY & KIDA 1993). The section was described by ŚNIESZKO (1995) and SZPONAR (1998).

ŚNIESZKO (1995) divided the younger loess cover (4–5 m in thickness) into upper part (rich in calcium carbonates) and lower part with gley horizons. The lessive soil with levels A-E-Bt occurs below this unit. This soil is developed on the silty diamicton underlayed by sandy-gravelly deposits. ŚNIESZKO (1995) correlated fossil forest soil with the soil complex Nietulisko (according to JERSAK strati-

graphic scheme 1973). Large amount of charcoals (*Pinus silvestris*) was found in accumulation horizon of this soil.

Then the characteristic of Zapreżyn profile has been presented by SZPONAR (1998; Kępa-Zapreżyn in this paper). He collected two samples from modern and fossil soil and focused on the high content of neutral amino acids. The humic substances extracted from accumulation horizon of the fossil forest soil have been dated ($29,6 \pm 0,76$ ka BP, Gd-9209) by SZPONAR (1998) who suggested that this is tundra-forest soil developed during the Denekamp interstadial. This genetic and stratigraphic interpretation has never been accepted (JARY 2007). In 2003 SZPONAR & SZAJDAK published new data on amino acids investigation of modern and fossil soils in Zapreżyn (in this paper this section is named Kępa) recommending application of this method in chronostratigraphic researches.

As the result of dating humic substances taken from fos-

sil soil in Zapreżyn with conventional radiocarbon method (SZPONAR 1998) aroused doubts, JARY (2007) presented new results of radiocarbon dating (AMS technique) of Zapreżyn loess section. Charcoals taken from the humic horizon of the fossil forest soil have been dated as >50 ka BP (Poz-6939), humic substances from older tundra-gley soil – $26,2 \pm 0,6$ ka BP (Poz-7649) and radiocarbon age of humic substances from younger tundra-gley soil is $18,8 \pm 0,12$ ka BP (Poz-7998).

In later years, research results of the loess section in Zapreżyn have been presented several times to participants of International Symposiums organized by the Department of Physical Geography at the University of Wrocław (JARY & CISZEK 2004, FEDOROWICZ et al. 2004, JARY et al. 2008a, 2011a, 2014a).

During the fieldwork, conducted in April and May 2011, in the vertical profile the following sequence of sediments was found (Fig. 27).

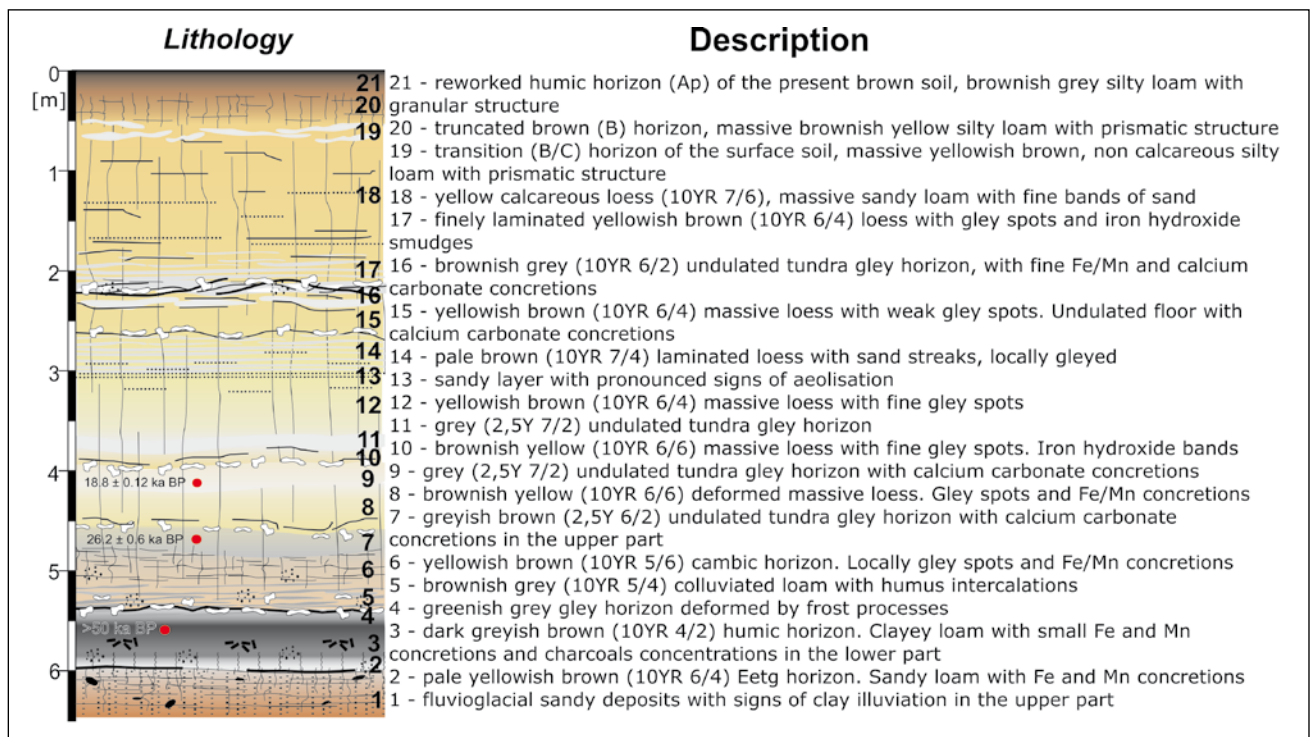


Fig. 27: Pedosedimentary sequence and description of the basic units in the Zapreżyn loess section

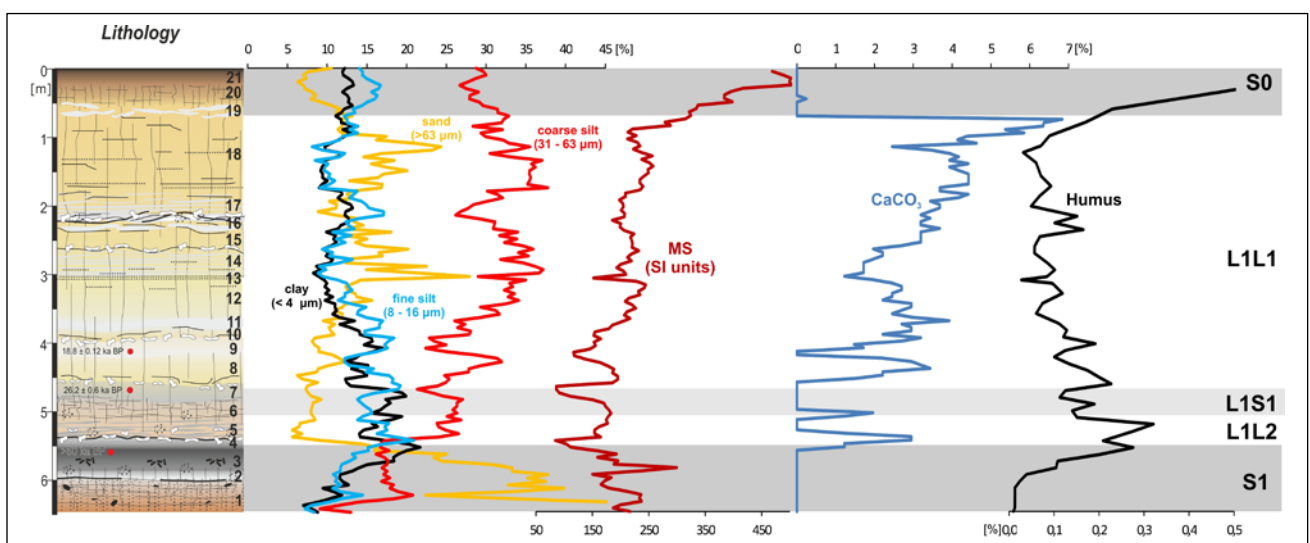


Fig. 28: Grain size characteristics, magnetic susceptibility, calcium carbonate and humus content in Zapreżyn loess-soil sequence (S0,L1L1,L1S1,L1L2,S1 – labelling system acc. KUKLA & AN 1989, modified by MARKOVIC et al. 2008)

Zaprężyn loess-soil sequence consists of five litho-pedostratigraphic units (Fig. 28) developed during the Late Pleistocene and Holocene: two loess units (L1L1, L1L2) and three polygenetic fossil soils sets (S0, S1 and L1S1).

In the lower part of the section a set of fossil soils S1 (layers 1–3; Marine Isotopic Stage MIS 5) was formed. It is underlain by the fluvioglacial sand and gravel deposits of the Warta stage with clear evidence of illuviation in the upper part. The illuvial horizon is not distinct due to lithological properties of the substrate. Above, the eluvial horizon Eetg (2) and accumulation A horizon (3) occur. In the lower, deformed part of the accumulation horizon, slightly undulating concentrations of charcoals have been preserved.

Above this pedocomplex L1L2 loess unit occurs (layer 4 and 5, MIS 4). The boundary between S1 and L1L2 units is sharp like in other loess sections in SW Poland. L1L2 unit is relatively thin and consists of loess/soil colluvium and calcareous loess. The structure of L1L2 loess unit is strongly modified by subsequent soil-forming processes associated with the development of the soil L1S1 lying above.

Pedostratigraphic unit L1S1 is composed of two genetic horizons: weak cambic horizon (6) and of undulated tundra-gley accumulation horizon (7). Fossil soil set L1S1 in Zaprężyn was developing most likely in the middle pleniglacial of the last glaciation (MIS 3).

Above L1S1 unit lays relatively thick, carbonate less unit L1L1 (layer 8–18) represented mainly by massive and laminated lithofacies of loess. Characteristic for this loess unit in Zaprężyn is the presence of several gley horizons of different stage of development (eg. layers 9 and 16), often deformed or cut by erosion processes on inclined slope

surfaces. The sequence of soil forming and erosional phases are probably connected with sudden climate changes. This could be related to proximity of this site to the Ice Sheet margin. They are usually intercalated by sandy ($>63 \mu\text{m}$) intercalations mainly in the upper part. They are probably the evidence of the occurrence of episodes of very short transport and high dynamics of the winds during the deposition of loess in the upper-pleniweichselian (JARY & CISZEK 2004).

In the top of L1L1 loess unit the modern brown soil S0 has been developed (layers 19–21). It is relatively thin due to morphological position. It is situated on eroded, cultivated slope surface.

Zaprężyn loess section is the only site in SW Poland where two generations of ice wedge casts were noticed. This record indicates twofold expansion and disappearance of permafrost during the last glacial period in Trzebnica Hills and a considerable climatic gradient between northern and southern part of the SW Poland (JARY 2009, 2010, JARY & CISZEK 2013).

Geochemical characteristics of Zaprężyn loess section

The investigation of the geochemical composition of loess-soil sequence in Zaprężyn has been conducted on the basis of 33 loess samples. The samples were dried in laboratory dryers at 105°C for 24 h. Then the samples weight (5 g) were burned in the muffle furnace at 1000°C , for a period of 1 h to calculate the loss on ignition (LOI). From the burned sample a 250 mg of material was taken and mixed with flux (lithium borate). The mixture was melted in platinum crucible in the flame of a Bunsen burner at approx. 900°C .

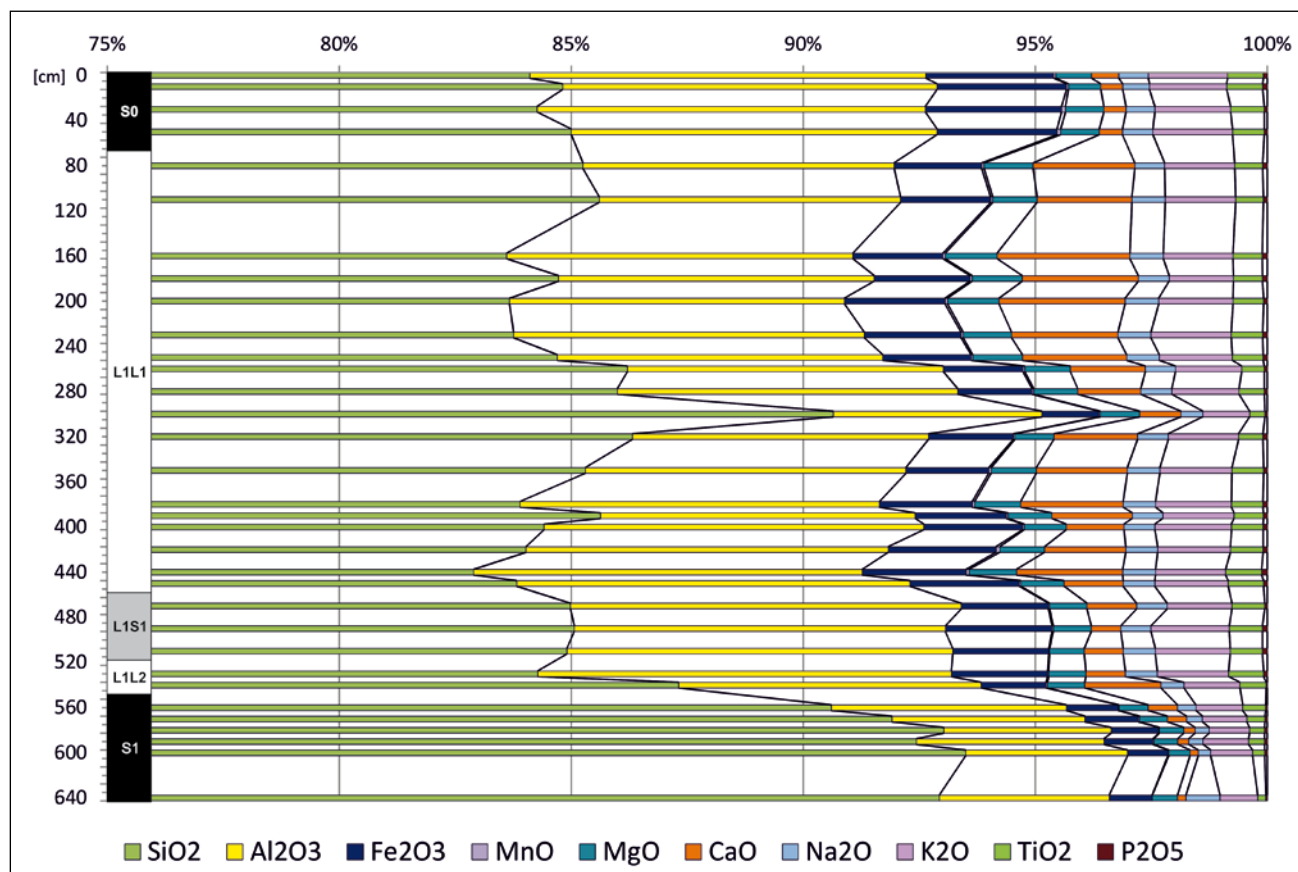


Fig. 29: The chemical composition of the loess-soil sequence in Zaprężyn (major oxides are in weight percentage, recalculated on a volatile-free basis)

Tab. 5: Concentrations of major oxides and LOI (ranges and mean values in %) for the whole profile and the individual litho-pedostratigraphic units of the Zaprężyn loess-soil sequence. In the whole profile prevails silica (from 82,9 to 93,5%) reaching the highest levels noted in Lower Silesia loess sequences RACZYK et al. 2015). Proportion of silica in units S0, L1L1, L1S1 and L1L2 is relatively aligned with the exception for one local maximum in the loess L1L1 (Fig. 29). The highest concentrations of silica in the profile Zaprężyn have been found for the pedocomplex S1 (average 92.41%).

Symb. units	Depth [m]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
profile	0,0-6,4	82,9-93,5 86,35	3,49-8,91 6,84	0,86-2,93 1,88	0,01-0,08 0,041	0,46-1,12 0,85	0,18-2,86 1,33	0,27-0,73 0,61	0,81-1,73 1,42	0,17-0,78 0,59	0,02-0,12 0,076	1,34-5,82 4,15
S0	0,0-0,7	84,11-85,0 84,55	7,89-8,54 8,22	2,58-2,93 2,76	0,04-0,08 0,064	0,7-0,84 0,78	0,47-0,59 0,51	0,58-0,65 0,62	1,63-1,72 1,68	0,68-0,78 0,74	0,06-0,1 0,077	3,79-5,66 4,89
L1L1	0,7-4,6	82,9-90,65 85,03	4,5-8,48 7,14	1,23-2,36 1,95	0,03-0,08 0,047	0,85-1,12 0,99	0,89-2,86 1,94	0,47-0,73 0,67	1,01-1,73 1,51	0,33-0,78 0,62	0,05-0,12 0,086	2,77-5,82 4,67
L1S1	4,6-5,2	84,91-85,07 84,99	8,0-8,42 8,25	1,88-2,3 2,08	0,02-0,03 0,025	0,75-0,82 0,79	0,63-1,07 0,85	0,65-0,69 0,67	1,4-1,69 1,57	0,7-0,72 0,71	0,05-0,1 0,084	4,26-4,63 4,42
L1L2	5,2-5,5	84,28-87,32 85,80	6,52-8,91 7,72	1,4-2,07 1,73	0,03-0,03 0,030	0,8-0,81 0,80	0,85-1,64 1,25	0,49-0,69 0,59	1,21-1,54 1,37	0,57-0,75 0,66	0,02-0,08 0,050	4,29-4,5 4,40
S1	5,5-6,4	90,61-93,51 92,41	3,49-5,06 4,00	0,86-1,15 1,02	0,01-0,03 0,018	0,46-0,63 0,54	0,18-0,63 0,31	0,27-0,73 0,39	0,81-1,01 0,92	0,17-0,49 0,33	0,03-0,06 0,048	1,34-2,94 1,89

The resulting melt was dissolved in 10% HCl and diluted with 250 ml. Using atomic absorption method, the Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn, Al and Ti were determined. Phosphorus was measured colorimetrically after mineralization the sample in microwave device. The resulting values of element concentrations were converted to oxides (excluding volatile components). Silica was not measured assuming it is a complement to 100%. This assumption was confirmed by the analysis and comparison of standards, i.e. loess indications certified reference materials ISE 934 and ISE 974 Dutch company Wepal. Analysis of these materials enables validation of the method, ensure the credibility of the analysis and is essential in any modern analytical laboratory (MIGASZEWSKI & GAŁUSZKA 2007).

The geochemical composition of the Zaprężyn loess section is presented on Fig. 29, while the concentrations of major oxides and LOI in litho-pedostratigraphic units of the Zaprężyn loess-soil sequence is shown on Tab. 5.

The concentrations of aluminium oxide are in the range of 3,49 to 8,91% (Tab. 5). The concentration of aluminium in pedocomplex S1 is twice lower than in other units of the section while the local minimum occurs in the loess unit L1L1.

Iron concentration varies from 0,86 to 2,93% (average 1.88%). The highest share of this element was found in the soil S0 (average 2,76%) and the lowest in the pedocomplex S1 (an average of 1,02%).

The concentrations of potassium oxide in the tested sequence are in the range from 0,81 to 1,73% (1,42% on average), which are relatively equally represented in the profile. A small increase in the concentration was observed in the modern soil S0 (average 1.68%), while the lowest shares characterize pedocomplex S1 (an average of 0.92%).

The calcium oxide concentrations ranges from 0.18 to 2.86% (average 1,33%). The lowest concentration was noted in pedocomplex S1 (average 0.31%), followed by modern soil S0 (average 0.51%) and the loess-soil unit L1S1 (average 0.85%). The highest concentrations of calcium was found in loess units with a maximum at depth of 160 cm (2.86%) in the upper parts of loess L1L1.

A similar profile pattern with much lower concentra-

tions (from 0.46 to 1.12%, on average, 0.85%) is characterized by magnesium oxide. The lowest concentrations were recorded for pedocomplex S1 (0.54%) and the highest in the loess L1L1 (average 0.99%) with a profile maximum (1.12%) at a depth of 160 cm in the upper part of the loess L1L1.

Sodium oxide is relatively evenly represented in Zaprężyn loess section (from 0.27 to 0.73%, on average, 0.61%). The lowest concentrations were found in the S1 pedocomplex (average 0.39%), where also marked the profile minimum (0,27%).

Shares of titanium oxides range in the range of 0.17 to 0.78% (average 0.59%). A small increase in the concentration was observed in the modern soil S0 (average 0.74%), while the lowest shares characterize pedocomplex S1 (an average of 0.33%).

The content of phosphorus and manganese in Zaprężyn profile is negligible. Concentrations of phosphorus are in the range of 0.02 to 0.12% (approximately 0.076%). The highest shares of phosphorus are characteristic for loess L1L1 (0.086%) and the lowest concentrations were noted in S1 pedocomplex (0.048%) and loess L1L2 (0,05%). The highest average shares of manganese were found in the modern soil S0 (0.064%) and the lowest are in the fossil soils S1 (0.018%). LOI ranges from 1.34 to 5.82% (average 4.15%) and the smallest diversity of the LOI were found in units L1S1 and L1L2.

Generally, the results of chemostratigraphy studies confirm previous designation of litho-pedostratigraphic units for Zaprężyn section.

The variability of selected weathering indices of the Zaprężyn loess-soil sequence (Fig. 30) corresponds well with earlier division of litho-pedostratigraphic units. Within the soil horizons S0, S1 and L1S1 an increase in their value can be observed (except for the index WI in the lowest part of S0). Noteworthy distinct fluctuations of weathering indexes within the loess L1L1. Variation of litho-pedologic features in loess L1L1 are confirmed by the observations of many authors (eg. ANTOINE et al. 1999, 2001, 2009, ŁANCZONT & BOGUCKYJ 2002, 2007, JARY 2007, 2010) postulating diversity of the climate and environment conditions during the accumulation of late pleniweichselian loess covers.

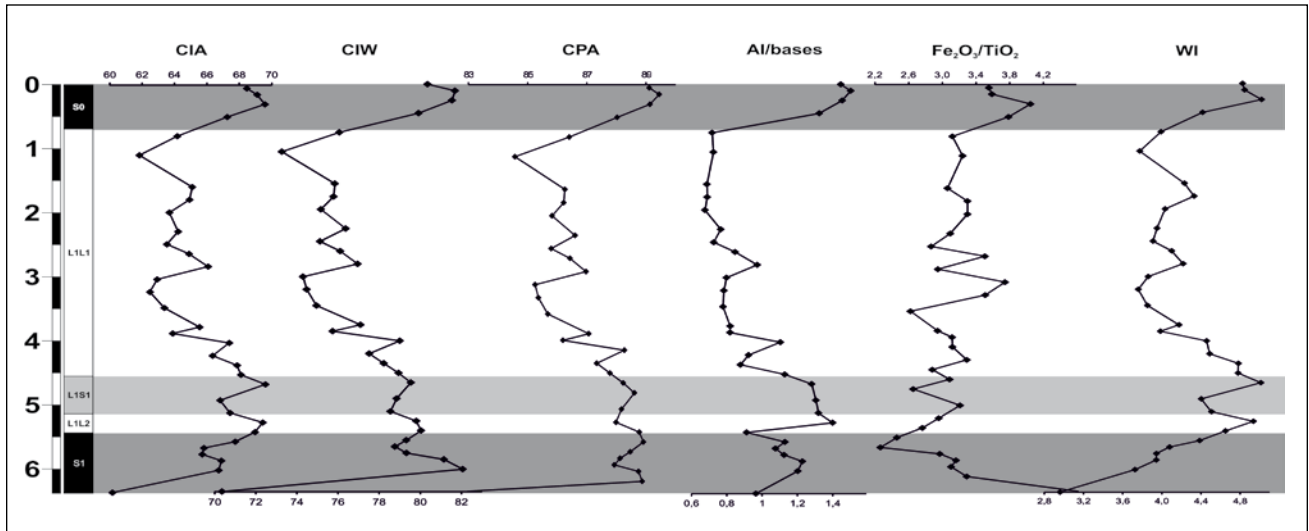


Fig. 30: The course of the variability of selected Chemical weathering indices in Zaprzężyn loess-soil section (CIA – chemical index of alteration acc. NESBITT & YOUNG 1982; CIW – chemical index of weathering acc. HARNOIS 1988; CPA – chemical proxy of alteration acc. BUGGLE et al. 2011; Al/bases acc. RETALLACK 2001; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ acc. MUHS 2001; WI – Weathering Index acc. PYE & JOHNSON 1988)

Stop 2

Biały Kościół loess-soil section

The loess section in the vicinity of the village Biały Kościół ($\lambda = 17^{\circ}01'30''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}43'30''\text{N}$) is composed of interfluvial and slope loess facies. The loess profile is situated on the west slope of the Oława river valley at an altitude of approximately 185 m above sea level. It is located in an old clay pit, several meters from the road linking the Strzelin and Henryków (Fig. 31).

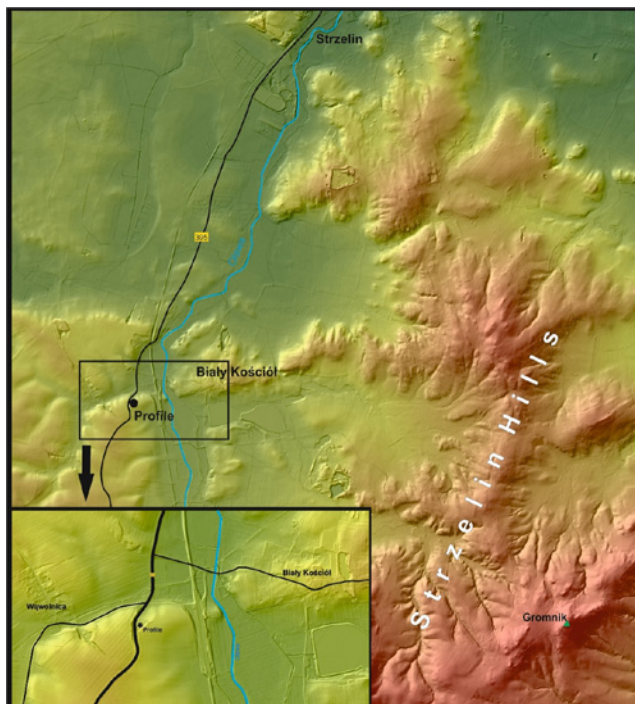


Fig. 31: Digital elevation model of the Strzelin Hills and location of the Biały Kościół loess section

The loess cover in the surrounding area was previously described by RACZKOWSKI (1960, 1969, 1976) and CISZEK (1997).

The loess-soil sequence at Biały Kościół (Fig. 32) has been excavated and characterized by CISZEK et al. (2001)

and presented to participants of XI Polish-Ukrainian Seminar “Stratigraphic Correlation of loess and glacial deposits in Poland and Ukraine” (September 2001). Due to its unique succession, comparable to the typical Late Pleistocene sequences of eastern Poland, Ukraine and Russia, the loess section in Biały Kościół was presented during four consecutive Loess Seminars organized by the Department of Physical Geography at the University of Wrocław (JARY et al. 2004b, 2008b, 2011b, 2014b).



Fig. 32: Late Pleistocene loess-soil sequence in Biały Kościół

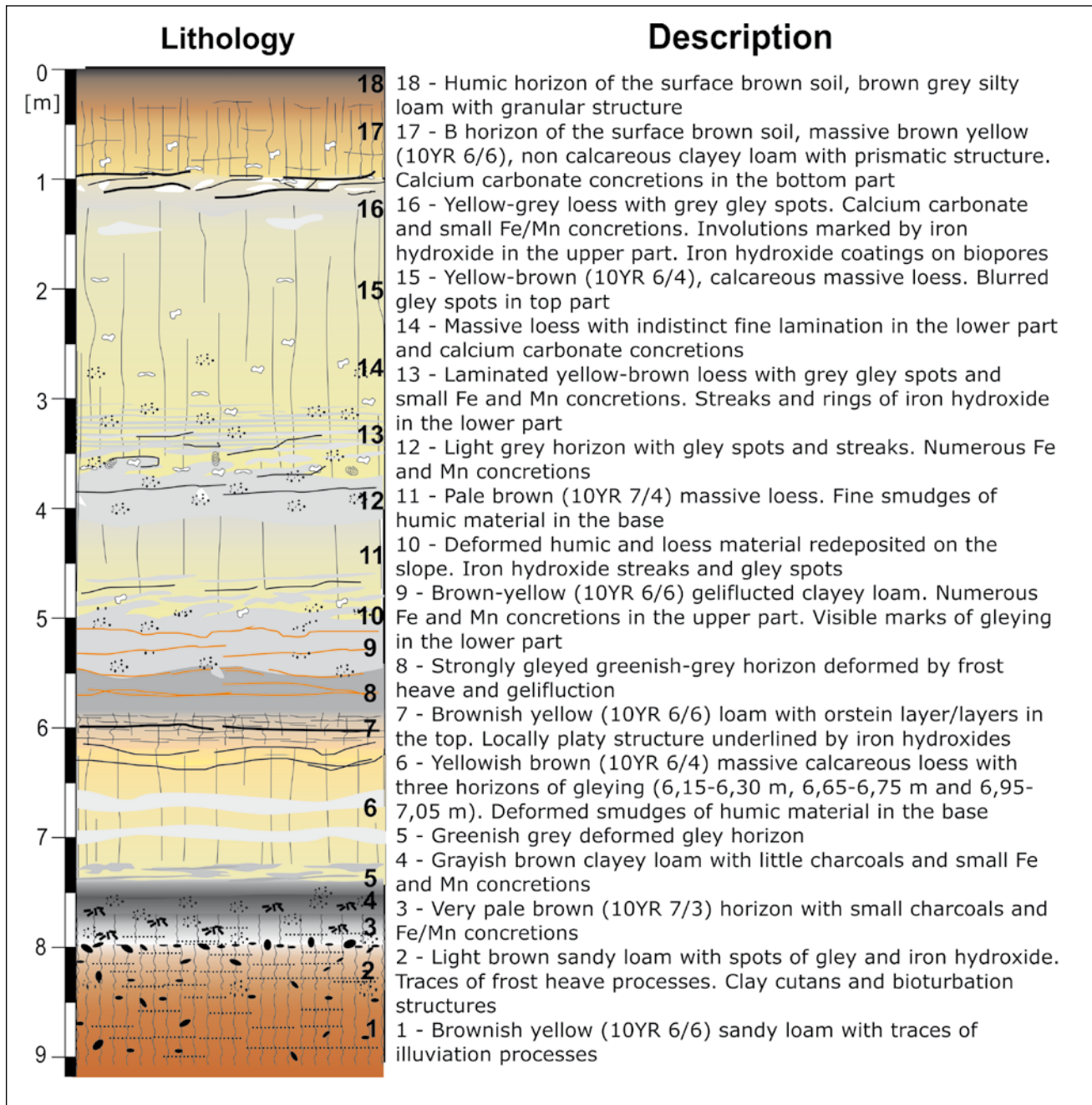


Fig. 33: Pedosedimentary sequence and description of the basic units in the Biały Kościół loess section

The results of multidisciplinary research has been published in numerous scientific papers (JARY et al. 2002, 2004b, CHLEBOWSKI et al. 2004a, 2004b, FEDOROWICZ et al. 2004, KOMAR et al. 2004, 2009, FEDOROWICZ 2005, 2006, JARY 2007, 2010, MOSKA et al. 2011, 2012).

During the fieldwork conducted in November 2008 in a vertical profile the following sequence of sediments has been recorded (Fig. 33).

Biały Kościół loess-soil sequence consists of five litho-pedostratigraphic units (Fig. 34) developed during the Late Pleistocene and Holocene: three polygenetic fossil soils/soil sets (S0, S1 and L1S1) and two calcareous loess units (L1L1, L1L2).

Poligenetic set of fossil soils S1 (layers 1–4) has been developed during the last interglacial (Eemian = MIS 5e) and in the early Weichselian (MIS 5d–5a). It consists of thick illuvial Bt horizon developed on heterogeneous sandy-silty

substrate, eluvial E and accumulation A horizons and a well-marked transition horizon EA with charcoal concentrations. There are erosion and deformation surfaces within the S1 soil which are the evidences of the complicated history of pedocomplex development. In the final stage of pedogenesis upper parts of S1 pedocomplex have been transformed by gley and crioturbations processes.

A characteristic feature of the Biały Kościół loess sequence is the occurrence of thick (1,5 m) unit of carbonate loess L1L2 (layers 5–6). This loess was probably deposited during the lower pleniweichselian (MIS 4, Jary 2007). Some weak tundra-gley horizons can be distinguished within this lithostratigraphic unit which prove climate variability during L1L2 loess sedimentation.

In the top of loess unit L1L2 interpleniglacial pedocomplex L1S1 was developed (layers 7–9). The development of this pedocomplex took place probably in the mid-

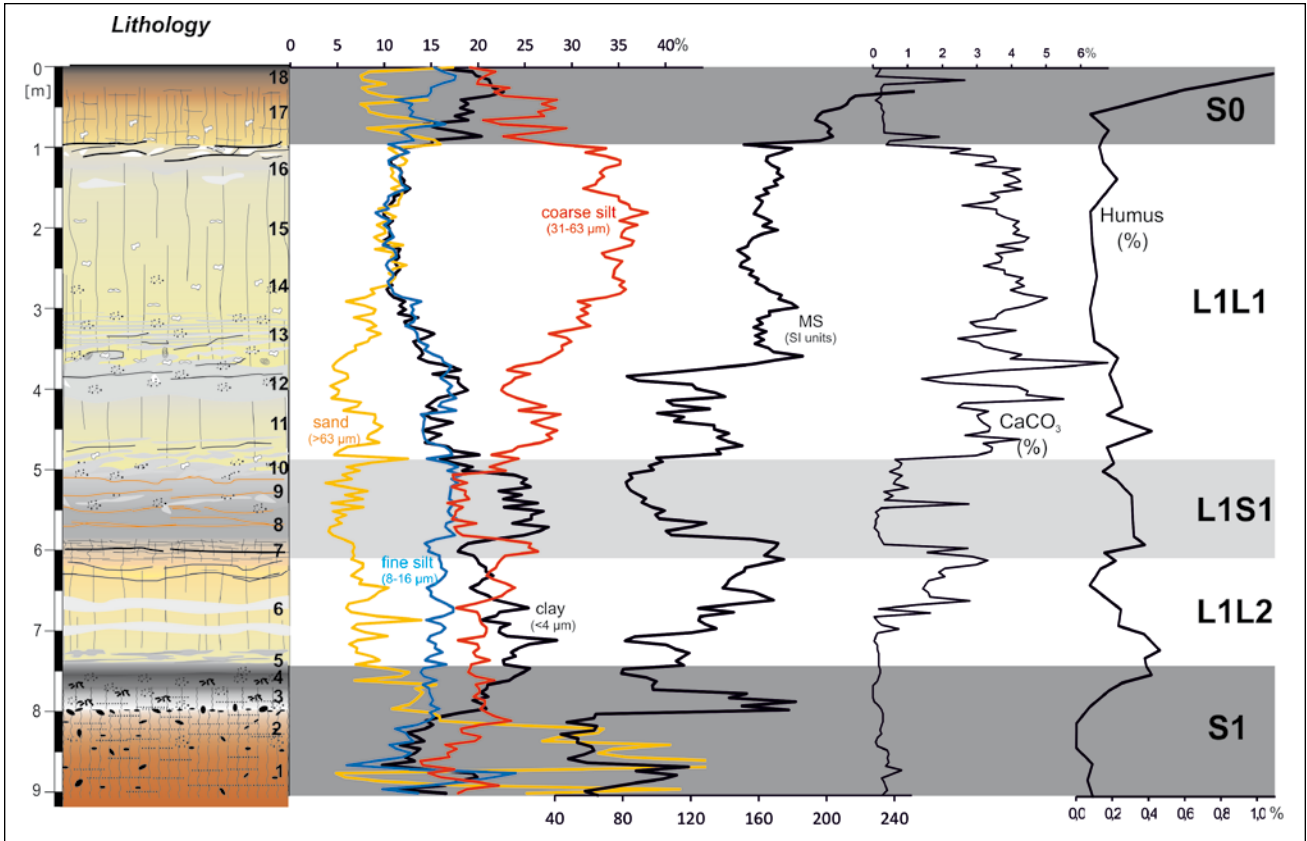
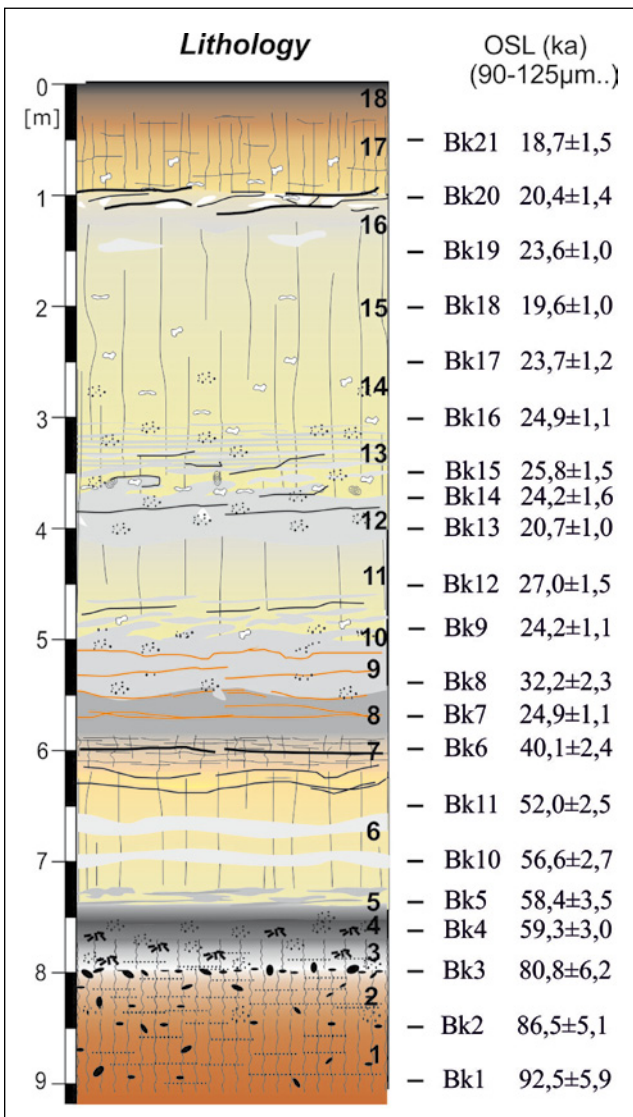


FIG. 34: Grain size characteristics, magnetic susceptibility, calcium carbonate and humus content in Biały Kościół loess-soil sequence (S0,L1L1,L1S1,L1L2,S1 – labelling system acc. KUKLA & AN 1989, modified by MARKOVIC et al. 2008)



dle pleniglacial of the last glaciation (MIS 3). It consist of superimposed accumulation horizons of tundra-gley soils which cover degraded horizon of the cambic type. It is the only carbonate free soil in the Last Glacial loess sequence at Biały Kościół. Substrate of L1S1 soil is characterized by high indexes of chemical weathering indicating a considerable role of transformation by soil processes. However, morphological characteristic and presence of periglacial phenomena suggest tundra-gley type of pedogenesis. Climatic changes during MIS 3 in the surroundings of Biały Kościół loess section were, probably, not rapid and/or significant enough to evoke effective processes of loess accumulation. The top of L1S1 soil was deformed by gelifluction, frost heave and other periglacial processes (layer 10).

Above the soil L1S1 there is a thick loess unit L1L1 (layers 11-16) which was most likely deposited in the upper pleniglacial of the last glaciation (MIS 2). Lithostratigraphic unit L1L1 shows a significant diversity within the section. Noteworthy is weak tundra-gley soil (layer 12), horizons of periglacial deformation (layers 13 and 16) and several horizons of initial gley. Jary (2007) believes that they are evidence of the uneven rate of loess deposition and variable climatic conditions at the MIS 2.

In the top of loess unit L1L1 a modern brown soil S0 has been developed (layers 17 and 18).

Figure 35: Late Pleistocene loess-palaeosol profile in Biały Kościół with OSL dating results (CAM model) obtained for coarse quartz grain (90-125 μm) after Moska et al. 2012

Geochemical description of the Biały Kościół loess section

The investigation of the geochemical composition of loess-soil sequence in Biały Kościół has been conducted on the basis of 48 loess samples.

The geochemical composition of the Biały Kościół loess section is presented on Fig. 36, while the concentrations of major oxides and LOI in litho-pedostratigraphic units is shown on Tab. 6.

In the whole profile prevails silica (from 78,95 to 87,41%, Raczek 2013) The highest concentrations of silica in the Biały Kościół section have been found for the pedocomplex S1 (84,78%) and modern soil S0 (83,79%). Proportion of silica in units L1L1, L1S1 and L1L2 is relatively aligned with the exception for one local minimum at 410 cm (78,95%).

The concentrations of aluminium oxide are in the range of 7,51 to 12,22%. The highest concentrations of aluminium occur in L1S1 soil (average 10,09%) while the lowest concentration was noted in loess L1L1 (average 8,94%).

Iron concentration varies from 1,53 to 4,01% (average 2,46%). The highest share of this element was found in the soil L1S1 (average 2,91%) and the lowest in the loess L1L1 (an average of 2,3%).

The concentrations of potassium oxide in the tested sequence are in the range from 1,17 to 1,81% (1,51% on average), which are relatively equally represented in the profile. A small increase in the concentration was observed in the modern soil S0 (average 1.66%), while the lowest shares characterize pedocomplex S1 (an average of 1,29%).

The calcium oxide concentrations ranges from 0.3 to

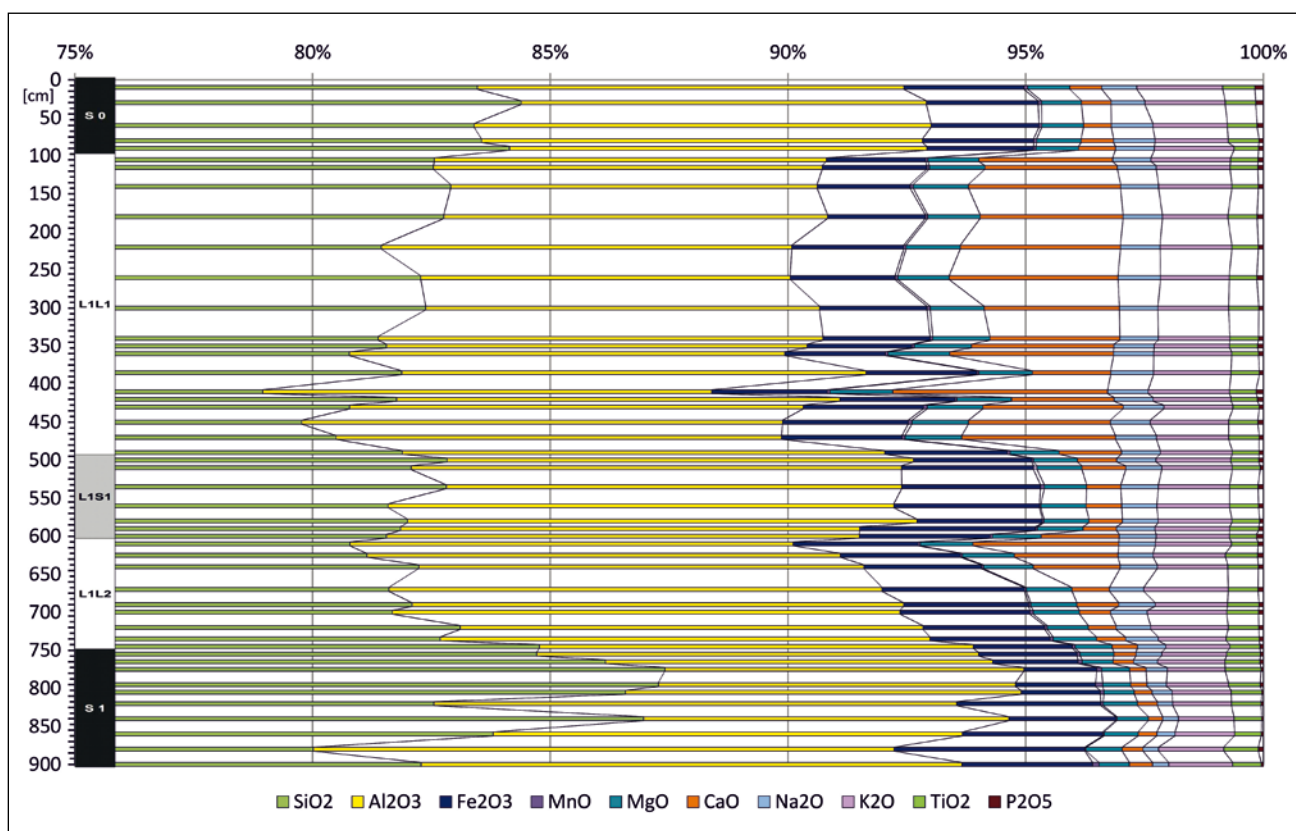


Fig. 36: The chemical composition of the loess-soil sequence in Biały Kościół (major oxides are in weight percentage, recalculated on a volatile-free basis)

Tab. 6: Concentrations of the major oxides and LOI (ranges and mean values in %) for the whole profile and the individual litho-pedostratigraphic units of the Biały Kościół loess-soil sequence

Symbol of unit	Depth [m]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
profile	0,0-9,0	78,95-87,41 82,66	7,51-12,22 9,38	1,53-4,01 2,46	0,03-0,15 0,060	0,59-1,32 0,96	0,3-4,52 1,55	0,33-0,9 0,71	1,17-1,81 1,51	0,52-0,75 0,62	0,03-0,18 0,097	3,4-7,64 5,41
S0	0,0-1,0	83,4-84,39 83,79	8,53-9,61 9,03	2,24-2,52 2,34	0,05-0,08 0,064	0,84-0,94 0,89	0,59-0,77 0,67	0,71-0,87 0,8	1,54-1,81 1,66	0,52-0,68 0,62	0,09-0,18 0,132	3,4-4,42 3,79
L1L1	1,0-4,95	78,95-82,9 81,53	7,71-10,15 8,94	1,95-2,65 2,3	0,04-0,08 0,058	1,03-1,32 1,16	1,31-4,52 2,91	0,8-0,9 0,84	1,38-1,71 1,56	0,55-0,64 0,59	0,08-0,15 0,109	4,79-7,64 5,8
L1S1	4,95-6,05	81,55-82,83 82,1	9,58-10,72 10,09	2,49-3,7 2,91	0,03-0,08 0,049	0,89-1,03 0,95	0,7-1,64 0,9	0,74-0,82 0,78	1,48-1,57 1,53	0,57-0,61 0,59	0,07-0,14 0,098	3,63-5,79 5,14
L1L2	6,05-7,5	80,79-84,77 82,23	9,13-10,68 9,91	2,09-2,99 2,57	0,04-0,07 0,051	0,78-1,11 0,97	0,53-3,07 1,24	0,6-0,78 0,73	1,35-1,77 1,55	0,56-0,7 0,64	0,07-0,12 0,100	5,29-7,08 6,18
S1	7,5-9,0	80,01-87,41 84,78	7,51-12,22 9,3	1,53-4,01 2,37	0,03-0,15 0,076	0,59-0,76 0,67	0,3-0,49 0,4	0,33-0,54 0,4	1,17-1,42 1,29	0,56-0,75 0,66	0,03-0,1 0,055	3,44-7,22 5,08

4,52% (average 1,55%). The lowest concentration was noted in soil units with the minimum in S1 (average 0,4%). The highest concentrations of calcium was found in loess units with a maximum at depth of 410 cm (4,52%) in the lower part of loess L1L1.

A similar profile pattern with much lower concentrations (from 0,59 to 1,32%, on average 0,96%) is characterized by magnesium oxide. The lowest concentrations were recorded for pedocomplex S1 (0,67%) and the highest in the loess L1L1 (average 1,16%) with a profile maximum (1,32%) at a depth of 410 cm in the lower part of the loess L1L1.

Sodium oxide is relatively evenly represented in Biały Kościół loess section (from 0,33 to 0,9%, on average, 0,71%). The lowest concentrations were found in the S1 pedocomplex (average 0,4%), where also was marked the profile minimum (0,33%). The highest concentration was found in L1L1 loess (average 0,84%).

Shares of titanium oxides range in the range of 0,52 to 0,75% (average 0,62%). A small increase in the concentration was observed in the modern soil S1 (average 0,66%), while the lowest shares characterize units L1L1 and L1S1 (an average of 0,59%).

The content of phosphorus and manganese in Biały Kościół profile is negligible. Concentrations of phosphorus are in the range of 0,03 to 0,18% (approximately 0,097%). The highest shares of phosphorus are characteristic for modern soil S0 (0,132%) and the lowest concentrations were noted in S1 pedocomplex (0,055%).

The highest average shares of manganese were found in the pedocomplex S1 (0,076%) and the lowest are in the soil L1S1 (0,049%).

LOI ranges from 3,4 to 7,64% (average 5,41%) and the smallest diversity of the LOI were found in unit L1L2.

Generally, the results of chemostratigraphy studies

confirm previous designation of litho-pedostratigraphic units for Biały Kościół section.

The variability of selected weathering indices of the Biały Kościół loess-soil sequence (Fig. 37) corresponds well with earlier division of litho-pedostratigraphic units. Within the soil horizons S0, S1 and L1S1an significant increase in their value can be observed. Substrate of these soils is characterized by high indexes of chemical weathering indicating a considerable role of transformation by soil processes.

References

- ALEXANDROWICZ, S. W. & CISZEK, D. (1998): Late Weichselian and Holocene development of the small valleys in the SE part of the Niemcza Hills, Sudetic Foreland, southwestern Poland. – *Geol. Sudetica* 31: 213–220.
- ALEXANDROWICZ, W. P. (1999): Malakofauna pylastych osadów w Tłumaczowie (Mollusc fauna of silty sediments in Tłumaczów. – In: JARY (ed.): *Materials of 3rd Loess Seminar – The origin and age of silty cover of southwestern Poland*. Wrocław – Bożków, 8–10 October 1999, 3–4.
- ALEXANDROWICZ, W. P., CISZEK, D. & GOŁAS-SIARZEWSKA, M. (2013): Malacological characteristic of the Weichselian Upper Pleniglacial (MIS-2) loess profile in Tłumaczów (SW Poland). – *Geological Quarterly*, 57 (3): 433–442.
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., LAUTRIDOU, J.P. & HATTE, C. (1999): Last Interglacial-Glacial climatic cycle in loess-paleosol successions of N-W France. – *Boreas* 28: 551–563.
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., MOINE, O., KUNESCH, S., HATTE, C., LANG, A., TISSOUX, H. & ZÖLLER, L. (2009): Rapid and cyclic aeolian deposition during

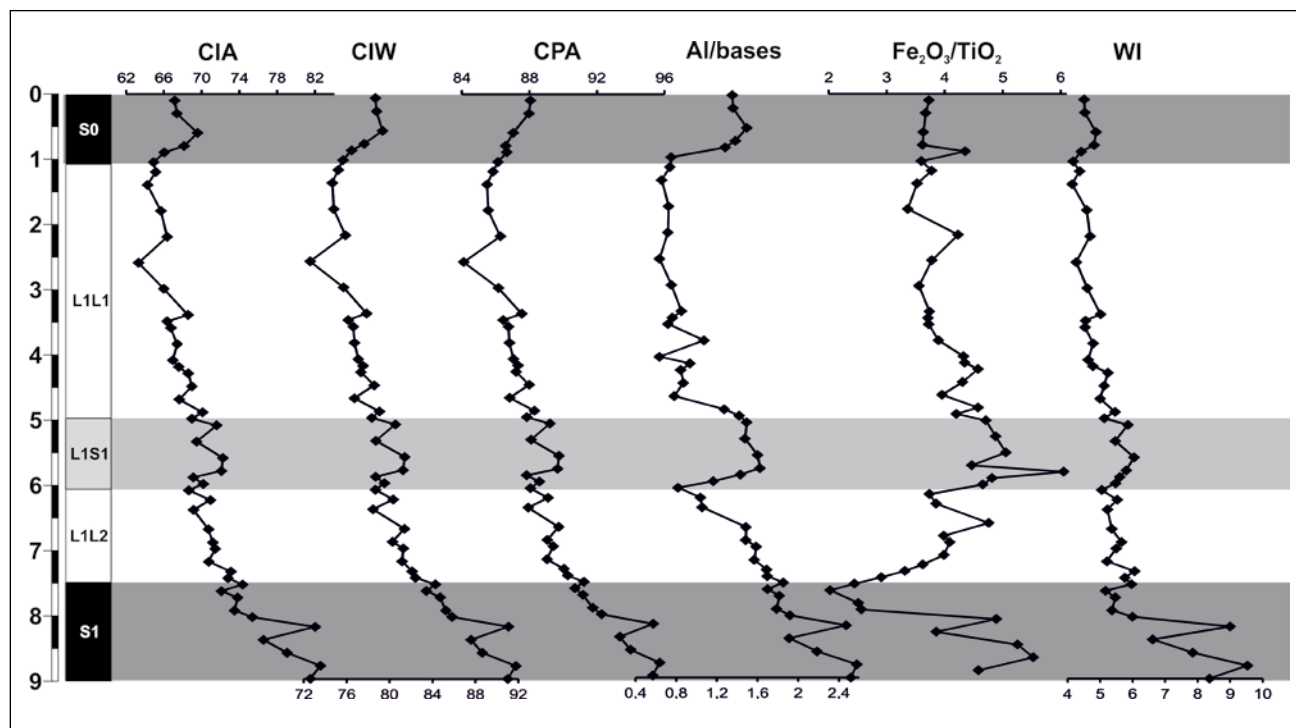


Fig. 37: The course of the variability of selected chemical weathering indices in Biały Kościół loess-soil section (CIA – chemical index of alteration acc. NESBITT & YOUNG 1982; CIW – chemical index of weathering acc. HARNOIS 1988; CPA – chemical proxy of alteration acc. BUGGLE et al. 2011; Al/bases acc. RETALLACK 2001; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ acc. MUHS 2001; WI – Weathering Index acc. PYE & JOHNSON 1988)

- the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. – *Quaternary Science Reviews* 28: 2955–2973.
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.V., HATTE, C. & FONTUGNE, M. (2001): High-resolution record of the last interglacial–glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. – *Quaternary International* 76/77: 211–229.
- ARNOLD, H. (1938): *Periglaziale Abtragung im Eulengebirge*. – Diss. Univ. Breslau.
- ASSMANN, P., BARSCH, O. & CRAMER, R. (1912): *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Ohlau*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BADURA, J. & PRZYBYLSKI, B. (1996): *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, (Geological map of Poland in scale 1:200 000) sheets. Wrocław, ed. A, PIG, Warszawa.
- BARSCH, O. (1914): *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Wansen*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BARSCH, O. & TIETZE, O. (1911a): *Blatt Ohlau, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BARSCH, O. & TIETZE, O. (1911b): *Blatt Schmolz, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BARSCH, O. & TIETZE, O. (1912): *Geologische Karte von Preussen u. benachbarten deutschen Ländern, Blatt Schmolz*, Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BARSCH, O., TIETZE, O., MICHAEL, R., SCHLUNK, F. & SCHNEIDER, O. (1912): *Blatt Kattern, Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BEHR, J. (1914): *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Wäldchen*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BEHR, J. (1921): *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Strehlen*. – Preuss. Geol. Landesamt, Berlin.
- BEHR, J. & TIETZE, O. (1912): *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Rothsurben*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BERG, G. (1935): *Blatt Lauban, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen*. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BERGER, F. (1932): *Zur Gliederung des schlesischen Lösses*. – *Zentralblatt für Miner. Geolog. u. Paläontol.* 2.
- BUGGLE, B., GLASER, B., HAMBACH, U., GERASIMENKO, N. & MARKOVIĆ, S.B. (2011): An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. – *Quaternary International* 240, 12–21.
- CEGŁA, J. (1972): *Sedymentacja lessów Polski (Loess Sedimentation in Poland)*. – *Acta Univ. Wratisl.* 168, *Studia Geogr.* 17.
- CHLEBOWSKI, R., CISZEK, D. & JARY, Z. (2001): Charakterystyka lessów z Tłumaczowa (Characteristics of loess from Tłumaczów). – In: JARY, Z. & KIDA, J. (eds): Pleistocene sediments of Sudety foreground, XI Seminar ‘The stratigraphic correlation of loess and glacial deposits of Poland and Ukraine, Wrocław-Jarnołówce 23–28.IX.2001. – *Inst. Geogr. UW*, 41–48.
- CHLEBOWSKI, R., CISZEK, D., JARY, Z. & KIDA, J. (2004a): Mineralogical characteristics of loesses from Biały Kościół (Niemczańsko-Strzelińskie Hills) based on heavy minerals analysis. – In: *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne Prace Specjalne*, z. 24, Uniwersytet Śląski, 111–114.
- CHLEBOWSKI, R., CISZEK, D., JARY, Z. & KIDA, J. (2004b): Charakterystyka mineralogiczna lessów z wybranych profilów przedpola Sudetów w oparciu o analizę minerałów ciężkich. – In: JARY, Z. (red.), *Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, (Mineralogical characteristics of loess from selected profiles of the Sudety foreland based on heavy minerals analysis) Strzelin 13–16 October 2004*. – *Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*, 22–27.
- CISZEK, D. (1996): *Charakterystyka genetyczna oraz warunki sedymentacji osadów pylastych z Tłumaczowa (Genetic characteristics and sedimentation conditions of silt in Tłumaczów)*. – Master thesis, University of Wrocław.
- CISZEK, D. (1997): *Uwagi o sedymentacji lessów na Wzgórzach Niemczańskich i w Kotlinie Kłodzkiej (Notes on the loess sedimentation in the Niemczańskie Hills and in the Kłodzko Basin)*. – In: KRZYŻKOWSKI, D. & PRZYBYLSKI, B. (ed.): *Problems of central polish glaciations in south-west Poland, Przewodnik IV Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Wrocław*, 161–162.
- CISZEK, D. (1999): *Charakterystyka genetyczna oraz warunki sedymentacji osadów pylastych z Tłumaczowa (Sudety Środkowe), (Genetic characteristics and sedimentation conditions of silt in Tłumaczów)*. – In: JARY, Z. (ed.): *The origin and age of silty cover of southwestern Poland, Przewodnik III Seminarium Lessowego, Wrocław – Bożków*, 8–10. X 1999, 8–14.
- CISZEK, D., JARY, Z., KIDA, J. & KARAMAŃSKI, P. (2001): *Profil lessowy w Białym Kościele (Wzgórze Niemczańsko-Strzelińskie)*. – In: JARY, Z. & KIDA, J. (red): *Osady plejstoceńskie przedpola Sudetów, XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”*, Wrocław-Jarnołówce 23–28.IX.2001, *Instytut Geograficzny UW*, 58–60.
- CZAJKA, W. (1931): *Der Schlesische Landrücken*. – *Veröff. Schles. Ges. Erdk.* 11: 26–57.
- DYLIK, J. (1952): *Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce*, *Biul. PIG* 67.
- DYLIK, J. (1954): *Zagadnienie genezy lessu w Polsce*. – *Biul. Perygl.* 1: 19–31.
- FEDOROWICZ, S. (2005): *Korelacja dat TL i OSL próbek z czterech profili lessowych Polski SE i SW*. – *Przeгляд Geologiczny* 53/11: 1047–1050.
- FEDOROWICZ, S. (2006): *Metodyczne aspekty luminescencyjnego oznaczania wieku osadów neoplejstoceńskich Europy Środkowej*. – *Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego*, Gdańsk, 156.

- FEDOROWICZ, S., CISZEK, D. & JARY, Z. (2004): Wiek TL próbek z profili lessowych: Biały Kościół, Dankowice, Księginice Małe i Zaprężyn. – In: JARY, Z. (ed.): Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin, 13–16 października 2004. – Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 33–36.
- FINCKH, L. (1911): Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Zobten. – Preuss. Geol. Landesamt, Berlin.
- FINCKH, L. (1928): Blatt Zobten, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen. – Preuss. Geol. Landesamt, Berlin.
- GEIKIE, J. (1898): The tundras and steppes of prehistoric Europe. – Scot. Geogr. Mag. 14: 281–294, 346–357.
- GRAHMANN, R. & EBERT, H. (1937a): Blatt Hirschfelde, Erläuterungen zur Geol. Karte von Sachsen. – Sächs. Geol. Landesamt, Leipzig.
- GRAHMANN, R. & EBERT, H. (1937b): Geologische Karte von Sachsen, Blatt Hirschfelde. – Sächs. Geol. Landesamt, Leipzig.
- GRAHMANN, R. & EBERT, H. (1938): Geologische Karte von Sachsen, Blatt Ostritz. – Sächs. Geol. Landesamt, Freiberg.
- GRAHMANN, R. & EBERT, H. (1939): Blatt Ostritz, Erläuterungen zur Geol. Karte von Sachsen. – Sächs. Geol. Landesamt, Freiberg.
- HARNOIS, L. (1988): The CIW index: a new chemical index of weathering. – Sedimentary Geology 55: 319–322.
- ISSMER, K. (1999): Vistulian loess deposits of the Dalków Hills. – Geol. Quart. 43(1): 113–120.
- JAHN, A. (1950): Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej, (Less, its origin and relationship with the climate of the Ice Age). – Acta Geol. Pol. I(3): 257–310.
- JAHN, A. (1956): Wyżyna Lubelska. Rzeźba i Czwartorzęd (Lublin Upland. Relief and Quaternary period). – Prace Inst. Geogr. PAN 7.
- JAHN, A. & SZCZEPANKIEWICZ S. (1967): Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola. – In: GALON, R. & DYLIK, J. (red.): Czwartorzęd Polski. – PWN, Warszawa, 397–430.
- JARY, Z. (1984): Problem erozji w lessach Płaskowyżu Głubczyckiego. – In: Seminarium Lessowe “Płaskowyż Głubczycki” (25–27 czerwiec 1984). – Inst. Geogr. Uniw. Wrocł., Wrocław, 32–40.
- JARY, Z. (1991a): Erozja wąwozowa na Wysoczyźnie Głubczyckiej. – Acta Univ. Wratisl. 1237, Prace Inst. Geogr. A(6): 131–151.
- JARY, Z. (1991b): Profil utworów lessowych w Trzebnicy k. Wrocławia. – In: MARUSZCZAK, H. (red.): Podstawowe profile lessów w Polsce. – UMCS, Lublin, B, 196–200.
- JARY, Z. (1993): Stanowisko Lessowe w Trzebnicy. – In: Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich, Przewodnik II Seminarium Lessowego, Wrocław-Jakubowice 21–23 X 1993 r. – Inst. Geogr. UW, 31–39.
- JARY, Z. (1996): Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów Polski południowo-zachodniej na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. – Acta Univ. Wratisl. 1766, Studia Geogr. 63, 103.
- JARY, Z. (2007): Zapis zmian klimatu w górnoplejstocennych sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy (Record of Climate Changes in Upper Pleistocene loess-soil sequences in Poland and western part of Ukraine). – Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 1, Wrocław.
- JARY, Z. (2009): Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western part of Ukraine. – Quaternary Int. 198, 124–135
- JARY, Z. (2010): Loess-soil sequences as a source of climatic proxies: an example from SW Poland. – Geologija 52, 1–4 (69–72), 40–45.
- JARY, Z., CHODAK, T. & KRZYSZKOWSKI, D. (1990): Utwory pyłowe na stanowisku archeologicznym Trzebnica 2. – Śląskie Spraw. Archeol, 31: 31–49.
- JARY, Z. & CISZEK, D. (2004): Odsłonięcie lessów w Zaprężynie na Wzgórzach Trzebnickich. – In: JARY, Z. (ed.): Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13–16 października 2004. – Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 108–112.
- JARY, Z. & CISZEK, D. (2013): Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine. – Quaternary International 296, 37–50.
- JARY, Z., CISZEK, D., KARAMAŃSKI, P. & KIDA, J. (2011b): The loess-soil sequence at Biały Kościół – Niemcza-Strzelin Hills. – In: JARY, Z. (ed.): Closing the gap – North Carpathian loess traverse in the Eurasian loess belt, International Workshop, 6th Loess Seminar in Wrocław, May 16–21 2011. – Abstract and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 53–55.
- JARY, Z., CISZEK, D. & KIDA, J. (2004b): Odsłonięcie lessów w Białym Kościele koło Strzelina. – In: JARY, Z. (red.): 2004, Record of climatic changes in less successions, 4th Loess Seminar, Strzelin 13–16 October 2004. – Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 97–101
- JARY, Z., CISZEK, D., KIDA, J. & KARAMAŃSKI, P. (2008b): Późnoplejstocenna sekwencja lessowo-glebowa w Białym Kościele. V Seminarium Lessowe, XV Seminarium Polsko-Ukraińskie, “Zapis zmian środowiskowych w późnoplejstocennych sekwencjach lessowo-glebowych”, Wrocław – Srebrna Góra, 16–20 września 2008. – Streszczenia referatów oraz przewodnik terenowy, 35–36.
- JARY, Z., CISZEK, D., KIDA, J., KARAMAŃSKI, P. & RACZYK, J. (2008a): Późnoplejstocenna sekwencja lessowo-glebowa w Zaprężynie. V Seminarium Lessowe, XV Seminarium Polsko-Ukraińskie, “Zapis zmian środowiskowych w późnoplejstocennych sekwencjach lessowo-glebowych”, Wrocław – Srebrna Góra, 16–20 września 2008. – Streszczenia referatów oraz przewodnik terenowy, 37–38.
- JARY, Z., CISZEK, D., KIDA, J., KARAMAŃSKI, P. & RACZYK, J. (2011a): Late Pleistocene loess-soil sequence in Zaprężyn. – In: JARY, Z. (ed.): Closing the gap – North Carpathian loess traverse in the Eurasian

- loess belt, International Workshop, 6th Loess Seminar in Wrocław, May 16–21 2011. – Abstract and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 51–52.
- JARY, Z., CISZEK, D., RACZYK, J., KIDA, J. & KARAMAŃSKI, P. (2014a): Zaprężyń: the Late Pleistocene loess-soil sequence in the Trzebnica Hills. – In: JARY, Z. & MROCZEK, P. (eds.): Kukła LOESSFEST '14–7th Loess Seminar in Wrocław, International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukła, September 8–15 2014. – Abstracts and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 49–51.
- JARY, Z., CISZEK, D., RACZYK, J., MOSKA, P., KARAMAŃSKI, P., KIDA, J. & KORABIEWSKI, B. (2014b): Biały Kościół: the key loess section of the Niemcza-Strzelin Hills. – In: JARY, Z. & MROCZEK, P. (eds.): Kukła LOESSFEST '14–7th Loess Seminar in Wrocław, International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukła, September 8–15 2014. – Abstracts and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 43–46.
- JARY, Z., KIDA, J. & CISZEK, D. (2001): Odślonięcie lessów w Księginicach Małych (Masyw Ślęży). – In: JARY, Z. & KIDA, J. (red.): Osady plejstocenijskie przedpola Sudetów, XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23–28.IX.2001. – Inst. Geogr. UW, 35–40.
- JARY, Z., KIDA, J. & ŚNIHUR, M. (2002): Lessy i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce. – *Czasopismo Geograficzne*, 73(1–2): 63–100.
- JARY, Z. & KRZYSZKOWSKI, D. (1990): Charakterystyka geomorfologiczna rejonu stanowiska neolitycznego w Strachowie. – *Śląskie Spraw. Archeol.* 31: 77–84.
- JERSAK, J. (1973): Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski (Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). – *Acta Geographica Lodziensia* 32: 139.
- JERSAK, J. (1985): Poland's loess formations and their facial differentiation, Materials on the Issue of Poland's Loesses. – Silesian University, Katowice, 1–9.
- JERSAK, J. (1991): Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim. – In: JERSAK, J. (red.): Less i osady dolinne, *Prace Nauk.* – Uniw. Śląskiego w Katowicach 1107: 10–50.
- KIDA, J. (1983): Lessy Opolszczyzny. – *Arch. Inst. Geogr. Uniw. Wrocław.*, 311.
- KIDA, J. (1996): Niektóre cechy rzeźby lessowej Opolszczyzny. – *Acta Univ. Wratisl.* 1808, *Prace Inst. Geogr.* A8: 43–62.
- KIDA, J. (1999): Księginice Małe. – In: JARY, Z. (red.): *Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo-zachodniej Polski*, III Seminarium Lessowe Wrocław – Bożków, 8–10.X.1999, 37–42.
- KIDA, J. & JARY, Z. (2005): Krajobrazy lessowe południowo-zachodniej Polski (Loess landscape of south-western Poland). – In: SZPONAR, A. & HORSKA-SCHWARZ, S. (red.): *Struktura przestrzenno-funkcjonalna krajobrazu. Problemy Ekologii Krajobrazu*, t. XVII, Wrocław, 232–243.
- KOMAR, M., JARY, Z., CISZEK, D. & KIDA, J. (2004): Palynology of aeolian sediments of the Late Pleistocene at Biały Kościół, Niemcza-Strzelin Hills (preliminary results). – In: JARY, Z. (red.): 2004, Record of climatic changes in less successions, 4th Loess Seminar, Strzelin 13–16 October 2004. – Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 63–64.
- KOMAR, M., ŁANCZONT, M. & MADEYSKA, T. (2009): Spatial vegetation patterns based on palynological records in the loess area between the Dnieper and Odra Rivers during the last interglacial-glacial cycle. – *Quaternary International* 198: 152–172.
- KÜHN, A. (1963): Geologiczno-inżynierska charakterystyka obszaru katastrofalnych szkód budowlanych w Kłodzku. – *Biul. Inst. Geol.* 182: 25–44.
- KÜHN, B. & ZIMMERMANN E. (1929): Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Goldberg. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- KUKLA, G.J. & AN, Z.S. (1989): Loess stratigraphy in central China. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 203–225.
- ŁANCZONT, M. & BOGUCKYJ, A.B. (2002): Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza halickiego. – In: MADEYSKA, T. (red.): *Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*. – *Studia Geologica Polonica*, 119: 33–181.
- Łanczont, M. & Boguckyj, A.B. (2007): High-resolution terrestrial archive of climatic oscillations during Oxygen Isotope Stages 5–2 in the loess-paleosol sequence at Kolodiiiv (East Carpathian Foreland, Ukraine). – *Geological Quarterly* 51 (2): 105–126.
- LEGER, M. (1990): Loess landforms. – *Quaternary International* 7, 53–61.
- MALINOWSKI, J. (1963): Uwagi o współczynniku makroporowatości w Polsce. – *Biul. Inst. Geol.* 182: 5–24.
- MALINOWSKI, J. (1971): Badania geologiczno-inżynierskie lessów. – Wyd. Geol., Warszawa,
- MARKOVIC, S.B., BOKHORST, M.P., VANDENBERGHE, J., MCCOY, W.D., OCHES, E.A. & HAMBACH, U. (2008): Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. – *Journal of Quaternary Science*, 23, 73–84.
- MARUSZCZAK, H. (1958): Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej, *Czas.* – *Geogr.* 29(3).
- MARUSZCZAK, H. (1991): Ogólna charakterystyka lessów w Polsce. – In: MARUSZCZAK, H. (red.): *Podstawowe profile lessów w Polsce*. – Wyd. UMCS, Lublin, A, 1–12.
- MEISTER, E. (1935): Blatt Weise, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. – Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- MIGASZEWSKI, Z. & GAŁUSZKA, A. (2007): Podstawy geochemii środowiska (The basics of environmental geochemistry). – Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa.
- MOSKA, P., ADAMIEC, G. & JARY, Z. (2011): OSL Dating and lithological characteristics of Loess deposits from Biały Kościół. – *Geochronometria* 38(2): 162–171.
- MOSKA, P., ADAMIEC, G. & JARY, Z. (2012): High resolution

dating of loess profile from Biały Kościół, southwest Poland. – *Quaternary Geochronology*, vol. 10, 87–93.

- MÜCHER, H.J. (1986): Aspects of Loess and Loess-derived Slope Deposits: an Experimental and Mocrmorphological Approach. – *Nederlandse Geogr. Stud.* 23.
- MUHS, D.R., BETTIS III, E.A., BEEN, J. & MCGEEHIN, J.P. (2001): Impact of climate and parent material on chemical weathering in loess-derived soils of the Mississippi river valley. – *Soil Science Society of America Journal* 65: 1761–1777.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – *Nature* 299: 715–717.
- ORTH, A. (1872): Geognostische Durchforschung des Schlesienschen Schwemmland zwischen dem Zobtener und Trebnitzer Gebirge. – *Wiegandt u. Hempel*. Berlin. LVIII.
- PERNAROWSKI, L. (1963): Morfogeneza północnej krawędzi Wzgórz Niemczańskich. – *Acta Univ. Wratisl.* 10, *Studia Geogr.* 2.
- PIASECKI, H. (1963): Rozwój morfologiczny Pogórza Kaczawskiego. – *Arch. Inst. Geogr. UW*, 163.
- PYE, K. (1984): Loess. – *Prog. Phys. Geog.* 8: 176–217.
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits. – *Academic Press*, London.
- PYE, K. & JOHNSON, R. (1988): Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of Lower Mississippi Valley loess. – *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 103–124.
- RACZKOWSKI, W. (1960): Less w okolicach Henrykowa na Dolnym Śląsku. – *Biul. Perygl.* 7: 95–111.
- RACZKOWSKI, W. (1969): Lessy i utwory pylaste Przedgórze Sudeckiego. – *Arch. Inst. Geogr. Univ. Wrocław*: 149 pp.
- RACZKOWSKI, W. (1976): Niektóre problemy genezy lessów Przedgórze Sudeckiego. – *Biul. Inst. Geol.* 297: 329–343.
- RACZYK, J., JARY, Z. & KORABIEWSKI, B. (2015): Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-soil sequence in Dankowice (Niemcza-Strzelin Hills). – *Landform Analysis* 29, 49–61.
- RETALLACK, G. (2001): *Soils in the Past. An Introduction to Paleopedology* (second edition). – *Blackwell Science*.
- ROKICKI, J. (1952a): Warunki występowania utworów pyłowych i lessów na Dolnym Śląsku. – *Ann. UMCS, B*, 5: 53–95.
- ROKICKI, J. (1952b): Lessy i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. – *Biul. Inst. Geol.* 65: 479–512.
- RÓŻYCKI, S.Z. (1986): Pyłowe utwory typu lessowego na świecie, ich występowanie i geneza. – *Studia Geol. Pol.* 85: ss. 193.s. 119.
- SCHWARZBACH, M. (1942): *Das Diluvium Schlesiens*. – *N. Jhrb. Miner. Geol. Paläont.* 86: 189–246.
- ŚNIESZKO, Z. (1995): Geologiczne tło stanowiska dolnopaleolitycznego w Trzebnicy (Geological background of a lower Palaeolithic site in Trzebnica). – *Śląskie Spraw. Archeologiczne* 36, 19–34.
- SZAŁAMACHA, M. & SZAŁAMACHA, J. (1996): *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*. – arkusz Wałbrzych, *PIG*, Warszawa.
- SZCZEPANKIEWICZ, S. (1958): Peryglacjalny rozwój Masywu Ślęży. – *Biul. Perygl.* 6: 81–104.
- SZCZEPANKIEWICZ, S., CEGŁA, J. & SZCZYPEK, P. (1978): Nowe stanowisko interglacjalne w strefie przedsubdeckiej. – *Acta Univ. Wratisl.* 340, *Prace Inst. Geogr.* A2: 3–29.
- SZPONAR, A. (1998): Czwartorzęd południowo-wschodniej części Wzgórz Trzebnickich. – In: *Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski*. – *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2083, *Studia Geograficzne* 71, 6–18.
- SZPONAR, A. & SZAJDAK, L. (2003): Amino acids in Quaternary soil horizons from southwest Poland. – *European Journal of Soil Science* 54, 1–6.
- TIETZE, O. (1910): Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. – *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt* 31: 258–298.
- TIETZE, O. (1911): Blatt Koberwitz, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. – *Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin*.
- TIETZE, O. (1912): Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Koberwitz. – *Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin*.
- TIETZE, O. (1914): Blatt Wansen, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. – *Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin*.
- TIETZE, O. (1919): Blatt Nimptsch, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. – *Preuss. Geol. Landesamt, Berlin*.
- TIETZE, O. (1932): Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Deutsch Lissa. – *Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin*.
- TRACZYK, A. (1996): Wykształcenie i wiek osadów stokowych w rejonie stanowiska archeologicznego w Trzebnicy. – *Acta Univ. Wratisl.* 1808, *Prace Inst. Geogr.* A8: 93–104.
- TRACZYK, A. (1999): Zagadnienie rozmieszczenia utworów pyłowych w północnej części Wzgórz Niemczańskich (Przedgórze Sudeckie). – In: *JARY, Z. (red.): Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo-zachodniej Polski., III Seminarium Les-sowe, Wrocław – Bożków, 8–10.X.1999*, 68–72.
- TUTKOWSKI, P.A. (1899): K woprosu o sposobe obrazovani-ja lessa. – *Zemlevedenie*, 1–2: 213–311.
- WALCZAK, W. (1951): Sprawozdanie z badań nad stratygrafią i morfologią utworów plejstocennych plejstocennych okolicy Trzebnicy. – *Czas. Geogr.* 21/22: 434–438.
- WALCZAK, W. (1952): Stratygrafia plejstocenu w dolinie Ścinawki Kłodzkiej. – *Biul. Państw. Inst. Geol.* 68: 361–385.
- WALCZAK, W. (1957): Czwartorzęd i morfologia Kotliny Kłodzkiej. – In: *Przewodnik XXX Zjazdu PTGeol.*, Wrocław.
- WALCZAK, W. (1968): *Sudety*. – *PWN*, Warszawa.
- WINNICKA, G. (1988): *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, arkusz Wrocław*. – *Wyd. Geol. Warszawa*.
- WINNICKI, J. (1990a): *Arkusz Trzebnica, Objąśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*. – *Wyd. Geol. Warszawa*.

- WINNICKI, J. (1990b): Budowa geologiczna północnej ściany cegielni w Trzebnicy – stanowisko Trzebnica 2. – *Śląskie Spraw. Archeol.* 31: 25–30.
- WINNICKI, J. (1994): Utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. – *Śląskie Spraw. Archeol.* 35: 26–38.
- ZEUNER, F.E. (1935): Diluviale Frostspalten in Schlesien. – *Jhrb. d. Geol. Verein Oberschl., Gleiwitz.*
- ZIELIŃSKI, J. (1983): Utwory pyłowe Wzgórz Strzelińskich w rejonie Gromnika. – *Arch. Inst. Geogr. UW.*
- ZIMMERMANN, E. (1919): Blatt Goldberg, Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen. – *Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.*
- ŻURAWEK, R. (1999): Geochemiczne kryterium allochtoniczności drobnych frakcji w pokrywach stokowych Masywu Śląży. – In: JARY, Z. (red.): *Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo-zachodniej Polski., III Seminarium Lessowe, Wrocław – Bożków, 8–10.X.1999, 77–81.*

Addresses of authors

ZDZISŁAW JARY, MARCIN KRAWCZYK, JERZY RACZYK, KAMILA RYZNER, University of Wrocław, Faculty of Earth and Environmental Science, Institute of Geography and Regional Development, Department of Physical Geography, Poland. e-mails: zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, marcin.krawczyk@uwr.edu.pl, jerzy.raczyk@uwr.edu.pl, kamila.ryzner@uwr.edu.pl

EDITOR

DEUQUA

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Office

Stilleweg 2

D-30655 Hannover

GERMANY

Tel: +49[0]511-643-36 13

info@deuqua.de

www.deuqua.de

MANAGING EDITORS

Dominik Faust

Katja Heller

PUBLISHING HOUSE

Geozon Science Media

Pettenkoferstr. 16-18

10247 Berlin

GERMANY

Tel. +49[0]30-20 23 83 19-0

info@geozon.net

www.geozon.net

DESIGN

Sascha Fricke

COVER PICTURES

Top photo:

Blick zwischen dem Weinberg und der Blutpfütze oberhalb Posta nach Westen auf das Elbtal. [s. S. 20]

Small photos [from left to right]:

Sandtagebau am Augustusweg in Dresden. Abbau im saalezeitlichen Sander [sogenannte Heidesande oder Hellerterrasse]. [s. S. 26]

Blick auf den Riesenfuß bei Mockethal, dem rechten Talhang der frühelsterzeitlichen Streumener Elbe. [s. S. 20]

The sequence of loess and fossil soils in Zaprzężyn [ice-wedge cast in the central part] [s. S. 60]

PRINT

ISBN 978-3-941971-14-1

ONLINE

DOI 10.3285/g.00015

Free download: www.geozon.net

The Deutsche Nationalbibliothek lists this publication in the Deutsche Nationalbibliografie; detailed bibliographic data are available in the Internet at <http://dnb.d-nb.de>

All rights reserved by the authors.

Licensed under Creative Commons 3.0

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>





Exkursionsführer anlässlich der DEUQUA-Tagung in Dresden,
25.–30. September 2016

- Seite 5 **Geologische und archäologische Sedimente in den Braunkohletagebauen der Lausitz und Besuch der prähistorischen Sammlungen im Museum Bautzen**
*Andrea Renno, Hans von Suchodoletz, Kerstin Jentsch, Peter Schöneburg,
Jürgen Vollbrecht, Harald Stäuble*
- Seite 13 **Die Entwicklung der Elbe und ihr Einfluss auf die quartäre Landschaftsformung in der Umgebung von Dresden**
Jan-Michael Lange, Wolfgang Alexowsky, Fritz Haubold
- Seite 31 **Hydrologische Prozessforschung in periglazialen Deckschichten**
Katja Heller, Arno Kleber
- Seite 37 **Late Pleistocene loess-palaeosol sequences from Saxony and Silesia**
*Sascha Meszner, Dominik Faust, Zdzisław Jary, Marcin Krawczyk,
Jerzy Raczyk, Kamila Ryzner*

DOI 10.3285/g.00015
ISBN 978-3-941971-14-1
www.geozon.net

ISBN 978-3-941971-14-1

