

Vorwort

Wien ist in diesem Jahr wieder einmal – wie zuletzt 1978 – Austragungsort der Versammlung der deutschsprachigen Quartärforscherinnen und -forscher.

Wien war, ist und bleibt auf Grund seiner einmaligen naturräumlichen Lage am Fuß der Ostalpen im Übergangsbereich zur ungarischen Tiefebene ein besonderer Attraktionspunkt für GeowissenschaftlerInnen. Im Rahmen der Tagung führen Exkursionen in die Lössabfolgen und paläolithischen Fundplätze der Wachau und Tschechiens, in die alpine Landschaft der Nordostalpen sowie in die Ebenen des Wiener Beckens und des kleinen Ungarischen Beckens mit dem Neusiedlersee. Die Abbildung unten illustriert den geplanten Verlauf der Tagungsexkursionen.

Auch die in diesem Band gesammelten Tagungsbeiträge spiegeln die Vielfalt von Forschungsmöglichkeiten (und Forschungsnotwendigkeiten!) im mitteleuropäischen Raum, aber auch weit darüber hinaus, wider.



Umgebungskarte von Wien mit dem Verlauf der Tagungsexkursionen. 1 = Neusiedler See; 2 = Stadtgebiet von Wien; 3 = Wachau; 4 = Nordostalpen, 5 = Tschechien.

Bei der inhaltlichen Durchsicht der Veröffentlichungen in diesem Band (Beispiele folgen jeweils <in Klammern) wird die große Bedeutung von genaueren Altersbestimmungen, wie z.B. Lumineszenzdatierungen (PREUSSER & SCHLÜCHTER), Expositionsalter (KERSCHNER, IVY-OCHS & SCHLÜCHTER), U/Th (OSTERMANN & SANDERS), Aminosäurendatierungen (MACHA-LETT et al.), Paläomagnetik (SCHOLGER & TERHORST) usw. für die moderne geowissenschaftliche Forschung sichtbar. Methodische Weiterentwicklungen sowie die Kombination von Methoden (z.B. MEYER et al.), zeigen das große Potential der modernen Quartärforschung auf. Lange, hochauflösende Archive, wie z.B. die fluvialen Sequenzen des Oberrheingrabens (HOSELMANN et al.), organogene Sedimente von Tenaghi Philippon (MÜLLER et al.) oder alpine Speläotheme (SPÖTL, SCHOLZ & MANGINI) sind dabei besonders geeignete Forschungsobjekte.

Ludwig ZÖLLER ist es zu verdanken, dass im Rahmen der DEUQUA 2008 eine internationale "Danubian Loess Session" stattfindet. Insbesondere die Präsentationen aus dem südosteuropäischen Raum (z.B. MACHALETT et al., SMALLEY,



Verteilung der Arbeitsregionen der Tagungsteilnehmerinnen und Teilnehmer (in <mark>Rot</mark>: Anzahl der jeweils präsentierten Studien).

O'HARA-DAND & WYNN, BUGGLE et al., BRONGER, MARKOVIC et al. etc.) stellen ein besonderes Highlight der DEUQUA-Tagung dar. Innerhalb der altsteinzeitlichen Forschung sind allerdings auch im niederösterreichischen Raum in den letzten Jahrzehnten spektakuläre Neuentdeckungen und Untersuchungen durchgeführt worden (vgl. z.B. Beitrag HAMBACH et al.). Schließlich aber nicht zuletzt ist die Veränderung der Umwelt durch den Menschen ein wichtiges Themengebiet der Tagung (z.B. Ho-HENSINNER et al., KÜSTER et al., HAIDVOGEL, PREIS & HOHENSIN-NER. USW.).

Quartärforschung für unsere Gesellschaft - mit dieser Motivation sind die wissenschaftlichen Beiträge zu dieser Tagung erarbeitet, verfasst und publiziert worden. Bei Analysen geologischer Massenbewegungen (z. B. DAMM et al.) ist der Nutzen für die Gesellschaft leicht ersichtlich. Aber darüber hinaus ist jeder Blick zurück in die geologische Vergangenheit für unsere heutige Gesellschaft von Bedeutung, um beispielsweise den "Klimawandel" oder besser aus-

gedrückt "global warming" in den richtigen Kontext stellen zu können. Nicht nur wegen "global warming" ist das Risiko von kurz-, mittel- und langfristigen Veränderungen unseres Lebensraums ein aktuelles Thema in Politik und Wirtschaft, wie der Beitrag von TSCHUDI aufzeigt.

Der Firma SwissRe Germany sind die Tagungsergebnisse so wichtig, dass sie die DEUQUA 2008 sogar mit einem bedeutenden finanziellen Beitrag unterstützt. Dafür ganz herzlichen Dank!

Auch die Universität für Bodenkultur, die Geologische Bundesanstalt, die Universität Wien, die TU Wien, die Akademie der Wissenschaften und die Universität Klagenfurt haben zum Gelingen der Tagung ganz entscheidend beigetragen. Und schließlich sind die Menschen zu nennen, die viele Stunden mit der Vorbereitung und Durchführung der Tagung und der Realisierung des Tagungsbandes verbracht haben. Beispielhaft möchten wir uns bei Friederike HINTERMÜLLER und Helene PFALZ-SCHWINGENSCHLÖGL sehr herzlich bedanken!

Wir hoffen, dass unser kurzer Überblick Lust gemacht hat, im Band herumzublättern, und wünschen viel Spaß beim Lesen der mehr als 60 Beiträge sowie bei den Diskussionen mit den über 100 Teilnehmern der DEUQUA 2008.

Für das Organisationsteam

MARKUS FIEBIG Universität für Bodenkultur JÜRGEN REITNER Geologische Bundesanstalt



Origin of Loess in the (Middle/Lower) Danube Basin (and Dnieper Area)

BJÖRN BUGGLE*), BRUNO GLASER*), LUDWIG ZÖLLNER**), ULRICH HAMBACH**), SLOBODAN MARKOVIĆ***), IRINA GLASER**) & NATALIA GERASIMENKO****)

1 Text-Figure

Serbien Rumänien Ukraine Donaubecken Löss Paläoboden

Contents

| | Zusammenfassung | 11 |
|----|--|----|
| | Abstract | 11 |
| 1. | Introduction | 12 |
| 2. | Material – Methods | 12 |
| 3. | Results – Discussion | 13 |
| | 3.1. Origin and Characteristics of the Loess in the Dnieper | 13 |
| | 3.2. Origin and Characteristics of the Vojvodina Loess | 13 |
| | 3.3. Origin and Characteristics of the Lower Danube Basin Loess | 13 |
| | 3.4. Geochemical Comparison with Upper Continental Crust Composition | 13 |
| 4. | Conclusions | 13 |
| | References | 14 |

Herkunft des Lösses im (mittleren/unteren) Donaubecken und im Dnjepr-Gebiet

Zusammenfassung

Anhand einer geochemischen Charakterisierung serbischer, rumänischer und ukrainischer Löss-Paläobodensequenzen und einer Rekonstruktion der Paläowindrichtung konnte für die Lösse im mittleren und unteren Donaubecken gezeigt werden, dass alluviales Material der Donau die wichtigste Staubquelle darstellt. Im westlichen Teil des unteren Donaubeckens deuten die Ergebnisse auf eine zusätzliche Staubquelle hin, vermutlich die glazio-fluvialen Sedimente der Ukraine bzw. Weißrusslands, die sich zugleich als Hauptquelle der Lösse im Dijeprgebiet erweisen.

Hinsichtlich seiner geochemischen Zusammensetzung können die Lösse im Donaubecken als mittlere Probe der oberen kontinentalen Kruste angesehen werden.

Abstract

Based on a geochemical characterization of loess paleosol profiles in Serbia, Romania and Ukraine and by considering the geomorphodynamic setting i.e. paleowind reconstructions, it is shown that the loess in the Danube Basin predominantly derives from Danube alluvial material. However, for the western part of the lower Danube Basin an additional dust contribution from the glaciofluvial sediments of the Fennoscandinavian ice sheet in the Ukraine and Belarus is indicated. These sediments can also be regarded as the main source of the loess in the Dnieper area.

With respect to its element composition the Danube Basin loess can be regarded as an average sample of the upper continental crust (UCC).

21000 Novi Sad, Serbia.

^{*)} BJÖRN BUGGLE (corresponding author), Dr. BRUNO GLASER, Soil Physics Department, University of Bayreuth, D 95440 Bayreuth, Germany. bjoern. buggle@uni-bayreuth.de.

 ^{**)} Prof. LUDWIG ZOLLER, Dr. ULRICH HAMBACH, Dr. IRINA GLASER, Chair of Geomorphology, University of Bayreuth, D 95440 Bayreuth, Germany.
 ***) Prof. SLOBODAN MARKOVIĆ, Chair of Physical Geography, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Faculty of Sciences, Trg Dositeja Obradovića 3,

^{****)} Prof. NATALIA GERASIMENKO, Earth Science and Geomorphology Department, Tarasa Shevchenko National University of Kiev, Ukraine.

1. Introduction

Loess paleosol sequences (LPSS) are valuable terrestrial climate/environmental archives. In Europe, extended loess plateaus can be found especially in the Southeast and East, as for example in the middle and lower Danube Basin (Hungary, Serbia, Romania, Bulgaria) and in the Dnieper area (Ukraine), respectively. However scientific knowledge about the dust provenance is scarce.

In the following, we give a (extended) summary of the latest study of our working group published in the "Quaternary Science Reviews" (BUGGLE et al., 2008). The objective of this study was to identify different loess facies areas and to clarify the provenance of the loess in the Vojvodina (southern part of the Pannonian Basin, Serbia), the Dobrudja plateau and the lower Danube Basin (Romania) and the Dnieper area (Ukraine).

2. Material – Methods

As key sections of these areas, we sampled the loesspaleosol sequences Stary Kaydaky (48° 22' 42" N, 35° 07' 30" E, Ukraine), Mircea Voda (44° 19' 15" N, 28° 11' 21" E, Romania) and the stacked LPSS Batajnica/Stari Slankamen (44° 55' 29" N, 20° 19' 11" E and 45° 7' 58" N, 20°18' 44" E, Serbia, Text-Fig. 1). About 60 to 70 samples of loess and paleosol units for each section were analyzed for their element composition by XRF. To identify the geochemical characteristics of the loesses and to distinguish different loess facies areas, we applied a discriminant analysis of the element composition and the Al-Na+CaO*-K (A-CN-K) ternary diagram according to NESBITT and YOUNG (1984) with CaO* referring to silicatic bound Ca. Furthermore, we investigated the element enrichment/depletion relative to the composition of the upper continental crust.

On basis of the geochemical fingerprints of the loesses and possible source areas, we evaluated the origin of the dust. Since no representative datasets of source rocks were available, we compared the geochemical composition of the loess with that of floodplain sediments of Danube tributaries (FOREGS dataset, see SALMINEN et al., 2005), representing mean samples of possible source areas. The following source areas were defined (see BUGGLE et al., 2008).



Text-Figure 1.

Location of the studied sections in a schematic map (BUGGLE et al., 2008, modified). The limits of the ice sheets were taken from EISSMANN (2002). The paleowind directions, as reconstructed by BUGGLE et al. (2008) and ROZYCKI (1967) are indicated by arrows.

- The "Austroalpine cover nappes area" i.e. with floodplain sediments deriving from the Austroalpine cover nappes (not including sediments of the Inn River).
- The "Drava source area" i.e. with floodplain sediments deriving from the metamorphic and crystalline rocks of the Austrian penninic nappes and Austroalpine basement nappes, respectively.
- The "Bohemian Massif area" i.e. with floodplain sediments deriving from crystalline and metamorphic rocks of the Bohemian Massif.
- The "Western Carpathian area" i.e. floodplain sediments derived from the Western Carpathian Mountains.

Our provenance study also considers the geomorphodynamic setting, especially the paleowind direction, as reconstructed by the geographic distribution of sandy deposits / dunes.

3. Results – Discussion

In the following we give a short overview about the findings of BUGGLE et al. (2008). For the corresponding artworks and a more detailed discussion of the results we refer to the mentioned publication in Quaternary Science Reviews.

3.1. Origin and Characteristics of the Loess in the Dnieper Area

At its southernmost extension in the Ukraine, the Fennoscandinavian ice sheet was at about 50 km distance from the Stary Kaydaky section. Thus, one can assume its glaciofluvial sediments as major dust source. This proposal is confirmed by the discriminant analysis, which shows significantly higher Si and Zr contents for the material of the Stary Kaydaky site compared to the sections in the Danube Basin. Normalizing the element contents on the average composition of the upper continental crust, reveals also significantly higher Hf contents. A similar factor group was identified by the factor analyses of BATISTA et al. (2006) on European floodplain sediment, stream sediment and soil data, with high scorings of Si, Zr and Hf, typical in the area of glaciofluvial sediments of the Fennoscandinavian ice sheet. The reconstruction of the paleowind direction, based on the distribution of sandy deposits in relation to river courses, yields predominantly northerly and northwesterly winds. Thus, besides the Dnieper River, katabatic winds from the Fennoscandinavian ice sheet are seen as responsible for the southward transport of glaciofluvially derived material in the Ukraine.

3.2. Origin and Characteristics of the Vojvodina Loess

Compared to the Dnieper loess area the discriminant analysis reveals higher AI, Ga, Rb, Fe and lower Si, Zr contents in the Vojvodina loess area, indicating less coarse material with a supposably higher content of clay (CHAP-MAN & HORN, 1968; REEDER et al., 2006; YANG et al., 2006). The element fingerprint normalized to the UCC shows that the average contents of all elements, except for Si, Zr, and Hf, are higher in the Vojvodina loess. This points to a smaller dilution effect by quartz than in the Dnieper loess area. The element fingerprint of the Vojvodina loess and the lower Danube Basin/Dobrudja loess are very similar, confirming that both originated predominantly from Danube alluvium, as proposed already by SMALLEY & LEACH (1978).

On the basis of the geochemical composition of the respective floodplain sediments, only the northern Austroalpine cover nappes area and the area of the northern Alpine foreland glaciations (without the Inn area) may be ruled out as major provenance region for the alluvial loess source material (BUGGLE et al., 2008). From the geomorphodynamic point of view, major sources of the silt sized material in the Vojvodina are weathering products of the Carpathian Mountains brought by the Tisza River and glaciofluvial sediments of the Alpine brought by the Drava and Inn River. This is in accordance to the concept of SMALLEY & LEACH (1978).

3.3. Origin and Characteristics of the Lower Danube Basin Loess

The material of the Mircea Voda section shows a similar geochemical fingerprint and element ratios as the Batajnica/Stari Slankamen section, in general. This suggests also the Danube alluvium as major dust source. The higher Ca, Mg and Sr content of the lower Danube Basin section, as revealed by the discriminant analysis, is thought to reflect the aridity trend between the sites. The tendency of higher Zr and Hf contents, significantly elevated Si contents and some other minor differences in element composition suggest an additional, geochemically significant dust source, most likely the glaciofluvial sediments in the Ukraine or Belarus. This is supported by the N-NE paleowind direction, which was reconstructed for the Eastern part of the lower Danube Basin and Dobrudja region. For the western part of the lower Danube Basin, such a contribution is unlikely due to a prevailing WNW paleowind direction.

3.4. Geochemical Comparison with Upper Continental Crust Composition

The A-CN-K plot reveals that the initial ratio K₂O/(CaO*+Na₂O) of the unweathered Vojvodina and lower Danube Basin/Dobrudja loess was similar to the average upper continental crust composition. For the loess of the Dnieper area, no clear initial composition can be derived from the A-CN-K plot, due to mineral and grain size sorting effects. However, applying a Fe/Ti vs. Al/Ti plot, BUGGLE et al. (2008) deduced also an initial UCC-like composition for the studied loess in the Ukraine. Furthermore, the element fingerprint normalized to average UCC-composition shows similar patterns for the loesses of all three sites. The element contents were close to the UCC values with relative enrichment - or depletion - factors mostly between 0.5 and 2. Biases from the UCC composition can be addressed to mineral and grain size sorting as well as weathering effects, since observed patterns in element distribution reflect mostly element mobility and the weathering resistance of the respective host minerals. For instance, the concentration of the elements Si, Ti, Zr and Hf indicates selective enrichment of the weathering-resistant minerals quartz, rutil and zircon (REEDER et al., 2006). High content of Ca and Mg in the loesses is attributed to the accumulation of secondary carbonates, leached from the soil on top of them.

The relatively high preweathering of the loess, revealed in the A-CN-K plot, indicates at least one previous sedimentary recycling phase of the source material. The weathering in the fluvial and especially glaciofluvial systems of the cold stages seems not to be strong enough to account for this. Thus, we assume that the weathering signal is inherited already from sedimentary source rocks. These findings are in accordance to the results of GALLET et al. (1998) and JAHN et al. (2001) for other loess regions of the world.

4. Conclusions

1) A geochemically defined "Danube-Basin" loess facies region can be identified and distinguished from the loess of the Dnieper area (Ukraine).

- 2) We could confirm that the loess of the Dnieper region predominantly derives from glaciofluvial sediments in the Ukraine or Belarus, whereas the loess in the southern Pannonian Basin (Vojvodina, Serbia) and the lower Danube Basin/Dobrudja derives from alluvial material of the Danube River.
- 3) For the eastern part of the lower Danube Basin/Dobrudja an additional dust contribution from the glaciofluvial sediments in the Ukraine or Belarus is evident. The predominant paleowind direction in this area was N to NE, whereas in the western part of the lower Danube Basin WNW winds prevailed.
- 4) The loess of the Danube Basin represents an average sample of the upper continental crust. However, due to its preweathering state it shows evidences of previous sedimentary recycling. Further deviations from the composition of the upper continental crust can be attributed to mineral dilution effects, essentially caused by quartz and secondary carbonate, as well as mineral and grain size sorting.

References

- BATISTA, M.J., DEMETRIADES, A., PIRC, S., DE VOS, W., BIDOVEC, M. & MARTINS, L. (2006): Factor analysis interpretation of European soil, stream and floodplain sediment data. – In: TARVAINEN, T. & DE VOS, W. (eds.): Geochemical atlas of Europe. Part 2. Interpretation of geochemical maps, additional tables, figures, maps, and related publications, Geological Survey of Finland, Espoo, 567–618.
- BUGGLE, B., GLASER, B., ZÖLLER, L., HAMBACH, U., MARKOVIĆ, S., GLASER, I. & GERASIMENK, N. (2008): Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). – Quaternary Science Reviews (accepted), doi:10.1016/j.quascirev.2008.01.018.
- CHAPMAN, S.L. & HORN, M.E. (1968): Parent material uniformity and origin of silty soils in Northwest Arkansas based on zirconium-titanium contents. – Soil Science Society American Journal, **32**, 265–271.
- EISSMANN, L. (2002): Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. – Quaternary Science Reviews, **21**, 1275–1346.

- GALLET, S., JAHN, B., VAN VLIET LANOE, DIA, A. & ROSSELLO, E. (1998): Loess geochemistry and its implications for the particle origin and composition of the upper continental crust. Earth and Planetary Science Letters, **156**, 157–172.
- JAHN, B., GALLET, S. & HAN, J. (2001): Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, loess plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. – Chemical Geology, **178**, 71–94.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1984): Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 1523–1534.
- REEDER, S., TAYLOR, H., SHAW, R.A. & DEMETRIADES, A. (2006): Introduction to the chemistry and geochemistry of the elements. – In: TARVAINEN, T. & DE VOS, W. (eds.): Geochemical atlas of Europe. Part 2. Interpretation of geochemical maps, additional tables, figures, maps, and related publications, Geological Survey of Finland, Espoo, 48–429.
- ROZYCKI, Zb. (1967): Le sens des vents porte la poussière de loess à la lumière de l'analyse des formes d'accumulation du loess en Bulgarie et en Europe Centrale. Revue de géomorphologie dynamique, 1, 1–9.
- SALMINEN, R. (Chief-editor), BATISTA, M.J., BIDOVEC, M., DEMETRIA-DES, A., DE VIVO, B., DE VOS, W., DURIS, M., GILUCIS, A., GRE-GORAUSKIENE, V., HALAMIC, J., HEITZMANN, P., LIMA, A., JORDAN, G., KLAVER, G., KLEIN, P., LIS, J., LOCTURNA, J., MARSINA, K., MAZ-REKU, A., O'CONNOR, P.J., OLSSON, S.Å., OTTESEN, R.-T., PETER-SELL, V., PLANT, J.A., REEDER, S., SALPETEUR, I., SANDSTRÖM, H., SIEWERS, U., STEENFELT, A. & TARVAINEN, T., 2005: Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps. – Geological Survey of Finland, Espoo. (http://www.gtk.fi/ publ/foregsatlas), downloaded at 17. 12. 2006.
- SMALLEY, I. & LEACH, J.A., 1978: The origin and distribution of the loess in the Danube Basin and associated regions of East-Central Europe – A review. – Sedimentary Geology, 21, 1–26.
- YANG, S., DING, F. & DING, Z., 2006: Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **70**, 1695–1709.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juni 2008



Long-Term Paleoclimate Records in SE-Europe – The Loess Paleosol Sequences Batajnica/Stari Slankamen (Serbia) and Mircea Voda (Romania)

BJÖRN BUGGLE*), ULRICH HAMBACH**), BRUNO GLASER*), SLOBODAN MARKOVIĆ***), IRINA GLASER**) & LUDWIG ZÖLLER**)

2 Text-Figures

Serbien Rumänien Pannonisches Becken Löss Verwitterungsindex Rubefizierung

Contents

| | Zusammenfassung | 15 |
|----|-----------------------------------|----|
| | Abstract | 15 |
| 1. | Introduction | 16 |
| 2. | Material – Methods | 16 |
| 3. | Results – Discussion | 16 |
| | 3.1. Stratigraphy | 16 |
| | 3.2. Paleoclimatic Interpretation | 16 |
| 4. | Conclusions | 18 |
| | References | 19 |

Langfristige Paläoklima-Archive in Südosteuropa – Die Löss-Paläobodensequenzen Batajnica/Stari Slankamen (Serbien) und Mircea Voda (Rumänien)

Zusammenfassung

Für die Löss-Paläoboden-Sequenzen Stari Slankamen/Batajnica (Serbien) und Mircea Voda (Rumänien) werden Chronostratigraphie und erste paläoklimatische Interpretationen vorgestellt. Es kann gezeigt werden, dass die genannten Profile wertvolle Paläoklimaarchive für das Quartär (mindestens bis zum MIS 17) in SE-Europa darstellen. Um paläoklimatische Aussagen abzuleiten, wurde ein Bodenfarb-Index zur Quantifizierung der Rubefizierung angewendet sowie ein geochemischer Verwitterungsindex zur Charakterisierung der Mineralverwitterung in Löss-Paläobodensequenzen entwickelt. Anhand der Ergebnisse lässt sich ein paläoklimatischer Trend von den älteren zu den jüngeren Interglazialen feststellen. Während für die älteren Paläoböden (MIS 13 und älter) auf relativ feuchte, subtropische Bedingungen geschlossen werden kann, sind den jüngeren eher kühlere, trockenere, steppenhafte Verhältnisse zuzuweisen.

Abstract

We present the chronostratigraphy and first paleoclimatic interpretation of two key archives of the Quaternary in SE-Europe: the loess paleosol sequences (LPSS) Stari Slankamen/Batajnica (Serbia) and Mircea Voda (Romania). Our chronostratigraphic work shows that these sections represent paleoclimate archives of the last 17 Marine Isotope Stages (MIS), at least. To derive paleoclimatic information, we applied a soil color index of rubification and developed a geochemical weathering index as proxy of mineral weathering in LPSS. Our results suggest a gradual climate shift from relatively wet, subtropical conditions for the older paleosoils (MIS 13 and older) to cooler, dryer, steppe-type conditions for the younger interglacials.

^{*)} BJÖRN BUGGLE (corresponding author), Dr. BRUNO GLASER, Soil Physics Department, University of Bayreuth, D 95440 Bayreuth, Germany. bjoern.buggle@uni-bayreuth.de.

^{**)} Dr. ULRICH HAMBACH, Prof. LUDWIG ZÖLLER, Dr. IRINA GLASER, Chair of Geomorphology, University of Bayreuth, D 95440 Bayreuth, Germany.

^{***)} Prof. SLOBODAN MARKOVIĆ, Chair of Physical Geography, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Faculty of Sciences, Trg Dositeja Obradovića 3, 21000 Novi Sad, Serbia.

1. Introduction

In the middle and lower Danube Basin, loess paleosol sequences (LPSS) of several decameter thickness are widely distributed. They provide valuable long-term archives for the Quaternary climate development of the region and possibly for SE and Central Europe, in general. In the following, we develop a chronostratigraphy for two key sections of the area and derive first paleoclimatic information from the paleosols of the profiles. The presented results are a summary of two studies, submitted to Quaternary international (BUGGLE et al., submitted a) and Geochimica et Cosmochimica Acta (BUGGLE et al., submitted b).

2. Material and Methods

As key sections of the Vojvodina (southern part of the Pannonian Basin) and the lower Danube Basin - Dobrudia loess plateau, we studied the loess paleosol sequences Batajnica/Stari Slankamen (Serbia; 44°55´29´´N, 20°19'11''E and 45°7'58''N, 20°18'44''E) and Mircea Voda (Romania, 44°19′15′′N, 28°11′21′′E). Regarding the potential vegetation, the sites are situated in an area of present day forest steppe and feather grass steppe. Each sequence contains at least six interglacial pedocomplexes, which were sampled in 10 to 50 cm intervals according to horizontation and thickness. Three representative samples were taken from each loess layer to determine background values for the applied parameters. Soil color, magnetic susceptibility and element composition (by XRF method) of the samples were determined. A chronostratigraphy of the section was developed (BUGGLE et al., submitted a) correlating our magnetic susceptibility curve with the astronomically tuned stacked records of Lingtai and Zhaojiachuan of the Chinese Loess Plateau (SUN et al., 2006) and the benthic δ^{18} O values of ODP site 677 (SHACKLETON et al., 1990). Using pedostratigraphic correlations we validated the obtained chronostratigraphy against existing chronostratigraphic models and numerical dating results at other LPSS in the region such as Ruma (Serbia, MARKOVIĆ et al., 2006), Koriten (NE Bulgaria, JORDANOVA & PETERSEN, 1999) and Mostistea (SE Romania, PANAIOTU et al., 2001).

To derive paleoclimatic information from the profiles, the rubification intensity (RI) as proxy of the hematite content was quantified using the rubification index according to HARDEN (1982).

Furthermore, we (BUGGLE et al., submitted b) developed a geochemical proxy of mineral weathering for loess paleosol sequences. Weathering indices rely on the different behavior of elements under weathering conditions i.e. the ratio of immobile to mobile elements (e.g. SMYKATZ-KLOSS, 2003). As mobile elements one can generally consider those with a low ion potential i.e. the alkali and earth alkali elements. However, with increasing ionic radius the tendency of elements for being adsorbed to clay minerals increases and the mobility in the weathering profile decreases again (e.g. RAILSBACK, 2003; SMYKATZ-KLOSS, 2003). Therefore, weathering indices relying on the mobility of elements such as K, Rb and Ba may be less sensitive indicators of weak pedogenesis. Also indices relying on Ca, Mg, Sr and Fe, Mn should not be applied to loess paleosol profiles. They might be biased by the dynamics of secondary carbonate and changing redox conditions, respectively. Thus, Na is regarded as the mobile element of choice. Immobile elements are generally those of an intermediate ion potential between three and ten e.g. the elements AI, Ti, Si, Zr (e.g. MASON & MOORE, 1985; RAILS-BACK, 2003). The elements Ti, Si and Zr can reside to substantial proportions in host minerals like rutile, anatase, quartz or zircon, which may occur at variable amounts within the loess. To minimize biases due to changing parent material composition, we choose AI as immobile element. The main host mineral group of both, AI and Na, is the feldspar group, which forms clay minerals and aluminous oxides in the course of weathering. Therefore, we defined the AI/(AI+Na)*100 ratio as the chemical proxy of alteration (CPA), indicating the silicate and especially the feldspar weathering intensity of loess paleosol profiles. For more details on the deduction of the CPA and for an evaluation of other commonly used weathering indices, we refer to BUGGLE et al. (submitted b).

To avoid biases from down profile variation in loess composition and to evaluate the pedogenic weathering enhancement, paleoclimatic interpretation was deduced from Δ CPA values defined as the difference between CPA values of the paleosols and the respective background values of the underlying loess units.

3. Results – Discussion

3.1. Stratigraphy

Similar to the Chinese loess records, the magnetic susceptibility of the LPSS in the Danube Basin is enhanced in the paleosols compared to the loess indicating pedogenesis. Though having a relatively low resolution for a stratigraphic work, comparison with other, high resolution records of the Batajnica and Mircea Voda sections (MARKOVIĆ et al., submitted, http://ns.geo.edu.ro/~paleomag/loess-MV.htm) confirms that our dataset reveals the characteristic magnetic susceptibility patterns. These allow the correlation to the astronomically tuned magnetic susceptibility records of the Chinese loess plateau. We can show that the studied part of the sections comprises the last 17 MIS stages. In even lower parts of the Stari Slankamen section, earlier investigations (MARKOVIĆ et al., 2004) identified also the Brunhes-Matuyama (B/M) boundary in a similar stratigraphic position as found in Chinese LPSS (ZHOU & SHACKLETON, 1999).

Besides the B/M boundary in Stari Slankamen, our chronostratigraphic model (Text-Figure 1) is also supported by IRSL dates and the amino acid racemization chronology of the respective pedostratigraphic units in nearby sections (e.g. FUCHS et al., 2008; MARKOVIĆ et al., 2006). Furthermore, it is basically in line with the chronostratigraphic models for the LPSS Koriten and Mostistea (JORDANOVA & PETERSEN, 1999; PANAIOTU et al., 2001).

In the following, our nomenclature differences between paleosols (S) and loess layers (L) as correlatives for the respective stratigraphic units in the Chinese stratotype sections of the Quaternary (KUKLA & AN, 1989; see Text-Figure 1).

3.2. Paleoclimatic Interpretation

The maximum RI (RI_{max}) and ΔCPA values (ΔCPA_{max}) obtained for each interglacial pedocomplex are presented in Text-Figure 2. For both, the Serbian and Romanian LPSS, an increase of the rubification intensity to the older pedocomplexes is indicated. This is in line with our field observations, in which the younger pedocomplexes S1 to S3 have been identified as fossil steppe soils. The older ones however, are more reddish, indicating a Mediterranean and subtropical type of climate. In Text-Figure 2, we also show, how we suggest to transfer the applied mineral weathering proxy and rubification proxy into qualitative paleoclimate proxies. Hematite formation is strongly promoted by warm, alternating wet and dry climatic conditions, as they can be found in the Mediterranean and subtropic climate zone, respectively. The present steppe climate conditions are already charac-



Text-Figure 1.

Correlation of the magnetic susceptibility records of the profiles Batajnica / Stari Slankamen (Serbia) and Mircea Voda (Romania) with the astronomically tuned benthic oxygen isotope record from ODP site 677 (SHACK-LETON et al., 1990) and with the stacked, normalized magnetic susceptibility curve of Lingtai and Zhaojjachuan (Chinese loess plateau). Data and astronomical tuning of the latter record are taken from Sun et al. (2006). Furthermore the correlation to loess paleosol records in the region i.e. Koriten (Bulgaria; JORDANOVA & PETERSEN, 1999) and Mostistea (Romania; PAMAIOTU et al., 2001) are shown. The figure is redrawn and modified after BUGGLE et al. (submitted a).



Text-Figure 2

 ΔCPA_{max} vs. RI_{max} plot, modified after BUGGLE et al. (submitted b). See text (chapter 3.2) for the interpretation of this diagram. Dashed bold lines indicate uncertainty ranges of the ΔCPA_{max} , since the CPA values of the parent loess unit for the Mircea Voda S5 may be biased by pedogenetic overprint and for the S6 no data at all were available to derive background CPA values.

terized by such a wet/dry cycle. However, temperature, especially winter temperature, and (winter) precipitation are lower. Low winter temperatures hinder the decomposition of organic material and the hematite formation in favor of the goethite formation, whereas low (winter) precipitation hamper the formation of the hematite and goethite precursor ferrihydrite (CORNELL & SCHWERTMANN, 2003; BUGGLE et al., submitted b). Thus, increasing values of RI_{max} should in the first line indicate increasing (winter) temperature and in the second line increasing (winter) precipitation. At a given temperature regime i.e. in about the same range of RI, the silicate weathering intensity (Δ CPA) is expected to reflect mainly the humidity. Applying this paleoclimatic transfer of the pedogenesis proxies reveals that temperature and probably also precipitation of the interglacials, especially concerning the winter months, decreased during the Quaternary, at the Serbian as well as the Romanian section. The transition between Mediterranean/subtropical and steppe climate conditions probably occurred during MIS 11, since the Serbian S4 is the youngest pedocomplex having a hue of 7.5 YR, indicating significant amounts of hematite, whereas the Serbian and Romanian S5 fulfill already the criterion for the chromic qualifier. Regarding the humidity conditions, the $\Delta \text{CPA}_{\text{max}}$ indicates that during the past interglacials the Romanian site was more arid than the Serbian one, similar as it is also today.

4. Conclusions

The loess paleosol sequences Mircea Voda (Romania) and Batajnica/Stari Slankamen (Serbia) represent long-term archives of the middle and late Pleistocene climate evolution in SE Europe. The oldest units at the studied part of the sections can be attributed to MIS 17 (~700 ka).

The combination of a silicate weathering proxy and a proxy of hematite may provide valuable paleoclimatic information, also with respect to seasonality.

For the middle and lower Danube Basin, the applied weathering and rubification proxy confirms a transition from a Mediterranean/subtropical climate during the warm stages of MIS 13–15 and MIS 17 to cooler and dryer steppe climate conditions during the younger warm stages. The climate deterioration occurred gradually from one interglacial to the other. The essential change-over between the two different climate systems appeared between MIS 13–15 and MIS 9. There is no evidence that regional climatic trends i.e. higher aridity of the Romanian sites were significantly different from today.

References

- BUGGLE, B., HAMBACH, U., GLASER, B., GERASIMENKO, N., MARKOVIĆ, S., GLASER, I., ZÖLLER, L. (submitted a): Magnetic susceptibility stratigraphy and spatial and temporal paleoclimatic trends in East European loess paleosol sequences. – Quaternary International.
- BUGGLE, B., GLASER, B., HAMBACH, U., MACHALETT, B., ZÖLLER, L., GERASIMENKO, N., GLASER, I., MARKOVIĆ, S. (submitted b): Paleoclimatic trends in Southeastern and Eastern Europe: Evidences from soil color and geochemical records in loess paleosol sequences.
- CORNELL, R.M., SCHWERTMANN, U. (2003): The iron oxides. Weinheim (Wiley-VCH).
- FUCHS, M., ROUSSEAU, D.D., ANTOINE, P., HATTÉ, C., GAUTHIER, C., MARKOVIĆ, S., ZÖLLER, L. (2008): Chronology of the Last Climatic Cycle (Upper Pleistocene) of the Surduk loess sequence, Vojvodina, Serbia. – Boreas, **37**(1), 66–73.
- http://ns.geo.edu.ro/~paleomag/loess-MV.htm, downloaded at 23. 10. 2006. (E.C. PANAIOTU, University of Bucharest).
- JORDANOVA, D., PETERSEN, N. (1999): Palaeoclimatic record from a loess-soil profile in northeastern Bulgaria – II. Correlation with global climatic events during the Pleistocene. – Geophysical Journal International, **138**, 533–540.
- HARDEN, J.W. (1982): A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. Geoderma, **28**, 1–28.
- KUKLA, G.J., AN, Z. (1989): Loess Stratigraphy in Central China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 72, 203–225.
- MARKOVIĆ, S.B., HELLER, F., KUKLA, J.G., GAUDENYI, T., JOVANOVIĆ, M. (2004): The paleoclimatic record of Stari Slankamen loesspaleosol sequence during the last 850 ka. – In: MARKOVIĆ, S.B., JOVANOVIĆ, M. & ERCEGOVAC, M. (eds.): Field guide of Milutin Milankovitch Anniversary Symposium. Serbian Academy of Sciences and Arts, 6–12, Belgrade.

- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E.A., SÜMEGI, P., JOVANOVIĆ, M., GAUDENYI, T. (2006): An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. Quaternary International, **149**, 80–86.
- MARKOVIĆ, Ś.B., HAMBACH, U., CATTO, N., JOVANOVIĆ, M., BUGGLE, B., MACHALETT, B., ZÖLLER, L., GLASER, B., FRECHEN, M. (submitted): The Middle and Late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. – Quaternary International.
- MASON, B., MOORE, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie. Stuttgart (Enke-Verlag).
- PANAIOTU, C.G., PANAIOTU, E.C., GRAMA, A., NECULA, C. (2001): Paleoclimatic record from a loess-paleosol profile in Southeastern Romania. – Physics and Chemistry of the Earth, (A) 26, 893–898.
- RAILSBACK, L.B. (2003): An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. – Geology, **31**(9), 737–740.
- SHACKLETON, N.J., BERGER, A., PELTIER, W.P. (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 81, 251–261.
- SMYKATZ-KLOSS, B. (2003): Die Lößvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustadt/Wied sowie der Picardie: Mineralogisch-geochemische und geomorphologische Charakterisierung, Verwitterungs-Beeinflussung und Herkunft der Lösse. URL: http://hss.ulb.uni-Bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2003/ smykatz-kloss_bettina.

URN: urn:nbn:de:hbz:5n-03082.

- SUN, Y., CLEMENS, S.C., AN, Z., YU, Z. (2006): Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. – Quaternary Science Reviews, 25, 33–48.
- ZHOU, L.P. & SHACKLETON, N.J. (1999): Misleading positions of the geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for the correlation between continental and marine sedimentary sequences. – Earth and Planetary Science Letters, 168, 117–130.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juni 2008



Herstellungsprozesse archäometrisch untersuchter prähistorischer Keramik der Lengyel-Kultur aus der Siedlung Michelstetten (Weinviertel, Niederösterreich)

ÂNGELA CARNEIRO*)

8 Abbildungen, 2 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 24, 25 Niederösterreich Weinviertel Neolithikum Lengyelkultur Keramik Archäometrie

Inhalt

| | Zusammenfassung | 21 |
|----|--|----|
| | Abstract | 21 |
| 1. | Einleitung | 21 |
| 2. | Geographie und Geologie der Fundstelle | 22 |
| З. | Resultate der archäometrischen Analysen | 22 |
| | 3.1. Keramikproben | 22 |
| | 3.2. Rohstoffproben | 25 |
| | 3.3. Herkunftsmäßig interpretierte Keramikproben | 26 |
| | 3.4. Untersuchungen der Überzüge und Malmischungen | 26 |
| | Literatur | 28 |

Zusammenfassung

Dieser Beitrag präsentiert die ersten Ergebnisse von Untersuchungen von Herstellungsprozessen (Rohstoffauswahl, Aufarbeitung und Herkunft sowie Maltechniken) von Keramik der Lengyelkultur aus der Siedlung Michelstetten im zentralen Weinviertel des nördlichen Niederösterreich (4600–4360 v. Ch.).

Production Processes of Prehistoric Lengyel Culture Ceramic from Michelstetten (Lower Austria)

Abstract

This study is about methods used in the production of prehistoric ceramic (origin and selection of raw materials, treatment of fabrics and painting techniques) based on several ceramic analyses from the site of Michelstetten in the North of Lower Austria dated between 4600 and 4360 cal. B.C.

1. Einleitung

Um Auswahl, Art der Aufarbeitung und Herkunft verwendeter Rohstoffe sowie angewendete Brennverfahren und Maltechniken an mittelneolithischer Keramik der Siedlung von Michelstetten (Niederösterreich, 4500–4360 v. Ch.) näher zu kennen, wurden zuerst verschiedene archäologische Untersuchungen an ca. 6000 Gefäßeinheiten durchgeführt. Danach wurden aus einer gezielten Keramikauswahl 37 Keramikproben und 22 Ton- und Lehmmaterialien als Rohstoffproben aus der Umgebung der Siedlung von Michelstetten, unter Anwendung von petrographischen und Schwermineralanalysen zur mineralogischen Bestimmung und zu Herkunftsfragen prähistorischer Keramik und Tonrohstoffen, untersucht. Schließlich wurden Röntgendiffraktometrie und Polarisationsmikroskopie zum Erkennen der

 ^{*)} ÂNGELA CARNEIRO, Fundação para a Ciência e a Tecnologia, Portugal. Angela.Carneiro@gmail.com.

chemischen Zusammensetzung der Malpigmente und Überzüge an 16 weiteren prähistorischen Keramikproben angewendet.

Die naturwissenschaftlichen Analysen wurden am Institut für Konservierungswissenschaften und Restaurierung der Universität Wien mit finanzieller Unterstützung der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien durchgeführt.

2. Geographie und Geologie der Fundstelle

Geologisch gehört der Raum von Michelstetten (Abb. 1) zur Waschbergzone, die sich nördlich von Stockerau bis nördlich von Drasenhofen in SW-NO-Richtung ausdehnt und das westliche vom östlichen Weinviertel trennt. In der leicht welligen Landschaft ragen diese Kalkberge hervor, die daher als Klippenzone bezeichnet werden. Sie wurden während der tertiären Bildung der Waschbergzone vom Untergrund abgetrennt und hochgeschürft. Die Leiser Berge, wo die prähistorische Fundstelle von Michelstetten an ihrem nördlichsten Ausläufer liegt, sind eine dieser Erhebungen. Die Waschbergzone besteht aus Jura- und Kreideablagerungen des Mesozoikums, die sandige Sedimente, Tonmergel, Tegel und lokale verbreitete Schotter, Konglomerate und Kalke in abwechselnder Abfolge enthalten (GRILL, 1968, S. 2930). Ein reiches Spektrum maritimer Mikro- und Makrofossilien lässt ihren marinen Ursprung erkennen. Die Klentnitzer Schichten, welche großteils die Leiser Berge bilden, schließen eine vielfältige fossilisierte Meeresfauna wie Muscheln, Ammoniten, Belemiten und Foraminiferen ein (THENIUS, 1983, S. 42). Diese Mikrofossilien finden sich z.T. in der behandelten Lengyelkeramik wieder.

3. Resultate der archäometrischen Analysen 3.1. Keramikproben

Die Auswahl der archäometrisch untersuchten Keramikproben ergab sich aus der Auswahl von 2–3 Gefäßfragmenten jeweils aus einem der 15 Materialtypen, die aus der vorherigen vorgenommenen archäologischen Bestim-

mung des Keramikfabrikats resultieren. Die Kriterien der Gruppenbildung, die hier nicht näher erläutert werden können, wurden in einer anderen Arbeit genau erklärt (CARNEIRO, 2002, S. 27). Bei der archäologischen Untersuchung sind signifikante Unterschiede in der Korngröße und Art der Magerungspartikel der Keramik aufgefallen, wodurch die 15 Materialgruppen teilweise gebildet wurden.

Die Keramikproben wurden als Mi01/01 bis Mi37/01 nummeriert (Abb. 2) und werden im Textteil als 1, 2, 3 ... simplifiziert erwähnt.

Abb. 1

Nach den petrographischen und schwermineralischen Untersuchungen wurden die prähistorischen Keramikproben aufgrund der Unterschiede in der texturellen und mineralogischen Zusammensetzung in 20 unterschiedliche Keramiktypen und im Brenngrad in 5 Varianten von A bis T eingeteilt (Abb. 2–4). Siehe Korrelation der Gruppierung A–T mit der Nummerierung der Keramikproben in Tab. 1.

| Tabelle 1. | | | | |
|---------------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|
| Einteilung der Keramiktyp | en und ihrer ' | Varianten u | ind Nummern | der entspre- |
| chenden Keramikproben. | | | | |
| A: 1, 30 | B: 2, 3, 15 | C: 34 | D: 19, 33 | E: 26, 29 |

| A: 1, 30 | B: 2, 3, 15 | C: 34 | D: 19, 33 | E: 26, 29 |
|----------------------|-------------|-------|-----------|-----------|
| | Bh: 6 | C1: 5 | D1: 18 | Eh: 7, 14 |
| F: 10, 21, 23-25, 35 | G: 17, 22 | H: 20 | 1: 36 | J: 4 |
| F1: 11 | | | | |
| K: 16 | L: 28 | M: 31 | N: 37 | O: 32 |
| P: 27 | Q: 12 | R: 9 | S: 13 | T: 8 |

Die Grundmasse fast aller Keramiktypen hat ein feines Aussehen (besonders 8, 17, 22, 27, 36, 37), wobei einige glimmerig (1, 9, 11–13, 20, 28, 30, 32, 37), andere kalkhältig (4, 7, 10, 11, 14, 18–26, 29, 33, 36, 37) oder kalkarm (2, 3, 6, 15, 16, 28, 31) bis kalkfrei (8, 9, 12, 13, 27, 32), andere noch karbonhältig (1, 30) sind.

Der durchschnittliche Anteil an nicht-plastischen Elementen ist unterschiedlich und kann in drei Kategorien gruppiert werden: zwischen 16 und 19 % (5, 7, 14, 17, 22, 26, 29, 34), zwischen 26 und 33 % (4, 10-13, 18-21, 23-25, 28, 31-33) und zwischen 36 und 46 % (1-3, 6, 8, 9, 15, 16, 27, 30, 36, 37). Die mittlere Größe der nicht-plastischen Elemente, vorhanden in natürlicher Form in den Rohstoffen, ist recht variabel und kann als etwas feiner, zwischen 0,03 und 0,05 mm (2, 3, 6, 15, 16, 18-20, 27, 33, 36), weniger fein, zwischen 0,06 und 0,09 mm (1, 4, 5, 7, 14, 17, 22, 26, 28, 29, 30, 34), grob, zwischen 0,10 und 0,17 mm (8, 10, 11, 13, 21, 23-25, 31, 37) und sehr grob, zwischen 0,20 und 0,30 mm (9, 12, 32) angesprochen werden. Sie bestehen hauptsächlich aus monokristallinen Quarzen und/oder Muskovit in unterschiedlicher Menge, manchmal untergeordnet auch noch aus Karbonaten (1. 30), Alkalifeldspaten (16) und oxidiertem Glaukonit (4).

Die Keramik einiger Proben hat neben den nicht-plastischen Elementen, die in der Grundmasse natürlich vor-



Lage der Fundstelle von Michelstetten und der Umgebung mit Kennzeichnung der Stellen, wo die Tonproben aufgesammelt wurden. Ausschnitt aus ÖK-Blatt 24 Mistelbach,

Ausschnitt aus OK-Blatt 24 Mistelbach, Maßstab 1: 50.000.



Mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der Magerungspartikel der Keramikproben (>15 μm).



Abb. 3.

Mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der groben Magerungspartikel (>2.0 mm) der Keramikproben (ohne Schamottepartikel)



Schwermineralzusammensetzung der Keramikproben.

kommen können, auch noch gröbere Partikel, die andere mineralogische Zusammensetzung und schlechteren Abrundungsgrad aufweisen. Der mittlere Wert ihrer Korngröße verteilt sich in einer Skala von 0,7–2,4 mm (1, 30), 0,8–3,16 mm (2, 3, 6, 15), 0,83–2,36 mm (16), 0,8–3,68 mm (18, 19, 33) über 1–2,12 mm (27) bis zu 1,36–4,4 mm (20). Dieser Teil der Keramik scheint künstlich, meist durch den Zusatz von grobem Sand (poly- und monokristallinen Quarzen), gemagert worden zu sein.

Andere Teile der Keramik wurden noch mit Ton/Siltsteinklastern bzw. "Schamottbröckchen" (4, 10–12, 18, 19, 21, 23–25, 33) und/oder Pflanzenfasern (1, 7, 10, 11, 14, 18, 19, 21, 23–26, 29, 30, 33) gemagert.

Das Vorhandensein von echtem Schamott scheint sich durch die teilweise sehr eckigen und scharfkantigen, siltigen Bröckchen auszuzeichnen, die gebrannter Keramik gleichen. Solch scharfkantige Brüche sind normalerweise bei Alttonbröckchen (eingetrocknete und wieder zugesetzte Tonbröckchen oder natürliche verfestigte Tonsteinklasten) nicht zu erwarten. Etwa 25% des Magerungsanteils der Keramikproben F besteht aus solchen Partikeln, die bis zu 4,2 mm lang sein können. Bei Keramikprobe 11 ist ihr Anteil wesentlich reduziert (6%), dennoch signifikant.

Die organischen Magerungsmaterialien bestanden ursprünglich (hauptsächlich bei den Keramikproben 7, 14, 26, 29) aus länglichen, feinen Pflanzenfasern, die im Dünnschliff bis zu 3,5 mm Länge erreichen konnten und jetzt als Pseudomorphosen in Form länglicher schmaler Poren vorliegen.

Die Sortierung der Körner ist in der Regel bimodal (1–7, 14–20, 22, 26–30, 33, 34, 36), wobei manche Keramikrohstoffe teilweise ziemlich inhomogen (schlecht aufbereitet) zu sein scheinen (8–13, 21, 23–25, 31, 32, 37). Solche Proben lassen sich nicht nur durch eine größere Probenserie voneinander eindeutig abgrenzen, sondern deuten ebenfalls auf wenig Sorgfalt in der Aufarbeitung der Keramikrohstoffe hin. Ein weiterer Nachweis schlechter Tonaufarbeitung können die nicht resorbierten, eingestreuten Tonbröckchen mancher Proben darstellen, die häufig eine hellere oder dunklere Farbe als die der Grundmasse zeigen (1, 10, 11, 20, 21, 23–25, 30).

Die Matrix der Proben ist großteils kalkhältig (s. oben) bzw. sind Kalkeinschlüsse tw. mit bloßem Auge noch sichtbar. Das Vorhandensein dieses Calciumkarbonats deutet auf Brenntemperaturen der Keramik unter 800°C hin, da ab solchen Brenntemperaturen sich die Calciumkarbonate zersetzen und daher nicht mehr direkt bestimmbar sind. Weiters ist es bekannt, dass, unabhängig von der Ofenart, Keramik mit Brandtemperaturen ab 600°C erhaltbar und witterungsbeständig ist (HENNICKE, 1989, 17). Infolgedessen konnte die Keramik von Michelstetten bei 600 und unter 800°C. gebrannt worden sein.

In fast allen Keramikproben treten Eisenoxidkonkretionen in der Grundmasse häufig (2-7, 10-12, 14-29, 33-37) oder untergeordnet (8, 9, 13, 31, 32) auf, was für eine allgemeine Verwendung eisenhaltiger Rohstoffe spricht. Andererseits deuten Beobachtungen der Keramik von Michelstetten - wie abwechselnde Farbe der Keramikoberflächen von rot über beige und braun bis grau und schwarz und die Farbübergänge des Scherbenbruches von rot zu orange oder braun von den Gefäßoberflächen in Richtung Kern, meist mit braunen bzw. grauen Kernfarben - auf schwache und unregelmäßige Brenntemperaturen hin. Sie entstehen beim Keramikbrennen unter Verwendung geöffneter Brennanlagen, wie einfacher Meiler, sogar Feldöfen. Bei geöffneten Brennanlagen besteht die Gasatmosphäre während des Brandes aus einer Mischung von Luft und Gasen, die bei der Verbrennung des Heizmaterials unter abwechselnden Windrichtungen entsteht. Dadurch kann sich die oxydierende Brennatmosphäre nicht lang halten bzw. wechseln die oxydierende und reduzierende Atmosphäre ab (NOLL, 1991, S. 86). Da die Oberflächen der Keramik von Michelstetten im Allgemeinen oxydierende Brennfarben (rot, orange, braun, beige) bei dunkleren Kernen aufweisen, konnte die rote Färbung ihrer Oberflächen erst in der Endphase des Brennvorganges entstanden sein durch das Vorhandensein von eisenhaltigem Herstellungsmaterial, welches die rote Farbe betont. Tatsächlich ist bekannt, dass die Farbe des Eisens sich schon bei Temperaturen ab 250°C und in einem schwach oxydierenden Milieu ändern kann (NOLL, 1991, S. 90). Andererseits zeigen Brennexperimente, dass Sauerstoff erst nach Verbrennung des Brennmaterials während der Abkühlungsphase in einer gasfreien Brennatmosphäre die Keramik erreichen kann (NOLL, 1991, S. 88). Die Brenntemperaturen dieser oxydierenden Atmosphäre wären noch hoch genug, dass chemische Verbindungen mit den Eisenoxyden an der Oberfläche entstanden, wodurch sie und nicht mehr ihr Kern rot gefärbt wurden.

3.2. Rohstoffproben

Zur Ergänzung der wissenschaftlichen Untersuchungen und zur Charakterisierung lokal verfügbarer Rohstoffe wurden 22 Rohstoffproben aus dem Bereich und der näheren Umgebung von Michelstetten aufgesammelt. Sie wurden als MT01–MT11 und MT20–MT30 gekennzeichnet (Abb. 1 und 5) und im Folgenden als Rohstoffproben 1, 2, 3 ... bezeichnet.

In Michelstetten kommen auf engstem Raum zahlreiche Formationen unterschiedlichen geologischen Alters vor (Quartär bis Oberjura), die zusätzlich noch teilweise tektonisch verschuppt worden sind und als Rohstofflieferanten in Frage kommen. Es wurde versucht, möglichst von allen geologischen Formationen, die dort als Rohstoffquellen in Frage kommen, Proben zu bekommen. Die Lehm- und Tonproben wurden nach Absieben der Partikel gröber als 2 mm im Labor zu kleinen Ziegelchen geformt und bei 750°C gebrannt. Diese Ziegel wurden dann gleich wie die Keramik untersucht (Dünnschliff und bei genügender Probemenge (>5g; auch Schwermineralanalysen; Abb. 5). Während die Tonrohstoffe und Lehmvorkommen relativ vollständig untersucht werden konnten, sind Proben gröberer Sande, die als künstliches Magerungsmaterial in einiger Keramik vorkommen, möglicherweise nicht ausreichend berücksichtigt worden.

Aufgrund der teilweise schlechten Aufschlussverhältnisse konnten häufig nur sehr oberflächennahe und verunreinigte Proben entnommen werden. Diese Proben stellen daher häufig "Mischproben" mehrerer geologischer Formationen dar. Eine klare stratigraphische Ansprache dieser Proben ist dann schwierig. Trotzdem lassen sich gerade diese Proben häufig gut für Vergleiche verwenden und sie entsprechen manchmal sogar direkt den verwendeten Keramikrohstoffen. Proben folgender Formationen wurden für Vergleichszwecke untersucht: Quartäre Lösslehme (1, 6, 20, 21, 29, 30); Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannon), sandiger Lehm (7); Badener Tegel, aus dem Bereich von Unterleis (22–24); Zdanice/Hustopece-Formation, Tonmergel und Sande von Eggenburg bis Ottnang (10, 11,



Mineralogisch-petrographische Zusammensetzung und Schwermineralzusammensetzung der Magerungspartikel der Rohstoffproben (>15 µm).

27, 28); Michelstetten-Formation, vermutlich mit Pannonsand oder Löss vermischt (8, 9); Umgelagerte paleozäne bis senone Kreidesedimente, z.T. verunreinigt (2, 3); Senontegel (5); Oberflächenmischproben von Senon/Quartär- (25) bzw. Senon/Klentnitzer Schichten (4, 26).

3.3. Herkunftsmäßig interpretierte Keramikproben

Nach naturwissenschaftlichen Untersuchungen scheint ein Großteil der beprobten prähistorischen Keramik mit Rohstoffen, die in der Nähe der Fundstelle aufgesammelt wurden, hergestellt worden zu sein. Generell kann gesagt werden, dass praktisch sämtliche, lokal vorkommende Rohstoffe (wie quartäre Lehme, jung- und alttertiäre bis oberkretazische Tonmergel) verwendet worden sind:

- Proben 2, 3, 6 und 15: entkalkte Tone aus der Zdanice-Hustopece-Formation oder des Pannon.
- Proben 4, 5, 7, 10, 14, 18, 19, 20?, 21, 23–26, 29, 33 bis 35: senone Tonmergel.
- Probe 28: wahrscheinlich entkalkter, lokaler, (quartärer?) Rohstoff oder Senonmergel.
- Probe 11: vermutlich ein etwas anders zusammengesetzter Tonmergel, der möglicherweise durch quartäres Material verunreinigt worden ist.
- Probe 16: mariner Tonmergel des Senon.
- Probenummer 31: stark sandiger, tertiärer Tonmergel mit marinen Mikrofossilien.
- Proben 7 und 22: mariner, neogener oder senoner, nicht künstlich gemagerter Tonmergel.
- Probe 36: mariner Tonmergel, gemagert mit einem flachmarinen Sand bzw. Kalksandstein (Kalkooide). Kalkooide kommen besonders häufig in Flachwasserablagerungen des Sarmat vor, wie laut geologischer Karte im nächstgelegenen Vorkommen von Sarmatsedimenten bei Hauskirchen (ca. 24 km NO von Michelstetten entfernt). Möglicherweise können solche Sedimente aber auch in anderen Ablagerungen auftreten. In den aufgesammelten Rohstoffen in der Umgebung von Michelstetten konnten solche oxidführenden Sande jedenfalls bisher nicht gefunden werden.
- · Probe 37: quartärer, lokaler Lehm.

Keramikproben, deren Rohstoffherkunft derzeit ungewiss bleibt, sind:

- Proben 1 und 30: ein unmittelbar lokal anstehender Rohstoff mit derartig gut gerundeten Karbonatpartikeln ist derzeit lokal nicht bekannt. Es ist theoretisch auch möglich, dass die Proben mit Tonmergel marinen Ursprungs (Foraminiferen) und Sanden der Zdanice-Hustopece-Formation erzeugt worden sind.
- Probenummer 12: relativ untypisch ausgebildet, hauptsächlich durch relativ hohen Hornblendegehalt gekennzeichnet. Es liegt nahe, dass diese Hornblendekörner mit dem sandigen Magerungsmaterial in die Proben gekom-

men sind. Hornblende ist eher typisch für ganz junge Sedimente, quartäre Lehme oder Verwitterungslehme. Eine weitere Interpretation ist aber bei dieser Einzelprobe derzeit nicht möglich.

 Probe 27: im Dünnschliff den Proben 2, 3, 6 und 15 sehr ähnlich, aber mit einer völlig unterschiedlichen Schwermineralzusammensetzung, wobei nur eine relativ geringe Anzahl von Schwermineralien untersucht werden konnte. Das Vorhandensein von Epidotvormacht mit reichlich Sillimanit und Disthen lässt diese Einzelprobe ohne vergleichbare Herkunft der Rohstoffe.

Eine lokale Herkunft der verwendeten Rohstoffe folgender Keramikproben ist aufgrund der schwermineralogischen Zusammensetzung auszuschließen. Leider lassen sich mögliche Herkünfte der nicht lokalen Keramikproben mangels an Vergleichsproben derzeit nicht näher eingrenzen.

- Probenummer 8: ist im Dünnschliff hauptsächlich durch den hohen Gehalt an feinkörnigen Feldspatkörnern sowie an sehr charakteristischen Gesteinsbruchstückchen und Quarz-Perthitaggregaten gekennzeichnet. Das Schwermineralspektrum weicht durch die Disthen- und Rutilvormacht völlig von den lokal bekannten Rohstoffen ab. Vermutlich wurde die Probe, wie auch Probe 9, aus Verwitterungslehmen, wie sie in Kristallingebieten der Böhmischen Masse über hochmetamorphen Kristallingesteinen (z.B. Granulit) vorkommen können, erzeugt.
- Probenummer 9: ist im Dünnschliff durch einen auffällig erhöhten Gehalt an dunklen, z.T. oxidierten Glimmern (Biotit) gekennzeichnet. Das Schwermineralspektrum zeichnet sich durch massive Zirkonvormachten aus. Auffällig ist auch noch das Auftreten von Monazit, Hornblende und Klinopyroxen.
- Probenummer 13: ist im Dünnschliff hauptsächlich durch den hohen Glimmergehalt gekennzeichnet. Vermutlich aus Verwitterungslehmen, wie sie in Kristallingebieten der Böhmischen Masse vorkommen können, erzeugt.
- Probenummer 32: hat eine Magerung mit einem extrem hohen Anteil an Kristallinbruchstücken (Glimmerschiefer und Gneisfragmente). Lokal konnten solche Rohstoffe bisher aber nicht gefunden werden.

3.4. Untersuchungen der Überzüge und Malmischungen

Charakteristisch für die Lengyelkeramik ist die auf die Gefäßoberflächen nach dem Brand aufgetragene Bemalung, auch Kaltbemalung genannt (Abb. 6). Die häufigsten Farben sind rot, weiß und gelb, die monochrom oder polychrom, oft kombiniert mit Knubben und/oder Ritzverzierungen aufgetragen wurden. 8,8 % der Keramik von Michelstetten weist Reste von Kaltbemalung auf. Als Binde- bzw. Fixierungselemente dürften Eiklar, Tonschlicker, Wasser, Knochenleim, etc. verwendet worden sein, wie dies Experimente zur Bemalungstechnik der Lengyelkeramik in Süd-



Abb. 6. Farbkombinationen der bemalten Keramik: gelbrot, weiß und rotweiß



Auswahl charakteristischer Lengyelkeramikproben mit einem Exemplar der "unechten Terra-Nigra"-Keramik (rechts, oben).

mähren zeigen (KOVARNÍK, 1983-84, S. 152, 157). Neben der Kaltbemalung wurde hochglänzend monochrome, rote und schwarze polierte Keramik hergestellt, die aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit der römischen Ware als "unechte Terra Sigillata" und "unechte Terra Nigra" bezeichnet wurde (PALLIARDI, 1914, S. 9). Während die schwarze hochpolierte Keramik (Abb. 6) mit Hilfe reduzierender Brennverfahren, eventuell unter Verwendung zusätzlicher organischer Stoffe wie Asche, Holzkohle und Tierfett in der Keramikmasse erzeugt werden könnte, wie es Experimente anführten (KOVARNÍK, 1983-84, S. 166-167), handelt es sich bei der anderen um roten Überzüge, wie sie im Querschnitt mancher Gefäße zu beobachten sind (Abb. 8). Die archäologische Analyse ihrer Oberflächen ergibt, dass sie sowohl in dünnem Anstrich (wie Malfarben) als auch in flüssigen bis dickeren Überzügen auf die fertigen, ungebrannten Gefäße aufgetragen wurden.

Während Bindemittel bzw. Fixierungselemente naturwissenschaftlich nicht analysiert werden konnten, wurden 16 Analysen der Malfarben an 11 bemalten Gefäßen von Michelstetten mittels Röntgendiffraktometrie und Polarisationsmikroskopie durchgeführt (MP01-MP11; Tabelle 2), um die mineralogische Zusammensetzung der Malmischungen und Überzüge sowie die farbgebende Substanz zu bestimmen. Die Ergebnisse der mineralogischen Farbzusammensetzung sind einheitlich: Die weiße Farbe besteht immer aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit; die rote Farbe ist aus verschiedenen Mischungen zusammengesetzt: Gemenge aus feinkörnigem Hämatit, Eisenoxiden, Quarz und Muskovit; Mischung aus feinkörnigen Eisenoxiden mit Quarz und Tonmineralien; Mischung aus feinkörnigen Eisenoxiden und Ton, verunreinigt mit Quarz oder aus Eisenoxiden mit Tonsubstanz vermischt. Die gelbe Farbe setzt sich aus einer feinkörnigen Mischung von Kalkspatpulver, etwas Quarz und gelben Eisensulfaten zusammen. Die Eisensulfate sind vermutlich für die gelbe Färbung verantwortlich, wobei die geringe Probemenge der einzigen Analyse zum Gehalt der



gelben Farbe keine schlüssigen Aussagen erlaubt. Übrigens ist sie das einzige Beispiel gelber Malfarbe unter der Keramik von Michelstetten und für die Lengyelkeramik im Allgemeinen in diesem Zeitraum unüblich.

Weitere Ergebnisse zur Farbstoffauswahl der Lengyeltöpfer von Keramik anderer Funstellen erweitern etwas die bisherigen Kenntnisse. Die gelbe Pigmentierung der kalt bemalten Keramik der Lengyelkultur im südmährischen und ostösterreichischen Raum scheint vor allem während der Frühstufe (um etwa 4700–4600 v. Ch.) verwendet worden und allein auf das Mineral

Abb. 8.

Detail der Oberflächen außen (links) und im Querschnitt (rechts) "unechte Terra-Sigillata"-Keramik.

Jarosit in reiner Form zurückzuführen zu sein (KOVARNÍK, 1989, S. 157; DONEUS, 2001, S. 44). Die weiße Farbe besteht in Kamegg (Niederösterreich) größtenteils aus Kaolinit (DONEUS, 2001, S. 44). In Mähren gibt es derzeit keine mineralogische Bestimmung des weißen Pigmentes. Es wird vermutet, dass es sich um Dolomit, Kaolin oder Kreide handeln könnte (Ko-VARNÍK, 1989, S. 151). Die rote Farbe scheint in Kamegg, Falkenstein (Niederösterreich) und Südmähren ausschließlich aus Hämatit bestehen (DRAD'ÁK, zu 1973/74, S. 79; NEUGEBAU-ER-MARESCH, 1981, S. 86; DONEUS, 2001, S. 44), ge-

| Tabelle 2. Mineralogische Zusammensetzung der Malfarben und Überzüge bemalter Gefäße. | | | | | | | | |
|--|------|------|---|--|--|--|--|--|
| Prbnr. Inv. Nr. Farbe Zusammensetzung | | | | | | | | |
| MIP 01 | 683 | weiß | Mischung aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit | | | | | |
| MIP 02 | 1439 | rot | Gemenge aus feinkörnigem Hämatit, Eisenoxiden, Quarz und Muskovit | | | | | |
| MIP 03 1880 weiß Mischung aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit | | | | | | | | |
| MIP 04 2468 rot Feinkörnige Eisenoxide mit Quarz und Tonmineralien vermengt | | | | | | | | |
| MIP 04 2468 weiß Mischung aus zerriebenem, feinkörnigem, und grobkörnigem Kalzit | | | | | | | | |
| MIP 05 | 5847 | gelb | Gemenge aus feinkörnigem Kalzit, Eisen(hydro)xiden und Ton mit Quarz verunreinigt | | | | | |
| MIP 05 | 5847 | rot | Mischung aus feinkörnigen Eisenoxiden und Ton mit Quarz verunreinigt | | | | | |
| MIP 06 | 5768 | rot | Mischung aus feinkörnigem Hämatit, Eisenoxiden, Quarz und Muskovit | | | | | |
| MIP 06 | 5768 | weiß | Gemenge aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit | | | | | |
| MIP 07 | 4676 | rot | Mischung aus Eisenoxiden mit Tonsubstanz | | | | | |
| MIP 07 | 4676 | weiß | Mischung aus feinkörnigem, zerriebenen und grobkörnigem Kalzit | | | | | |
| MIP 08 | 4834 | weiß | Gemenge aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit | | | | | |
| MIP 09 | 4831 | weiß | Gemenge aus zerriebenem, feinkörnigem, und grobkörnigem Kalzit | | | | | |
| MIP 10 | 4722 | weiß | Gemenge aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit | | | | | |
| MIP 11 | 5378 | rot | Mischung aus feinkörnigem Hämatit, Eisenoxiden, Quarz und Muskovit | | | | | |
| MIP 11 | 5378 | weiß | Mischung aus zerriebenem, feinkörnigem und grobkörnigem Kalzit | | | | | |

nauso wie das rote farbgebende Mineral der Keramik von Michelstetten.

Die Zusammensetzung der roten Malfarben der kalt bemalten Keramik ähnelt dem Gemenge der roten Überzüge der Keramik von Michelstetten. Sowohl die Malfarben der Kaltbemalung als auch die Mischung der Überzüge der Lengyelkeramik aus Michelstetten wurden mit demselben Rezept vorbereitet, wobei manche Überzüge nur etwas dicker waren. Überzüge sind meiner Auffassung nach als Bemalungstechnik anzusehen. Die Besonderheit der Überzüge in Bezug auf die herkömmliche Kaltbemalung ist, dass Überzüge vor dem Brand, und nicht nach dem Brand, auf die Gefäßoberflächen aufgetragen wurden und das Feuer als Malfixierungsmittel, als Alternative zur Anwendung organischer und anorganischer Fixierungssubstanzen, bewusst verwendet worden ist. Die Kaltbemalung ist für die Lengvelkeramik seit den Anfängen ihres Auftretens (um 4800 v. Ch.) und für ihre gesamte Dauer charakteristisch, während die Überzüge erst in einer eingehenden Phase der Produktion von Lengyelkeramik hergestellt worden sind. Nach den ausführlichen chronologischen und keramiktechnologischen Untersuchungen in Michelstetten konnten einige Herstellungstechniken der so genannten "unechten Terra-Sigillata"-Keramik nachgewiesen und erklärt werden, die zumindest ab 4600 v. Ch. eingeführt wurden (CARNEI-RO, 2002, S. 37, 38, 123-130). Interessant dabei ist, dass, obwohl Überzüge eine wischfestere Veränderung gegenüber der gebräuchlichen Maltechnologie der Lengyelkultur darstellen, diese sie nicht ersetzt haben. Die Kaltbemalung wurde unter Verwendung verschiedener Farben neben der Erzeugung von roten Überzügen weiter benutzt. Für solchen Gebrauch konnten mehrere Argumente diskutiert werden. Als plausibler erscheint mir, dass, während die chemische Zusammensetzung von Hämatit erst bei 550°C verändert wird, Jarosit bei 350-400°C und Gips bzw. Calciumssulfate (weiße Farbe) bei 200°C schon veränderbar sind (NOLL, 1991, S. 187), wodurch die Haltbarkeit von Keramik mit weißen und gelben Überzügen gefährdet würde. Deswegen wurden diese Stoffe wahrscheinlich als herkömmliche Maltechniken weiter verwendet.

Literatur

- CARNEIRO, Â.: Studien zur Spätlengyelzeit am Beispiel der Keramik von Michelstetten (Niederösterreich). – Unpublizierte Dissertation Universität Wien, 560 S., 147 Tafeln, Wien 2002.
- DONEUS, M.: Die Keramik der mittelneolitischen Kreisgrabenanlage von Kamegg, Niederösterreich – Ein Beitrag zur Chronologie der Stufe MOG I der Lengyel-Kultur. – Mitteilungen der prähistorischen Komission, 46,146 S., Wien 2001.
- DRAD'ÁK, K.: Mineralogische Analyse des roten und gelben Farbstoffes der neolithischen Keramik (MBK) aus Třetice-Kyjovice, Bez. Znaim. – Sborník Prací Filosofické Fakulty Brnenské Univerzity, E 18–19, 69–79, Brunn 1973/74.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – 155 S., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- HENNICKE, H.: Rohstoffaufbereitung, Formgebung und Trocknen. Anhang in G. SCHNEIDER: Naturwissenschaftliche Kriterien und Verfahren zur Beschreibung von Keramik, Acta Praehistorica et Archaeologica, **21**, 15–18, Berlin 1989.
- KOVARNÍK, J.: Zur Technologie der neolithischen Keramik. Mitteilungen der österreichischen Arbeitsgemeinschaft für Ur- und Frühgeschichte, 33/34,151-169, Wien 1983/84.
- KOVARNÍK, J.: Die Anwendung von mineralischen Farbstoffen im Neolithikum. – Bylany Seminar 1987, Collected papers, 149–160, Praha 1989.
- NEUGEBAUER-MARESCH, C.: Archäologisches Fundmaterial aus den jungsteinzeitlichen Befestigungsanlagen Falkenstein-Schanzboden, NÖ. – Unpublizierte Dissertation Universität Wien, 255 S., Wien 1981.
- NoLL, W.: Alte Keramiken und ihre Pigmente: Studien zu Material und Technologie. – 334 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1991.
- PALLIARDI, J.: Die relative Chronologie der jüngeren Steinzeit in Mähren. – Wiener Prähistorische Zeitschrift, 1, 1–24, Wien 1914.
- THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten: die Entwicklung der vorzeitlichen Tier- und Pflanzenwelt von Niederösterreich. – 156 S., Wien 1983.



Identifikation und Abschätzung von Murprozessen als Folge von Gletscherrückgang und Permafrostdegradation im Naturpark Rieserferner-Ahrn (Südtirol)

BODO DAMM*) & ASTRID FELDERER**)

2 Abbildungen, 1 Tabelle

Italien Südtirol Ostalpen Naturgefahr Gletscherschwund Permafrost Mure

Inhalt

| | Zusammenfassung | 29 |
|----|--|----|
| | Abstract | 29 |
| 1. | Einleitung | 30 |
| 2. | Untersuchungsraum | 30 |
| 3. | Methodik | 31 |
| | 3.1. Datengrundlagen | 31 |
| | 3.2. Kartierung der Muranrisse | 31 |
| | 3.3. GIS-Analyse | 31 |
| 4. | Charakterisierung der Muranrisse | 31 |
| 5. | Potenzielle Muranrissbereiche in Permafrostdegradationsflächen | 31 |
| 6. | Schlussfolgerungen | 32 |
| | Literatur | 32 |

Zusammenfassung

Auf der Grundlage einer Kartierung und räumlichen Modellierung der Gletscher- und Permafrostverbreitung im Naturpark Rieserferner-Ahrn wurden die aus Gletscherrückgang und Permafrostdegradation resultierenden geomorphologischen Gefahrenpotenziale identifiziert und abgeschätzt. Die Untersuchungen zeigen, dass die seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um ca. 1850 durch Gletscherrückgang und Permafrostdegradation eisfrei gewordenen Areale erhebliche Anteile an Lockergesteinen aufweisen, die in für Muranrisse kritischen Neigungsbereichen vorkommen. Mit anhaltendem Temperaturanstieg werden sich bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts weitere potenzielle Muranrissbereiche entwickeln.

Identification and Estimation of Geomorphological Hazard Potential Derived from Glacier Retreat and Permafrost Degradation in the Nature Park Rieserferner-Ahrn (Southern Tyrol)

Abstract

Based on model calculations on the current permafrost area in the Nature Park Rieserferner-Ahrn the geomorphological hazard potential derived from glacier retreat and permafrost degradation were estimated. There were identified and analysed debris flow initiation zones and their potential development under conditions of changing climate. The results show that the study area shows a high quantity of unconsolidated, unvegetated sediments located in critical slope areas as a consequence of general glacier retreat and permafrost degradation since the end of the Little Ice Age about 150 years ago. The amount of erodible debris will increase in future and will develop other potential debris flow starting zones.

^{*)} Prof. Dr. Bodo DAMM, Universität Regensburg, Institut für Geographie, Universitätsstraße 31, D 93040 Regensburg. bodo.damm@ku-eichstaett.de.

^{**)} Mag. ASTRID FELDERER, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung. astrid.felderer@hotmail.com.

1. Einleitung

In Hochgebirgen wie den Alpen reagiert das Eis von Gletschern und Permafrost sehr sensibel auf Klimaänderungen. Der Temperaturanstieg seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (LIA) hat daher besonders die glazialen und periglazialen Höhenstufen stark beeinflusst (u.a. DAMM, 1998, 2007; FISCHER et al., 2006). Gletscherschwund und Permafrostdegradation sind Klimawirkungen, die vor allem im Zusammenhang mit Naturgefahrenprozessen, wie Murgängen oder Massenbewegungen, von Bedeutung sein können.

Von Permafrost unterlagerte Lockergesteine sind vor Erosion weitgehend geschützt und können Neigungen deutlich über dem natürlichen Böschungswinkel aufweisen (vgl. ZIMMERMANN, 1990). Durch Degradation von Permafrost geht in Lockergesteinen die durch Bodeneis bedingte scheinbare Kohäsion verloren. Entsprechende Materialien können bei ausreichender Wassersättigung mobilisiert und in Murprozesse einbezogen werden. Auch im Umfeld von Gletschern ausgeaperte und meist schwach konsolidierte Lockergesteine, im Wesentlichen Moräne, sind bevorzugte Anrissbereiche für Murprozesse (u.a. HAEBERLI et al., 1999). Daher nimmt das Potenzial an erodierbarem Lockergestein durch zunehmenden Gletscherschwund und Permafrostdegradation räumlich zu.

2. Untersuchungsraum

Das hier vorgestellte Gebiet umfasst den Naturpark Rieserferner-Ahrn in Südtirol sowie dessen Randbereiche im Übergang zum Nationalpark Hohe Tauern. Die Gletscherund Klimaentwicklung im Untersuchungsgebiet ist weitgehend durch Arbeiten von DAMM (1996, 1998, 1999) und RÖSEN (2005) dokumentiert. Ähnlich wie in anderen Alpenregionen ist auch hier ein markanter Gletscherrückgang für die vergangenen 150 Jahre belegt. Im Verlauf der letzten Jahrzehnte konnte darüber hinaus die Degradation von Permafrostvorkommen beobachtet werden. In Bereichen, die vor 50 bis 60 Jahren noch vergletschert bzw. von Permafrost unterlagert waren, sind zuletzt zunehmend Massenbewegungen und Murgänge aufgetreten.

Um die Veränderungen der Kryosphäre und deren Auswirkungen zu untersuchen, hat das Amt für Naturparke der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol im Mai 2005 eine Studie zur Erfassung, Berechnung und Simulation der aktuellen Situation und der Entwicklungen im Naturpark Rieserferner-Ahrn in Auftrag gegeben. Die Arbeiten im Naturpark sind in die landesweite Untersuchung zur Auswirkung der Permafrostdegradation in Südtirol (PROALP: Mapping and Monitoring of Permafrost in the Alps using Differential Radar Interferometry) einbezogen (Abb. 1).

In der genannten Studie wurde die Permafrostverbreitung im Naturpark Rieserferner-Ahrn und den angrenzenden Bereichen erfasst (DAMM & LANGER, 2006). Darüber hinaus konnten die aktuellen Permafrostareale berechnet und die potenziellen Ausdehnungen von Permafrostflächen für Temperaturszenarien von -1,5°C und +1,5°C gegenüber aktuellen Jahresmitteltemperaturen abgeschätzt werden. Durch diese Analysen wurden einerseits die Umweltverhältnisse im Naturpark für den Zeitraum vor der aktuellen Erwärmung um ca. 1850 (vgl. hierzu HAEBERLI, 1992; KUHN, 1990; PATZELT & AELLEN, 1990) und andererseits für ein Zeitfenster um Mitte des 21. Jahrhunderts bei anhaltender Erwärmung simuliert (vgl. DAMM & LANGER, 2006). Zur Berechnung der veränderten Flächenverhältnisse ist ein Höhengradient der jährlichen mittleren Lufttemperatur (MAAT) von 0,57°C angesetzt worden (DY et al., 2008).

Die aktuelle von Permafrost unterlagerte Fläche im Naturpark umfasst rund 109 km². Für um 1,5°C abgesenkte Temperaturen berechnet sich eine Permafrostfläche von insgesamt 211 km² (+94 % gegenüber aktuellen Verhältnis-



Abb. 1

DGM der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol mit potenziellen Permafrostarealen und der Lage verschiedener Untersuchungsgebiete im Rahmen von PRO-ALP (verändert nach DAMM & LANGER, 2006). sen). Bei einem mittleren Anstieg der MAAT von 1 bis 2°C bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts würde sich die derzeitige Permafrostfläche um weitere 72 % verringern.

Auf der Basis dieser Berechnungen wird in der vorliegenden Arbeit das gegenwärtige und künftige räumliche Gefahrenpotenzial abgeschätzt. Die Identifikation von Prozessbereichen von Muren sowie deren potenzielle Entwicklung bei einem Temperaturanstieg von 1,5°C stehen dabei im Vordergrund. Im Rahmen der genannten Studie wurden darüber hinaus auch Gefahrenpotenziale durch Sturzprozesse berechnet, worauf hier jedoch nicht eingegangen wird.

3. Methodik

3.1. Datengrundlagen

Kartierungen und Analysen im Untersuchungsgebiet wurden weitgehend auf der Grundlage von Daten der Landeskartographie des Amtes für überörtliche Raumordnung der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol durchgeführt, insbesondere Orthophotokarten, ein digitales Geländemodell (DGM) sowie eine Realnutzungskarte. Mit einem Meter Bodenauflösung stellt die digitale Orthophotokarte eine belastbare Kartierbasis dar. Die Realnutzungskarte bildet die Nutzung der Landesfläche im Maßstab 1:10000 auf Grundlage der Landeskartographie und Luftbildinterpretation ab (ZANVETTOR et al., 2006).

Daten zur Vergletscherung wurden den Arbeiten von DAMM (1996, 1998) und RÖSEN (2005) entnommen.

3.2. Kartierung der Muranrisse

Auf Basis der Orthophotokarten der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol aus dem Jahr 1999 sowie Geländebegehungen ist eine Kartierung der Anrissbereiche von Muren erfolgt, bei der die Anrisszonen punkthaft erfasst worden sind. Die kartierten Muranrisse wurden in Abhängigkeit von räumlicher Verbreitung, Höhenlage und Neigung klassifiziert.

Dabei wurde der Punktdatenlayer der Muranrisse mit den Rasterdaten des Digitalen Höhenmodells (Neigung, Höhendaten) und des Modells der Permafrostverbreitung (DAMM & LANGER, 2006; LANGER & DAMM, 2008) sowie anschließend mit den Vektordaten aus der Realnutzungskarte und den Gletscherrückzugsflächen verschnitten.

3.3. GIS-Analyse

Auf der Grundlage der Szenarien des Gletscher- und Permafrostschwundes wurden für jedes Einzugsgebiet mittels einer GIS-Analyse die Muranrissbereiche für rezente und künftige Bedingungen ermittelt.



Da die Anrissbereiche von Muren vorwiegend in Lockergesteinen auftreten, wurden zunächst jene Bereiche aus der Realnutzungskarte ausgewiesen, in denen vegetationslose Lockergesteinsflächen vorhanden sind. Anschließend wurden diese Bereiche mit jenen Flächen verschnitten, in denen nach 1850 Permafrost degradiert ist (vgl. DAMM & LANGER, 2006). Durch dieses Verfahren konnten letztendlich diejenigen vegetationslosen Lockergesteinsflächen identifiziert werden, die derzeit für Murprozesse disponiert sind.

4. Charakterisierung der Muranrisse

Im Naturpark Rieserferner-Ahrn konnten insgesamt 408 Muranrisse erfasst werden. Diese verteilen sich über den gesamten Untersuchungsraum und treten überwiegend in Wildbachgerinnen und Schuttakkumulationen auf. Darüber hinaus wird deutlich, dass nahezu die Hälfte der erfassten Anrisse in Bereichen liegt, die vor 150 Jahren noch von Permafrost unterlagert waren bzw. in denen heute diskontinuierlicher Permafrost vorkommt. In Geländebereichen, in denen auch bei einem Temperaturanstieg von 1,5°C noch Permafrostvorkommen erwartet werden können, kommen Muranrisse nur vereinzelt vor.

Der überwiegende Teil der kartierten Anrisse befindet sich in Höhenlagen zwischen 2.100 und 2.800 m ü.M. Das Maximum liegt bei Höhenwerten zwischen 2.300 und 2.600 m ü.M. und trifft mit der Höhenstufe der rezenten Permafrostverbreitung zusammen. Die aktuelle Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts liegt in Südexposition bei 2.800 bis 2.870 m und im Nordsektor bei 2.580 bis 2.650 m Höhe (DAMM & LANGER, 2006).

Muranrisse treten im Untersuchungsgebiet vorwiegend bei Geländeneigungen von 35 bis 45° auf (Abb. 2). Sie liegen damit weitgehend über den in der Literatur angegebenen Wertebereichen (u.a. JOHNSON & RAHN, 1970; LEWIN & WARBURTON, 1994), was hier weitgehend auf gesteinsbedingte Faktoren zurückzuführen sein dürfte.

5. Potenzielle Muranrissbereiche in Permafrostdegradationsflächen

Die überwiegende Anzahl an Muranrissen tritt im Untersuchungsgebiet in Lockergesteinen auf. Daher sind insbesondere solche Geländebereiche für Murprozesse disponiert, in denen Permafrost degradiert und sich potenzielle Geschiebeherde aufgrund hoher Geländeneigungen an der materialbedingten Grenze der Standsicherheit befinden. Aktuell sind Dispositionen daher in Hangbereichen anzutreffen, in denen seit dem Ende der Kleinen Eiszeit

> das Bodeneis verschwunden ist. Darüber hinaus sind in Zukunft Dispositionen auch in Hangbereichen zu erwarten, in denen im Zuge einer weiteren Erwärmung der Permafrost abtaut.

> In den vergangenen 150 Jahren ist im Naturpark auf einer Fläche von ca. 38 km² Permafrost unter Lockergesteinen degradiert, was rund 7 % der gesamten Untersuchungsgebietsfläche entspricht. Die seither entstandenen Flächen mit potenziellen Geschiebeherden für Murprozesse sind weitgehend gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt. Allerdings befindet sich ein Flächenanteil von rund

Abb. 2

Anzahl von Muranrissen im Naturpark Rieserferner-Ahrn differenziert nach der Geländeneigung. 19 km² in kritischen Neigungsbereichen zwischen 25 und 45°, der daher als besonders disponiert gelten muss.

Die Gesamtfläche des derzeit von Permafrost unterlagerten Lockergesteins umfasst rund 21,7 km². Bei einem langfristigen Anstieg der MAAT um 1,5°C ist mit einer vollständigen Degradation des Permafrostes auf diesen Flächen zu rechnen. Lediglich in hochgelegenen Flanken im Anstehenden dürfte bei dem entsprechenden Temperaturszenario noch Permafrost vorkommen.

Tabelle 1.

Flächenanteile an degradiertem Permafrost unter Lockergesteinen im Naturpark Rieserferner-Ahrn nach 1850, differenziert nach Geländeneigungen.

| Geländeneigung [°] | Degradation unter Lockergesteinen nach 1850 [Fläche in %] | Degradation unter Lockergesteinen nach 1850 [Fläche in km²] |
|-----------------------|---|---|
| 0-15 | 22 | 8,4 |
| >15-25 | 37 | 14,1 |
| >25-35 | 32 | 12,4 |
| >35–45 | 7 | 2,7 |
| >45 | 2 | 0,6 |

6. Schlussfolgerungen

Die vorliegende Untersuchung in einem zentralalpinen Gebiet der Ostalpen belegt die Bedeutung, die der aktuellen Erwärmung der Kryosphäre (vgl. auch HARRIS et al., 2003) für die Disposition zu Murprozessen zukommt. Im Naturpark Rieserferner-Ahrn tritt nahezu die Hälfte der Anrisszonen von Muren in Sedimenten (Moränen, Schuttbildungen usw.) auf, die um Mitte des 19. Jahrhunderts noch von Permafrost unterlagert und/oder durch Gletschereis gebunden waren. Die Entwicklung im Naturpark ist der in Hochlagen der Schweizer Alpen (HAEBERLI, 1992; ZIM-MERMANN & HAEBERLI, 1992) und im Suldental (STÖTTER et al., 2003) vergleichbar.

Aktuelle und historische Naturgefahrenereignisse (BAR-NICKEL & BECHT, 2004; ZISCHG et al., 2007; DAMM & Mitarbeiter, 2008) sowie deren Auswirkungen unterstreichen die Bedeutung der Klimafolgenforschung im Alpenraum. In diesem Kontext zeigen Untersuchungen, dass das raumzeitliche Auftreten von Naturgefahren seit einigen Jahrzehnten einem auffälligen Wandel zu unterliegen scheint (u.a. HAEBERLI et al., 1999). Es wird jedoch auch deutlich, dass "klimagesteuerte" Naturgefahren zum natürlichen langfristigen Prozessgefüge der Hochgebirgsräume gehören. Vor dem Hintergrund einer dauerhaften Nutzung ist daher die stete Anpassung des im Hochgebirge siedelnden und wirtschaftenden Menschen an veränderte Gefahrensituationen erforderlich. Die Abschätzung von Naturgefahrenpotenzialen und den aus ihnen resultierenden Risiken ist für die Entwicklung tragfähiger Anpassungsstrategien von grundlegender Bedeutung.

Literatur

- BARNICKEL, F. & BECHT, M.: Möglichkeiten einer Bewertung des regionalen Gefährdungspotentials auf der Basis historischer Naturgefahrenforschungen. – In: BECHT, M. & DAMM, B. (Hrsg.): Geomorphologische und hydrologische Naturgefahren in Mitteleuropa. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., **135**, 2004.
- DAMM, B.: Gletscher-, Landschafts- und Klimaentwicklung in der Rieserfernergruppe (Tirol) seit dem Spätglazial. – Göttinger Geographische Abhandlungen, **104**, 1996.
- DAMM, B.: Der Ablauf des Gletscherrückzuges in der Rieserfernergruppe (Tirol) im Anschluss an den Hochstand um 1850. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **34**, 141–159, 1998.

- DAMM, B.: L' evolutione dei ghiacciai, del paesaggio e del clima nei Monti di Tures (Alto Adige) dal Tardiglaciale. – Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 22, 49–55, 1999.
- DAMM, B.: Temporal Variations of Mountain Permafrost Creep: Examples from the Eastern European Alps. – In: KELLERER-PIR-KELBAUER, A., KEILER, M., EMBLETON-HAMANN, C. & STÖTTER, J. (eds.): Geomorphology for the Future, Innsbruck University Press, Innsbruck (Austria), 81–88, 2007.
- DAMM, B. & LANGER. M.: Kartierung und Regionalisierung von Permafrostindikatoren im Rieserfernergebiet (Südtirol/Osttirol). – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 148, 295–314, 2006.
- DAMM, B. u. Mitarbeiter: Auswirkungen von Permafrostdegradation und Gletscherschwund im Naturpark Rieserferner-Ahrn. – Abschlussbericht, Autonome Provinz Bozen, 68 S., Anh., Kartenteil (unveröff.), 2008.
- FISCHER, L., KÄÄB, A., HUGGEL, C. & NOETZLI, J.: Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. – Natural Hazards and Earth System Sciences, 6, 761–772, 2006.
- HAEBERLI, W., RICKENMANN, D., ZIMMERMANN, M. & ROESLI, U.: Murgänge. – Mitteilungen des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 4, 77–88, Bern 1991.
- HAEBERLI, W.: Possible effects of climatic change on the evolution of Alpine permafrost. Catena Supplement, **22**, 23–35, 1992.
- HAEBERLI, W.: Hangstabilitätsprobleme im Zusammenhang mit Gletscherschwund und Permafrostdegradation im Hochgebirge. – Relief Boden Paläoklima, **14**, 11–30, Berlin, Stuttgart 1999.
- HAEBERLI, W., KÄÄB, A., HÖLZLE, M., BÖSCH, H., FUNK, M., VON DER MÜHLL, D. & KELLER, F.: Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge, Zürich (Hochschul-Verlag der ETH) 1999.
- HARRIS, C., VON DER MÜHLL, D., ISAKSEN, K., HAEBERLI, W., SOLLID, J.L., KING, L., HOLMLUND, P., DRAMIS, F., GUGLIELMIN, M. & PALA-CIOS, D.: Warming Permafrost in European Mountains. Global and Planetary Change, **39**, 215–225, 2003.
- KUHN, M.: Energieaustausch Atmosphäre Schnee und Eis. Int. Facht. Schnee, Eis u. Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitt. VAW, ETH Zürich, **108**, 21–32, 1990.
- LANGER, M. & DAMM, B.: Cryosnow An approach for mapping and simulation of mountain permafrost distribution based on the spatial analyses of perennial snow patches. – Geophysical Research Abstracts, Vol. **10**, EGU2008-A-11263, 2008.
- LEWIN, J. & WARBURTON, J.: Debris flow in an alpine environment. Geog. J. Geog. Assoc., **343**, 79(2), 98–107, 1994.
- PATZELT, G. & AELLEN, M.: Gletscher. Int. Facht. Schnee, Eis u. Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitt. VAW, ETH Zürich, **108**, 49–70, 1990.
- RÖSEN, P.: Die rezente Gletscherentwicklung im oberen Ahrntal (Prettau/Südtirol). – Diplomarbeit, Universität Göttingen, 2005.
- STÖTTER, J., FUCHS, S., KEILER, M. & ZISCHG, A.: Oberes Suldental. Eine Hochgebirgsregion im Zeichen des Klimawandels. – In: E. STEINICKE (Hrsg.): Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol, Südtirol, Trentino. Spezialexkursionen in Südtirol, Innsbrucker Geographische Studien, 33–36, Bd. 3, 239–281, 2003.
- ZANVETTOR, G., COLMANO, D. & IELLICI, M.: Landeskartographie und Geographisches Informationssystem – Beschreibung der Kartographischen Daten. – Autonome Provinz Bozen-Südtirol, Amt für überörtl. Raumordnung, Abt. Raumordnung, 2006.
- ZIMMERMANN, M.: Periglaziale Murgänge. Int. Fachtagung über Schnee, Eis u. Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitt. VAW, ETH Zürich, **108**, 89–107, 1990.
- ZIMMERMANN, M. & HAEBERLI, W.: Climatic change and debris flow activity in high mountain areas; a case study in the Swiss Alps. – Catena Supplement, **22**, 59–72, 1992.
- ZIMMERMANN, M., MANI, P., GAMMA, P., GSTEIGER, P., HEINIGER, O. & HUNZIKER, G.: Murganggefahr und Klimaänderung – ein GISbasierter Ansatz, Zürich 1997.
- ZISCHG, A., MACCONI, P., POLLINGER, R., SPERLING, M., MAZZORANA, B., MARAGONI, N., BERGER, E. & STAFFLER, H.: Historische Überschwemmungs- und Murgangereignisse in Südtirol. Erhebung und Dokumentation. – Schlern, 3, 4–16, 2007.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juni 2008



Zum Einfluss bodenphysikalischer und bodenmechanischer Parameter in quartären Deckschichten auf Massenbewegungen im Wienerwald

BODO DAMM*), BIRGIT TERHORST**), EVA KÖTTRITSCH**), FRANZ OTTNER***) & MARIA MAYRHOFER***)

3 Abbildungen, 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 40 Ostalpen Wienerwald Flysch Landschaftsentwicklung Periglazial Massenbewegung

Inhalt

| | Zusammenfassung | 33 |
|----|--|----|
| | Abstract | 33 |
| 1. | Einleitung | 34 |
| 2. | Untersuchungsgebiet | 34 |
| З. | Methoden | 34 |
| 4. | Ergebnisse | 35 |
| | 4.1. Bodenphysikalische und bodenmechanische Eigenschaften | 36 |
| | 4.2. Tonmineralogische Analyse | 37 |
| 5. | Schlussfolgerungen | 37 |
| | Literatur | 37 |

Zusammenfassung

Der Flysch des nördlichen Wienerwaldes ist eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Kalksandsteinen, Mergeln und Tonschiefern, die von quartären periglazialen Deckschichten sowie von Löss überlagert sind. Aufbau und Eigenschaften der Gesteine führen in Verbindung mit der Verwitterung sowie dem Einfluss von Hangwasserzügen zu ausgedehnten Massenbewegungen. Vor allem die petrologischen Eigenschaften des Anstehenden sowie die bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der quartären Sedimente sind von besonderer Bedeutung für die aktuelle Hangdynamik im Untersuchungsgebiet. Auf der Grundlage von Feld- und Laborarbeiten wurden typische Rutschbereiche näher untersucht.

The Influence of Soil Physical and Soil Mechanical Parameters of Quaternary Cover Beds on Mass Movements in the Wienerwald Area

Abstract

The Flysch of the northern Vienna Forest is composed of various layers of sandstones, marls and clay schists, which are covered by Quaternary periglacial cover beds and loess deposits. Slopes in this undulating landscape are highly susceptible to landslides. Both, petrography of the bedrock and soil mechanical properties of the Quaternary sediments control the current slope dynamics in the study area. Field studies and laboratory analyses were carried out to gain information about typical processes in respect of landslides. In this short article the importance of periglacial cover beds is illustrated.

franz.ottner@boku.ac.at, marmayr@hotmail.com.

^{*)} Prof. Dr. Bodo DAMM, Universität Regensburg, Institut f
ür Geographie, Universitätsstra
ße 31, D 93040 Regensburg. bodo.damm@ku-eichstaett.de.

^{**)} Prof. Dr. BIRGIT TERHORST, EVA KÖTTRITSCH, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung. birgit.terhorst@unive.ac.at, eva.koettritsch@unive.ac.at.

^{**)} Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. FRANZ OTTNER, MARIA MAYRHOFER, Universität für Bodenkultur, Institut für Angewandte Geologie, Peter-Jordan-Straße 70, A 1190 Wien.

1. Einleitung

Für die Identifikation und Bewertung der steuernden Faktoren von Massenbewegungen ist ein grundlegendes Verständnis aktueller und vergangener Prozesse erforderlich (u.a. LESER, 1996; ZARUBA & MENCL, 1982; DAMM & TERHORST, 2007). In diesem Zusammenhang ist es unter anderem wesentlich, Größenordnungen und Veränderungen der Verwitterung und Sedimentation zu berücksichtigen sowie Kenntnis über steuernde Faktoren, wie etwa die bodenmechanischen Eigenschaften, zu erlangen (SEMMEL. 1996; TERHORST, 2001; BORK & LANG, 2003; NEUHÄUSER & TERHORST, 2007; DAMM & TERHORST, 2008). Die vorliegende Arbeit verfolgt daher das Ziel, die im Untersuchungsgebiet relevanten Steuerungsfaktoren zu analysieren und deren Wirkung auf die Hangstabilität abzuschätzen (vgl. auch DAMM, 2005). In diesem Zusammenhang wird hier insbesondere die Bedeutung der Deckschichten untersucht.

2. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet, das Einzugsgebiet des Hagenbaches, liegt im Wienerwald etwa 20 km nordwestlich von Wien (Abb. 1). Das Gebiet repräsentiert eine typische Mittelgebirgslandschaft mit Höhen zwischen 200 und 500 m Seehöhe. Tief eingeschnittene Täler mit zum Teil übersteilten Hängen prägen die Landschaft. Der nördliche Wienerwald ist Teil der am Alpennordrand W-O-verlaufenden Rhenodanubischen Flyschzone, die nördlich der Donau unter das Wiener Becken abtaucht (NEUBAUER & HÖCK, 2000). Die Flyschgesteine setzten sich aus Schichtwechselfolgen von Sandsteinen, Kalksandsteinen, Mergelsteinen und Tonschiefern zusammen (Abb. 1). Im Untersuchungsgebiet treten vor allem die Altlengbacher sowie die Greifensteiner Schichten zu Tage, die vorwiegend aus kalkhältigen Quarzsandsteinen, Mergelsteinen sowie Tonsteinen zusammengesetzt sind (vgl. auch BRIX, 1969). Quartäre periglaziale Deckschichten, unter anderem mehrere Meter mächtige Lössdecken, überlagern das Anstehende über weite Bereiche des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 2).



Abb. 1

Lage des Untersuchungsgebietes (Hagenbachklamm im Kasten) und tektonische Übersicht über die Flyschzone des nördlichen Wienerwaldes. Verändert nach FAUPL (1996).



Quartäre Deckschichten über Anstehendem in der Hagenbachklamm. Über verwittertem Mürbsandstein ist über der Basislage (Profilmitte) eine Hauptlage entwickelt.

Sowohl die gesteinsbedingten Eigenschaften des Anstehenden als auch die bodenmechanischen Eigenschaften der quartären Sedimente steuern die Dynamik an den Hängen des Hagenbachtales (u.a. GÖTZINGER, 1943; DAMM & TERHORST, 2008; TERHORST et al., 2008). Hier treten neben flachgründigen Rutschungen in verwitterten Sandsteinen auch mittelgründige Rutschungen (Mächtigkeit 3–5 m) in den quartären Deckschichten auf. Dabei gleiten häufig Lössdecken auf wasserstauenden Horizonten ab.

Darüber hinaus lassen sich unter Berücksichtigung der langfristigen Hangentwicklung auch unterschiedliche Hangentwicklungsphasen nachvollziehen, die von einem charakteristischen Wechsel der Prozessabläufe gekennzeichnet sind (DAMM & TERHORST, 2008; TERHORST et al., 2008).

3. Methoden

Massenbewegungen werden weitgehend vom Zusammenwirken geomorphologischer, geologischer und bodenmechanischer Parameter bestimmt (u.a. KOBLICH, 1967; ZARUBA & MENCL, 1982). Daher wurden im Zuge der vorliegenden Arbeit Kartierungen, Bohrungen, Profilbeschreibungen sowie Laboranalysen vorgenommen (vgl. HARTGE & HORN, 1992; LANG et al., 1996). Die bodenphysikalischen Analysen sowie Korngrößenanalysen wurden weitgehend nach DIN 2002 bzw. ÖNORM L 1061 und B 4412 durchgeführt.

Die Korngrößenverteilung bei der tonmineralogischen Analyse wurde durch Kombination von Nasssiebung der Fraktion $>40 \,\mu$ m und automatischer Sedimentationsanaly-

Abb. 3.

Sandstein-Untergrund (V), Basislage bestehend aus Mergel- und Sandsteinschutt (IV), Lössschicht (IIIa, IIIb), Mittellage (II) und Hauptlage (Ia, Ib) in einem typischen Aufschlussprofil am Abriss einer Rutschung in der Hagenbachklamm (Niederösterreich).

se mit einem SEDIGRAPH 5000 ET ermittelt. Für die Gesamtmineralanalyse wurde die getrocknete und vermahlene Probe mittels "backloading"-Verfahren präpariert und in einem Röntgendiffraktometer PW 1710 geröntgt. Aus diesen Aufnahmen wurde der qualitative Mineralbestand ermittelt. Durch Nasssiebung und Sedimentation wurde die Tonfraktion gewonnen. Aus dieser wurden Texturpräparate hergestellt und geröntgt. Unterschiedliche Behandlungsmethoden (Mg-, K-Umbelegung, Aufweitung durch Ethylenglykol, DMSO, Tempern bei 300°C und 550°C) dienten zur Identifizierung der Tonminerale.

4. Ergebnisse

In weiten Teilen des Untersuchungsgebietes bedecken quartäre Sedimente unterschiedlicher Mächtigkeit die Sandsteinfolgen. In der Abfolge eines vollständig entwickelten und ungestörten typischen Profils (Abb. 3) befindet sich an der Basis Flyschsandstein, der von einer kaltzeitlichen Basislage überlagert wird. Diese Basislage ist durch Solifluktionsprozesse unter periglazialen Bedingungen entstanden. Sie ist dicht gelagert, aufgebaut aus Sandsteinund Mergelschutt mit hohen Ton- und Mergelgehalten und bildet eine wasserundurchlässige Schicht aus. Am Ausbiss der Basislage kommt es daher zu Quellaustritten (vgl. TER-HORST et al., 2008).

Im Hangenden der Basislage liegt bis zu 4m mächtig Löss. Der Löss ist weitgehend locker gelagert und wasserdurchlässig. Im basalen Bereich treten hydromorphe Merkmale (Rostflecken, graue Bänder) auf, die sich auf Stauwasser über der Basislage zurückführen lassen.

Der Löss wird von der Hauptlage überlagert, einer weiteren periglazialen Lage, die während der Jüngeren Dryas entstanden ist (vgl. SEMMEL, 1968; BIBUS et al., 2001; TER-HORST, 2007). Sie setzt sich aus löss- und sandsteinhältigem Material zusammen.



Tabelle 1.

Korngrößenspektren charakteristischer Sedimente und Bodenhorizonte im Untersuchungsgebiet.

| | | | | Sch | luff | | | Sand | | | |
|---------------------------|------------|---------------|------|--------|-------|--------|--------|---------|----------|--------|--|
| Horizont/Lage | odenar | Bodemar <2 | fein | mittel | grob | gesamt | fein | mittel | grob | gesamt | |
| | <u>m</u> | | 2-6 | 6-20 | 20-63 | | 63-200 | 200-630 | 630-2000 | | |
| C1, Löss | sU | 6,8 | 3,4 | 9,0 | 43,1 | 55,5 | 33,8 | 3,2 | 0,8 | 37,7 | |
| C2, Löss | sU | 7,8 | 3,4 | 10,6 | 48,0 | 62,0 | 22,4 | 3,7 | 4,2 | 30,3 | |
| C3, Löss | sU | 7,4 | 4,0 | 10,1 | 45,5 | 59,5 | 30,0 | 2,3 | 0,9 | 33,1 | |
| C, Löss | sU | 8,8 | 4,9 | 9,9 | 41,0 | 55,9 | 31,7 | 2,5 | 1,2 | 35,3 | |
| C, Löss | sU | 12,6 | 4,7 | 11,6 | 42,8 | 59,0 | 25,6 | 2,5 | 0,3 | 28,4 | |
| C4, Basislage | 1U | 31,8 | 19,7 | 20,8 | 13,3 | 53,8 | 4,8 | 4,1 | 5,5 | 14,4 | |
| C, verwitterter Sandstein | 1S | 7,1 | 4,7 | 9,5 | 17,6 | 31,7 | 35,0 | 20,7 | 5,6 | 61,2 | |
| C, verwitterter Sandstein | 1 S | 10,5 | 4,9 | 9,9 | 14,5 | 29,3 | 28,8 | 18,1 | 13,3 | 60,2 | |
| C, verwitterter Sandstein | S | 3,0 | 1,8 | 5,3 | 10,3 | 17,4 | 36,0 | 42,3 | 1,4 | 79,7 | |
| C, verwitterter Sandstein | S | 4,0 | 2,6 | 6,3 | 11,1 | 19,9 | 31,6 | 39,9 | 4,6 | 76,1 | |
| C, verwitterter Sandstein | IS | 10,4 | 6,5 | 14,3 | 19,6 | 40,3 | 31,4 | 15,4 | 2,6 | 49,3 | |

4.1. Bodenphysikalische und bodenmechanische Eigenschaften

Da die Basislage an den untersuchten Rutschungen als Gleitfläche wirkt, sind die bodenphysikalischen und bodenmechanischen Eigenschaften der Lössdecken und der Basislage von besonderem Interesse für die hier bearbeitete Fragestellung.

Im Korngrößenspektrum des Lösses dominiert Schluff mit 55,5–62,0%, wobei Grobschluff mit 43,1–48,0% den Hauptanteil bildet (Tab. 1). Der Tonanteil liegt im Löss bei 12,6%, der Sandanteil bei 35,3%, wobei Feinsand innerhalb der Sandfraktion dominiert. Die Lagerung ist mäßig dicht, der Scherwiderstand wurde bei natürlichem Feuchtegehalt in situ gemessen und weist Werte zwischen 50 und 85 kN/m² auf (Tab. 2). Der Reibungswinkel ist bei 27,5° anzusetzen.

In der Basislage überwiegt ebenfalls Schluff mit einem Wert von 53,8 %. Die Zusammensetzung in dieser Schicht wird jedoch zu etwa gleichen Anteilen aus Fein-, Mittelund Grobschluff bestimmt. Der Tongehalt liegt bei 31,8 %, der Feinschluffanteil bei 19,7 %, womit sich mehr als 50 % aus Feinsedimenten zusammensetzen.

Die Basislage ist durchwegs sehr dicht gelagert, der Scherwiderstand variiert bei natürlicher Feuchte zwischen 85 und 190 kN/m2. Mit zunehmendem Feuchtegehalt verliert die Basislage rasch an Stabilität.

Tabelle 2.

Bodenmechanische Eigenschaften und Scherwiderstand von periglazialen Deckschichten und verwittertem Sandstein aus Rutschgebieten im Wienerwaldflysch. Die Ergebnisse basieren auf ca. 80 Laboranalysen sowie 90 In-situ-Scherwiderstandsmessungen (vgl. DIN 1981, 1990, 2002).

| Bodenart | Kurzzeichen nach DIN 18196 | rzzeichen ach DIN 18196 Konsistenz, Lagerungsdichte nach DIN 18121, 18122 | | Reibungs- winkel [°] | Kohäsion [kN/m²] | Scherwider- stand [kN/m²] | |
|----------------------------|----------------------------------|---|------|----------------------------|---------------------|---------------------------------|--|
| gering plastischer Schluff | TIT | weich | 20,0 | 27.5 | 0 | 50 - 85 | |
| (Löss), Ld 3 | UL | fest | 21,0 | 27,5 | 5 | | |
| mittel plastische Tone und | TM | weich | 19,0 | 22.5 | . 0 | 85 - 190 | |
| Mergel (Basislage), Ld 5 | | fest | 20,5 | 22,5 | 10 | | |
| Sand-Schluff-Gemisch | SU | mitteldicht | 20,0 | 32,5 | - | 11 - 15 | |
| Kalksandstein), erdfeucht | οU | dicht | 22,0 | 35,0 | - | 20 - 45 | |

Tabelle 3.

Anteile von Kalzit und Dolomit in der Gesamtprobe, Anteile der Tonfraktion und der quellbaren Tonminerale am Beispiel eines typischen Aufschlussprofils im Abriss einer Rutschung in der Hagenbachklamm (vgl. Abb. 3).

| Nr. | Lage | Kalzit [%] in Gesamtprobe | Dolomit [%] in Gesamtprobe | Smektit [%] in Tonfraktion | Vermikulit 18 Å [%] in Tonfraktion | Tonfraktion (<2µm) [%] in Gesamtprobe | Quellbare TM [%] in Gesamtprobe |
|------|--------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--|--|---------------------------------------|
| Ia | Hauptlage (a) | - | · _ | - | • | 22,8 | • |
| Ib | Hauptlage (b) | - | - | - | | 30,2 | - |
| II | Mittellage | • | 1,3 | • | 23 | 30,7 | 7,1 |
| IIIa | Löss (a) | 8,2 | 13,7 | 27 | • | 10,7 | 2,9 |
| IIIb | Löss (b) | 7,8 | 15,1 | 32 | ٠ | 9,1 | 2,9 |
| IV | Basislage | 30,9 | • | 66 | • | 37,3 | 24,6 |
| v | Anstehender Sandstein | 6,8 | - | 32 | 40 | 8,1 | 5,8 |

Der verwitterte Sandstein im Liegenden der Basislage weist einen Sandgehalt von 49,3–79,7 % auf. Mittel- und Feinsand dominieren, der Grobsandanteil spielt nur eine untergeordnete Rolle. Der Schluffgehalt liegt zwischen 17,4 und 40,3 %, wobei Grobschluff den Hauptanteil ausmacht. Die Lagerungsdichte des verwitterten Sandsteins variiert stark.

4.2. Tonmineralogische Analyse

Tonmineralogische Analysen im Aufschlussprofil (Abb. 3) ergeben, dass besonders die quellbaren Tonminerale Smektit und Vermikulit 18 Å für die Standsicherheit der quartären Sedimente von Bedeutung sind. Als Hauptbestandteil der Tonfraktion im Löss wurden Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit gefunden (vgl. Tab. 3). Vermikulit (18 Å und 14 Å) sowie Mixed Layer kommen in Spuren vor. Der Anteil der quellbaren Tonminerale an der Gesamtprobe ist mit drei Prozent gering.

Auffallend ist der Anteil von Smektit mit 66 % in der Basislage. Aufgrund des hohen Anteils an der Tonfraktion ergibt sich ein sehr hoher Smektitgehalt von 25 % in der Gesamtprobe. Demzufolge wirkt die Basislage als wasserundurchlässige Schicht und stellt eine Gleitfläche für darüberliegende Schichten dar.

5. Schlussfolgerungen

Die mineralogische Zusammensetzung der Basislage und die damit verbundenen wasserstauenden Eigenschaften führen zur Ausbildung natürlicher Gleitflächen im Untersuchungsgebiet. Die Unterschiede in den bodenphysikalischen und bodenmechanischen Charakteristika sowie in der Wasserdurchlässigkeit von Lössdecke und Basislage sind Steuerungsfaktoren für Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet. Vor allem der hohe Gehalt an quellfähigen Tonmineralen in der Basislage verstärkt die Rutschanfälligkeit im Bereich dieser Schicht.

Die Kenntnisse über die räumliche Verteilung der periglazialen Lagen und insbesondere der Basislage stellen daher wichtige Faktoren für die Abschätzung von Hanginstabilitäten bzw. Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet dar.

Literatur

- BIBUS, E., TERHORST, B. & KALLINICH, J.: Dating methods of mass movements in the MABIS-project. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., **125**, 153–162, 2001.
- BORK, H.-R. & LANG, A.: Quantification of past soil erosion and land use/land cover changes in Germany. – Lecture Notes in Earth Sciences, **101**, 231–239, 2003.
- BRIX, F.: On the Stratigraphy and Lithology of the Flysch Zone in the Surroundings of the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods, Austria). – Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, XXXIX (1–3), 455–469, 1969.
- DAMM, B.: Gravitative Massenbewegungen in Südniedersachsen. Die Altmündener Wand – Analyse und Bewertung eines Rutschungsstandortes. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. **138**, 189–209, 2005.
- DAMM, B. & TERHORST, B.: A model of slope formation related to landslide activity in the Eastern Prealps, Austria. – Geomorphology (submitted), 2008.

- DAMM, B. & TERHORST, B.: Quaternary slope formation and landslide susceptibility in the Flysch Zone of the Vienna Forest (Austria). – In: KELLERER-PIRKLBAUER, A., KEILER, M., EMBLETON-HAMANN, C. & STÖTTER, H. (eds.): Gemorphology for the Future, 89–96, Innsbruck (University Press) 2007.
- DIN: Erkundung und Untersuchung des Baugrundes. DIN-Taschenbuch, **113**, 590 S., Berlin – Wien – Zürich, 2002.
- FAUPL, P.: Tiefwassersedimente und tektonischer Bau der Flyschzone des Wienerwaldes. – In: WAGREICH, M. (Red.): Exkursionsführer zum 11. Sedimentologentreffen Sediment '96, 32 S., Wien (Geol. B.-A.) 1996.
- GÖTZINGER, G.: Neue Beobachtungen über Bodenbewegungen in der Flyschzone. Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **86**, 87–104, 1943.
- HARTGE, K.H. & HORN, R.: Die physikalische Untersuchung von Böden. – 177 S., Stuttgart 1992.
- JOCHUM, B., OTTNER, F. & KEUSCH, D.: Geowissenschaftliche Bewertung von Massenbewegungen und deren Einfluss auf Bauschäden in Oberösterrreich. – GBA Arbeitstagung, Linz 2007.
- KOBLICH, K.: Mechanische Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten von Hangrutschungen. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 11, 286–299, 1967.
- LANG, H.-J., HUDER, J. & AMANN, P.: Bodenmechanik und Grundbau – Das Verhalten von Böden und Fels und die wichtigsten grundbaulichen Konzepte. – 320 S., Berlin – Heidelberg – New York 1996.
- LESER, H.: Pedologisch-sedimentologische Untersuchungen als geomorphologische Methode. – Forschungen und Fortschritte, 40, 296–300, 1996.
- NEUBAUER, V. & HÖCK, V.: Aspects of Geology in Austria and Adjoining Areas: Introduction. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92, 7–14, 2000.
- NEUHÄUSER, B. & TERHORST, B.: Landslide Susceptibility Assessment Using Weights-of-Evidence Applied on a Study Site at the Jurassic Escarpment of the Swabian Alb (SW-Germany). – Geomorphology, 86, 12–24, 2006.
- ÖNORM L 1061 und B 4412: Physikalische Bodenuntersuchungen Bestimmung der Korngrößenverteilung des Mineralbodens. – Österreichisches Normungsinstitut, Wien 2002.
- OTTNER, F., KEUSCH, D. & SCHWEIGL, J.: The Fate of Clay in Landslides. – Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V. Band 12, Beiträge zur Jahrestagung Valkenburg 4. bis 6. Oktober 2006, 34 S., 2006.
- SEMMEL, A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter Geographische Hefte, **45**, 133 S., 1968.
- SEMMEL, A.: The historic-genetic approach in applied geomorphology. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 40, 289–303, 1996.
- TERHORST, B.: Mass movements of various ages on the Swabian Jurassic escarpment: geomorphologic processes and their causes. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 125, 65–87, 2001.
- TERHORST, B.: Soil distribution and periglacial cover beds in the Jurassic cuesta scarp in SW-Germany. – Catena, 71, 467–476, 2007.
- TERHORST, B., DAMM, B., PETICZKA, R. & KÖTTRITSCH, E.: Quaternary sediments and landscape formation in the Eastern Prealps. – Quaternary International, Special Issue Palaeopedology (submitted), 2008.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V.: Landslides and their control. 324 S., Amsterdam – Oxford – New York 1982.



Investigation on and Modelling of Material Properties of Periglacial Layers (Tharandt Forest, Saxony, Germany)

MICHAEL DIETZE*), ARNO KLEBER*) & BERND ULLRICH**)

4 Text-Figures, 1 Table

Deutschland Sachsen Geomorphologie Periglazial Bodenanalyse

Contents

| | Zusammenfassung | 39 39 |
|----|--|----------|
| 1. | Introduction | 39 |
| 2. | Study Area | 40 |
| З. | Field and Laboratory Work Approaches | 40 |
| 4. | Model Approach for Material Properties | 41 |
| 5. | Results of Field and Laboratory Work | 41 |
| 6. | Modelling Results | 43 |
| 7. | Conclusions and Further Discussions | 43 |
| | References | 44 |

Untersuchung und Modellierung von Materialeigenschaften periglazialer Ablagerungen (Tharandter Wald, Sachsen, Deutschland)

Zusammenfassung

Periglaziale Ablagerungen bedecken weite Teile der Mittelgebirge von Mitteleuropa. Sie haben großen Einfluss auf Standorteigenschaften, indem sie den Standort vom Einfluss des anstehenden Gesteins entkoppeln. Bei Dresden, Sachsen, wurden 40 Bodenprofile makroskopisch und mikroskopisch beschrieben sowie röntgendiffraktometrisch und granulometrisch untersucht. Es wird ein Modellansatz vorgestellt, mit dem der reliefgesteuerte Massenversatz am Hang für einzelne Lagen vorhergesagt werden kann.

Abstract

Periglacial layers cover large areas of Central European low mountain ranges and have great impact on the landscape by decoupling site properties from bedrock influence. Near Dresden, Saxony, 40 soil profiles were investigated by macroscopic, microscopic, X-ray diffraction and granulometric analyses. A model is introduced to predict topography-controlled material displacement due to solifluction-like processes for separate layers.

1. Introduction

Periglacial layers cover large areas of Central European low mountain ranges. They have significant impacts on soil and site properties (SCHOLTEN, 2003), water flow patterns (KLEBER & SCHELLENBERGER, 1999) or matter fluxes (KLE- BER et al., 1998). By periglacial layers the first decimetres of soil are, at least partly, decoupled from local bedrock influence. Allochthonous and parautochthonous material is added according to the topographical position and further

^{*)} MICHAEL DIETZE, ARNO KLEBER, Technische Universität Dresden, Institut für Geographie, Helmholtzstraße 10, D 01069 Dresden. micha.dietze@mailbox.tu-dresden.de.

^{**)} BERND ULLRICH, Technische Universität Dresden, Institut für Geotechnik, D 01069 Dresden.

contributes to modify site properties. It is thus necessary to determine changes in sediment properties due to the development of periglacial layers and gain information on lateral composition patterns of these features.

2. Study Area

Northern Tharandter Wald, approximately 20 km southwest of Dresden, Saxony, Germany, is regarded as foothill of the eastern Erzgebirge and descends into the northerly lying Sächsisches Lösshügelland, dominated by aeolian sediments. In its northern part, the Landberg area, the complex geological history of Saxony is manifested in different rock types getting increasingly younger with height and ranging from Palaeozoic, Variscian gneisses and rhyoliths over Mesozoic sequences of sand stones up to Tertiary basaltoidic lava flows and Quaternary loess derivates (see Text-Fig. 1). On top of these rock types palaeosols were developed eventually and some surfaces show remnants of such formations. During Pleistocene the first decimetres of sediment were reworked by periglacial processes and resulted in certain patterns of periglacial lavers.

FIEDLER & SCHMIEDEL (1962, 1963), FIEDLER & BRÜCK-NER (1984) and FIEDLER et al. (1994) have investigated such formations in the Tharandter Wald in respect to altered site properties, cryoturbation features and periglacial layers in combination with palaeosols. Within the Landberg area a small basaltoidic outcrop with underlying sandstone and rhyolith were chosen for detailed studies. This Buchhübel area served for sampling and model validation.

3. Field and Laboratory Work Approaches

We described 40 soil profiles (soil pits and soil auger holes) to designate their composition of periglacial layers. Soil properties were described, basically following AG Boden (1994, 2005). Layers were identified in the field by detecting abrupt changes in pedological parameters, breaks in grain size, differing composition of rock fragments and the qualitative influence of aeolian material. Samples were taken from each layer and horizon.

Laboratory investigation included detailed macroscopic soil description. Microscopic observation of aliquots of the gathered material yielded derived, qualitative indicators of sediment rework due to weathering, soil formation and anthropogenic impact. Further, X-ray diffraction analyses of both soil and bedrock samples were done to qualify the sample's mineralogical composition. Especially the phyllosilicate content as indicator of weathering and soil forming processes was concerned, following the techniques described by MOORE & REYNOLDS (1997) and JASMUND & LAGALY (1993). Evaluations of grain size indices were used to support field derived layer boundaries and explain the significances of different sediment sources (as described in



Text-Fig. 1.

Location of the study site with geological setting and investigated soil profiles. Image and DEM data source: GLCF 2007, simplified geological map after SAUER & BECK (1891). and applied by FOLK [1980], THALHEIM [1988] and TUCKER [1996]).

4. Model Approach for Material Properties

Material properties of periglacial layers strongly depend on rock types in the specific catchment area of a site, and the site's topographic setting as processes of cryoclastic, cryoturbation, gelifluction and solifluction, respectively, mobilises and dislocates material downslope according to relief controlled paths (SEMMEL, 1985; SELBY, 1993; JAESCHE, 1999; RITTER, 2002). For accordant layers the implementation of aeolian sediment has to be considered (SEMMEL, 1985; THALHEIM, 1988; KLEBER, 1992). SCHOLTEN (2003) and BEHRENS (2003) introduce several statistical relationships between rock types, topography and periglacial layers.

A GIS-based model was set up to describe material distribution due to solifluction processes. A multiple flow direction algorithm (FREEMAN, 1991; OLAYA, 2004) for surface runoff was modified to provide gravity controlled downslope distribution patterns for each rock type, present in the study area (see Text-Fig. 2). A pre-processed DEM with 20 m grid size was used. Petrographical data came from digitised geological maps. Subsequent combination of individual distribution patterns yielded a two dimensional map with potential sedimentpetrographical units of periglacial layers. For the accordant layers aeolian sediment incorporation was added.

5. Results of Field and Laboratory Work

From all investigated soil profiles relationships between parent rock types, topography, periglacial layers and soil types are systematically consistent. Three major soil types occur at the study site with shallow Braunerden in top positions and steep slopes; leading over to Pseudogleye that cover gentle slopes. Parabraunerden were only detected at two profiles although transitions between all three types occur.

Soil types are closely bounded to the developed periglacial layers, by two-layer profiles (upper layer and basal layer) allowing only Braunerden and three-layer profiles (upper layer, intermediate layer and basal layer) providing potential for Pseudogleye and Parabraunerden. Table 1 summarises thickness values for the investigated layers.

Table 1

Descriptive statistical parameters concerning thickness values of periglacial layers at investigated profiles (units are cm).

| Layer (number of profiles) | Minimal value | Maximal value | Mean value | Standard deviation |
|------------------------------------|------------------|------------------|---------------|--------------------|
| Upper layer (40) | 36 | 61 | 46,62 | 5,94 |
| Intermediate layer (22) | 20 | 80 | 41,50 | 15,49 |
| Upper + intermediate layer (40) | 38 | 126 | 69,45 | 22,86 |
| Basal layer (31) | 6 | 150 | 46,68 | 30,83 |



Text-Fig. 2.

Model approach to describe topography-controlled downslope displacement of individual rock types.

A modified flow distribution model (FREEMAN, 1991; OLAYA, 2004) uses digital elevation model data and weight grids representing initial locations of rock types to create solifluidal-like patterns of material redistribution.

Microscopic analyses revealed descriptions of rock fragments, mineral grains, concretions and cementations of different appearance as well as charcoal fragments and hollow spheres of quartz grains indurated by manganese oxides. All these features were used to indicate autochthonous and parautochthonous material in specific layers, to qualify pedological overprints and weathering alteration of parent material, and to evaluate anthropogenic disturbances of the profiles.

Grain size measurements (TACHIVA, 1996) and derived sedimentpetrographical parameters were not only used to affirm field-derived layer boundaries but also to describe relations of distinct layers to different parent rock types. Thus it is possible to address sediment alteration due to admixture of aeolian material and to quantify the range of sediment properties of profiles developed on specific parent rock types (see Text-Fig. 3). X-ray diffraction analyses highlight quartz as ubiquitous mineral, regardless of parent rock type and periglacial layer. Traces of weathered and dislocated basaltic material reoccur as augite and, more infrequent, haematite. Nepheline and olivine are not present except for layers at sites directly upon basaltoidic bedrock.

Regarding clay minerals, chlorites are very abundant (85% of all samples exhibit this mineral type), showing clearer signals in layers and horizons altered by strong pedogenesis. Kaolinite and muscovite/illite are even more abundant by occurring in 90% of all samples, making them improper for distinguishing layers. Expandable 2:1 phyllosilicates and mixed-layer minerals were identified only sporadically and seem to be restricted to basaltoidic bedrock material.



Text-Fig. 3.

Comparison of grain size fractions of samples from distinct periglacial layers with respect to bedrock material.

The loess-influenced upper and intermediate layers show no clear relationship to parent rock type but are dominated by grain sizes between 30 and 80 µm while basal layers can be grouped by their parent rock material and have a much more irregular grain size distribution. Original measurements of some granulometries are taken from TACHIVA (1996).

6. Modelling Results

The modelling of solifluidal material redistribution resulted in a vector dataset with 48 sedimentpetrographical units for the entire study area. A smaller section is presented in Text-Fig. 4 together with validation. In general the model predicts a downslope movement of sediment. Due to topography control original distribution areas of material are widened. There were also mixture areas created, including up to 4 different rock types. The shape of these mixture areas is determined by flow patterns, in turn controlled by relief properties. For instance, a plateau 200 m west of Buchhübel prevents mixing of rhyolith and sandstone material by solifluidal movement. Validation (see Text-Fig. 4) of the predicted distribution areas was done using results of microscopic and X-ray diffraction analyses. For each layer and sample the indices of the according rock types were plotted against the modelled sedimentpetrographical units. In many cases the distribution patterns could be confirmed, although the distance of material displacement is not questionable.

7. Conclusions and Further Discussions

Field derived results have been verified by laboratory methods. The layers and their boundaries could always be traced, even though not by one unique technique. Microscopic parameters in combination with X-ray diffraction analyses approved to be confident and proper methods to distinguish material properties of periglacial layers, especially regarding implementation of allochthonous material.



Modelled sedimentpetrographical units



sandstone, loess

sandstone, basaltoid rhyolith, sandstone



rhyolith, sandstone, loess rhyolith, sandstone, basaltoid

rock type boundaries from geological map

Text-Fig. 4.

Results and validation of topography-controlled material redistribution.

Eight sedimentpetrographical units were modelled and show, besides admixed rock types, the broadened appearance of initial materials beyond the original boundaries. For all periglacial layers separately, mineralogical parameters indicative for distinct rock types, allow validation of modelled patterns.

detection of sandstone fragments or clastic quartz by microscopic and X-ray diffraction analyses in samples

Changes in the composition of periglacial layers were found laterally and vertically, i. e. generally due to the influence of aeolian material as well as the differentiation of upper and intermediate layer. Transition of a rock type boundary alters the properties of periglacial layers by implementation of different material. But vice versa, periglacial layers change site properties determined by bedrock. Pedological overprint of the sediment could be displayed frequently by different methods. For instance, chlorites (2:2 phyllosilicates) were identified mainly in the upper soil but are virtually absent in lower parts and may thus resemble pedologic alteration of sediment.

The introduced model approach highlights these areas that experienced material modification due to periglacial processes and the derived sedimentpetrographical units qualify the mixed rock types. However, exact data about distances and paths of solifluidal sediment displacement are not addressable. As SAUER (2002) and SCHOLTEN (2003) point out, there is a strong dependence of solifluction intensity on sediment properties. Further, it is virtually impossible to quantify displacement rates because of possibly multiple solifluction periods of indeterminable durations. Further detailed profile investigation following the modelled unit boundaries need to be stressed. To securely identify rocks dislocated by solifluction, soil pits need to be dug and measurements of rock alignments have to be carried out.

References

- AG Boden (Hrsg.): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Aufl., 292 S., (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1994.
- AG Boden (Hrsg.): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl., 438 S., (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 2005.
- BEHRENS, T.: Digitale Reliefanalyse als Basis von Boden-Landschafts-Modellen – Am Beispiel der Modellierung periglaziärer Lagen im Ostharz. – Boden und Landschaft, 42, 181 S., 2003.
- FIEDLER, H.-J. & SCHMIEDEL, H.: Beitrag zur Kenntnis der Böden des Tharandt-Grillenburger Waldes. I. Allgemeine standörtliche Grundlagen. – Jahrbuch des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie Dresden, 125–145, 1962.
- FIEDLER, H.-J. & SCHMIEDEL, H.: Beitrag zur Kenntnis der Böden des Tharandt-Grillenburger Waldes. II Die Bodenbildung im Bereich von Quarzporphyr und Grauem Gneis. – Jahrbuch des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie Dresden, 9–37, 1963.
- FIEDLER, H.-J. & BRÜCKNER, M.-P.: Verbreitung und Ausbildung periglazialer Froststrukturböden im Tharandt-Grillenburger Wald. – Exkursionsführer der GGW (Periglaziäre Deckschichten), 8–10, 1982.
- FIEDLER, H.J., HUNGER, W., LINNEMANN, U., NEBE, W. & THALHEIM, K.: Bodenbildung in periglazialen Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung der präquartären Verwitterungssubstrate. – Exkursionsführer zur 13. Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Eigenverlag, 125 S., 1994.

- FOLK, R.L.: Petrology of Sedimentary Rocks. 184 S., Hemphill Publishing Company, 1980.
- FREEMAN, G.T.: Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. – Computers and Geosciences, 17, 413–422, 1991.
- JAESCHE, P.: Bodenfrost und Solifluktionsdynamik in einem alpinen Periglazialgebiet (Hohe Tauern, Osttirol). – Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten, 20, 137 S., 1999.
- JASMUND, K. & LAGALY, G.: Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt. – 490 S., Steinkopff Verlag, 1993.
- KLEBER, A.: Periglacial slope deposits and their pedogenic implications in Germany. – Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 99, 361–372, 1992.
- KLEBER, A. & SCHELLENBERGER, A.: Hydrogeologische Verhältnisse eines Quelleinzugsgebiets im Frankenwald. – Bayreuther Forum Ökologie, 71, 17–25, 1999.
- KLEBER, A., MAILÄNDER, R. & ZECH, W.: Stratigraphic approach to alteration in mineral soils – the heavy metal example. – Soil Science Society of America Journal, 62, 1647–1750, 1998.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C.: X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. – 378 S., Oxford University Press, 1997.
- OLAYA, V. (2004): A gentle introduction to SAGA GIS. http://www.saga-gis.uni-goettingen.de/html/index.php [abgefragt: 19. 07. 2006].
- RITTER, D.F.: Process Geomorphology. 4th Edition, 546 S., McGraw-Hill Higher Education, 2002.
- SAUER, D.: Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglazialer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. – Boden und Landschaft, 36, 294 S., 2002.
- SCHOLTEN, T.: Beitrag zur flächendeckenden Ableitung der Verbreitungssystematik und Eigenschaften periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen. – Relief Boden Paläoklima, **19**, 150 S., Bornträger Verlag, 2003.
- SELBY, M.J.: Hillslope Materials and Processes. 2nd Edition, 541 S., Oxford University Press, 1993.
- SEMMEL, A.: Periglazialmorphologie. 116 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 1985.
- TACHIVA, M.: Untersuchung von Bodenformen unter Buchenwald auf den Catenen Buchhübel und Landberg im Tharandter Wald. – Diplomarbeit, TU Dresden, unveröffentlicht, 75 S., 1996.
- THALHEIM, K.: Mineralogische und granulometrische Charakterisierung quartärer Deckschichten, insbesondere des Mittelsediments, unter Wald im Osterzgebirge. – Dissertation A., TU Dresden, unveröffentlicht, 289 S., 1988.
- TUCKER, M. (Hrsg.): Methoden der Sedimentologie. 366 S., Enke Verlag, 1996.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juni 2008

Gletscherschwund einst und heute – Neue Ergebnisse zur holozänen Vegetations- und Gletschergeschichte der Pasterze (Hohe Tauern, Österreich)

RUTH DRESCHER-SCHNEIDER*) & ANDREAS KELLERER-PIRKLBAUER**)

3 Abbildungen, 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 153

Inhalt

| | Zusammenfassung | . 45 |
|----|---|------|
| | Abstract | . 45 |
| 1. | Einleitung und bisheriger Kenntnisstand | . 46 |
| 2. | Die Pasterze | . 47 |
| З. | Material und Methode | . 47 |
| 4. | Ergebnisse | . 48 |
| | 4.1. ¹⁴ C-Datierungen | . 48 |
| | 4.2. Pollenanalyse | . 48 |
| 5. | Interpretation | . 48 |
| | 5.1. Vegetationsgeschichte | . 48 |
| | 5.2. Klima- und Gletschergeschichte | . 50 |
| 6. | Schlussfolgerungen | . 50 |
| | Dank | . 50 |
| | l iteratur | 50 |

Zusammenfassung

Vier große, glazial überprägte Torfstücke wurden im Juni 2007 im Gletschervorfeld der Pasterze (2070 m NN, Hohe Tauern, Österreich) gefunden und in noch feuchtem Zustand geborgen. Diese wurden pollenanalytisch bearbeitet und radiometrisch datiert. Die Entstehung der Torfe erstreckt sich über die Zeitspanne von ca. 3350–1430 cal BC. Die Pollenflora ist von Fichte (*Picea*) dominiert und entspricht der bekannten Zusammensetzung im Mittel- und Spätholozän in dieser Höhenlage. Im Fundstück PAST 2 ist deutlich der menschliche Einfluss auf die Vegetation der höheren Lagen während der Bronzezeit zu erkennen.. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass die Pasterze zwischen 3370–2200 cal BC und 1940–1430 cal BC eine deutlich geringere Ausdehnung hatte als heute.

Vanishing Glaciers -

New Results on the Holocene History of Vegetation and Glaciation of Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria)

Abstract

Four pieces of peat, pressed by glacier activity, were found and collected near the terminus of Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria) at an elevation of 2070 m a.s.l. in June 2007. Pollen analysis and radiocarbon dating indicate that the peat was formed between 3350 and 1430 cal BC. The pollen flora is dominated by spruce (*Picea*) and corresponds with the well known composition during the Middle and Late Holocene at this elevation. The pollen content of PAST 2 reflects the human impact on the vegetation of the higher altitudes during the Bronze Age. The results of these investigations make clear that Pasterze Glacier was smaller compared to today at least at 3370–2200 cal BC and 1940–1430 cal BC.

Ostalpen Hohe Tauern Holozän Pollenanalyse

Vegetationsgeschichte

Gletscherschwankung

^{*)} RUTH DRESCHER-SCHNEIDER, Schillingsdorfer Straße 27, A 8010 Kainbach bei Graz, Österreich. ruthdrescher@hotmail.com.

^{**)} ANDREAS KELLERER-PIRKLBAUER, Institut für Geographie und Raumforschung, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 36, A 8010 Graz, Österreich. andreas.kellerer@uni-graz.at.

1. Einleitung und bisheriger Kenntnisstand

Steigende Temperaturen und geringe Niederschläge lassen die Gletscher weltweit kontinuierlich abschmelzen (z.B. Pasterze, Abb. 1 [WAKONIGG, 1991; WAKONIGG & LIEB, 1996]), was nicht nur durch die Presse zu immer wilderen Katastrophenszenarien aufgespielt wird. Eine sachliche Diskussion, ob diese Klimaänderungen natürliche oder anthropogene Ursachen haben und ob sie tatsächlich einmalig sind oder nicht, scheint zunehmend schwieriger zu werden.

Seit der Mitte des 19. Jahrhunderts geben die zurückweichenden Gletscherzungen immer wieder Reste von Baumstämmen und Torfstücke frei. Radiometrische und dendrochronologische Datierungen solcher Baumstämme ermöglichen die Rekonstruktion von Gletscherhochständen und -rückzugsphasen (z.B. FURRER & HOLZHAUSER, 1984; NICOLUSSI & PAZELT, 2000b). Die ersten pollenanalytischen Untersuchungen an Torfen stammen aus dem Gletschervorfeld des Ghiacciaio del Rutor aus dem Jahre 1957 und wurden in den folgenden Jahren weitergeführt (Westalpen [PERETTI & CHARRIER, 1967; CHARRIER & PE-RETTI, 1975; BURGA, 1991]).

An der Pasterze konnten die ersten subfossilen Hölzer bereits 1963 gefunden werden (pers. Mitt. H. WAKONIGG, 2008). 1990 entdeckte H. SLUPETZKY erneut Holz- und Torfstücke in der proglazialen Sanderfläche direkt vor der Gletscherzunge (SLUPETZKY, 1993).

Die Auswertung aller bis 1997 gesammelten Fundstücke basierte vorwiegend auf ¹⁴C-Datierungen und dendrochronologischen (Pinus cembra, Larix decidua) Analysen (SLUPETZ-KY, 1993; SLUPETZKY et al., 1998; NICOLUSSI & PAZELT, 2000a, 2000b). Erste Ergebnisse palynologischer und koleopterologischer Untersuchungen wurden Ende der 1990er Jahre veröffentlicht (SLUPETZKY et al., 1998; GEI-SER, 1998).

Die bisherigen Ergebnisse dokumentieren für die Pasterze kleinere Gletscherstände als ca. 2000 AD für verschiedene Zeitabschnitte im Holozän, z.B. um 8300-8200 cal BC, 8100-6900 cal BC, 6300-5000 cal BC, 4800 cal BC, 3900 cal BC, 3600 cal BC, 2700 cal BC, 1800-1550 cal BC (NICOLUSSI & PAZELT, 2000b). Die durch R. KRISAI pollenanalytisch bearbeiteten proglazialen Torffunde stammen aus drei dieser Zeitabschnitte:



Abb. 1

Die Pasterze und ihre räumliche Ausdehnung etwa um 1850 sowie im Jahr 2002. Die Gletscherausdehnung von 2002 und die Verteilung der supraglazialen Schuttdecke basiert auf der 9. Ausgabe der "Alpenvereinskarte Glocknergruppe" (DAV, 2006). Drei Querprofile im Bereich der Gletscherzunge, an welchen jährlich glaziologische Messungen durchgeführt werden (FWL = Freiwandlinie, SLL = Seelandlinie, BSL = Burgstalllinie), sind in der Karte eingezeichnet.

Text-Fig. 1.

Pasterze Glacier and its spatial extent around 1850 AD (Little Ice Age maximum) and in 2002 AD.

The spatial extent of 2002 as well as the distribution of the supraglacial debris cover is based on the map "Alpenvereinskarte Glocknergruppe" (DAV, 2006). Three cross sections where annual glaciological measurements are carried out annually (FWL = Freiwandlinie, SLL = Seelandlinie, BSL = Burgstalllinie) are indicated in the map.
- a) 8100–6900 cal BC (Probe 4: 7495–7310 cal BC, Probe 5: 7280–7035 cal BC),
- b) 2700 cal BC (Probe 3: 2880-2620 cal BC) und
- c) 1800–1550 cal BC (Proben 1 und 2: 1880–1655 cal BC [SLUPETZKY et al., 1998]).

In einem dieser Torfe fanden sich Reste eines Bergblattkäfers (GEISER, 1998).

Die Funde weiterer Torfbrocken im Herbst 2006 und speziell im Sommer 2007 durch A. KELLERER-PIRKLBAUER führten zu den hier präsentierten Untersuchungen.

2. Die Pasterze

Die Pasterze (47° 05' N, 12° 44' E) ist ein typischer Talgletscher mit mehreren Zuflüssen aus höher gelegenen Karen (Abb. 1), gelegen im Gebiet des Nationalparks Hohe Tauern am Fuß des Großglockners (3798 m). Mit einer Fläche von 17,5 km² im Jahr 2002 (DAV, 2006) ist er der größte Gletscher der Ostalpen. Die Pasterze weist eine Länge von rund 8,4 km sowie ein geschätztes Volumen von 1,8 km² auf (LIEB, 2004). Die markante Gletscherzunge erstreckt sich über eine Länge von rund 5 km. Besonders charakteristisch für die Gletscherzunge ist ihre kontinuierliche bzw. geschlossene Schuttbedeckung im orographisch rechten Drittel mit einer gegenwärtigen Flächenausdehnung von ca. 1,2 km² (KELLERER-PIRKLBAUER, 2008).

3. Material und Methode

Die Fundstücke vom September 2006 lagen in der proglazialen Sanderfläche im gletscherrandnahen Bereich auf ca. 2070 m NN. Sie erreichten Durchmesser von bis 20 cm. Die vier Proben vom Juni 2007 fanden sich wenige 10er-Meter talaufwärts gegenüber der Fundstelle von 2006 auf einer schuttbedeckten Toteismasse und nur wenige Meter von der Gletscherstirn entfernt (Abb. 2A & B). Das Gewicht dieser Torfstücke betrug zwischen 1 und 12 kg (insgesamt 27 kg).

Weder die Funde von 2006 noch jene von 2007 lagen in einer In-situ-Position, sondern waren fluviatil von Stellen, die derzeit noch unter Gletschereis und/oder unter Schutt verborgen sind, erodiert, verschwemmt und sekundär abgelagert.

Wegen der besseren Erhaltungszustände sowie größerer Volumina wurden die Untersuchungen auf die vier am 25. Juni 2007 eingesammelten Torffunde PAST 1–4 konzentriert (Abb. 2).



Abb. 2

Torffunde im Gletschervorfeld der Pasterze vom 25. Juni 2007.

(A) und (B) Lage der Fundorte der vier in dieser Studie bearbeiteten subfossilen Torfstücke. (C) Fundstück "PAST 1" mit einer Größe von 56 x 29 x 13 cm exemplarisch abgebildet (Fotos: A. KELLERER-PIRKLBAUER).

Text-Fig. 2.

The four peat pieces which were found on June 25th 2007.

(A) and (B) finding locations of the four peat pieces. (C) peat piece "PAST 1" with a spatial extent of 56 x 29 x 13 cm as one example (photographs by A. KELLERER-PIRKLBAUER). Für die Pollenanalyse wurden von jedem Fundstück eine ca. 1 cm dicke Scheibe herausgesägt und in ¹/₂ cm mächtige Proben aufgeteilt. Vorerst gelangten von jedem Torfstück nur 4 gleichmäßig über die Mächtigkeit des jeweiligen Fundstückes verteilte Proben zur Aufbereitung (¹/₂ cm³ Material, HCI, KOH, HF, Azetolyse, KOH, Glycerin) und zur Analyse. Die ¹⁴C-Datierungen wurden im Physikalischen Institut der Universität Wien (VERA) durchgeführt.

4. Ergebnisse

4.1. ¹⁴C-Datierungen

Je nach Alter der Torfe reicht die Kenntnis der Zusammensetzung der Pollenspektren für eine zuverlässige Datierung nicht aus. Sechs ¹⁴C-Datierungen sollten einerseits die zeitliche Einstufung aller vier Funde ermöglichen, anderseits bei den zwei großen Fundstücken (PAST 1 und PAST 2, vgl. Tabelle 1) auch eine Klärung bringen, welche Seite die Basis beziehungsweise den Top der Sequenz darstellt.

Die Zeitspanne, die die durch den Gletscher stark komprimierten Torfstücke umfassen, war nicht abzuschätzen. Die AMS-Methode ermöglichte es, sehr geringe Mengen von vorher bestimmten Pflanzenresten zu datieren und dadurch die Fehlermöglichkeiten relativ klein zu halten. Die ¹⁴C-Datierungen erbrachten die in Tabelle 1 aufgelisteten Ergebnisse.

4.2. Pollenanalyse

Die Pollenerhaltung ist in den meisten Proben gut und ermöglichte eine einwandfreie Bestimmung der Körner. Die Pollenkonzentrationen schwanken stark, reichen aber meistens für eine Analyse aus. Einzig das Material des Fundes PAST 3 ist so pollenarm, dass auf eine weitere Bearbeitung vorerst verzichtet wurde.

Die Pollenspektren (Abb. 3) der Torfe PAST 1, PAST 2 und PAST 4 werden von Fichte dominiert. Die Waldgrenzarten wie Zirbe (*Pinus cembra*), Lärche (*Larix*), Wacholder (*Juniperus*) und Grünerle (*Alnus alnobetula*) sind ziemlich regelmäßig (Lärche nur 1 Mal), aber nie wirklich häufig. Der Föhren-Pollen (Latsche [*Pinus mugo*] und Rotföhre [*Pinus sylvestris*] sind nicht zu trennen) ist meist mit 10–20 % präsent.

In allen Proben ist der Polleneintrag aus den Tallagen relativ hoch, was durch die teilweise beachtlichen Prozentwerte z.B. der Tanne (*Abies*), aber auch der Ulme (*Ulmus*) oder der Hasel (*Corylus*) belegt wird. Der Kräuterpollen ist in den beiden älteren Torfstücken (PAST 4 und PAST 2) sehr niedrig und übersteigt nur in einem Horizont die 10-%-Grenze. Im Hinblick auf die wahrscheinlich subalpine bis alpine Lage des Entstehungsortes der Torfe ist das Artenspektrum der Kräuter sehr bescheiden.

Das Torfstück PAST 2 unterscheidet sich in mehreren Punkten von den beiden anderen:

- Die Pollenkonzentration ist in den Proben 2-0 und 2-4 mit 41.000 resp. 65.000 Pollenkörnern (PK)/cm³ geringer als in den beiden Fundstücken PAST 1 und PAST 3 (zwischen 58.000 und 198.000 PK/cm³), fällt dann aber noch weiter bis auf 6390 PK/cm³ in 2-10 ab.
- Salix ist stärker vertreten als in den älteren zwei Funden, wenn sie auch in der Probe 2-10 durch die äußerst niedrige Pollensumme überbewertet sein mag.
- 3) Der Anteil der Kräuter ist höher als in den anderen Fundstücken. Mengenmäßig machen zwar die Gräser den größten Anteil aus, das Artenspektrum ist aber hauptsächlich durch Pollen- und Sporentypen erweitert, die als Zeiger für menschlichen Einfluss gelten und nun entweder zum ersten Mal auftreten (z.B. Achillea-Typ, Mercurialis annua, Trifolium, Cannabaceae) oder aber in höheren Werten vorkommen (z.B. Rumex, Urtica, Polygonum viviparum, Sporormiella). Als weiterer Hinweis auf Störungen der natürlichen Vegetation sind auch die nach oben ansteigenden Werte der Holzkohle zu werten.

5. Interpretation

Die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen an den drei Fundstücken von 2007 sind hauptsächlich aus zwei Gesichtspunkten zu diskutieren:

- 1) aus dem der Vegetationsgeschichte und
- 2) hinsichtlich der Klima- und Gletschergeschichte.

5.1. Vegetationsgeschichte

Die Dominanz der Fichte ist ein Charakteristikum der Vegetationsentwicklung in den Ostalpen während großer Teile des Holozäns und erlaubt keine genauere zeitliche Einstufung. Die Anwesenheit schon im ältesten Abschnitt (PAST 4) von Tanne und Buche, die in den Ostalpen um rund 6500 cal BC einwanderten (SCHMIDT et al., 1998; DRE-SCHER-SCHNEIDER, 2008), stellt alle Proben ins mittlere und jüngere Holozän. Sowohl das Spektrum des Baumpollens (BP) als auch die Datierungen stimmen weitgehend mit den Analysen 1-3 von KRISAI in SLUPETZKY et al. (1998) überein. Auffallend in allen Proben - auch in jenen von KRI-SAI – ist der geringe Anteil der Waldgrenzgehölze. Zwar ist die Erhaltung der Pinus -Pollenkörner in den Funden von 2007 nicht immer genügend, um eine sichere Bestimmung von Pinus cembra zu erlauben, so dass ihr Anteil vielleicht etwas zu gering erscheint. Es ist aber bekannt, dass die Pollenproduktion der Zirbe geringer ist als jene der Latsche

| Tabelle 1 – Ta ¹⁴ C-Datierung | a <i>ble 1.</i> en – <i>Radiocarb</i> | oon Datings. | | | | |
|---|--|------------------------------------|--|-----------------------|---|--|
| Probe | Labor-Nr. | 14 C-Alter±1 σ -Fehler | Kalibriertes Alter | Herkunft | Position | Material |
| Pasterze 1 | VERA-4439 | 4375 ± 35 BP | 3100–2900 cal BC (95,4%) | PAST1 13,0–13,5 cm | Unteres Ende des Fundstücks | Moose, 2 Nadelspitzen, 2 <i>Carex</i> -Nüsschen |
| Pasterze 2 | VERA-4440 | 3855 ± 35 BP | 2470–2200 cal BC (95,4%) | PAST1 0,0–1,0 cm | Oberes Ende des Fundstücks | Moose, Cyperaceen- Reste |
| Pasterze 3 | VERA-4441 | 3260 ± 40 BP | 1630–1430 cal BC (95,4%) | PAST2 0,0–0,5 cm | Oberes Ende des Fundstücks | Moose, Cyperaceen- Reste, Ästchen |
| Pasterze 4 | VERA-4442 | 3515 ± 35 BP | 1940–1740 cal BC (95,4%) | PAST2 8,5–9,0 cm | Unteres Ende des Fundstücks | Diverse vegetative Reste |
| Pasterze 5 | VERA-4443 | 3310 ± 40 BP | 1690–1490 cal BC (95,4%) | PAST3 0,0–0,5 cm | Provisorisches oberes Ende des Fundstücks | Moose, Cyperaceen- Reste |
| Pasterze 6 | VERA-4444 | 4530 ± 35 BP | 3370–3260 cal BC (34,0%) 3250–3090 cal BC (61,4%) | PAST4 0,0–0,5 cm | Provisorisches oberes Ende des Fundstücks | Moose |



und der Rotföhre und dass Lärchen wegen sehr geringer Pollenproduktion und schwacher Pollenverbreitung nur nachgewiesen werden können, wenn ein Baum in nächster Nähe zur Untersuchungsstelle steht oder wenn diese von einem Lärchenwald umgeben ist. Eine einzelne Spaltöffnung von Pinus (Probe 1-5 cm) und zwei Picea-Nadelreste in der ¹⁴C-Probe Pasterze 1 lassen die Baumgrenze in nicht allzu weiter Entfernung annehmen. Allerdings zeigen noch unveröffentlichte palynologische Untersuchungen in einem See in den Ötztaler Alpen oberhalb von 2800 m Seehöhe (DRESCHER-SCHNEIDER), dass sowohl Fichten-Pollenkörner als auch Nadeln bis weit in die alpine Stufe vertragen werden können.

Der relativ hohe Anteil an Tanne und die regelmäßigen Funde von Buche (bis knapp 4 %), aber auch von Hasel, Linde, Ulme, Eiche und sogar ein Vitis (Weinrebe, Probe 1-10 cm) deuten auf einen starken Polleneintrag aus den Tallagen. Wie groß der Anteil des Fernfluges sein kann, wurde schon mehrfach belegt (BORTENSCHLAGER, 1967, 1970; JOCHIMSEN, 1986; AMMANN, 1979). Andere Arbeiten konnten wiederum zeigen, dass der Anteil des Pollens aus den tieferen Lagen umso geringere Bedeutung hat, je ge-schlossener und kräuterreicher die Vegetationsdecke in der Nachbarschaft unmittelbaren der Untersuchungsstelle ist: nicht nur die Prozentwerte des Kräuterpollens nehmen zu, sondern auch deren Artenspektrum wird vielfältiger (AMMANN, 1979; DRESCHER-SCHNEIDER, 2007). Auf Grund der allgemein eher schwachen Präsenz der alpinen Kräuter in den Pollenspektren der Pasterze einerseits und der Funde von Saxifraga-oppositifolia-Typ und Armeria und der Häufigkeit von Glomus (ein Zeiger für offene Böden und Erosion) andererseits, ist mit einer eher lückenhaften Vegetation in der ehemaligen Umgebung des/der Moore zu rechnen.

Ein klarerer Hinweis auf die Lage der Baumgrenze zur Zeit der Torfbindung ist aus den Pollenspektren nicht ersichtlich. Die Bestimmung der verschiedenen Holzreste in den Fundstücken wird zeigen, ob das Holz von Zirben, Latschen und/oder Lärchen stammt oder ob es sich um Reste von Weiden (Spalierweiden), Alpenrosen oder andern Zwergsträuchern handelt. Die Rekonstruktion der Baumgrenzen durch NICOLUSSI et al. (2005) spricht aber stark dafür, dass auch in den von uns erfassten Zeitfenstern zumindest an den Hängen mit lockeren Baumbeständen zu rechnen ist. Dank der nach oben verschobenen Baumgrenze kann der Anteil der Fichten jenen der eigentlichen Waldgrenzarten überwiegen, was die relativ hohen Fichtenpollenwerte erklären würde.

5.2. Klima- und Gletschergeschichte

Das Fundstück PAST 1 mit einem Alter von 3100-2200 cal BC stimmt zeitlich mit dem Fundstück 7/Probe 3 aus SLUPETZKY et al. (1998) überein und stammt aus der langen, klimatisch günstigen Periode zwischen der Rotmoos-II- und der Löbben-Schwankung (vgl. HAAS et al., 1998). Die Pasterze musste damals zumindest so weit zurück geschmolzen gewesen sein wie heute. Die Baumgrenze wird in Kaunertal vorläufig für diesen Zeitabschnitt bei ca. 2370 m ü. M. angenommen (NICOLUSSI et al., 2005). Vom Fundstück PAST 4 ist bisher nur eine Seite datiert. Die Messung ergab ein relativ ungenaues Alter von 3370-3090 cal BP, was bedeutet, dass der Torf während der Rotmoos-II-Schwankung entstanden ist und dass der Gletscher sogar während dieser ungünstigen Zeit die Fundstelle nicht erreicht hatte. PAST 2 ist das jüngste Fundstück und mit 1940–1430 cal BC datiert. Der Torf stammt aus der Zeit der Löbben-Schwankung. Gleichzeitig ist dies auch die Zeit der Hochblüte der bronzezeitlichen Almnutzung. Nach PATZELT (2006) in MANDL (2007) zeigt die Temperaturkurve für diese Zeit große Schwankungen. Offenbar blühte die bronzezeitliche Almwirtschaft auf, während die klimatischen Verhältnisse vorübergehend besser wurden. Aus dieser Periode stammt auch der Torf. Die Zeiger für menschliche Kultureinflüsse in der Probe 2-0 cm sind somit ein Hinweis auf die intensive Nutzung der Hochlagen im weiteren Umkreis der Pasterze durch die bronzezeitliche Bevölkerung.

6. Schlussfolgerungen

Die Torffunde von der Pasterze sind die bisher am längsten von Eis bedeckten Zeugen eines früheren, ebenso massiven Gletscherschwundes wie heute. Sie bestätigen einmal mehr, dass über lange Zeiträume während des Holozäns die Gletscher so klein waren wie heute oder noch kleiner. Durch die Verschlechterung der klimatischen Bedingungen nahm der Gletscherschwund jeweils ein natürliches Ende. Ob eine Trendumkehr in der heutigen Situation auch auf natürliche Weise stattfinden wird und kann, ist allerdings ungewiss. Ebenso darf nicht vergessen werden, dass so große Gletscher wie die Pasterze längere Zeit stabile klimatische Bedingungen benötigen, um im Gleichgewicht zu sein. Gegenwärtig ist die Pasterze sicher nicht im Gleichgewicht, sondern "hinkt" dem heutigen Klima hinterher. Somit bedarf es auch keiner weiteren Temperaturerwärmung, um eine weitere wesentliche Abschmelzung der Pasterze zu verursachen. Ein Aspekt, der gerne in Klimadiskussionen vergessen wird.

Dank

Diese Studie wurde durch die Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Finanzierung der ¹⁴C-Datierungen sowie der Pollenanalysen) und durch den FWF (Projekt Nr. FWF P18304-N10 – ALPCHANGE – Climate Change and Impacts in Southern Austrian Alpine Regions; www.alpchange.at) finanziell unterstützt. Die in diesem Text erwähnten Torffunde vom September 2006 wurden in dankenswerter Weise von Michael KROBATH, Reinhold LAZAR sowie Gerald MüLLER zur Verfügung gestellt. Die AMS-Datierungen sowie die Kalibrierungen der Daten wurden durch Eva Maria WILD (Vienna Environmental Research Accelerator/VERA), Institut für Isotopenforschung und Kernphysik, Universität Wien, durchgeführt. Hubert KELLE-RER-PIRKLBAUER unterstützte tatkräftig die Geländekampagne am 25. Juni 2007. Ihnen allen gilt unser besonderer Dank.

Literatur

- AMMANN, K.: Gletschernahe Vegetation in der Oberaar einst und jetzt. Historische Schwankungen des Oberaargletschers (Grimselpass, 2300 m, Schweiz) und ihr Einfluss auf die heutige Vegetation der Oberaar und einige Ergebnisse bisheriger Pollenanalysen gletschernaher Profile. – In: WILMANS, O. & TÜXEN, R. (eds.): Werden und Vergehen von Pflanzengesellschaften, Ber. Intern. Symposium IVV, Rinteln, 20.–23. März 1979, 227–251, 1979.
- BURGA, A.C.: Vegetation history and palaeoclimatology of the Middle Holocene: pollen analysis of alpine peat bog sediments, covered formerly by the Rutor Glacier, 2510 m (Aosta Valley, Italy). – Global Ecology and Biogeography Letters, 1, 143–150, 1991.
- BORTENSCHLAGER, S.: Pollenanalytische Ergebnisse einer Firnuntersuchung am Kesselwandferner (3240 m, Ötztal, Tirol). – Grana Palynologica, **7**, 259–269, 1967.
- BORTENSCHLAGER, S.: Neue pollenanalytische Untersuchungen von Gletschereis und gletschernahen Mooren in den Ostalpen. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **6**, 107–118, 1970.
- CHARRIER, G. & PERETTI, L.: Analisi palinologica e datazione radiometrica C14 di depositi torbosi intermorenici della regione alpina piemontese, apllicate allo studio del clima e dell' ambiente durante il Quaternario superiore. – Boll. del Comitato Glaciologico Italiano, 23, 51–66, 1975.
- DAV: Alpenvereinskarte Glocknergruppe. 9. Ausgabe, Deutscher Alpenverein, Maßstab 1:25000, 2006.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R.: Pollenanalytische Untersuchungen im Königreich, Dachstein-Ostplateau (Österreich). – In: HEBERT, B., KIENAST, G. & MANDL, F.: Königreich, Dachsteingebirge. 3500 Jahre Almwirtschaft zwischen Gröbming und Hallstatt. – Forschungsberichte der ANISA, 1, 119–130, 2007.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R.: Das Kohltratten-Moor im Süden von Schloss Lind. Neue pollen- und großrestanalytische Ergebnisse zur spät- und postglazialen Vegetations- und Klimaentwicklung im Gebiet Neumarkt (Steiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 137, 63–84, 2008.
- FURRER, G. & HOLZHAUSER, H.: Gletscher- und klimageschichtliche Auswertung fossiler Hölzer. – Z. Geomorphologie N.F., Suppl. 50, 117–136, 1984.
- GEISER, E.: 8000 Jahre alte Reste des Bergblattkäfers Oreina cacaliae (Schrank) von der Pasterze. – Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, **4**, 41–4, 1998.
- JOCHIMSEN, M.: Zum Problem des Pollenfluges in den Hochalpen. Diss. Bot., **90**, 249 S., 1986.
- HAAS, J.N., RICHOZ, I., TINNER, W. & WICK, L.: Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. – The Holocene, 8, 301–309, 1998.
- KELLERER-PIRKLBAUER, A.: The Supraglacial Debris System at the Pasterze Glacier, Austria: Spatial Distribution, Characteristics and Transport of Debris. – Zeitschrift für Geomorphologie, **52**, Suppl. 1, 3–25, 2008.
- LIEB, G.K.: Die Pasterze 125 Jahre Gletschermessungen und ein neuer Führer zum Gletscherweg. – Grazer Mitteilungen der Geographie und Raumforschung, 34, 3–5, 2004.
- MANDL, F.: Das Königreich auf dem Dachstein. Dokumentation. In: HEBERT, B., KIENAST, G. & MANDL, F. (Hrsg.): Königreich, Dachsteingebirge. 3500 Jahre Almwirtschaft zwischen Gröbming und Hallstatt. – Forschungsberichte der ANISA, 1, 23–96, 2007.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G.: Discovery of early-Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. – The Holocene, **10**, 191–199, 2000a.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G.: Untersuchungen zur Holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **36**, 1–87, 2000b.

- NICOLUSSI, K., KAUFMANN, M., PATZELT, G., VAN DER PLICHT, J. & THURNER, A.: Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Apls, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. – Veg. Hist. Archaeobot., 14, 221–234, 2005.
- PATZELT, G.: Klimakurve. Die nacheiszeitliche Temperaturentwicklung im Ostalpenraum, abgeleitet aus den Baumgrenz- und Gletscherschwankungen. – Revision III, 2006.
- PERETTI, L. & CHARRIER, G.: Segnalazione e analisi pollinica di torba deposita alla fronte attuale del ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta). Considerazioni di paleogeografia e paleoclimatologia locale. – Boll. del Comitato Glaciologico Italiano, 14, 13–31, 1967.
- SCHMIDT, R., WUNSAM, S., BROSCH, U., FOTT, J., LAMI, A., LÖFFLER, H., MARCHETTO, A., MÜLLER, H.W., PRAZAKOVA, M. & SCHWAIGHO-FER, B.: Late and post-glacial history of meromictic Längsee (Austria), in respect to climate change and anthropogenic impact. – Aquat. Sci., **60**, 56–88, 1998.

- SLUPETZKY, H.: Holzfunde aus dem Vorfeld der Pasterze. Erste Ergebnisse von ¹⁴C-Datierungen. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **26**, 179–187, 1993.
- SLUPETZKY, H., KRISAI, R. & LIEB, G.K.: Hinweise auf kleinere Gletscherstände der Pasterze (Nationalpark Hohe Tauern, Kärnten) im Postglazial – Ergebnisse von ¹⁴C-Datierungen und Pollenanalyse. – Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, **4**, 225–240, 1998.
- WAKONIGG, H.: Die Nachmessungen an der Pasterze von 1879 bis 1990. – Arbeiten aus dem Institut für Geographie in Graz, **30**, 271–307, 1991.
- WAKONIGG, H. & LIEB, G.K.: Die Pasterze und ihre Erforschung im Rahmen der Gletschermessungen. – Kärntner Nationalparkschriften, 8, 99–115, 1996.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juni 2008



Krems-Hundssteig 2000–2002: Faunareste, Subsistenz und Aktivitätszonen

FLORIAN A. FLADERER & TINA SALCHER-JEDRASIAK*)

11 Abbildungen

| Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 38 | Niederösterreich Löss Jungpaläolithikum Gravettien Archäozoologie Taphonomie |
|--|---|
|--|---|

Inhalt

| | Zusammenfassung | 53 53 |
|----|--|----------|
| 1. | Ausgrabungsareal und vertikale Fundverteilung | . 53 |
| 2. | Tierkörper, Körperteile und Rekonstruktionen von Zusammengehörigkeiten | . 54 |
| З. | Anthropogene und zoogene Modifikationen und Ressourcennutzung | . 58 |
| 4. | Jahreszeitliche Befunde und die Hypothese eines ganzjährigen Lagers | . 59 |
| | Literatur | . 59 |

Zusammenfassung

Aus sieben Horizonten des 261 m² umfassenden Grabungsareals wurden über 2.100 Tierreste geborgen. Es handelt sich um die Abfallvergesellschaftungen der Gravettienkultur vor 28.000 Jahren B.P. mit teilweisem Subsistenzschwerpunkt auf Mammute. Anatomische Zusammengehörigkeiten belegen den Antransport größerer Schlachteinheiten der Herbivorenkategorien "Mammut- bis Nashorn-" und "Rothirsch- bis Rentiergröße" von (hypothetischen) Tötungsplätzen, sowie weitere Zergliederungsschritte innerhalb oder nahe dem gegrabenen Areal und die intentionelle Deponierung nicht verwerteter Teile. Die Erhaltung der Reste lässt auf eine teilweise sehr rasche Einbettung infolge von Lössstürmen(?) und Störungen durch aasfressende Karnivoren schließen. Jahreszeitliche Befunde stützen die Hypothese einer Nutzung des Jäger-Sammler-Lagers durch das ganze Jahr.

Die FWF-Projekte 13780-SPR und 17258-G02 wurden von der Prähistorischen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt.

Krems-Hundssteig 2000–2002: Faunal Remains, Subsistence, and Activity Areas

Abstract

Seven horizons within a 261 m² excavation site yielded c. 2.100 faunal remains from the refuse assemblages of 28 kys B.P. Gravettian encampments which were at least partially based on mammoth procurement. Anatomical units indicate the transport of mammoth/rhinoceros size and red deer/reindeer size from hypothetical kill sites, further dismemberment within the area or close to it, as well as intentional refuse disposal. The taphonomical analysis supports rapid embedding, very probably during loess storms, as well as disturbance by scavenging carnivores. Seasonal data support the hypothesis of a perennial hunter-gatherers camp.

The Austrian Science Foundation FWF Projects 13780 SPR and 17258-G02 were operated by the Prehistoric Commission of the Austrian Academy of Science.

1. Ausgrabungsareal und vertikale Fundverteilung

Aus sieben Horizonten des 261 m² umfassenden Grabungsareals konnten über 2.100 Knochen oder deren Bruchstücke geborgen werden. Es handelt sich um die Abfallvergesellschaftung eines Jägerlagers der Pavlovienkultur (Gravettien). Die Erhaltung der Tierreste lässt auf eine teilweise sehr rasche Einbettung schließen, welche ver-

*) Dr. FLORIAN A. FLADERER, Mag. TINA SALCHER-JEDRASIAK, Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstraße 14, A 1090 Wien. florian.fladerer@univie.ac.at.



Abb. 1.

Verteilung der herbivoren Megafauna und der Karnivoren (Canis lupus und Vulpes lagopus) im AH3.2 (FLADERER, HÄNDEL & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).

mutlich während der frostfreien Jahreszeit durch Lössstürme und -verwehungen erfolgte. Weiters kann rekonstruiert werden, dass die konservierte Verteilung durch Karnivoren und syn- bis postsedimentäre Bodenmechanik gestört wurde.

Über 95% der Tierreste stammen aus dem oberen Bereich des Kulturschichtpakets 3 (AH3.1 bis AH3.3). Der Mammutanteil (Knochenzahl, NISP), welcher über 80% aller Tierreste repräsentiert, ist hier mit mindestens sechs Mammuten vertreten, darunter sind vier Kälber bis subadulte Tiere. Daneben gibt es Überreste von fünf Huftierarten (Rentier, Wildpferd, Rothirsch, Steinbock, Wollhaarnashorn). Die wenigen Raubtierreste im AH3.2 repräsentieren drei Wölfe und zwei Eisfüchse (Abb. 1).

Innerhalb des erforschten Profils zeigt sich eine unterschiedliche Artenfrequenz: Das Mammut nimmt von unten nach oben an Häufigkeit zu; Rentier und Rothirsch sind dadurch im unteren Bereich deutlicher (Abb. 2). Schneehasen sowie einzelne Biber- und Hamsterreste deuten weitere potentiell bejagte kleine Tierarten an. Aus AH3.4 ist auch ein Hermelin bekannt und nur aus diesem Horizont sind Reste von Moorschneehühnern, Auerhühnern, Ringelgänsen und Eischalen (vermutlich von Auerhennen) bekannt. Das Teilskelett einer (?Sing-)Drossel stammt aus AH3.7 (FLADERER & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).

Die Radiokarbondaten für die Hauptkulturschicht AH3.2 liegen zwischen 27.2 und 28.0 ka B.P., die ältesten Tierreste des Profils sind mit einem Datum von rund 41 ka assoziiert (Abb. 2, NEUGEBAUER-MARESCH, 2008).

2. Tierarten, Körperteile und Rekonstruktionen von Zusammengehörigkeiten

Bei der archäozoologischen Bearbeitung wurde ein besonderes Augenmerk auf die exakte Zuordnung auch von kleinen Knochenfragmenten zur Skelettposition, auf das Individualalter sowie auf mögliche Zusammengehörigkeiten dislozierter gleichartiger Elemente und Fragmente gelegt.

Mammut

Aus dem Fauna-Haupthorizont AH3.2 wurden 1.636 Knochen geborgen, was 87 % der Gesamtzahl entspricht. Es sind mindestens sieben Individuen nachgewiesen, darunter ein Milchkalb und zwei adulte Tiere. Bei mindestens einem davon handelt es sich um einen Bullen. Alle Körperregionen sind vorhanden, wobei die schwersten – Schulter, Hüfte und Kopf – zurückbleiben (Abb. 3). Diese stammen fast ausschließlich von jüngeren Tieren.

Rentier

Die Körperteilpräsenz ist – abgesehen von der deutlich geringeren Knochenzahl – ähnlich dem Mammut (Abb. 4). Die Langknochenverteilungen deuten an, dass im AH3.2 im Bereich der Fundzonen 1 bis 3 Knochenmarkgewinnung aus den Extremitäten erfolgte (Abb. 5). Im AH3.3 sind Rentierreste häufiger als Mammutreste, wobei sich die Repräsentation von AH3.2 und AH3.4 allerdings nicht signifikant



Abb. 2

Häufigkeit der Tierarten in den fünf fundreichen Horizonten nach Knochenzahlen (KNZ) und gemittelten Radiokarbondaten.



Summarische Körperteilhäufigkeiten der Mammutreste im AH3.2 projiziert auf die rechte Körperseite auf Basis bestimmbarer anatomischer Positionen. Repräsentationen der Schädel und Zahnreste sind schematisiert.

unterscheidet (Abb. 6). Eine ähnliche Aktivitätenzonierung über den dokumentierten Zeitumfang könnte durch eine wiederholte Nutzung des Bereichs durch die selbe Jägergruppe verursacht worden sein. Auf die sehr ähnlichen Verteilungsmuster im AH3.44 und AH3.34 stützt sich die vorläufige Hypothese, dass hier eine einzige saisonale Nutzungsphase/Rentierjagd durch Lössanwehungen unterbrochen wurde.

Wildpferd

Equus-Reste treten am Hundssteig gegenüber Mammut und Rentier deutlich zurück (Abb. 2). Der dislozierte anatomische Verband eines linken Vorderlaufs im AH3.2 in Fundzone 4 ohne Karnivorenverbiss belegt beispielsweise folgende menschliche Aktivitäten (Abb. 7): (1) Transport der Schlachteinheit vom Tötungsplatz, (2) intentionelle Deponierung ("sekundärer Abfall"). Im nächsten Folge-



Abb. 4.

Körperteilrepräsentation von Rentieren in 5 Horizonten (FLADERER, HÄNDEL & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).



Rentierreste im AH3.2 (FLADERER, HÄNDEL & SALCHER-JEDRASIAK, 2008)

rungsschritt sind die Zwischenschritte Filettierung und eine rasche Einbettung - anthropogen oder durch Lösssedimentation - rekonstruierbar. Es erfolgte kein Aufbrechen des Markhohlraums.

Verteilungsmuster und Funktion

Wie aus den Beobachtungen der Rangifer- und Eguus-Reste erschließbar, können räumlich und zeitlich unterschiedliche Aktivitäten bzw. "Arealfunktionen" rekonstruiert werden. Eine Deponierung von großen Knochen und anatomischen Teilverbänden, hauptsächlich von Mammuten, erfolgte im AH3.2 vor allem im östlichen Bereich (Fundzone 4; Abb. 1). Auch die geringe Anzahl von Steinartefakten in diesem Bereich spricht dagegen, dass hier im großen Maß Filettierung oder weitere Zerlegungsschritte erfolgten (Abb. 8). Im Gegensatz dazu Fundzone 1 und 2, hier zeigt u.a. der höhere Anteil von Rippen gegenüber Wirbeln einen der Nahrungsaufnahme näheren Bereich (Abb. 9). Wahrscheinlich erfolgten hier Filettierung von Rippen, die bereits anderswo von den Wirbeln abgetrennt wurden, und möglicherweise Konsumation von Rippenfleisch und/oder Rippenzerlegung als Vorbereitung des Knochenschmiere-Auskochens. Die älteren Horizonte AH3.3 und AH3.7 zeigen auch Zonen der Markgewinnung von Rentier-Langkno-

chen, die größere Bedeutung des Wildpferds und des Rothirsches, die (hypothetische) Nutzung von Schneehühnern und Ringelgänsen sowie "Nullzonen" ohne evidente anthropogene Beeinflussung. Allerdings können erosive Prozesse nicht ausgeschlossen werden.

Die Kartierung und Rekonstruktion dislozierter anatomischer Zusammengehörigkeiten erlauben Rückschlüsse auf jagdlogistische Aktivitäten:

- 1) Antransport größerer Schlachteinheiten der Herbivorenkategorien "Mammut bis Nashorn" und "Rothirsch bis Rentier" von (hypothetischen) Tötungsplätzen. Die Tatsache, dass - wie bei den Rentieren - alle Körperbereiche vorhanden sind, lässt an sehr nahe liegende Tötungsplätze der Mammute denken.
- 2) Weitere Zergliederungsschritte innerhalb oder nahe dem gegrabenen Areal wie Filetierung und Knochenmarkgewinnung (während der Zerlegung oder Konsumation verursachte Fragmente bilden "primären Abfall").
- 3) Intentionelle Deponierung nicht verwerteter Teile ("sekundärer Abfall").

Es können deutliche Unterschiede in der Funktion innerhalb der Fundhorizonte und in der vertikalen Abfolge beobachtet werden. Das östliche, dem Kremstal zugewandte



Rentierreste im AH3.4 und AH3.5 (FLADERER, HÄNDEL & SALCHER-JEDRASIAK, 2008)



Abb. 7.

Dislozierter anatomischer Verband eines linken Vorderbeins von *Equus* sp. im AH3.24, Quadranten Q88–89. Die Zugehörigkeit des linken Os pisiforme in S81 ist nicht gesichert. Herausgehoben sind weitere Mammutreste, Häufung von Schädelfragmenten des "juvenilen Individuums 3", Femur und Rippen, dislozierte Lamellen eines oder mehrerer Molaren in S81 (FLADERER, HÄNDEL & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).



Mammut-Cervicalwirbel mit Zusammengehörigkeiten und Silexfunde im AH3.2 (PK OEAW-MH MARC HÄNDEL).



Abb. 9.

Mammut-Brustwirbel und Rippen mit Zusammengehörigkeiten und im AH3.2 (FLADERER, HÄNDEL & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).



Abb.10

Multiple (serielle) Schlagmarken an einer linken Ulna-Diaphyse eines jüngeren Mammuts, Innen- und Außenansicht (Mitte) und Trümmerstücke von Langknochendiaphysen mit Spiralbrüchen ("Kompaktsplitter") von Mammutknochen (unten).

Aufgebrochene Langknochen (rote Pfeile) und "Chips" werden als Spuren der Knochenmarkextraktion bewertet. Oben: Verbiss und Kratzspuren (vermutlich von der eiszeitlichen Tüpfelhyäne) an einer Radiusepiphyse eines Mammuts (FLADERER & SALCHER-JEDRASIAK, 2008). Areal der Hauptfundschicht AH3.24 ist funktionell v.a. Deponiebereich, d. h. intentionell angehäufter Abfall (Abb. 9). In den westlichen Bereichen AH3.21 und AH3.22 und in den tieferen Kulturschichten AH3.34 und AH3.44 finden sich eine deutliche Zerlegung antransportierter Schlachteinheiten (v.a. der mittelgroßen Herbivoren Pferd und Rentier, Abb. 6), Vorbereitungen zum Verzehr und kleinerer primärer Abfall in geringer Funddichte ohne weitere intentionelle Verlagerung repräsentiert. Die hohe Funddichte wie an den nahen Grabungsstellen Krems-Wachtberg 1930 (FLADERER, 2001) und Krems-Wachtberg 2005–07, die Behausungsbereiche kennzeichnen, wird an keiner Stelle erreicht.

3. Anthropogene und zoogene Modifikationen und Ressourcennutzung

Serielle Schlagmarken, aufgebrochene Langknochen und "Chips" von kompakten Knochen von Mammuten zeigen eine besondere Nutzung an. Sehr wahrscheinlich sind es Dokumente der Spaltung zum Zweck der Knochenmarkgewinnung, wie sie auch von rezenten Ethnien bekannt ist (Abb. 10). Der kompakte Knochen könnte aber auch als Rohmaterial gedient haben. Da aber weder Werkzeuge oder Halbfabrikate gefunden wurden, werden die Schlagmarken eher dem Nahrungserwerb zugeordnet. Die große Häufigkeit von kompakten Langknochenchips an der aktuellen Grabung von Krems-Wachtberg 2005–07 weist dort einen Behausungsbereich aus, wo die hauptsächliche Zerlegung stattgefunden hat und die Splitter als primärer Abfall im Nutzungshorizont liegen.

Zerlegungen frischer Knochen (Grünholzfrakturen) bzw. Stoßzähne sind gut belegt. Eindeutig ist damit nur beim Elfenbein eine Rohstoffnutzung angezeigt. Endprodukte (Werkzeuge, Schmuck) wurden am Fundplatz allerdings nicht gefunden.

Ein anatomischer Verbandfund von Brustwirbeln (ca. T9–T10) eines juvenilen Mammuts zeigt Schnittmarken im proximalen Bereich des Dornfortsatzes des T?9 und deutet damit die Herauslösung des Spinalismuskels an (Abb. 11).

Deutlich häufiger sind Verbiss und Kratzspuren an den Knochen (Abb. 10); sie belegen eine intensive, teilweise subsequente Beeinflussung des Siedlungsabfalls. Während Wölfe und Polarfüchse auch im Knocheninventar vorhanden sind, erlauben charakteristische Verbissmarken auch den Schluss auf Hyänen in der regionalen Karnivorengilde. Die Subsistenz der Bevölkerung um 27.000 Jahre vor heute auf Mammutjagd und damit verursachte Bereitstellung von zusätzlichem Aas für die Karnivoren kann als frühe anthropogene Veränderung des natürlichen ökologischen Gefüges bzw. der Landschaft beurteilt werden.

4. Jahreszeitliche Befunde und die Hypothese eines ganzjährigen Lagers

Ein nur wenige Wochen alter Wolfswelpe und ein rund 11-monatiger Wolf in AH3.2 deuten eine Todessaison im Frühling an. Drei Extremitätenreste von jeweils einjährigen Rentieren in AH3.3 und AH3.2 lassen ebenfalls auf das Sommerhalbjahr schließen.

Zur taphonomischen Erklärung der Bedeckung der Kulturhorizonte wird eine hohe Löss-Sedimentationsrate postuliert. Sehr wahrscheinlich erscheinen Lössstürme in der frostfreien Jahreszeit nach den sommerlichen Schmelzwässern im September bis Oktober.

Da am nahen Fundplatz Krems-Wachtberg 1930 auf Basis von vier Mammutmilchkälbern eine winterliche Jagdbzw. Lagersaison rekonstruiert wird (FLADERER, 2001), gilt als aktuelle Arbeitshypothese eine ganzjährige Nutzung des Wachtbergs durch eine Gravettiengruppe (FLADERER & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).

Literatur

FLADERER, F.A.: Die Faunareste von Krems-Wachtberg, Ausgrabung 1930, Jagdwild und Tierkörpernutzung an der Donau vor 27.000 Jahren. – Mitt. Prähist. Komm., Österr. Akad. Wiss., Phil.-hist. Kl., 39, Wien 2001.



Abb. 11.

Anatomischer Verbandfund von Brustwirbeln, ca. T9–T10, eines juvenilen Mammuts mit Schnittmarken am Dornfortsatz (FLADERER & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).

- FLADERER, F.A. & SALCHER-JEDRASIAK, T., mit Beiträgen von BAU-ERNFEIND, E., HÄNDEL, M., RABEDER, G. & STEGUWWEITH, L.: Krems-Hundssteig 2000–2002, Archäozoologische und taphonomische Untersuchungen. – In: NEUGEBAUER-MARESCH, Ch. (Hrsg.), Krems-Hundssteig – Mammutjägerlager der Eiszeit, Österr. Akad. Wiss., Phil.-hist. Kl., Mitt. Prähist. Komm., 67, 216–312, Wien 2008.
- FLADERER F.A., HÄNDEL, M. & SALCHER-JEDRASIAK, T.: Krems-Hundssteig 2000-2002: Räumliche Analyse der Faunareste. – In: NEUGEBAUER-MARESCH, Ch. (Hrsg.), Krems-Hundssteig – Mammutjägerlager der Eiszeit, Österr. Akad. Wiss., Phil.-hist. Kl., Mitt. Prähist. Komm., 67, 292–312, Wien 2008.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Ch. (Hrsg.): Krems-Hundssteig Mammutjägerlager der Eiszeit, Ein Nutzungsareal paläolithischer Jägerund Sammler(innen) vor 41.000–27.000 Jahren, Österr. Akad. Wiss., Phil.-hist. Kl., Mitt. Prähist. Komm., 67, Wien 2008.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Juli 2008



Klimaveränderung und Landschaftsgenese im Zentralen Hochland von Mexiko während der letzten 900.000 Jahre

MARKUS FÖRST*), BIRGIT TERHORST**) & SERGEY SEDOV***)

3 Abbildungen

Mexiko Landschaftsgenese Morphologie Erosion Paläoklima Paläoboden

Inhalt

| | Zusammenfassung | 61 61 |
|----|-------------------------|----------|
| 1. | Einleitung | 61 |
| 2. | Untersuchungsgebiet | 62 |
| З. | Methoden und Ergebnisse | 62 |
| 4. | Schlussfolgerungen | 62 |
| | Literatur | 63 |

Zusammenfassung

Intensive Erosionsphasen schnitten während des Pleistozäns Paläorinnen durch vorhandene Paläoböden und zementierte Horizonte. Die Hohlformen wurden in relativ kurzer Zeit wieder mit Sediment verfüllt. Insgesamt konnten mindestens fünf Erosions- und Sedimentationsphasen nachgewiesen werden. Die Analyse der Dünnschliffe zeigt weiterhin schnelle Wechsel im Wasserhaushalt und die Verwitterungseigenschaften der Hornblende weisen auf warme und feuchte klimatische Bedingungen hin. Darüber hinaus deuten Phytolithe auf Steppenlandschaften während stabiler Phasen hin.

Climatic Change and Genesis of Morphology in the Last 900 000 Years in the Central Highlands of Mexico

Abstract

Intensive erosional processes during the Pleistocene cut through paleosols and duripans equally in form of paleochannels. Afterwards they were refilled with sediments in a relatively short time. Altogether, there is evidence of at least five phases of erosion and sedimentation. Furthermore, the micromorphological results show changes in the water regime and weathering properties of minerals (amphibole) pointing out warmer and wetter periods in the past. Moreover, phytoliths show that former stable surfaces were covered with grassland.

1. Einleitung

Für den klimatischen Verlauf in Nord–Süd-Richtung hat Zentralamerika eine entscheidende Bedeutung, da es die Verbindung einer durchgehenden terrestrischen Aufzeichnung von der Arktis fast bis zur Antarktis bildet. Bisherige Untersuchungen von Pollen und Diatomeen im Transmexican Volcanic Belt (TMVB) ergaben oft widersprüchliche Ergebnisse in Bezug auf Temperatur und Niederschlag (CABALLERO-MIRANDA et al., 2002; LOZANO-GARCÍA et al.,

^{*)} MARKUS FÖRST, Universität Tübingen, Geographisches Institut, Rümelinstr. 19–21, D 72070 Tübingen, Deutschland,

^{**)} BIRGIT TERHORST, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung, Althanstraße 14, A 1090 Wien, Österreich.

^{***)} SERGEY SEDOV, UNAM, Institute of Geology, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F.

2004). Um weitere Daten über die terrestrischen Klimaarchive und die Landschaftsgeschichte zu erhalten, wurden im zentralmexikanischen Hochland Paläobodensequenzen untersucht. Das Untersuchungsgebiet liegt auf dem Block von Tlaxcala, welcher sich ca. 400 m über das Tal erhebt. Das Klima ist als subtropisches Klima (Cwb) klassifiziert. Die heutigen Böden sind Andisols, Cambisols und Luvisols (nach WRB) oft mit zementierten Horizonten, so genannten Duripans, bzw. Tepetate im basalen Bereich.

2. Untersuchungsgebiet

Das semi-aride Gebiet ist von vulkanischem Ausgangsmaterial geprägt. Der Untergrund besteht aus andesitischen Lavaströmen mit einem maximalen Alter von ca. 2,4 Mill. Jahren nach einer K/Ar-Datierung (schriftl. Mitt. S. SEDOV, UNAM, 15/06/07); darauf lagerten sich im Laufe des Quartärs vulkanische Aschen ab, aus denen sich die Paläoöden entwickelten. Diese sind eindrucksvoll in tiefen Erosionsschluchten (Barrancas) aufgeschlossen. Bisher konnten bis zu zehn Bodeneinheiten unterschieden werden, welche sich jeweils auf einer silikatischen Tepetate entwickelten. Das untersuchte Profil ist in drei Haupteinheiten unterteilt, welche auf Grund der vorherrschenden Farbe eingeteilt und benannt sind (von oben nach unten: Grey Unit, Brown Unit und Red Unit). Zwei Bodenentwicklungen gehören in die jüngste Einheit (Grey Unit), drei bis vier Böden sind in der "Brown Unit" vertreten und mindestens vier Böden in der ältesten als "Red Unit" bezeichneten Einheit. Das Alter der Paläoböden in der Grey Unit kann durch aztekische Tonscherben auf mindestens 1.500 Jahre eingegrenzt werden. Der unterste Bodenhorizont in der Red Unit wurde auf 900.000 Jahre auf der Basis einer K/Ar-Datierung festgelegt (Schriftl. Mitt. S. SEDOV, UNAM 15/06/07).

3. Methoden und Ergebnisse

Die mikromorphologischen Merkmale der vorherrschenden Paläoböden im untersuchten Profil (Duripans und Luvisols) zeigen gut ausgebildete Tonüberzüge in biogenen Hohlräumen (Wurzelbahnen, Wurmröhren), häufig auch mit wechselnden Lagen unterschiedlicher Korngröße. Ebenso finden sich variierende Färbungen der Tonüberzüge, welche sich von unterschiedlichen Fe-Gehalten herleiten. Darüber hinaus weisen deutliche, scharfe Grenzen zwischen frischem und stark verwittertem Material auf z.T. umgelagerte Böden hin. Als Indikatormineral für den Verwitterungszustand der Horizonte wurde die Hornblende gewählt, da sie einerseits leicht verwitterbar ist und andererseits in allen Horizonten als eines der häufigsten Minerale auftrat. Die Hornblende zeigt eine typische rechenartige Verwitterung. Der ursprüngliche Habitus ist jedoch noch durch erhaltene Tonanlagerungen und Hämatitränder zu erkennen. Diese spezielle Verwitterungsform der Hornblende (Abb. 1) weist auf variierende Prozessabfolgen hin, die sukzessiv abgelaufen sind. Zuerst haben sich die Tonüberzüge angelagert. Erst danach begann das Herauslösen des Minerals. Plagioklas als weiteres Indikatormineral zeigte darüber hinaus gelöste Bereiche, teilweise ersetzt durch Hämatit.

Durch die Untersuchung von Phytolithen in Dünnschliffen konnten weitere Paläolandoberflächen in der "Brown Unit" nachgewiesen werden. Die Phytolithe sind sehr verwitterungsresistent und können über Tausende von Jahren in Böden gut erhalten bleiben (SEDOV et al., 2003). Das hauptsächliche Vorkommen von Phytolithen der Familie Poaceae (Süßgräser) deutet auf eine Steppenvegetation hin, woraus sich eine stabile Landoberfläche ableiten lässt (BREMONT et al., 2005).



Abb. 1. Stark verwitterte Hornblende (H) mit ursprünglicher Tonanlagerung (cl) und Hämatite (He), photographiert unter gekreuzten Polarisatoren.

Weitere Ergebnisse zum Verlauf der Paläo-Landoberflächen wurden durch eine Kartierung der Paläoböden und Sedimente entlang von zwei Barrancas gewonnen (Abb. 2). Der horizontale Verlauf zeigt tiefreichende Erosionsereignisse, welche in die Duripans (Tepetate) und Bodenhorizonte gleichermaßen einschneiden. Anschließend wurden die Rinnen mit Bodensediment wieder verfüllt.

4. Schlussfolgerungen

Insgesamt wurden fünf Erosions- und Sedimentationsphasen für das Untersuchungsgebiet nachgewiesen. Zwei Paläo-Steppenlandschaften konnten durch die Phytolithe in den Dünnschliffen erkannt werden.

Die Sedimentation an der Basis der Red Unit begann im OIS 22. Danach kam es zu vier intensiven Verwitterungsphasen, belegt durch Paläoböden.

Die Bodenentwicklung der Brown Unit endete vor etwa 42 ka (¹⁴C-Datierung [WERNER, 2001; SEDOV et al., 2001]). Die Ergebnisse von ¹⁴C-Datierungen nach WERNER (2001) und SEDOV et al. (2001) zeigen zudem für den unteren Profilabschnitt der Grey Unit Alter zwischen 28.000 und 38.000 Jahren.

Die Ergebnisse der Geländeaufnahme und der mikromorphologischen Untersuchungen zeigen einen abrupten Wechsel des Wasserregimes und signifikante Änderungen



Abb. 2

Verteilung der Erosionsschluchten (Barrancas). Halbkreisförmige, flache Hohlformen stellen den Beginn einer Barranca dar.



zwischen feuchteren und trockeneren Phasen. Im Allgemeinen kann eine Bodenbildung unter tropisch beeinflussten klimatischen Bedingungen in der basalen Red Unit durch starke chemische Verwitterung der Minerale nachgewiesen werden. Die Brown Unit zeigt hingegen eine mäßige Verwitterungsintensität. Die Grey Unit enthält noch viel frisches vulkanisches Glas, was eine Bodenbildung unter kühleren und trockeneren Bedingungen erkennen lässt.

Die Barrancas und deren Paläorinnen deuten auf eine aktive Landschaftsformung während des Pleistozäns hin. Somit kann eine rein anthropogene Ursache für die Degradation der Böden und die Entstehung der heutigen Landoberfläche für weite Bereiche ausgeschlossen werden. Erosionsschluchten und deren Verfüllung sind in diesem Gebiet kein neues Erscheinungsbild, sondern nur durch die Landnutzung während der aztekischen Besiedlung für die Menschen von größerer Bedeutung.

Literatur

- BREMOND, L., ALEXANDRE, A., HELY, Ch. & GUIOT, J.: A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forestsavanna transect in southeastern Cameroon. – Global and Planetary Change, 45/4, 27–293, 2005.
- CABALLERO, M., ORTEGA, B., VALADEZ, F., METCALFE, S., MACIAS, J.L. & SUGIURA, Y.: Sta. Cruz Atizapan: A 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **186**/3–4, 217–235, 2002.
- LOZANO-GARCÍA, M. Del Socorro & VÁZQUEZ-SELEM, L.: A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, Central Mexico. – The Holocene, **15**/3, 329–338, 2005.
- SEDOV, S., SOLLEIRO-REBOLLEDO, E., GAMA-CASTRO, J.E., VALLEJO-GÓMEZ, E. & GONZÁLEZ-VELÁZQUEZ, A.: Buried palaeosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in central Mexico. – J. Quaternary Sci., 16, 375–389, 2001.
- SEDOV, S., SOLLEIRO-REBOLLEDO, E. & GAMA-CASTRO, J.E.: Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting. – Catena, 54, 495–513, 2003.
- WERNER, G.: Post-conference field trip: Modern Andosols of the Sierra Nevada and relict polygenetic Luvisols with tepetates (indurated horizons in volcanic sediments). – In: ETCHEVERS, J. (ed.): VIth International Symposium and Field Workshop on Paleopedology, Field Excursion Guidebook, 59–98, 2001.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Historischer Landnutzungswandel in einer alpinen Flusslandschaft -Das Beispiel der Möll in Kärnten

GERTRUD HAIDVOGL, SABINE PREIS & SEVERIN HOHENSINNER*)

3 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 180, 181, 182

Kärnten Landnutzung Flusslandschaft Aue

Inhalt

| | Zusammenfassung | 65 |
|----|--|----|
| 1. | Einleitung | 65 |
| 2. | Untersuchungseinheiten, historische Datengrundlagen und Methoden | 66 |
| 3. | Ergebnisse | 66 |
| | 3.1. Landnutzung im Talraum | 66 |
| | 3.2. Landnutzung in der Auenzone | 67 |
| | 3.3. Änderung der Landnutzung im 19. und 20. Jahrhundert | 68 |
| 4. | Resümee | 68 |
| | Dank | 70 |
| | Literatur | 70 |

Zusammenfassung

In diesem Artikel werden Analysen zur Landnutzung im Mölltal im 19. und 20. Jahrhundert vorgestellt. Die Ergebnisse zeigen die nahezu flächendeckende land- und forstwirtschaftliche Nutzung des Talraums sowie der potentiellen Auzone anhand der Gemeinden Lainach und Mühldorf um 1830. Aktuell kam es zu einer Verlagerung der landwirtschaftlichen Intensivstandorte in den Überflutungsraum, der nunmehr durch Hochwasserschutzdämme vom Fluss abgetrennt ist, während die Siedlungsausdehnung gering war.

Historical Land Use Changes in an Alpine River Valley -The Moell Valley in Carinthia as an Example

Abstract

This article describes land use and land use changes in the alpine Moell valley in the 19th and 20th century. The results show the intense use of the valley floor for agriculture and forestry around 1830. For the two municipalities Lainach and Muehldorf it was also demonstrated that the natural flooding zone was completely colonized. At present a shift of arable land into the former floodplains, which are separated from the river by dams, can be observed, whereas the expansion of settlements was low.

1. Einleitung

Die durch Klima und Geomorphologie gesteuerte natürliche Dynamik von Flusslandschaften und deren kleinräumige Gewässer- und Auenhabitatverteilung wird seit Jahrhunderten durch gesellschaftliche Einwirkungen beein-

flusst und überlagert. Besonders augenfällig sind die Auswirkungen der seit dem 19. Jahrhundert vorgenommenen technischen Baumaßnahmen, die die natürliche Charakteristik grundlegend umformten. Die unmittelbare Nutzung

^{*)} Mag. GERTRUD HAIDVOGL, Dipl.-Ing. SABINE PREIS, Dipl.-Ing. SEVERIN HOHENSINNER, Universität für Bodenkultur, Institut für Hydrobiologie und Gewässer-management, Max-Emanuel-Straße 17, A 1180 Wien. gertrud.haidvogl@boku.ac.at, sabine.preis@boku.ac.at, severin.hohensinner@boku.ac.at.

der Flüsse und ihres natürlichen Überflutungsraums sowie die Änderung der Landnutzung im Einzugsgebiet führten aber auch davor bereits zu einer Modifikation der "natürlichen" Verhältnisse. Zahlreiche Langzeituntersuchungen, z.B. aus dem Bereich der (Paläo-)hydrologie und Geomorphologie, belegen dies und zeigen auch, dass natürliche Dynamik und gesellschaftlich induzierte Veränderungen nicht immer eindeutig zu trennen sind (z.B. BROWN & QUINE, 1999; BROWN, 2002; BRIERLAY & STANKOVIANSKY, 2003; BRAZDIL & KUNDZEWICZ, 2006).

In diesem Artikel wird eine Studie zum Landschaftswandel im Mölltal vorgestellt, wobei die Nutzung des Talraums und der potentiellen Auenzone im Vordergrund steht. Den Ursprung der Möll, ein ca. 75 km langer, linksseitiger Zubringer zur Drau in Kärnten, bildete bis zur Errichtung des Magritzenspeichers der Gletscherabfluss der Pasterze (Großglocknerregion). Naturräumlich gliedert sich das Tal in drei Hauptabschnitte, die neben dem geologischen Aufbau durch die glaziale Überformung geprägt wurden. Im obersten Abschnitt verläuft der Fluss in engen Kerbtälern, die bei Winkl stellenweise in breitere Sohlenkerbtäler übergehen. Flussab von Winklern weitet sich das Tal stellenweise auf bis zu 500m Breite. Ab Außerfragant liegt schließlich ein breites Trogtal vor. Im gesamten Verlauf werden die großräumigen Abschnitte durch Schwemmund Murenkegel sowie Bergstürze in kleinräumige Abschnitte zergliedert.

Die Besiedlung und Kolonisierung der unteren Hanglagen und des Talraums begann vor allem im 8. Jahrhundert (JOHANN, 2004). Eine Intensivierung der Landnutzung zeichnete sich ab dem späten 15. bzw. frühen 16. Jahrhundert als Folge der Hochkonjunktur des Edelmetallbaus bzw. dessen Niedergang nur 100 Jahre später ab. Die langfristigen Nachwirkungen des Bergbaus sind in der Wirtschafts- und Sozialstruktur der Möllgemeinden noch am Beginn des 19. Jahrhunderts belegbar. Der zeitliche Schwerpunkt der hier vorgestellten Landnutzungsanalysen liegt auf dem 19. Jahrhundert und den im Verlauf des 20. Jahrhunderts stattgefundenen Veränderungen.

2. Untersuchungseinheiten, historische Datengrundlagen und Methoden

Das Einzugsgebiet der Möll liegt beinahe zur Gänze im Tauernfenster. Den Grundstock bilden die im Nordosten liegenden altkristallinen Gneiskerne, die von Schieferhüllen umgeben werden.

Die glaziale Überformung führte vor allem im unteren Mölltal zur Ausbildung eines breiten Trogtals. Auf glaziale Prozesse sind zudem die ausgeprägten Talstufen zwischen dem Haupttal und den Nebentälern zurückzuführen. Diese Stufen wurden im weiteren Verlauf häufig durch Erosion in Schluchten oder Klammen zerschnitten, die oft zusätzliche Hindernisse für die direkte Erschließung der Nebentäler über das Haupttal bildeten. Aufgrund der unterschiedlichen Verwitterungsanfälligkeit und Erosivität der Gesteine liegt ein asymmetrisches Talprofil vor, das unmittelbare Auswirkungen auf die Besiedlung der Landschaft hat. Die deutlich steilere rechte Talseite ist vorwiegend bewaldet, während die Linke flachere Neigungen aufweist und seit jeher stärker landwirtschaftlich genutzt wurde. Einen weiteren großen Einfluss auf den Naturraum und das Leben hat die zum Teil große Instabilität des Geländes, die geologisch durch den Wechsel von harten und weichen Gesteinszonen und die inhomogenen geologischen Verhältnisse bedingt wird. Zubringer transportieren teils bereits glazial erodiertes Schottermaterial in das Haupttal und schütteten hier großflächige Schwemmkegel, die den Talverlauf deutlich strukturieren.

Für die Analyse des Landschaftswandels wurden zwei räumliche Untersuchungseinheiten abgegrenzt. Über das gesamte Mölltal wurde die Landnutzung im Talraum untersucht, der auch die unteren Hanglagen beinhaltet. Für zwei Beispielsgemeinden (Lainach und Mühldorf) erfolgte darüber hinaus eine Analyse der Verhältnisse im Überflutungsraum des 100-jährlichen Hochwassers (HQ100-Abflussraum; Zeitraum 2000) bzw. in der potentiellen Auenzone (Zeitraum 1830), die den gesamten natürlichen Überflutungsraum der Möll darstellt. Sie wurde anhand von topographischen Signaturen in historischen Karten, Höhenschichtlinien, geologischen Karten und Ortsbefunden abgegrenzt (s. MUHAR et al., 2003).

Die Analyse der Landnutzung im Talraum stützte sich für das frühe 19. Jahrhundert vor allem auf die Auswertung der Schätzungsoperate des franziszeischen Katasters (Franziszeischer Kataster, 1833/34). Diese flächendeckende Steueraufnahme der österreichischen Monarchie beinhaltet detaillierte Zahlen und Vermessungen auf der Ebene von einzelnen Gemeinden. Die Änderungen im weiteren Verlauf wurden anhand von statistischen Daten ermittelt (JOHANN, 2004; STATISTIK AUSTRIA, 2000). Zur Ermittlung der Landnutzung in der potentiellen Auenzone in den Beispielsregionen Lainach und Mühldorf wurden die Mappenblätter des franziszeischen Katasters georeferenziert und die entsprechenden Flächen mit Hilfe von Arc-GIS als Vektorgraphiken digitalisiert. Die aktuelle Landnutzung im Überflutungsraum des 100-jährlichen Hochwassers wurde aus TRIMMEL (2003) übernommen. Da sich durch den Vergleich potentielle Auenzone - HQ100 - Abflussraum geringfügige Flächenänderungen ergaben, wurde die Änderung der Landnutzung nur relativ dargestellt (Lainach: 1,1 potentielle Auenzone zu 1,0 km² HQ100-Abflussraum; Mühldorf: 0,8 zu 0,7 km²).

3. Ergebnisse

3.1. Landnutzung im Talraum

Die Strukturen der Kulturlandschaft des frühen 19. Jahrhunderts sind eng mit der Hochkonjunktur des Edelmetallbergbaus ab der zweiten Hälfte des 15. Jahrhunderts und dessen Niedergang ca. 100 Jahre später verknüpft (ERTL et al., 1975; UNTERKOFLER, 1990).

Die positive wirtschaftliche Entwicklung und der Arbeitskräftebedarf führten zu einem außergewöhnlichen Bevölkerungsanstieg und zu einer Ausdehnung bzw. Neugründung von Siedlungen im Talraum. Nach der Schließung zahlreicher Stollen und Betriebe musste die Bevölkerung andere Versorgungsmöglichkeiten finden und es kam in der Talsohle vor allem zu einer Intensivierung der landwirtschaftlichen Nutzung sowie zur Teilung von Höfen (JOHANN, 2004). Die Sozial- und Wirtschaftsstruktur der Bevölkerung spiegelte den Einfluss des Bergbaus noch zu Beginn des 19. Jahrhunderts beispielsweise in Form der hohen Dichte an Kleinstbetrieben in den ehemaligen Bergbauzentren deutlich wider.

Um 1830 waren im gesamten Talraum (Ausdehnung ca. 126 km²) entsprechend den Erhebungen des franziszeischen Katasters Hutweiden und Wiesen die dominierenden Landnutzungsformen. Erstere erstreckten sich über 41,5 %, Letztere über 30,9 %. Ackerflächen nahmen ca. 20,7 % ein. Deren Anteil schwankte allerdings in den einzelnen Gemeinden beträchtlich zwischen ca. 2 % in Reintal und mehr als 50 % in Möllbrücke, das im breiten Trogtal liegt und über wesentlich besser geeignete Standorte für die Getreideproduktion verfügte. In Gemeinden mit kleinen Ackerflächen, die vorwiegend im engen, oberen Mölltal vorzufinden waren, wurden daher auch Wechseläcker bewirtschaftet, um eine halbwegs ausreichende Versorgung der Bevölkerung sicherstellen zu können (insgesamt

4,7%). Die Verhältnisse des Mölltals spiegeln deutlich die Produktionsbedingungen agrarischer Gesellschaften wider, in denen die Optimierung des Flächenverhältnisses zwischen Ackerflächen und Grünland zur Viehversorgung eine Hauptanforderung darstellt. Dung war die Hauptquelle zur Nährstoffanreicherung des Bodens und ein ausreichender Viehbestand diente dementsprechend nicht nur der Nahrungsversorgung, sondern indirekt auch dem Getreideertrag. Grünlandflächen konnten daher nur bis zu einem gewissen Grad zu Gunsten von Ackerstandorten aufgegeben werden.

Die Landnutzungsverteilung war um 1830 stark von den natürlichen Standortfaktoren vor Ort geprägt. Sowohl Äcker als auch Wechseläcker wurden auf den jeweils besten Standorten einer Gemeinde, d.h., soweit möglich außerhalb des Überflutungsraums der Möll an den Übergängen zu den Hängen, kultiviert. Im unmittelbaren Überflutungsraum der Möll befanden sich vor allem Wiesen, wobei hier der Ertrag in Abhängigkeit vom Grundwasserstand und der Bodenfeuchte deutlich variierte. Auch die Hutweiden befanden sich mit wenigen Ausnahmen im Übergangsbereich zu den Hängen.

3.2. Landnutzung in der Auenzone

Auwälder nahmen im Talraum um 1830 eine Fläche von lediglich 1,8 % oder ca. 220 ha ein. Sie stellten damit marginale Reste der ehemals gesamt bestockten potentiellen Auenzone dar, die insgesamt 1250 ha umfasste (Abb. 1). Durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung war die natürliche Charakteristik der verbliebenen Bestände allerdings ebenfalls stark verändert und sie wurden überwiegend als stark ausgelichtet beschrieben. Gehölze wurden hauptsächlich für den Faschinenbau zur Ufersicherung an der Möll geschlagen. Aufgrund der Weidenutzung entstanden Schäden durch Viehverbiss. Die intensive Entnahme der Bodenstreu, die im Winter in den Ställen genutzt wurde, trug zusätzlich zum schlechten Zustand der Wälder bei.

Für die beiden Gemeinden Lainach und Mühldorf wurde für den Zeitraum 1830 eine detaillierte räumliche Analvse der Landnutzung in der potentiellen Auenzone vorgenommen. In Lainach wurden ca. 65 % der gesamten Fläche (112 ha) land- oder forstwirtschaftlich genutzt. Knapp 22 % waren Gewässerflächen, wobei die Möll den Hauptanteil hatte und nur ein geringer Teil auf einen Zubringer entfiel. Als "außer Kultur" wurden ca. 11 % klassifiziert, ca. 2 % als Erosionsflächen. Auwaldstandorte verblieben vor allem auf den Inseln zwischen den Flussarmen der Möll und nahmen 21,5 % ein. Den größten Anteil an den landwirtschaftlich genutzten Flächen hatten Wiesen mit ca. 31,8 %, wobei aufgrund der Gewässerbeeinflussung durch die Möll die schlechte Ertragsklasse drei den Hauptanteil ausmachte. Äcker befanden sich ebenso wie Weiden nur zu einem geringen Anteil in der potentiellen Auenzone (5,6 % bzw. 4,4 %). Auf Infrastruktureinrichtungen entfielen 1,7 % (Bezirksverbindung nach Winklern, Gemeindewege; s. Abb. 2).

In Mühldorf nahm die potentielle Auenzone ca. 122 ha ein. Davon unterlagen ca. 73 % land- oder forstwirtschaftlicher Nutzung. Gewässerflächen (hauptsächlich Möll) erstreckten sich über 25,6 %, 1,1 % waren außer Nutzung. Grundwasserbeeinflusste Flächen waren in Mühldorf wesentlich kleiner als in Lainach. Dementsprechend groß war der Anteil an Äckern in der potentiellen Auenzone, auch wenn ein Großteil der knapp 34 % auf Standorte der schlechten Ertragsklasse drei entfiel. Zudem befanden sich hier Wechseläcker im Ausmaß von 4,6 %. Wiesen und Weiden nahmen dagegen insgesamt nur 18 % ein. Auwälder erstreckten sich über 12,2 %. Infrastruktureinrichtungen, Gebäude und Gärten waren ebenso wie in Lainach nur kleinflächig vorhanden (1,4 %; vgl. Abb. 3).



Abb. 1.

Fläche der potentiellen Auenzone in den 25 untersuchten Mölltalgemeinden und um 1830 noch vorhandene Auwaldflächen. Daten: Franziszeischer Kataster, 1833/34.



Abb. 2

Verteilung der Landnutzungen um 1830 in Lainach entsprechend den Mappenblättern des franziszeischen Katasters sowie der Schätzungsoperaten. Jene Parzellen, die auf Grund von Korrekturen im franziszeischen Kataster nachträglich unterteilt wurden, sind als "Mischkategorien" zusammengefasst.

3.3. Änderung der Landnutzung im 19. und 20. Jahrhundert

Bedingt durch demographische Umbrüche (Abwanderungswellen aus dem Mölltal [Preuss, 1939]) zeigte sich eine erste Tendenz zur "Vergrünlandung" in den Gemeinden des Mölltals bereits um 1900, wobei vor allem eine Ausdehnung der Almen und Hutweiden in den höheren Lagen zu verzeichnen war. Im unmittelbaren Talraum, wo sich vorzugsweise Wiesen und Äcker befanden, waren die Änderungen hingegen noch gering. Im 20. Jahrhundert nahmen dagegen infolge des Agrarstrukturwandels vor allem die Ackerflächen drastisch ab. Sie nehmen in sieben derzeit bestehenden Großgemeinden, die 19 der insgesamt 25 untersuchten Katastralgemeinden umfassen, nur mehr knapp 44 ha ein, während der Wert um 1900 noch bei ca. 300 ha lag. Beim Grünland waren die Rückgänge wesentlich geringer (JOHANN, 2004; Statistik Austria, 2000).

Im Detail untersucht wurden die Landnutzungsänderungen im HQ100-Abflussraum für die beiden Gemeinden Lainach und Mühldorf. In Lainach nehmen Siedlungen und Gewerbegebiete aktuell ca. 5,5 % ein, das bedeutet im Vergleich zu 1830 einen Anstieg um ca. 3,8 %. Große Veränderungen zeigen sich bei der Ausdehnung des aktiven Gewässerbettes der Möll, das sich um 1830 auf einem Drittel der potentiellen Auenzone erstreckte. Gegenwärtig sind davon nur mehr knapp 8 % vorhanden. Die Kategorie "Auwald" änderte sich flächenmäßig wesentlich weniger, allerdings waren die natürlichen Waldflächen bereits um 1830 stark reduziert. Deutlich erhöht haben sich Äcker und Grünland. Vor dem Hintergrund des Rückgangs der Ackerund Wiesenflächen innerhalb der gesamten Gemeinde deutet dies darauf hin, dass eine großflächige Verlagerung der landwirtschaftlichen Nutzflächen von den Hängen und Schwemmfächern in die potentielle Auenzone stattfand. Der Anstieg des Gründlands ging überwiegend auf Kosten des aktiven Gewässerbetts sowie der Auwaldstandorte. Ackerflächen gab es um 1830 nur vereinzelt und kleinflächig, aktuell nehmen sie um 5,2 % mehr Fläche ein und bilden vor allem größere, zusammenhängende Einheiten.

In der Gemeinde Mühldorf liegen die Verhältnisse ähnlich. Der flächenmäßig geringere Rückgang des aktiven Gewässerbetts (knapp 7 %) ist auf die unterschiedlichen Flusstypen in den beiden Gemeinden und die daraus resultierenden geringen Gewässerbreiten zurückführen.

Die Ausdehnung der Auwälder (inkl. Uferbegleitsaum und Weidenbestände) änderte sich in Mühldorf ebenfalls nur geringfügig. Die räumliche Verteilung zeigt, dass aktuell Auwaldflächen meist nur mehr als schmaler Gehölzstreifen entlang der Möll beziehungsweise des Mühlbaches vorhanden sind. Feuchtwiesen und feuchte Hochstaudenflure wurden gravierend reduziert und sind aktuell kaum mehr vorhanden. Siedlung und Gewerbe nahmen ebenso wie in Lainach geringfügig zu. Auch in Mühldorf fanden die größten Änderungen bei den landwirtschaftlichen Nutzflächen statt. Ackerflächen, die um 1830 fast 40 % des Talraums einnahmen, reduzierten sich um mehr als 10 %. Parallel dazu stieg der Grünlandanteil um über 14 %. Vor allem in den flussnahen Parzellen wich die ackerbauliche Nutzung dem Grünland.

4. Resümee

Die Landnutzung im Mölltal war um 1830 stark von den agrarischen Strukturen geprägt. Mit wenigen Ausnahmen wurden alle Flächen des Talraums bewirtschaftet. Die



Abb. 3. Verteilung der Landnutzungen um 1830 in Mühldorf entsprechend den Mappenblättern des franziszeischen Katasters sowie der Schätzungsoperaten. Jene Parzellen, die auf Grund von Korrekturen im franziszeischen Kataster nachträglich unterteilt wurden, sind als "Mischkategorien" zusammengefasst.

intensive Nutzung spiegelte sich auch in der starken Reduktion der ehemals bestockten potentiellen Auenzone wider. Im Übergang vom 19. zum 20. Jahrhundert zeigten sich Änderungen der Landnutzung vor allem in den höheren Lagen. Im Talraum kam es dagegen vor allem durch den Agrarstrukturwandel und geänderte wirtschaftliche Verhältnisse erst im 20. Jahrhundert zu einer verstärkten Umformung. Anhand zweier Beispielsgemeinden konnte gezeigt werden, dass im unmittelbaren Überflutungsraum der Möll in Abhängigkeit von den Standortfaktoren um 1830 vor allem Grünland, aber auch Ackerflächen kultiviert wurden. Obwohl aktuell im Überflutungsraum der Gemeinden Lainach und Mühldorf eine Intensivierung der landwirtschaftlichen Nutzung zu verzeichnen ist, war die Siedlungsausdehnung im Vergleich zu städtischen alpinen Regionen vergleichsweise gering.

Dank

Die hier dargestellten Analysen sind Teil eines Projektes, das im Rahmen des Forschungsprojektes "Flusslandschaftstypen Österreichs – Leitbilder für eine nachhaltige Entwicklung von Flusslandschaften", Zusatzmodul "Anthropogene Nutzungen und Eingriffe in und an der Möll um 1830 am Beispiel von zwei ausgewählten Abschnitten" vom BM für Bildung, Wissenschaft und Kultur finanziert wurde (Forschungsschwerpunkt Kulturlandschaft).

Literatur

BRAZDIL, R. & KUNDZEWICZ, Z.W.: Historical Hydrology. – Hydrological Sciences Journal / Journal des Sciences Hydrologiques, 51, H. 5, 733–738, Oxford 2006.

- BRIERLAY, G. & STANKOVIANSKY, M.: Geomorphic responses to land use change. – Catena, 51, 173–179, Amsterdam 2003.
- BROWN, A.G. & QUINE, T.A.: Fluvial Processes and Environmental Change. – 413 S., Chichester u.a. (Wiley) 1999.
- BROWN, A.G.: Learning from the past: palaeohydrology and palaeoecology. – Freshwater Biology, 47, 831–844, New York u.a. 2002.
- ERTL, R.F.: Tauerngold. Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Wien, N.F., 10, 1–32, Wien 1975.
- Franziszeischer Kataster: Originale der Schätzungsoperate und Mappenblätter im Kärntner Landesarchiv. Klagenfurt 1833/34.
- JOHANN, E.: Wald und Mensch die Nationalparkregion Hohe Tauern (Kärnten). – Das Kärntner Landesarchiv, 30, 1–812, Klagenfurt 2004.
- MUHAR, S., POPPE, M., SCHMUTZ, S., EGGER, G. & MELCHER, A.: Analyse und Ausweisung naturräumlicher Flusstypen Österreichs. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, **55**, H. 7-8, 113–121, Wien 2003.
- PREUSS, R.: Landschaft und Mensch in den Hohen Tauern. Beiträge zur Kulturgeographie. – 326 S., Würzburg-Aumühle (Konrad Triltsch Verlag) 1939.
- STATISTIK AUSTRIA: Onlineabfrage der Flächennutzung. Datenbank ISIS, Wien 2002.
- TRIMMEL, S.: Erhebung der flussbegleitenden Nutzungen und Widmungen, Flächenbilanz und Kategorisierung. – 4. Kurzzwischenbericht zum Kulturlandschaftsforschungsprojekt "Flusslandschaftstypen Österreichs – Leitbilder für eine nachhaltige Entwicklung von Flusslandschaften", im Auftrag des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kunst, Wien 2003.
- UNTERKOFLER, J.: Der Bergbau im Mölltal und sein Einfluss auf die Entwicklung der Region. – 191 S., Diplomarbeit Universität Klagenfurt, Philosophische Fakultät, Klagenfurt, 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Der "Rote Aufschluss" von Langenlois Pedogenese und Mineralogie von Paläoboden-Sequenzen über Amphibolit

EDITH HASLINGER & MARIA HEINRICH*)

8 Abbildungen, 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 38 Niederösterreich Amphibolit Löss Paläoboden

Inhalt

| | Zusammenfassung | 71 |
|----|--|----|
| | Abstract | 71 |
| 1. | Einleitung | 72 |
| 2. | Geländeaufnahmen und Analysen | 72 |
| 3 | Fraehnisse | 72 |
| 0. | | 70 |
| | | 12 |
| | 3.1.1. Profilbeschreibung | 72 |
| | 3.1.2. Chemische und physikalische Parameter | 73 |
| | 3.1.3. Mineralogie | 74 |
| | 3.2 Profil Lois 3 | 76 |
| | 3.2.1 Profilheschreibung | 76 |
| | 2.2.1. Tompische und shusikalische Deremeter | 70 |
| | 3.2.2. Chemische und physikalische Parameter | // |
| | 3.2.3. Mineralogie | 78 |
| 4. | Zusammenfassung und Diskussion | 78 |
| | Literatur | 78 |

Zusammenfassung

In einem Aufschluss von Löss-Paläoboden-Sequenzen über Rehberger Amphibolit NW von Langenlois wurden sechs Bodenprofile beprobt und analysiert. Es werden exemplarisch die pedogenetischen Parameter und die Mineralogie von zwei Bodenprofilen vorgestellt. Das Profil Lois 2 besteht aus fossilen Horizonten über Amphibolit. Profil Lois 3 ist eine lange Sequenz von polyzyklischen Paläoböden ohne unterlagernden Amphibolit. Beide Profile zeigen nur sehr schwache rezente pedogenetische Prozesse in Form von Tonverlagerungen, die auch in den fossilen Horizonten zu finden sind. Die fossilen Horizonte zeigen darüberhinaus auch noch sehr schwache Pseudovergleyungserscheinungen. Bei beiden Profilen ist die mineralogische Zusammensetzung von Quarz, Kalzit und Schichtsilikaten geprägt; die tonmineralogische Zusammensetzung von Smektit und Illit, wobei im Profil Lois 3 zusätzlich noch Kaolinit auftritt, der für längere intensive Verwitterungsprozesse spricht.

The "Red Section" of Langenlois Pedogenesis and Mineralogy of Paleosoil Sequences over Amphibolite

Abstract

In an outcrop of loess-paleosoil sequences over amphibolite six soil profiles were sampled and analysed. As an example, the pedogenetical parameters and the mineralogy of two soil profiles are presented. Profile Lois 2 shows fossil horizons over amphibolite, whereas profile Lois 3 is a sequence of polycyclic fossil soils without underlying amphibolite. Both profiles show only weak recent pedogenetic processes which only occur in the form of clay illuviation in underlying horizons. The fossil soils additionally show very weak stagnic properties. The mineralogical composition of both profiles is dominated by quartz, calcite and sheet silicates; the clay mineralogical composition by smectite and illite, whereas in profile Lois 3 significant amounts of kaolinite occur, which is evidence of the intense weathering processes, which the sediments of this profile have undergone.

^{*)} Dr. EDITH HASLINGER, Dr. MARIA HEINRICH, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien. edith.haslinger@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at.

1. Einleitung

Im Sommer 2007 wurde NW von Langenlois am Schenkenbichl-Hügel ein neuer Weingarten angelegt. Bei dem U-förmigen Aufschluss, der eine Mächtigkeit bis zu 5 m freilegt, wurde eine Löss/Paläoboden/Kolluvium-Sequenz, angelehnt an einen kuppelartig auftauchenden Amphibolit, aufgeschlossen. Die Löss/Kolluvium-Sedimente wurden laut den Ergebnissen von SMOLÍKOVÁ et al. (Poster "The 'Red section' in Langenlois (Lower Austria): Micromorphology, Stratigraphy and Geological Implications", dieser Band) im unteren bis mittleren Pleistozän abgelagert.

Der Amphibolit gehört nach FUCHS et al. (1984) zur Rehberg-Formation. Die vorwiegend als Bänderamphibolite, örtlich als Gabbroamphibolit, ausgebildeten und lokal mit Serpentinit vergesellschafteten Gesteine bilden im Streichen langgestreckte Körper innerhalb der von Paragneisen dominierten Umgebung. Petrologie und Geochemie der Rehberger Amphibolite wurden ausführlich in der Dissertation von HÖDL (1985) untersucht. Eine prägnante petrographische Beschreibung zu den Amphiboliten der Rehberg-Formation findet sich bei MATURA (1989) und HÖCK (in: STEININGER, Hrsg., 1999) und weist auf die Vergleichbarkeit der Abfolge mit Ophioliten hin, die als Reste ozeanischer Kruste angesehen werden. Der Amphibolit im Aufschluss ist in den oberflächennahen Bereichen teilweise intensiv verwittert.

2. Geländeaufnahmen und Analysen

Es wurden sieben Profile (Lois 1–7) aufgenommen (siehe Abb. 2):

- O Lois 1 und Lois 2 über verwittertem Amphibolit
- O Lois 3 und 4 in der Löss/Paläoboden/Kolluvium-Sequenz
- O Lois 5 in einem gestörten Boden mit Auflage aus Schüttungsmaterial
- Lois 6 über verwittertem Amphibolit, teilweise gestört mit Auflage aus Schüttungsmaterial
- D Lois 7 wurde von den tschechischen Kollegen unter P. HAVLÍČEK beschrieben und mit Stechzylindern für bodenmikromorphologische Untersuchungen durch L. SMOLÍKOVÁ beprobt.

Die Profile Lois 1–6 wurden beschrieben, bodensystematisch bewertet, und von den genetischen Horizonten wurde eine Mischprobe (ca. 1 kg) gezogen. Bei Horizonten mit einer Mächtigkeit von über 50 cm wurden teilweise zwei Proben pro Horizont entnommen.



Abb. 1

Lage des Aufschlusses auf einem Ausschnitt der geologischen Karte 1:50 000, Blatt 38 – Krems (Fuchs et al., 1984).



Übersicht über den Aufschluss mit den sieben aufgenommenen Profilen.

Folgende Untersuchungen wurden im Labor an den Gesteins- und Bodenproben durchgeführt:

- Trocknung und Siebung
- Trocknungs- und Glühverlust bei 105, 430 und 1000 °C
- Korngrößenanalyse mit Sedigraph
- pH-Bestimmung in H₂O und CaCl₂
- C/S-Analyse (LECO)
- Corg-Analyse
- Kationenaustauschkapazität (BaCl₂-Extrakt)
- · Pedogene Oxide (Dithionit- und Oxalatextrakt)
- Mineralogie von Böden und Gesteinen mittels Röntgendiffraktometrie
- Mineralogie und chemische Zusammensetzung der Gesteine mittels Dünnschliff- und Rasterelektronenmikroskopie und Mikroanalyse
- Chemische Zusammensetzung der Böden und Gesteine mittels Röntgenfluoreszenzanalyse
- Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion $_{<\!2\mu m}$

3. Ergebnisse

Die Ergebnisse der bodenmikromorphologischen Untersuchungen von Profil Lois 7 werden in einem eigenen Poster von SMOLÍKOVÁ et al. (The "Red section" in Langenlois [Lower Austria]: Micromorphology, Stratigraphy and Geological Implications, dieser Band) präsentiert.

Die Ergebnisse der Bodentypisierung, der Horizontansprache und der wesentlichen bodenphysikalischen und -chemischen Parameter aller Profile können der Tab. 1 entnommen werden.

Im Folgenden werden exemplarisch die Ergebnisse der bodensystematischen Ansprache, der wichtigsten bodenphysikalischen und -chemischen Analysen und der mineralogischen Untersuchungen für die Profile Lois 2 und Lois 3 präsentiert. Die Daten der anderen Profile und die geochemischen Ergebnisse werden in einem Bericht und einer Publikation veröffentlicht.

3.1. Profil Lois 2

3.1.1. Profilbeschreibung

Bodentyp

Karbonathaltige Relikt-Braunerde über Amphibolit

► Ap, 0–40/45 cm

Scharfkantig-blockig (bis 2 cm) \rightarrow krümelig, leicht zerdrückbar; sehr kompakt, stark verdichtet; stark durchwurzelt, alter Wurzelstock; Bodenfarbe (feucht): 10YR/4/3 (braun); Horizontgrenze: scharf absetzend, Horizontübergang: gerade.

Probe Lois 2/1 (Mischprobe über ganzen Horizont).

| Profil | Bodentvp | Horizonttiefe | Horizont | Bodenfarbe | Struktur | Grenze, | Wurzeln | % > 2 mm | % Sand | % Schluff | % Ton | pH CaCl ³ | Cora (%) | KAK | Fe ₄ /Fe | Fe,/Fe, | _ |
|------------------------------------|--|---|---|--|---|--|----------------|----------|--------|-----------|-------|----------------------|----------|-------------------------|---------------------|---------|---|
| | | | | (teucht) | | Ubergang | | | | | | | | (cmol _c /kg) | | 5 | |
| Lois 2 | | 0 - 45/50 | Ap | 10YR/4/3 | bls, kr | sa,g | W3 | 24,5 | 29,9 | 25,4 | 20,1 | 7,2 | 0,91 | 41,8 | 0,07 | 0,16 | |
| | Karbonathaltige | 45/50 - 170/180 | Brel1 | 7,5YR/4,5/6 | blr, kr | a, w | W2 | 6,1 | 17,2 | 33,3 | 43,5 | 7,5 | 0,22 | 41,9 | 0,07 | 0,12 | |
| | Reliktbraunerde | | Brel1 | 7,5YR/4,5/6 | blr, kr | ü, w | W2 | 4,2 | 17,2 | 31,1 | 47,5 | 7,5 | 0,15 | 45,1 | 0,06 | 0,14 | |
| | über Amphibolit | 170/180 - 220/230 | Brel2 | 7,5YR/4/6 | bls | ü, w | W1 | 11,0 | 17,7 | 23,1 | 48,2 | 7,6 | 0,19 | 62,8 | 0,06 | 0,10 | |
| | | 220/230 - 310/340 | BrelCv | 7,5YR/4/6 | bls | а, w | W1 | 14,0 | 23,3 | 20,0 | 42,6 | 7,6 | 0,18 | 57,7 | 0,05 | 0,13 | |
| | | | BrelCv | 7,5YR/4/6 | bls | а, w | W1 | 24,4 | 40,1 | 19,1 | 16,4 | 7,7 | 0,12 | 60,4 | 0,04 | 0,15 | |
| Lois 3 | | 0 - 25/30 | Ap | 10YR/3/2 | bls, blr | sa,g | W3 | 10,3 | 31,0 | 37,0 | 21,7 | 7,1 | 1,78 | 57,6 | 0,07 | 0,24 | |
| | | 25/30 - 60 | Вh | 10YR/4/3 | blr, kr | sa,w | W2 | 4,1 | 20,9 | 33,9 | 41,1 | 7,3 | 0,57 | 50,6 | 0,08 | 0,20 | _ |
| | | 60 - 120/130 | B(t) | 7,5YR/4/4 | blr, kr | sa,w | W1 | 1,4 | 11,4 | 32,3 | 54,9 | 7,4 | 0,33 | 52,2 | 0,09 | 0,22 | |
| | Reliktäre | | B(t) | 7,5YR/4/6 | bir, kr | sa,w | W1 | 3,3 | 10,4 | 38,1 | 48,2 | 7,5 | 0,19 | 42,3 | 0'0 | 0,14 | |
| | Parabraunerde | 120/130 - 190/200 | Brel1 | 7,5YR/4,5/4 | bls | ü,w | 0M | 1,8 | 11,7 | 39,1 | 47,4 | 7,7 | 0,13 | 38,7 | 0,07 | 0,14 | _ |
| | Lockersediment | | Brel1 | 7,5YR/4/4 | bls | ü,w | W0 | 2,7 | 14,0 | 36,4 | 46,9 | 7,7 | 0,10 | 38,6 | 0,08 | 0,15 | |
| | | 190/200 - 290/300 | Brel2 | 7,5YR/4/6 | bls | ü,w | 0M | 6,4 | 9,5 | 27,6 | 56,5 | 7,8 | 0,20 | 50,7 | 0'0 | 0,18 | |
| | | | Brel2 | 5YR/4,5/6 | bls | ü,w | Ŵ | 6,9 | 10,9 | 24,9 | 57,3 | 7,8 | 0,15 | 53,1 | 0,10 | 0,13 | |
| | | 290 - 409 | Brel3 | 7,5YR/5/6 | bls | ü,w | Ŵ | 23,7 | 24,7 | 14,8 | 36,8 | 8,0 | 0,21 | 53,9 | 0,05 | 0,35 | |
| | | 409 - 460 | Brel4 | 7,5YR/4/5 | bls | ü,w | WO | 3,8 | 9,3 | 6,1 | 80,8 | 7,8 | 0,17 | 83,9 | 0,13 | 0,26 | |
| Struktur: Deutlichk Durchwur | blr = kantengerundet- sit der Horizontbegrer zelung: W0 = nicht du | blockig, bls = scharfkantig nzung: sa = scharf absetz irchwurzelt, W1 = wenig d | Hbtockig, kr = H end, a = abset lurchwurzelt, V | krümelig, ol = ohne / zend, ü = übergeher V2 = mittel durchwur | Aggregatstruktu nd, aü = allmäh zelt, W3 = star | ır, loser Boden, l ilich übergehend k durchwurzelt | Einzelkornstru | ktur | | | | ī | | | | | |



Profil Lois 2.

Brel1, 40/45–170/180 cm

Kantengerundet-blockig (bis 3 cm) \rightarrow kleinblockig \rightarrow krümelig; mittel durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4,5/6 (intensiv braun); II. Karbonate; Horizontgrenze: absetzend, Horizontübergang: wellig. Probe Lois 2/2 (70–100 cm).

- Probe Lois 2/3 (140–170 cm).
- ► Brel2, 170/180-220/230 cm Scharfkantig-blockig (bis 5 cm) → kleinblockig (bis 3 cm); wenig durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4/6 (intensiv braun); Skelettanteil ca. 30 % (verwitterter Amphibolit bis 15 cm); II. Karbonate, Karbonatkonkretionen bis 3 cm; Horizontgrenze: übergehend, Horizontübergang: wellig.

Probe Lois 2/4 (Mischprobe über ganzen Horizont).

- BrelCv, 220/230–310/340 cm
- Scharfkantig-blockig (bis 5 cm) \rightarrow kleinblockig (bis 3 cm); wenig durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4/6 (intensiv braun); Skelettanteil ca. 10 % (Amphibolit; bis ca. 2 cm); Horizontgrenze: absetzend, Horizontübergang: wellig. Bodenprobe Lois 2/5 (~ 270 cm).
- Bodenprobe Lois 2/3 (~ 270 cm). Bodenprobe Lois 2/6 (~ 320 cm).

Gesteinsprobe G2/1 (\sim 280 cm).

Gesteinsprobe G2/2 (~ 300 cm).

3.1.2. Chemische und physikalische Parameter

Die Untersuchung der chemischen Parameter des Profils Lois 2 zeigt, dass der pH-Wert – gleich wie im Profil Lois 1 – im gesamten Profil keine Dynamik zeigt und zwischen 7,2 und 7,7 schwankt. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt im obersten (Ap-)Horizont noch 0,91%, nimmt dann ab dem Brel1-Horizont sehr stark auf 0,22 % ab und erreicht im untersten (BrelCv-)Horizont sein Minimum mit 0,12 %. Die Werte der KAK sind höher als im Profil Lois 1,



Ausgewählte physikalische und chemische Kennwerte des Profils Lois 2.

was auf den höheren Tongehalt zurückzuführen ist. Im Brel2-Horizont (170–220 cm) erreicht die KAK ihr Maximum, was durch ein Maximum im Tongehalt (48,2 %) widergespiegelt wird. Dieselbe Dynamik zeigen die pedogenen Oxide, die insgesamt aber nur geringe Gehalte zeigen (Tab. 2). Der Anteil von amorphem (aktivem) Fe ist gering, was wie im Profil Lois 1 für eine geringe pedogenetische Aktivität spricht.

Die Korngrößenanalyse des Profils Lois 2 zeigt eine deutliche Verlagerungsdynamik. Der Kiesgehalt beträgt im obersten Horizont (Ap) noch 25 %, sinkt dann in den fossilen Horizonten auf 4–11% ab und steigt erst wieder im BrelCv-Horizont auf 14 bzw. 24 %. Eine ähnliche Dynamik zeigen die Sandgehalte. Schluff zeigt eine leichte Anreicherung im Brel1-Horizont mit bis zu 33 %, liegt aber in den anderen Horizonten bei 19–25 %. Die Tongehalte zeigen die stärkste Dynamik und eine deutliche Tonverlagerung in die unteren Horizonte. Im Ap-Horizont beträgt der Tongehalt 20 % und steigt in den Horizonten Brel1, Brel2 und BrelCv (oberer Abschnitt) auf 43–48 % an. Im unteren Abschnitt des BrelCv-Horizonts sinkt der Tongehalt wieder auf 16 %. Die Bodenart des Profils Lois 2 ist im obersten Horizont (Ap) Lehm, in den unteren Horizonten lehmiger Ton bis Ton.

Das Profil Lois 2 zeigt keine ausgeprägte Dynamik. Allerdings unterscheiden sich die in diesem Profil anzutreffenden fossilen Horizonte – und hier besonders der Brel2-Horizont – hinsichtlich Tongehalt und KAK vom obersten und untersten Horizont. Ansonsten zeigt dieses Profil keine aktiven pedogenetischen Prozesse.

3.1.3. Mineralogie

Gesteine

Die Gesteinsprobe G2/1 (BrelCv, 280 cm) ist ein typischer Rehberger Amphibolit mit entsprechender Mineralogie, der aber im Vergleich zu den Amphibolit-Proben von Profil Lois 1 eine massive Wechsellagerung aufweist. Die reinen Amphibollagen sind oft sehr grobkörnig, während die Lagen aus Amphibol, Feldspat und Klinozoisit sehr feinkörnig sind.

Die Gesteinsprobe G2/2 (BrelCv, 300 cm) unterscheidet sich massiv von den Amphiboliten von Profil Lois 1 und dem Amphibolit der Probe G2/1. Die Probe besteht hauptsächlich aus Karbonat, meist in dichten Sedimentpaketen oder auch als framboidale Komponenten, und ist äußerst feinkörnig. Neben Karbonat kommen auch vereinzelt Quarz und Feldspat sowie Amphibolite in Clustern vor. Es dürfte sich um ein umgearbeitetes, nicht näher bestimmbares Karbonatgestein handeln. Dieses Gestein kommt im BrelCv-Horizont nur untergeordnet zwischen den verwitterten Amphiboliten vor und ist für die gesamtmineralogische Zusammensetzung dieses Horizonts (siehe unten) nicht ausschlaggebend.

Böden

Die mineralogische Zusammensetzung der Böden des Profils Lois 2 zeigt, dass dieses hauptsächlich aus Quarz, Kalzit und Schichtsilikaten besteht (Tab. 2). Der Quarzgehalt bleibt bis zur Tiefe von 270 cm annähernd gleich hoch



Abb. 5.
Dünnschliffmikroskopische Aufnahmen der Gesteinsprobe G2/1 des Profils Lois 2.
a) Wechsellagerung aus groben Amphibollagen und feinen Kalifeldspat-Klinozoisit-Amphibollagen (Bildbreite 4,4 mm).
b) Wechsellagerung, feinerer Bereich (Bildbreite 4,4 mm).
c) Wechsellagerung, gröberer Bereich (Bildbreite 4,4 mm).
d) Zonierter Quarz (Bildbreite 1,75 mm).

Tabelle 2.

Gesamt- und tonmineralogische Zusammensetzung des Profils Lois 2.

| | | Gesamtn | nineralog | gische Zu | isamme | nsetzung | | Ton | minerale i | in der Fr | aktion < | 2µm |
|----------------|----|---------|-----------|-----------|--------|----------|-----|------|------------|-----------|----------|-----|
| | Qu | K-Fsp | Plag | Kalz | Dol | Sch.si. | Hbl | Verm | Smek | Illit | Kao | Chl |
| Ap - 30 cm | 49 | 6 | 9 | 6 | 0 | 23 | 6 | 6 | 46 | 30 | 15 | 3 |
| Bh - 60 cm | 51 | 4 | 12 | 6 | 0 | 24 | 2 | 3 | 40 | 37 | 18 | 2 |
| B(t) - 90 cm | 51 | 3 | 6 | 1 | 0 | 39 | 0 | 7 | 38 | 18 | 38 | 0 |
| B(t) - 120 cm | 49 | 3 | 6 | 13 | 0 | 29 | 0 | 9 | 38 | 21 | 31 | 0 |
| Brei1 - 150 cm | 36 | 3 | 5 | 32 | 3 | 21 | 0 | 9 | 47 | 17 | 25 | 2 |
| Brel1 - 190 cm | 48 | 3 | 5 | 17 | 0 | 27 | 0 | 8 | 41 | 23 | 26 | 1 |
| Brel2 - 240 cm | 45 | 3 | 3 | 6 | 0 | 43 | 0 | 5 | 39 | 27 | 29 | 0 |
| Brel2 - 290 cm | 34 | 2 | 3 | 11 | 0 | 50 | 0 | 9 | 24 | 29 | 38 | 0 |
| Brel3 - 409 cm | 40 | 2 | 2 | 31 | 0 | 25 | 0 | 4 | 56 | 32 | 8 | 0 |
| Brei4 - 460 cm | 17 | 2 | 0 | 2 | 0 | 80 | 0 | 5 | 55 | 36 | 4 | 0 |

Qu = Quarz, K-Fsp = K-Feldspat, Plag = Plagioklas, Kalz = Kalzit, Dol = Dolomit, Sch.si. = Schichtsilikate, Hbl = Hornblende; Verm = Vermikulit, Smek = Smektit, Kao = Kaolinit, Chl = Chlorit



Abb. 6

- Dünnschliffmikroskopische Aufnahmen der Gesteinsprobe G2/2 des Profils Lois 2.
- a) Karbonatisches Sedimentpaket mit einzelnen silikatischen Komponenten (Bildbreite 4,4 mm).
- b) Framboidale karbonatische Komponenten (Bildbreite 4,4 mm).
- c) Amphibolrest (Bildbreite 4,4 mm).
- d) Wechsellagerung Karbonat/Silikat (Bildbreite 4,4 mm).

(22–32 %) und nimmt dann erst im unteren Teil des BrelCv-Horizonts stark ab (7 %). Kalzit ist hauptsächlich im oberen Profilteil bis 170 cm vorhanden und nimmt dann ab dem Brel2-Horizont (220 cm) stark auf 6–3 % ab. Eine umgekehrte Entwicklung zeigen die Schichtsilikate. Im oberen Profilteil (bis Brel1) zeigen die Schichtsilikate geringe bis mittlere Gehalte (bis 21 %), nehmen dann aber ab dem Brel2-Horizont stark zu und machen ab diesem bis zu 56 % der Proben aus. Die Mineralogie spiegelt den Einfluss des unterliegenden Amphibolits wider, der in diesem Profil schon sehr verwittert ist. Abzulesen ist dies auch an der tonmineralogischen Zusammensetzung, die fast ausschließlich von Smektit und Illit geprägt ist. Vermikulit, Kaolinit und Chlorit kommen nur untergeordnet vor.

3.2. Profil Lois 3

3.2.1. Profilbeschreibung

- Bodentyp Karbonathaltige Parabraunerde aus reliktärem Lockersediment
- ▶ Ap, 0–25/30 cm

Scharfkantig-blockig (bis 5 cm) → kantengerundet-blockig (bis 2 cm) ? krümelig, leicht zerdrückbar; sehr kompakt, stark verdichtet; stark durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 10YR/3/2 (sehr dunkles Graubraun), Bodenfarbe (trocken): 10YR/4/3 (braun); Horizontgrenze: scharf absetzend, Horizontübergang: gerade. Bodenprobe Lois 3/1 (Mischprobe über ganzen Horizont).

▶ Bh, 25/30–60 cm

Kantengerundet-blockig (bis 3 cm) \rightarrow krümelig; mittel durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 10YR/4/3 (braun); Bodenfarbe (trocken): 7,5YR/5/4 (braun); schwache Tonkutane auf Aggregatgrenzen; Horizontgrenze: scharf absetzend, Horizontübergang: wellig. Bodenprobe Lois 3/2 (Mischprobe über ganzen Horizont).

▶ B(t), 60–120/130 cm

Kantengerundet-blockig (bis 3 cm) \rightarrow krümelig; wenig durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4/4 (braun) bis 7,5YR/4/6 (intensiv braun); Bodenfarbe (trocken): 7,5YR/5/6 (intensiv braun) bis 7,5YR/6/6 (rötliches Gelb); ausgeprägte Tonkutane auf Aggregatflächen; Horizontgrenze: scharf absetzend, Horizontübergang: wellig.

Bodenprobe Lois 3/3 (60–90 cm). Bodenprobe Lois 3/4 (90–120 cm).

Brel1, 120/130–190/200 cm

scharfkantig-blockig (bis 3 cm); nicht durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4/4 (braun) bis 7,5YR/4/4 (braun); Bodenfarbe (trocken): 7,5YR/6/4 (hellbraun) bis 7,5YR/6/6 (rötliches Gelb); Horizontgrenze: überge-



Abb. 7. Profil Lois 3.

hend, Horizontübergang: wellig. Bodenprobe Lois 3/5 (~ 150 cm). Bodenprobe Lois 3/6 (~ 190 cm).

Brel2, 190/200–290/300 cm Scharfkantig-blockig; nicht durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4/6 (intensiv braun) bis 5YR/4,5/6 (gelbliches Rot); Bodenfarbe (trocken): 7,5YR/5/6 (intensiv braun) bis 5YR/5/6 (gelbliches Rot); Horizontgrenze: übergehend, Horizontübergang: wellig.

Tabelle 3.

| Gesamt- und tonmineralogisch | 2usammensetzung | des Profils L | _ois 2 |
|------------------------------|-----------------|---------------|--------|
|------------------------------|-----------------|---------------|--------|

Bodenprobe Lois 3/7 (~ 220 cm). Bodenprobe Lois 3/8 (~ 270 cm).

Brel3, 290–409 cm

Scharfkantig-blockig; nicht durchwurzelt; Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/5/6 (intensiv braun); Bodenfarbe (trocken): 7,5YR/6/6 (rötliches Gelb); Horizontgrenze: übergehend, Horizontübergang: wellig. Bodenprobe Lois 3/9 (Mischprobe über ganzen Hori-

▶ Brel4, 409–460 cm

zont).

Scharfkantig-blockig (bis 5 cm) \rightarrow immer kleinere scharfkantige Blöcke (bis 1 mm); intensive Tonkutane an Aggregatgrenzen; einzelne Mn-Konkretionen; nicht durchwurzelt; sehr kompakt; extrem hoher Tongehalt; <10 % Skelettanteil (verwitterter Amphibolit); Bodenfarbe (feucht): 7,5YR/4/5 (braun – intensiv braun); Bodenfarbe (trocken): 7,5YR/4/4 (braun); Horizontgrenze: übergehend, Horizontübergang: wellig.

Bodenprobe Lois 3/10 (Mischprobe über ganzen Horizont).

3.2.2. Chemische und physikalische Parameter

Im Profil Lois 3 ist der pH-Wert wieder relativ stabil, steigt aber im unteren Bereich des B(t)-Horizonts (ab 90 cm) leicht auf über 8 an. Der C_{org} -Gehalt ist nur im obersten (Ap-)Horizont erhöht (1,8 %) und fällt dann in den unteren Horizonten stark auf 0,6 % im Bh-Horizont und auf Werte zwischen 0,1 und 0,3 im B(t)- und in den Brel-Horizonten ab. Die KAK-Werte sind durch die Tonverlagerung bis zum unteren Teil des B(t)-Horizonts erhöht, nehmen im Brel1-Horizont wieder ab und steigen dann ab dem Brel2-Horizont wieder an. Sie erreichen im untersten (Brel4-) Horizont ihr Maximum mit 84 cmolc/kg, was den extremen Tongehalt von 81 % sehr gut widerspiegelt. Die pedogenen Oxide sind in diesem Profil im Vergleich mit den anderen Profilen auch etwas erhöht, vor allem in den fossilen Horizonten (Tab. 1).

Die Korngrößenverteilung zeigt, dass das Profil Lois 3 sehr tonreich ist. Der Pflughorizont (Ap) ist durch die Bearbeitung noch eine homogene Mischung aus Sand, Schluff und Lehm mit einem Kiesanteil von ca. 10 %. Die darunterliegenden Horizonte (Bh bis Brel3) sind wesentlich tonreicher mit Tonanteilen zwischen 41 und 57 % und Schluffgehalten zwischen 32 und 39 %. Sand kommt nur unterge-

| | | Gesamtr | nineralo | gische Zu | usamme | nsetzung | | Ton | minerale | in der Fi | raktion < | 2µm |
|----------------|----|---------|----------|-----------|--------|----------|-----|------|----------|-----------|-----------|-----|
| | Qu | K-Fsp | Plag | Kalz | Dol | Sch.si. | Hbl | Verm | Smek | Illit | Kao | Chl |
| Ap - 30 cm | 49 | 6 | 9 | 6 | 0 | 23 | 6 | 6 | 46 | 30 | 15 | 3 |
| Bh - 60 cm | 51 | 4 | 12 | 6 | 0 | 24 | 2 | 3 | 40 | 37 | 18 | 2 |
| B(t) - 90 cm | 51 | 3 | 6 | 1 | 0 | 39 | 0 | 7 | 38 | 18 | 38 | 0 |
| B(t) - 120 cm | 49 | 3 | 6 | 13 | 0 | 29 | 0 | 9 | 38 | 21 | 31 | 0 |
| Brei1 - 150 cm | 36 | 3 | 5 | 32 | 3 | 21 | 0 | 9 | 47 | 17 | 25 | 2 |
| Brei1 - 190 cm | 48 | 3 | 5 | 17 | 0 | 27 | 0 | 8 | 41 | 23 | 26 | 1 |
| Brei2 - 240 cm | 45 | 3 | 3 | 6 | 0 | 43 | 0 | 5 | 39 | 27 | 29 | 0 |
| Brel2 - 290 cm | 34 | 2 | 3 | 11 | 0 | 50 | 0 | 9 | 24 | 29 | 38 | 0 |
| Brei3 - 409 cm | 40 | 2 | 2 | 31 | 0 | 25 | 0 | 4 | 56 | 32 | 8 | 0 |
| Brel4 - 460 cm | 17 | 2 | 0 | 2 | 0 | 80 | 0 | 5 | 55 | 36 | 4 | 0 |

Qu = Quarz, K-Fsp = K-Feldspat, Plag = Plagioklas, Kalz = Kalzit, Dol = Dolomit, Sch.si. = Schichtsilikate, Hbl = Hornblende; Verm = Vermikulit, Smek = Smektit, Kao = Kaolinit, Chl = Chlorit



Ausgewählte physikalische und chemische Kennwerte des Profils Lois 3.

ordnet in Bereichen zwischen 10 und 21 % vor. Der Horizont Brel3 zeigt einen deutlichen Texturwechsel: in diesem Horizont ist der Kies- und Sandanteil deutlich höher (24 und 25 %); der Schluff- und Tongehalt ist mit 15 bzw. 37 % niedriger als in den darüberliegenden Horizonten. Im untersten Horizont (Brel4) erreicht der Tonanteil mit 81 % ein Maximum. Die Bodenart des Profils Lois 3 ist sandiger Lehm im obersten Horizont (Ap) und lehmiger Ton bis Ton in den unteren Horizonten.

Böden

3.2.3. Mineralogie

Die mineralogische Zusammensetzung des Profils Lois 3 ist von Quarz und Schichtsilikaten dominiert (Tab. 3). Quarz kommt bis zum Brel3-Horizont in Gehalten von 34-51 %, die Schichtsilikate von 21 bis 50 % vor. Im Brel4-Horizont geht der Quarzanteil auf 17 % zurück, während der Anteil an Schichtsilikaten auf 80 % ansteigt, was sehr gut mit der Korngrößenverteilung in diesem Horizont übereinstimmt (Tongehalt 81 %). Kalzit kommt in wechselnden Konzentrationen vor und zeigt im Brel1-Horizont und im Brel3-Horizont Anreicherungen (17 bis 32 %) und kommt ansonsten nur in geringen bis mittleren Gehalten vor. Die Gehalte an Feldspat und Hornblende sind sehr gering.

Die tonmineralogischen Untersuchungen zeigen, dass das Profil von Smektit, Illit und Kaolinit dominiert ist. Vermikulit und Chlorit kommen nur sehr untergeordnet vor. Der im Vergleich zum Profil Lois 2 höhere Kaolinitgehalt

spricht für die längeren Verwitterungsprozesse, die die fossilen Horizonte dieses Profils durchlaufen haben.

4. Zusammenfassung und Diskussion

Die Profile im "Roten Aufschluss" von Langenlois sind sehr statische Profile ohne besonders ausgeprägte rezente Bodenbildungsprozesse. Die landwirtschaftliche Nutzung der Böden fördert die Pedogenese, die hauptsächlich in Form von Tonverlagerung stattfindet. In den fossilen Horizonten können auch ältere Anzeichen von Tonverlagerung in Form von Tonkutanen über den Aggregaten und darüber hinaus leichte Pseudovergleyungserscheinungen angetroffen werden. Die Profile über Amphibolit (Profil Lois 2) sind sehr skelettreich und naturgemäß von der Mineralogie und dem Chemismus des unterlagernden Gesteins geprägt. Die mächtigen Profile ohne unterlagernden Amphibolit (Lois 3) weisen mehrere polyzyklische Sedimentationszyklen und dadurch mehrere Generationen von fossilen Horizonten auf. Die Profile sind pedogenetisch mehr oder weniger inaktiv und sind mineralogisch schon in einer Art Klimaxstadium angelangt, in dem nur mehr geringe mineralogische und chemische Umwandlungen stattfinden.

Literatur

FUCHS, W. (Bearb.), GRILL, R. (Bearb.), MATURA, A. & VASICEK, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 38 Krems. - 1 Bl., Wien (Geol. B.-A.) 1984.

- HÖDL, M.: Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Unveröff. Diss., Univ. Wien, formal-naturwiss. Fak., 144 Bl., 40 Abb., 53 Tab., Wien 1985.
- MATURA, A. m. Beitr. v. HEINZ, H.: Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. - 65 S., 8 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1989.
- STEININGER, F. (Hrsg.) m. Beitr. v. FRANK, Ch., HÖCK, V., HOFMANN, TH., HUBER, K.H., KOLLER, F., MARSCHALLINGER, R., NEUGEBAUER-MARESCH, Ch., PETRAKAKIS, K., RABEDER, G., ROETZEL, R., RICH-TER, W. et al.: Erdgeschichte des Waldviertels. – 2., erw. Aufl., Schriftenreihe des Waldviertler Heimatbundes, **38**, 200 S., ill., 1 geol. Kte., Horn 1999.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Quartäre Landschaftsentwicklung im Lössplateau vom Kremsfeld bei Langenlois (Niederösterreich)

INGO HOFER*), IVA JABUROVÁ*), BIRGIT TERHORST*), REINHARD ROETZEL**), THOMAS EINWÖGERER***), ULRICH SIMON***) & FLORIAN A. FLADERER****)

5 Abbildungen

Niederösterreich Kremsfeld Mittelpleistozän Löss Landschaftsentwicklung

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 38

Inhalt

| 1. | Zusammenfassung | 81 81 82 |
|----|--------------------------------------|----------------|
| 2. | Untersuchungsgebiet | 82 |
| З. | Methodik | 82 |
| 4. | Profilbeschreibung | 82 |
| 5. | Paläontologische Untersuchungen | 82 |
| 6. | Landschaftsgenetische Interpretation | 84 |
| | Literatur | 85 |

Zusammenfassung

Das Profil Gobelsburg beginnt mit einem holozänen Tschernosem, der auf kalkhältigem Löss entwickelt ist. Dieser überlagert einen interglazialen. geringfügig umgelagerten Paläoboden. Unterhalb des Bodensediments ist eine weitere Lössschicht vorhanden, welche von zwei Umlagerungszonen (Lehmbröckelsande) unterlagert wird. An deren Basis liegt ein Fundhorizont mit pleistozänen Knochenresten. Hier ändern sich die Sedimentationsbedingungen vom terrestrischen, z.T. äolischen Einfluss hin zu einem deutlich sandigen, vermutlich fluviatil-lakustrinen Milieu. Die Basis des Profils wird von einem zementierten Kalkausfällungshorizont (Almkalk) gebildet.

Quarternary Landscape Development in the Loess Plateau of Kremsfeld near Langenlois (Lower Austria)

Abstract

The Gobelsburg profile begins with a Holocene Chernozem followed by calcareous loess, representing the last glacial period, which itself is underlain by an interglacial redeposited paleosoil. Below, a further loess layer is developed. The sequence continues with two colluvial layers, where bones of Pleistocene vertebrates are situated at the base. Here the sedimentary sequence is changing from terrestrial partly aeolian influence to a sandier probably fluvial-lacustrine environment. The base of the profile is formed by a cemented carbonate horizon, which probably has been formed in a former floodplain.

^{*)} Ingo HoFER, Iva JABUROVÁ, Prof. Dr. Birgit TERHORST, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung, Althanstraße 14, A 1090 Wien.

ingo.hofer@univie.ac.at, iva.jaburova@univie.ac.at, birgit.terhorst@univie.ac.at. **) Dr. REINHARD ROETZEL, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.

reinhard.roetzel@geologie.ac.at.

Mag. THOMAS EINWÖGERER, Mag. ULRICH SIMON, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Prähistorische Kommission, Fleischmarkt 22, A 1010 Wien.

thomas.einwoegerer@oeaw.ac.at, ulrich.simon@oeaw.ac.at. ****) Dr. FLORIAN A. FLADERER, Universität Wien, Institut für Paläontologie, Althanstraße 14, A 1090 Wien. florian.fladerer@univie.ac.at.

1. Einleitung

Im Rahmen des Ausbaus der West-Austria-Gasleitung wurde im Winter 2007 ein mehrere Kilometer langer und ca. 3 Meter tiefer Rohrgraben ausgehoben. Die Aufschlüsse wurden in Kooperation des Instituts für Geographie und Regionalforschung der Universität Wien und der Geologischen Bundesanstalt Wien vollständig aufgenommen (HOFER & JABUROVÁ, 2008). Dabei traten ca. 1,9 km südwestlich von Gobelsburg zwischen Leitungskilometer 94,615 und 94,618 (BMN Koordinaten M34: Rechts 701434, Hoch 368270) in quartären Sedimenten Vertebratenreste auf, die in Folge in Zusammenarbeit mit der Prähistorischen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und dem Institut für Paläontologie der Universität Wien untersucht wurden.

2. Untersuchungsgebiet

Das untersuchte Profil liegt in Niederösterreich, ca. 7,5 km nordöstlich der Stadt Krems, südlich von Langenlois (Abb. 1). Das Gebiet gehört zur danubischen Lösslandschaft. Die Basis des Lössplateaus wird von kristallinen und neogenen Gesteinen gebildet. Sie werden von mittelpleistozänen Schottern (Günz-Terrasse im klassischen Sinne) sowie von Lössen und lössähnlichen Sedimenten überdeckt.

Das Gebiet selbst ist seit dem 19. Jhdt. für urgeschichtliche Funde bekannt (WURMBRAND, 1879; OBERMAIER, 1908; BAYER, 1925; ROTHBAUER, 1974). Insgesamt gibt es neben Oberflächenfunden auch 8 Fundpunkte, die sich zumeist in Weinkellern befinden und teilweise bis zu drei Kulturschichten aufweisen.

3. Methodik

Für die Freilegungs- und Dokumentationsarbeiten wurde ein lokales Messnetz erstellt (die Verankerung des lokalen Messnetzes im Landeskoordinatensystem erfolgte durch das Bundesdenkmalamt) und das Profil, die Probenentnahmestellen sowie die Einzelfunde wurden mittels eines elektronischen Lasertachymeters dreidimensional erfasst.

4. Profilbeschreibung

Das Profil in Gobelsburg (Abb. 2, 3) beginnt in seiner Vertikalabfolge von oben nach unten mit einem degradier-

ten Tschernosem, der dem fast vollständigen holozänen Klimaxprofil entspricht (GB1–GB3). Dieses Profil ist auf einem geringmächtigen karbonathaltigen Löss (GB3) entwickelt. Darunter folgt mit GB4 ein verlagerter interglazialer Paläoboden in Form eines Bodensediments. Dieser zeigt eine reife Bodenentwicklung an, nach welcher es zu einer Umlagerungsphase und später zur Frostbeeinflussung kam, die sich durch die plattige, wellige Horizontalstruktur äußert. Darunter folgt mit GB5 nochmals eine geringmächtige Lössschicht.

Im Weiteren folgen mit GB6 und GB7 Horizonte mit umgelagerten Bodensedimenten, die das charakteristische Erscheinungsbild von Lehmbröckelsanden aufweisen. Die typische Struktur und das Gefüge dieser Lehmbröckelsande entstehen durch eine ursprünglich horizontale Schichtung im Sediment, welche nach der Ablagerung durch Frosteinwirkung aufgeweitet und dadurch zerstört wird.

An der Basis des unteren Lehmbröckelsandhorizonts befindet sich eine Fundschicht mit größeren Wirbeltierresten. Einzelne Knochenreste treten auch innerhalb der Schicht GB7 auf. Die unterlagernde Schicht GB8 gibt Zeugnis von einem anderen Sedimentationsmilieu. Während die Schichten GB1-7 unter terrestrischen Bedingungen gebildet wurden, setzen mit der Schicht GB8 semiterrestrische, vermutlich fluviatil-lakustrine Bedingungen ein. Hier tritt ein deutlicher Mittelsandanteil auf, der in den vorher beschriebenen Horizonten fehlt. Der Horizont GB8 ist von ehemaligen Wurzelgängen dicht durchsetzt, die z.T. im Nachhinein mit lehmigem Material der hangenden Schicht verfüllt wurden. GB8 bis GB10 entsprechen der Profilabfolge einer Kalkpaternia mit hydromorphen Merkmalen, die insbesondere in GB10 durch eine gleyartige, gräuliche Prägung in eine Gley-Kalkpaternia übergehen. Die Basis des Profils wird durch einen lehmigen Schluff, der sehr karbonatreich ist (35,6 %) und stellenweise durch Karbonat zementiert ist, unterlagert. Diese Schicht GB11 wurde als Almkalk (Kalkausfällung) interpretiert.

5. Paläontologische Untersuchungen

Die Mehrzahl der rund 100 Knochen und Knochenfragmente wurde auf einer Längserstreckung von ca. 25 Metern aus "Nestern" in der Wand und aus dem Aushub der Künette der Gaspipeline aufgesammelt. Die Knochen sind spröde, von weißer bis sehr hell bräunlicher Färbung und stark korrodiert. Einzelne identifizierbare Knochen sind in sich zerbrochen und zusammengehörige Teile klaffen an den korrodierten Rändern auseinander. Im Zuge einer pla-





Abb. 2

Aufschlussfoto im Bereich des Profils Gobelsburg bei Leitungskilometer 94,615. Weiße Flecken beiderseits des Spatens sind angeschnittene Knochenreste. Foto: R. ROETZEL, 2007.



Paläopedologische Aufnahme des Profils Gobelsburg.

nimetrischen Grabung mit rund einem Quadratmeter Fläche wurde das Teilskelett eines Wildpferdes geborgen (Abb. 4). Der allen Funden gemeinsame spröde Fossilisationsgrad ist deutlich unterschiedlich zu den Tierresten aus den regionalen jungpaläolithischen Fundplätzen (z.B. FLA-DERER & SALCHER-JEDRASIAK, 2008).

Die Fundnummern 19–24 (Abb. 4) sind Teile der Extremitäten eines mittelgroßen Pferdes (*Equus* cf. *ferus*), die zum Teil im dislozierten anatomischen Verband erhalten geblieben sind: linkes Schulterblatt, linker Handwurzelknochen III mit linken Mittelhandknochen II-V, linker Oberschenkelknochen, linkes Schienbein, beide Astragali und ein Hufglied. Sie alle dürften zum selben Individuum gehören. Aufgrund der Größe (Femur Gob 19/1, Durchmesser des Caput: 62 mm, Tibia Gob 20 – distale Breite: 79,6 mm, Astragalus Gob 22/1– größte Höhe: 63,2 mm) wird eine Zuordnung zu *E. mosbachensis* oder *E. abeli* ausgeschlossen (vgl. CRAMER, 2002).

Unter den weiteren geborgenen Resten sind Knochen vom Rothirsch (*Cervus elaphus*) die zweithäufigsten: rechter Oberarmknochen, proximaler Rest eines Mittelfußknochens III/IV mit Tarsale sowie ein weiteres Metapodium-Schaftfragment. Von einem juvenilen Rentier (*Rangifer tarandus*) liegen die beiden Gelenkshöcker des Hinterhaupts (Occipitalcondylen) vor. Kompakte Langknochenfragmente und eine stark fragmentierte Langknochenepiphyse gehören zu *Mammuthus* sp. Zudem sind zwei Karnivorenarten vorhanden: zwei Occipitalcondylen gehören zu einem Bären-Schädel (*Ursus* cf. *arctos*) und das Bruchstück einer linken Beckenhälfte kann dem Rotfuchs (*Vulpes vulpes*) zugeordnet werden (Abb. 5).

Folgende Daten müssen taphonomisch interpretiert werden:



Abb. 4

Planimetrische Grabung mit anatomischem Verband eines linken Wildpferd-Hinterlaufs (*Equus* cf. *ferus*). Foto: T. EINWÖGERER, U. SIMON, 2007.

Das Teilskelett eines Wildpferds mit Extremitätenteilen im anatomischen Verband lässt auf eine rasche In-situ-Einbettung schließen, die den Kadaver vor Karnivoren geschützt hatte.

Das Artenspektrum mit Equus sp., Cervus elaphus, Rangifer tarandus, Mammuthus sp., Ursus cf. arctos und Vulpes vulpes beinhaltet Tiere mit unterschiedlichen bevorzugten Biotopansprüchen innerhalb des Großlebensraums Mammutsteppe und bedarf eines lokalen Akkumulators.

Es können keine eindeutigen anthropogenen Bruchformungen an den Tierresten festgestellt werden, wie z.B. bipolare Schlageinwirkung zum Öffnen von Knochenmarkräumen. An der Pferde-Tibia (Gob 20) und an zwei Rothirsch-Knochen – einem Humerus (31/6) und einem Metatarsale III/IV (Gob 31/1) – kann menschliche Einwirkung vermutet werden.

Drei Hypothesen zur Fundstellenbildung werden diskutiert:

- Akkumulation und Einbettung erfolgten durch meteorologische Ursachen, wie Unwetter und Hochwasser. Eine fluviatile Komponente ist der Sedimentbeobachtung zu entnehmen. Das Pferde-Teilskelett ließe sich durch "natürliche" Einbettung in Auelehmen erklären.
- 2) Primärer Akkumulator ist eine altsteinzeitliche Jäger-Sammler-Gruppe. Alle Tierarten und noch viel mehr das Spektrum sind geradezu charakteristisch für eiszeitliche Wildbeuterlager. Auewaldbereiche und Gebüsch in Wassernähe gelten auch bei holozänen Wildbeutern als bevorzugte Jagdansitze und Erlegungsstellen. Das Fehlen von Steinwerkzeugen und Holzkohleresten im Fundhorizont kann als Ausschließungsgrund für eine anthropogene Akkumulation nicht gewertet werden.

 Auf Grund der Erstreckung der Fundzone auf über 25 Meter soll auch eine unterschiedliche Genese der Pferde-Reste und der weiteren für möglich gehalten werden.

Für eine genauere chronologische Einordnung als "Rissbis Würm-Glazial" können die Tierarten allein nicht herangezogen werden. Der Erhaltungsgrad spricht jedoch dafür, dass die Knochen älter als Mittelwürm sind, was mit der vermuteten Stratigraphie – unterhalb eines eemzeitlichen Paläobodens – übereinstimmen würde. Die paläoklimatischen Bedingungen werden als glazial, aber auf Grund von Rothirsch und Rotfuchs als nicht extrem rekonstruiert. Mittelpleistozäne Fossilfundplätze in Niederösterreich, die stratigraphisch-chronologische und morphometrische Parallelisierungen zuließen, fehlen bisher (vgl. DÖPPES & RABEDER, 1997, S.151). Die mittelpleistozänen Tierreste von Wien-Heiligenstadt/Nußdorf sind stratigraphisch-chronologisch uneinheitlich und *E. abeli* ist eine sehr große Pferdeart.

Die Tierreste von der Grabung an der West-Austria-Gasleitung werden zur weiteren Untersuchung am Institut für Paläontologie der Universität Wien aufbewahrt.

6. Landschaftsgenetische Interpretation

In der tiefen Lage am Rand einer Paläorinne, welche sich noch heute als kleine Talform nördlich der Fundstelle an der Oberfläche abzeichnet, wurde im zeitweise überfluteten oder grundwasserbeeinflussten Bereich ein Almkalk durch Kalkausfällung gebildet; er ist von Auelehmsedimenten mit einem Mittelsandanteil überdeckt. In diesen Sedimenten hat sich eine sehr dichte und auffällig durchwurzelte Kalkpaternia als initialer Auenboden (ohne eindeutige paläoklimatische Aussagekraft) entwickelt. Ein Ah-Horizont ist nicht erhalten. Die Fundschicht mit den größten und



Abb. 5.

Pleistozäne Tierreste.

Equus cf. *ferus* (Tibia sin., Carpale III und Metacarpale III sin, Astragalus sin. und dext.), *Cervus elaphus* (Tarsale IV/V und Metatarsale III/IV), *Ursus arctos* (Symbolphoto von der Occipitalregion des Schädels eines osteuropäischen Braunbären; fossil erhalten sind die beiden Occipitalhöcker). Foto: F. FLADERER (2008).

häufigsten Knochen befindet sich unmittelbar über dieser ehemaligen Geländeoberfläche, die wiederum von umgelagerten Bodensedimenten (Lehmbröckelsande) überlagert wurde. Vereinzelt treten Knochenreste auch noch innerhalb der Schicht GB7 auf. Ob die ursprüngliche Bodenbildung, die in den Bodensedimenten der Lehmbröckelsande erhalten ist, zeitgleich mit der Auenbodenentstehung ist, kann nicht rekonstruiert werden. Eine weitere Umlagerungsphase wird durch die Lehmbröckelsande von GB6 belegt. Die Lössschicht GB5 darüber kann chronostratigraphisch nicht sicher zugeordnet werden. Als wahrscheinlich wird ein vorletztglaziales Mindestalter angenommen.

Das Bodensediment GB4 darüber besteht überwiegend aus interglazialem Bodenmaterial, welches zumindest einer eemzeitlichen Bodenbildung entspricht. Ein höheres Alter kann jedoch auch hier nicht ausgeschlossen werden. Derartige Umlagerungszonen entstehen generell im beginnenden Glazial, mit einsetzender Klimaverschlechterung (SEMMEL, 1968; TERHORST et al., 2002), während spätere Umlagerungen deutlich weniger oder gar kein Bodenmaterial aus dem Interglazial enthalten. Die darüber folgende Lössschicht gehört mindestens ins letzte Glazial, wobei auch hier ein höheres Alter nicht auszuschließen ist. Darüber liegt ein holozänes Bodenprofil.

Literatur

BAYER, J.: Zwei Aurignacienfundstellen in der Gegend von Gösing in Niederösterreich. – Die Eiszeit, **2**, S. 112 f., 1925.

- CRAMER, B.: Morphometrische Untersuchungen an quartären Pferden in Mitteleuropa. – Diss. Geowissenschaftl. Fak. Eberhard-Karls-Univ., 251 S., Tübingen 2002.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G.: Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **10**, Wien 1997.
- FLADERER, F.A. & SALCHER-JEDRASIAK, T.: Krems-Hundssteig 2000–2002: Archäologische und taphonomische Untersuchungen. – In: NEUGEBAUER-MARESCH, Chr. (ed.): Krems-Hundssteig – Mammutjägerlager der Eiszeit, Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss., 67, Wien 2008.
- HOFER, I. & JABUROVÁ, I.: Geländeaufnahme WAG II Loop 600 Plus Km 97,828 – Km 80, 950. Kartierbericht. – Bericht Archiv Geol. Bundesanstalt, Wiss. Archiv Nr. A-14270-R, 51 S., Beilagen, Wien 2008.
- OBERMAIER, H.: Die am Wagramdurchbruch des Kamp gelegenen niederösterreichischen Quartärfundplätze. – Jahrbuch für Altertumskunde, **2**, S. 49 ff., 1908.
- ROTHBAUER, A.: Gobelsburg. Fundberichte aus Österreich, 8, 1961–65, S. 1 f., Wien 1974.
- SEMMEL, A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter Geographische Hefte, 45, Frankfurt 1968.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J.: Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., **127**, 213–232, Berlin – Stuttgart 2002.
- WURMBRAND, G.: Über die Anwesenheit des Menschen zur Zeit der Lößbildung. – Denkschrift Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, math-naturwiss. Kl., **39**, Wien 1879.



Die Stadt und der Strom – Historische Veränderungen der Wiener Donau-Auen seit dem 18. Jahrhundert

SEVERIN HOHENSINNER*), DORIS EBERSTALLER-FLEISCHANDERL**), GERTRUD HAIDVOGL*), MATHEW HERRNEGGER***) & MICHAEL WEISS*)

7 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 40, 41, 58, 59, 60 Wien Flusslandschaft Au Morphodynamik Habitat

Inhalt

| | Zusammenfassung | 87 |
|----|--|----|
| | Abstract | 87 |
| 1. | Einleitung | 88 |
| 2. | Untersuchungsgebiet | 88 |
| 3. | Methodik | 89 |
| 4. | Ergebnisse | 89 |
| | 4.1. Gewässertvpen | 89 |
| | 4.2 Umlagerungsprozesse | 90 |
| | 4.3 Altersaufhau | 90 |
| | 4.4 Flurabstände und Überflutungsflächen | Q1 |
| | | 00 |
| ~ | 4.0. MidSSeriloliditz | 92 |
| э. | | 92 |
| | Dank | 93 |
| | Literatur | 93 |

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse von 2D- und 3D-Rekonstruktionen der Wiener Donau-Auen basierend auf historischen Quellen präsentiert. Vor Regulierung war die Donau stark verzweigt ("anabranched"); mehr als 90 % der Gewässer wurden durchströmt. Erosion und Anlandung befanden sich langfristig vermutlich in einem dynamischen Gleichgewicht, wodurch eine ständige Regeneration/Verjüngung der Teillebensräume erfolgte. Die regulierungsbedingten Veränderungen äußerten sich primär in einer Stabilisierung der morphodynamischen Prozesse.

The Town and the River – Historical Changes of the Danube Floodplain since the 18th Century

Abstract

This study presents results of 2D- and 3D-reconstructions of the Danube floodplain in Vienna based on historical sources. Prior to channelization, the Danube River was anabranched and consisted of more than 90 % lotic water bodies. Over the long term, erosion and aggradation remained presumably in a dynamic equilibrium. This resulted in permanent regeneration/rejuvenation of the different habitats. River channelization primarily led to a stabilization of the former morphodynamic processes.

^{*)} DI SEVERIN HOHENSINNER, Mag. GERTRUD HAIDVOGL, DI MICHAEL WEISS, Universität für Bodenkultur Wien (BOKU), Institut für Hydrobiologie und Gewässermanagement (IHG), Department Wasser – Atmosphäre – Umwelt (WAU), Max-Emanuel-Straße 17, A 1180 Wien. severin.hohensinner@boku.ac.at, gertrud.haidvogl@boku.ac.at, michael.weiss@boku.ac.at.

^{**)} DI DORIS EBERSTALLER-FLEISCHANDERL, ezb – Technisches Büro Eberstaller GmbH, Währinger Str. 156/6, A 1180 Wien.

fleischanderl@ezb-fluss.at. ***) DI MATHEW HERRNEGGER, Universität für Bodenkultur Wien (BOKU), Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Muthgasse 18, A 1190 Wien.
1. Einleitung

Die Geschichte Wiens ist seit jeher eng mit der Donau verbunden. Die Lage am Strom begünstigte einerseits die wirtschaftliche Entwicklung der Stadt, schränkte aber zugleich deren räumliche Ausdehnung ein. Durch die starke Bevölkerungszunahme im 19. Jhdt. erwies es sich als notwendig, den Siedlungsraum auf das Augebiet der Donau auszuweiten. Aus dieser Zeit stammen daher die ersten genaueren Vermessungen der Wiener Donau-Auen, fundierte Beschreibungen der flussmorphologischen und hydrologischen Verhältnisse sowie der Auswirkungen der Regulierungsarbeiten (z.B. STREFFLEUR, 1851; PASETTI, 1862; WEX, 1875, 1876; PENCK, 1891). In jüngerer Zeit erfolgten umfangreiche Recherchen historischer Kartenwerke (MOHILLA, 1980; STUMMER, 1982; MOHILLA & MICHL-MAYR, 1996; HOFMANN et al., 2003) sowie Rekonstruktionen der ehemaligen Geomorphologie/-dynamik im Wiener Stadtgebiet (GIETL et al., 2004; GRUPE & JAWECKI, 2004).

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse mehrerer Studien zusammengefasst, die die Rekonstruktion der ehemaligen hydromorphologischen und geländetopografischen Ausprägung der Donau-Auen bei Wien zum Ziel hatten, um so auf die ursprünglichen Lebensraumverhältnisse für die aquatische Fauna und Standortverhältnisse der Auenvegetation schließen zu können. So wurde die Flusslandschaft zwischen Freudenau und Schönau (Lobau) auf Basis historischer Kartenwerke aus den Jahren 1726–2001 rekonstruiert. Darauf aufbauend erfolgte eine Bilanzierung historischer morphodynamischer Prozesse und eine Ermittlung des Altersaufbaues aquatischer/terrestrischer Teillebensräume (EBERSTALLER-FLEISCHANDERL & HOHEN-SINNER, 2004; HOHENSINNER & DRESCHER, in print). Um Aussagen über Flurabstände und Überflutungsflächen treffen zu können, wurde zudem ein digitales Geländemodell (DGM) der Donau-Auen zwischen Kuchelau und Albern basierend auf historischen Vermessungen 1849 erstellt (HERRNEGGER, 2007; HOHENSINNER et al., accepted).

Die Ergebnisse dokumentieren einerseits die einstmals hohe hydromorphologische Dynamik dieses Ökosystems, andererseits geben sie Aufschluss über die regulierungsbedingt signifikant veränderte Ausprägung der ehemaligen Wiener Flusslandschaft.

2. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst den Bereich der ehemaligen Wiener Donau-Auen (Donau-Alluvium, "Zone der rezenten Mäander") von der "Wiener Pforte" flussabwärts bis östlich von Wien bei Fischamend. Es liegt am westlichen Rand des Wiener Beckens, das vor rund 17 Mio. Jahren durch Absinken des alpinen Untergrundes entstand (GRUPE & JAWECKI, 2004). Die jungtertiäre marine, teilweise limnisch-fluviatile Beckenfüllung erreicht im untersuchten Gebiet eine Mächtigkeit von bis zu 5000 m. Seitdem die Donau das Becken durch die "Wiener Pforte" betritt (ca. 350.000 Jahre), hat sie eine bis zu 8,5 km breite Talniederung ausgeformt, wobei die pleistozänen Schotterterrassen teilweise ausgeräumt wurden. Südwestlich (rechtsufrig) wird das Donau-Alluvium durch die Stadt- und Theresianum-Terrasse (Riss) begrenzt; nordöstlich (linksufrig) durch die Praterterrasse (Würm), welche jedoch



Abb. 1

Flusslandschaft im Bereich der heutigen Lobau vor der Regulierung im Jahr 1817 (verändert nach EBERSTALLER-FLEISCHANDERL & HOHENSINNER [2004]). Rote Abgrenzung: flussmorphologisch aktive Zone (AZ).

Abb. 2.

Flächenanteile der Gewässertypen an der AZ in der Lobau 1726–2001 [%]. Flächen bezogen auf aktive Gerinne der Gewässer (active channel = Wasser- und Sedimentflächen); 1726 und 1770: ungenaue Werte aufgrund des hohen Aufnahmewasserstandes. NW = Niederwasser, MW = Mittelwasser.

SMW = sommerliches Mittelwasser.

stark umgelagert und überformt wurde (FINK, J. & MAJDAN, 1954; BRIX, 1970).

Der untersuchte Donauabschnitt ist stark vom hydrologischen Regime der großen alpinen Zubringer Inn, Traun, Enns und Ybbs geprägt, die vor Regulierung und Kraftwerkserrichtungen hohe Geschiebe- und Schwebstofffrachten aufwiesen.

3. Methodik

Als Basis für sämtliche Arbeiten wurden umfangreiche Archivrecherchen bezüglich historischer Kartenwerke, Vermessungen, hydrologischer Daten und Beschreibungen sowie aktueller Studien durchgeführt. Für den Abschnitt Freudenau - Schönau wurden ausgewählte Kartenwerke für 10 Zeitsituationen zwischen 1726 und 2001 mittels Arc-GIS 8.x georeferenziert und vektorisiert. Danach wurden 8 unterschiedliche Makrohabitattypen (6 Gewässertypen und 2 terrestrische Typen) identifiziert und die digitalen Karten segmentiert. Durch die Verschneidung zeitlich aufeinander folgender Situationen ist es möglich, auf die räumliche Ausdehnung von Umlagerungsvorgängen (Erosion und Anlandung) zu schließen. In weiterer Folge wurden die Habitat-Veränderungsraten mittels Raster-GIS-Methoden (ArcGIS 9.1) in einzelnen Zellen (10×10 m in Natur) über die Zeit ermittelt und daraus die Lebensdauer bzw. der Altersaufbau der Habitate sowie der gesamten Flusslandschaft berechnet.

Die Erstellung des DGM 1849 beruht auf historischen Vermessungen/Darstellungen von KAZDA (1849), STREF-FLEUR & DROBNY (1849) und der Bearbeitung von KILLIAN (o. J.). Zusätzliche Daten bzgl. der Wasserstände stammen u.a. von WEX (1873) und STREFFLEUR (1847a, 1847b).

Die präsentierten Ergebnisse beziehen sich auf die sogen. "aktive Zone" (AZ) – jenem Bereich der "Zone der rezenten Mäander", der durch die morphodynamischen Prozesse unter den gegebenen klimatischen/hydrologischen Bedingungen der Neuzeit (zumindest der letzten 300 Jahre) geprägt wurde (vgl. HERRNEGGER, 2007).

Abb. 3

Jährliche Umlagerungsraten in der aktiven Zone (AZ) der Lobau 1805–2001 (Anlandung und Erosion) in % des vegetationsbedeckten Augeländes.

Das Verhältnis zwischen Anlandung und Erosion ist für die einzelnen Zeitperioden angegeben; die leichte Zunahme der Erosion 1938–2001 ergibt sich durch die Errichtung des Entlastungsgerinnes "Neue Donau" und der Häfen (verändert nach LAIR et al., in prep.).



4. Ergebnisse

4.1. Gewässertypen

Vor Beginn der Regulierung in den 1830ern wies der Hauptstrom im Bereich der heutigen Lobau mehrere Sedimentinseln und bewachsene Inseln auf (Abb. 1). Ein komplexes Netzwerk von Nebenarmen war charakteristisch für die Flusslandschaft. Einzelne Arme waren stark gewunden bis mäandrierend; ebenso waren großflächige, bewachsene Inseln typisch.

Der Hauptstrom und Nebenarme, die auch bei Niederwasser (NW) durchströmt wurden, nahmen vor Regulierung rund 90–95 % der gesamten Wasserfläche bzw. ca. 30 % der gesamten AZ ein (Abb. 2). Folglich wurde der aquatische Lebensraum großteils durch lotische Gewässer dominiert, während lenitische Gewässer (unterschiedliche Altarme, Totarme) flächenmäßig von untergeordneter Bedeutung waren.

Durch die Regulierungsarbeiten nach 1817 wurde zuerst die Fläche des Hauptstromes reduziert bzw. teilweise in durchströmte Nebenarme umgewandelt. Im weiteren Verlauf wurden diese Nebenarme zu einseitig angebundenen Altarmen (vgl. 1875 in Abb. 2) degradiert, welche sich durch fortschreitende Verlandung und wasserbauliche



Abb. 4

Wiener Donau-Auen zwischen Kuchelau und Albern im Jahr 1849. Der heutige Donaulauf und die verbliebenen

Nebengewässer sind schraffiert dargestellt (HERRNEGGER, 2007).

Maßnahmen großteils zu isolierten Altwässern (Totarme) entwickelten. Die menschlichen Eingriffe äußerten sich nicht nur in einer erheblichen quantitativen Reduktion des gesamten aquatischen Lebensraumes von vormals im Mittel 32 % der AZ zu aktuell 14 % der AZ, sondern auch in einer qualitativen Veränderung der verbliebenen Gewässerlebensräume.

4.2. Umlagerungsprozesse

Die Überlagerung der histori-schen Situationen 1726–1817 ergibt, dass in diesem Zeitraum rund 63 % der AZ mindestens ein Mal von einem Gewässer eingenommen wurden. Im kürzeren Zeitabschnitt von 47 Jahren vor der Regulierung (1770-1817) waren 55 % der AZ direkt von Umlagerungsprozessen (Erosion, Transport, Anlandung) betroffen (HOHEN-SINNER & DRESCHER, in Druck). Die hohe Intensität der morphologischen Veränderungen lässt sich auch anhand der jährlichen Veränderungsraten ermessen: vor Regulierung (1805-1817) wurden im Mittel 1,6 % des bewachsenen Augeländes erodiert und im selben Ausmaß wieder angelandet/sedimentiert (Abb. 3). Durch die fort-

schreitende Regulierung erfolgte generell ein allmählicher Rückgang morphodynamischer Prozesse. Die "Wiener Donauregulierung" (1870–1875) äußerte sich in anthropogen stark erhöhten Anlandungsraten. Nach 1875 beruht die Anlandung großteils auf der Verlandung der neu geschaffenen Altarme (Abb. 3).

4.3. Altersaufbau

Aufgrund der hohen Morphodynamik wies die Flusslandschaft hohe Anteile von morphologisch "jungen" Austandorten auf. 25 % des Augeländes in der AZ zwischen Freudenau und Schönau waren maximal 35 Jahre alt, wodurch diese Bereiche potentiell

Abb. 5.

Summenlinie der Flurabstände bei Mittelwasser (MW) bezogen auf die Landflächen der aktiven Zone (AZ) in den Wiener Donau-Auen (Nußdorf – Freudenau) 1849 und in der Lobau 2003.









Abb. 6.

Massenbilanz Wiener Donau-Auen (Nußdorf – Freudenau) 1849–2003.

Höhendifferenz der Geländeoberkante (m); Frosion/Aushub (rot) und Sedimentation/Aufschüttungen (grün). Im Bereich nördl. von Leopoldau und in der Simmeringer Heide sind die Höhendifferenzen vermutlich zu groß bemessen (HERRNEGGER, 2007).

maßnahmen beeinflussten die Umlagerungsprozesse und damit die Habitatentwicklung in der Lobau wesentlich. Spätestens ab 1875 kamen die dynamischen Regenerationsprozesse der Flusslandschaft zum Erliegen, wodurch sich die Altersstruktur des Auen-Ökosystems erheblich veränderte: bis 2001 erhöhte sich das 25-%-Alter des Augeländes von vormals 35 auf 145 Jahre. Das mittlere gewichtete Alter der gesamten Flusslandschaft (inkl. der aquatischen Habitate) nahm drastisch zu und erreicht – ausgehend von ehemals rund 90 Jahren – ca. 200 Jahre (vgl. mittleres gewichtetes Alter in Abb. 7).

4.4. Flurabstände und Überflutungsflächen

Neben der Stabilisierung des Auensystems führte die Regulierung der Donau zu weiteren Auswirkungen, die das Auensystem wesentlich beeinträchtigen: seit der ersten Hälfte des 19. Jh. tiefte sich die Sohle der Donau ein und der Wasserspiegel sank bei Mittelwasser (MW) um rund 1,7 m ab (bezogen auf Pegel Nußdorf 1829 bis vor Errichtung KW Freudenau 1995; HOHENSINNER, nicht publ.). Folglich sank auch der Grundwasserspiegel im Augebiet,

Abb. 7.

Mittleres gewichtetes Alter der gesamten Flusslandschaft (Jahre), jährliche Habitat-Umlagerungsraten (% der AZ) und Connectivity-Index (CI) in Relation zum Fortschritt der Regulierungsarbeiten (%-Anteil regulierter Hauptstromufer). CI = Intensität der hydrologischen Konnektivität/Gewässervernetzung der Flusslandschaft zwischen Hauptstrom und Nebengewässern (nach HOHENSIN-NER et al., submitted).

wodurch sich die Flurabstände signifikant erhöhten. Im Donauabschnitt Nußdorf - Freudenau betrug der mittlere Flurabstand im Jahr 1849 bei MW ca. 1,9 m, während der aktuelle Vergleichswert in der Lobau beruhend auf GW-Pegeldaten ca. 3,0 m erreicht (vgl. Abb. 4 und Abb. 5; HERRNEGGER. 2007; HOHENSINNER et al., accepted). Die Rekonstruktion der historischen Wasserspiegellagen im Wiener Augebiet 1849 ergibt, dass beim



mittleren jährlichen Niederwasser (MJNW) 11 % der AZ eine Wasserbedeckung aufwiesen. Diese erhöhte sich bei MW auf 22 %, 26 % bei sommerlichem MW und näherungsweise 38 % beim 1-jährlichen Hochwasser (HW1). Somit waren ca. 27 % der AZ von alljährlich auftretenden Wasserspiegelschwankungen betroffen. Aufgrund des engen Regulierungsprofiles der heutigen Donau, der weitgehend abgetrennten Nebengewässer und des Einstaus durch das Kraftwerk Freudenau ist eine derartige Expansion bzw. Kontraktion der Wasserflächen bei unterschiedlichen Pegelständen nicht mehr möglich.

4.5. Massenbilanz

Aus der Verschneidung des DGM 1849 und der aktuellen Geländetopografie (DGM 2003) geht hervor, dass seit 1849 zwischen Nußdorf und Freudenau (Strom-km 1933,5–1921,7) näherungsweise 39 Mio. m³ erodiert bzw. künstlich abgetragen und 127 Mio. m³ sedimentiert/aufgeschüttet wurden. Damit verblieben netto ca. 88 Mio. m3 (7,5 Mio. m³ pro Strom-km) im heutigen Wiener Stadtgebiet (HERRNEGGER, 2007; HOHENSINNER et al., accepted). Ein Großteil davon ist vermutlich auf die Baumaßnahmen im Zuge der "Wiener Donau-Regulierung" 1870–1875 und die darauffolgende Sedimentation in den verbliebenen Überflutungsräumen zurückzuführen. Dies ist auch anhand der Massendifferenzkarte ersichtlich (Abb. 6): die höchsten Geländeablagerungen/-aufschüttungen erfolgten im Bereich des ehemaligen Donaulaufes und entlang des heutigen Donaustromes. Im Mittel beträgt die Schichtmächtigkeit der Überlagerung der Geländeoberkante von 1849 ca. 1,1 m.

5. Diskussion und Schlussfolgerung

Die vorliegenden Daten belegen den umfassenden Wandel der Donau im Wiener Stadtgebiet und im angrenzenden Umland, der sich aufgrund der vielfältigen Nutzungsansprüche eines urbanen Siedlungsraumes im ehemaligen Augebiet ergibt.

Gemäß den historischen flussmorphologischen Auswertungen ist die ursprüngliche Donau bei Wien als "graveldominated, laterally active anabranching river" einzustufen, der ein Augebiet vom Typ einer "medium-energy, noncohesive floodplain" ausbildete (entsprechend den Flussund Auen-Klassifikationen von NANSON & KNIGHTON [1996] und NANSON & CROKE [1992]). Wesentliche Ursachen für die Entwicklung einer derartigen Flusslandschaft sind generell neben einem stark fluktuierenden hydrologischen Regime hohe Geschiebefrachten, intensive Rückstauhochwässer hervorgerufen durch Eisstau im Winter (ice jams) oder durch Ansammlungen von Totholz (large woody debris) in Nebenarmen ebenso wie flussabwärts gelegene Einengungen des Flusses.

Die Bilanzierung der jährlichen Erosions- und Anlandungsraten im natürlichen Zustand deutet darauf hin, dass sich die Flusslandschaft in einem dynamischen Gleichgewicht befand, wodurch langfristig ein Ausgleich zwischen der Erosion von bestehendem und der Entstehung von neuem Augelände erfolgte. Wäre dies nicht der Fall (z.B. infolge geänderter klimatischer/hydrologischer Rahmenbedingungen), so würden sich Fluss- und Auen-Ökosystem zu einem anderen Typ entwickeln.

Aufgrund der intensiven Umlagerungsprozesse wies das Augebiet hohe Anteile morphologisch "junger" Auenstandorte auf. Dadurch wurde das Entwicklungspotential der Auenvegetation maßgeblich beeinflusst und äußerte sich in einer anhaltenden Regeneration (Verjüngung) der Vegetationsbestände. Im Vergleich zu anderen alluvialen Donauabschnitten (z.B. im östlichen Machland, OÖ./NÖ.) war jedoch der Anteil der stabilen und "älteren" Au erheblich größer (HOHENSINNER & DRESCHER, in press.). Als Folge der Donau-Regulierung seit den 1830ern wurde das ursprüngliche dynamische Gleichgewicht zwischen Sedimentation und Habitatalterung einerseits sowie Erosion – Regeneration – Verjüngung andererseits unterbrochen und das Fluss-Auen-Ökosystem befindet sich seither in einem hydromorphologisch statischen Zustand. Abb. 7 veranschaulicht abschließend die Entwicklung einzelner hydromorphologischer Charakteristika in Relation zur Intensität der Donauregulierung. Dies dokumentiert den Zusammenhang zwischen dem Fortschritt der Regulierungsarbeiten und dem Zustand des Fluss-Auen-Ökosystems im Bereich der Wiener Donau-Auen.

Dank

Für die Finanzierung von Teilen dieser Arbeit sei dem BMWF (provision-Forschungsprojekt Optima Lobau, Projekt-Nr.: 133-260/05) und der MA 49 – Forstamt und Landwirtschaftsbetrieb der Stadt Wien herzlich gedankt. Ebenso den zahlreichen Institutionen, die umfangreiche Grundlagendaten zur Verfügung gestellt haben: Technisches Museum Wien, MA 29 – Brückenbau und Grundbau, MA 41 – Stadtvermessung, MA 45 – Wasserbau, Geologische Bundesanstalt (GBA) sowie via donau – Österreichische Wasserstraßen-GesmbH.

Literatur

- BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. In: STAR-MÜHLNER, F. & EHRENDORFER, F. (eds.): Naturgeschichte Wiens, Band I (Lage, Erdgeschichte und Klima), 27–190, Wien 1970.
- EBERSTALLER-FLEISCHANDERL, D. & HOHENSINNER, S.: Donau 1726–2001. Flussmorphologische Entwicklung der Donau im Wiener Teil des Nationalparks Donau-Auen (Bereich Lobau, Stromkm 1924,4-907,6). – Endbericht im Auftrag der MA 49 Forstamt und Landwirtschaftsbetrieb der Stadt Wien, 59 S., 17 Karten, CD, IHG/BOKU, Wien 2004.
- FINK, J. & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. – Jb. Geol. B.-A., 97/2, 211–249, Wien 1954.
- GIETL, R., KRONBERGER, M. & MOSSER, M.: Rekonstruktion des antiken Geländes in der Wiener Innenstadt. – Fundort Wien, 7, 32–53, Wien 2004.
- GRUPE, S. & JAWECKI, C.: Geomorphodynamik der Wiener Innenstadt. – Fundort Wien, 7, 14–31, Wien 2004.
- HOFMANN, T., PFLEIDERER, F. & STÜRMER, S.: Digitaler angewandter Geo-Atlas der Stadt Wien. – Erstellt im Auftrag des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur und des Magistrates der Stadt Wien, MA 29, Abt. Brückenbau und Grundbau, Wien (Geol. B.-A.) 2003.
- HERRNEGGER, M.: Historische Hydromorphologie und Geländetopografie der Wiener Donau-Auen. – Diplomarbeit am Institut für Hydrobiologie und Gewässermanagement, Universität für Bodenkultur, 142 S. mit Kartenbeilagen, Wien 2007.
- HOHENSINNER, S. & DRESCHER, A.: Historical change of European floodplains: the Danube River in Austria. In: KLIMO, E., HAGER, H., MATIČ, S., ANIČ, I. & KULHAVÝ, J. (eds.): The Floodplain Forests of Temperate Zone of Europe, Prag (Lesnická práce) in press.
- HOHENSINNER, S., HERRNEGGER, M., BLASCHKE, A.P., HABEREDER, C., HAIDVOGL, G., HEIN, T., JUNGWIRTH, M. & WEISS, M.: Type-specific reference conditions of fluvial landscapes: a search in the past by 3D-reconstruction. – Catena, accepted.

- HOHENSINNER, S., JUNGWIRTH, M., MUHAR, S. & SCHMUTZ, S.: Spatiotemporal habitat dynamics in a changing Danube river landscape 1812–1991. – Freshwater Biology, submitted.
- KAZDA: Hydrotechnische Vermessung der Donau bei Wien. M. 1:14400, NÖ Landesarchiv, Karton 494, 1849.
- KILLIAN, K.: Lage und Schichtenplan des Donaugeländes bei Wien 1849. – M. 1:14660, Bearbeitung auf Basis von Kazda und Streffleur & Drobny, Archiv der MA 29 – Brückenbau, ohne Jahr.
- LAIR, G.J., GERZABEK, M.H., AHLF, W., BLEEKER, E.A.J., FIEBIG, M., HOHENSINNER, S., HSU, P., JONES, K.C., JORDAN, G., KOELMANS, B., TOTSCHE, K.-U., POOT, A., SLIJKERMAN, D., VAN GESTEL, C.A.M., VAN DER WIELEN, C., HEMART, M., ZEHETNER, F. & BARTH, J.: Temporal dynamics of contaminant behavior in floodplain soils and sediments – a review. – Environmental Pollution, in prep.
- MOHILLA, P.: Pläne über die Donau im historischen Wien. Bericht basierend auf Quellmaterial aus Archiven, Museen und Bibliotheken, 40 S., 207 Plankopien, Wien 1980.
- MOHILLA, P. & MICHLMAYR, F.: Donauatlas Wien. Geschichte der Donauregulierung auf Karten und Plänen aus vier Jahrhunderten. – Wien (Österreichischer Kunst- und Kulturverlag) 1996.
- NANSON, G.C. & CROKE, J.C.: A genetic classification of floodplains. – Geomorphology, **4**, 459–486, 1992.
- NANSON, G.C. & KNIGHTON, A.D.: Anabranching rivers: their cause, character and classification. – Earth Surface Processes and Landforms, 21, 217–239, 1996.
- PASETTI, F. Ritter v.: Notizen über die Donauregulierung im österreichischen Kaiserstaate bis zu Ende des Jahres 1861 mit Bezug auf die im k. k. Staatsministerium herausgegebenen Übersichts-Karte der Donau. – Bericht, 39 S., Wien 1862.
- PENCK, A.: Die Donau. Vortrag, gehalten den 5. November 1890. Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse, **31**, 1–101, Wien 1891.
- STREFFLEUR, V.: Tiefwasser, Mittelwasser, Hochwasser in der Donau bei Wien. – M. 1: 28 800, Geol. B.-A., K IV 2593, K IV 259, K IV 2592, 1847a.
- STREFFLEUR, V.: Gleichzeitige Wasserstände der Donau nach den Beobachtungen auf Pegeln zwischen Wallsee und Theben. – M. 1: 28800, Geol. B.-A., 1847b.
- STREFFLEUR, V.: Einiges über Wasserstands-(Pegel-)Beobachtungen und deren Aufzeichnung. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe, 7 (1), 745–756, Wien 1851.
- STREFFLEUR, V. & DROBNY, C.: Plastische Darstellung der Donau bei Wien. – M. 1:14400, Technisches Museum, Wien 1849.
- STUMMER, D.: Veränderungen der Stromlandschaft im Stadtbereich von Wien seit 1780 an ausgewählten Kartenbeispielen. – Hausarbeit, Innsbruck 1982.
- WEX, G.: Ueber die Wasserabnahme in den Quellen, Flüssen und Strömen. – Zeitschrift des österreichischen Ingenieurs- und Architekten-Vereines, Wien, 25, 23–30, 63–76, 101–119, Wien 1873.
- WEX, G.: Die Wiener Donauregulirung. Vortrag gehalten am 1. December 1875. – Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, 16, 91–130, Wien 1875.
- WEX, G.: Ueber die Donau-Regulirung bei Wien. Vortrag gehalten am 18. März 1876 im österreichischen Ingenieur- und Architekten-Verein. – Zeitschrift des österreichischen Ingenieurs- und Architekten-Vereines, Wien, 28, 77–88, Wien 1876.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2001



Forschungsbohrungen im nördlichen Oberrheingraben (Heidelberger Becken) – Neue Erkenntnisse zur geologischen Entwicklung

CHRISTIAN HOSELMANN*), DIETRICH ELLWANGER**), GERALD GABRIEL***), JOACHIM WEDEL*) & MICHAEL WEIDENFELLER****)

2 Abbildungen

Deutschland Oberrheingraben Heidelberger Becken Pleistozän Cromer-Komplex Fluviatile Sedimentation

Inhalt

| Zusammenfassung | . 95 |
|---------------------------------|--|
| Abstract | . 95 |
| Geologischer Rahmen | . 96 |
| Das Heidelberger-Becken-Projekt | . 96 |
| Die Forschungsbohrungen | . 96 |
| Ergebnisse und Ausblick | . 98 |
| Litēratur | . 98 |
| | Zusammenfassung Abstract Geologischer Rahmen Das Heidelberger-Becken-Projekt Die Forschungsbohrungen Ergebnisse und Ausblick Literatur |

Zusammenfassung

Im nördlichen Oberrheingraben bildet das Heidelberger Becken den Bereich mit der größten quartären Subsidenz. Die dort abgelagerten Sedimente sind somit ein ausgezeichnetes Archiv hinsichtlich der fluviatilen, tektonischen und klimatischen Entwicklung des Raums im Quartär. Drei Forschungsbohrungen schließen diese Ablagerungen auf und werden systematisch hinsichtlich ihrer Sedimentologie, Sedimentpetrographie, Geochronologie, Paläobotanik und Paläontologie untersucht. An dieser Schlüsselstelle des Rheingrabens sollen die Ergebnisse wichtige Hinweise zur Entwicklung des Geosystems Alpen – Rheingraben – Nordsee liefern. Die Mächtigkeit der quartären Sedimente schwankt nach ersten Ergebnissen der Forschungsbohrungen und nach seismischen Messungen zwischen rund 200 m im Randbereich und 400–500 m im zentralen Teil des Beckens.

Research Boreholes in the Upper Rhine Graben (Heidelberg Basin) – New Aspects about the Geological Development

Abstract

The Heidelberg Basin as part of the Upper Rhine Graben represents the largest subsidence center within the Quaternary of the Rhine Graben. Therefore the sediments of the Heidelberg Basin are a comprehensive archive to reveal the fluviatile, tectonic and climatic history of this area. New results about the development of the geosystem Alps – Rhine Graben – North Sea could be expected by means of systematic sedimentological, geochronological, palaeobotanical and palaeontological analysis of three research boreholes. These detailed investigations could be the key to get substantial information about the palaeogeographic development of the Upper Rhine Graben region. However, first results from seismic data and the research boreholes indicate a thickness of guaternary sediments between 200 m at the margin of the basin and 400 to 500 m in the depocenter.

^{*)} Dr. CHRISTIAN HOSELMANN, JOACHIM WEDEL, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D 65203 Wiesbaden. c.hoselmann@hlug.de.

^{**)} Dr. DIETRICH ELLWANGER, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, Albertstraße 5, D 79104 Freiburg i. Br.

^{***)} Dr. GERALD GABRIEL, Institut für Geowissenschäftliche Gemeinschaftsaufgaben, Štilleweg 2, D 30655 Hannover.

^{****)} Dr. MICHAEL WEIDENFELLER, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Straße 5, D 55129 Mainz.

1. Geologischer Rahmen

Der Oberrheingraben (ORG) ist eine der bedeutendsten geologischen Strukturen in Mitteleuropa. Die Grabenbildung setzte im Mitteleozän ein und dauert bis heute an, so dass eine maximale känozoische Sedimentfüllung von gut 3000 m erreicht wird. Neben dem Becken von Geiswasser, westlich von Freiburg, sind im Heidelberger Becken mit rund 1000 m die größten Mächtigkeiten jungtertiärer sowie pleistozäner Sedimente anzutreffen. Hier ist deshalb eine hohe zeitliche Auflösung der känozoischen Sedimente zu erwarten. Die Ablagerungen können somit grundlegende Informationen über die Entwicklung von Klima, Sedimentation und Tektonik im ausgehenden Pliozän sowie Quartär liefern. Über die genaue Ausbildung der Sedimente, die stratigraphische Stellung und die Mächtigkeiten ist bisher jedoch wenig bekannt.

2. Das Heidelberger-Becken-Projekt

Um die Sedimente des Heidelberger Beckens näher untersuchen zu können, wurde von den Staatlichen Geologischen Diensten (SGD) der Länder Baden-Württemberg, Hessen und Rheinland-Pfalz 2003 eine Projektinitiative gestartet, um verschiedene Kernbohrungen, die zumindest die pleistozäne Sedimentfüllung des Heidelberger Beckens komplett erschließen, abzuteufen. Diese Initiative wird maßgeblich vom Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut, Hannover) unterstützt. Die Kerne wurden von den beteiligten SGD, dem GGA-Institut sowie Universitäten wissenschaftlich untersucht. Eine erste Bestandsaufnahme der Forschungsergebnisse soll Ende 2008 in einem Themenband zum Heidelberger Becken im Quaternary Science Journal (Eiszeitalter und Gegenwart) veröffentlicht werden. Ein Bündelantrag bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) wurde gestellt, so dass künftig mit weiteren Ergebnissen zur sedimentologischen Entwicklung, Geochronologie, Neotektonik und Klimaentwicklung zu rechnen ist. Grundlegende Ergebnisse zur Geometrie und Strukturgeologie des Heidelberger Beckens erbrachten schon seismische und gravimetrische Untersuchungen des GGA-Instituts.

3. Die Forschungsbohrungen

Insgesamt konnten drei Bohrlokationen realisiert werden, die das Heidelberger Becken in jeweils unterschiedlichen Faziesbereichen erschließen (Abb. 1).

O Die Bohrung Heidelberg UniNord am Ostrand des Beckens zielt auf den Bereich der mächtigsten Sedimentsukzession im Heidelberger Becken ab. Die Bohrung wurde 2006 begonnen, aber aus technischen Gründen bei einer Teufe von 190 m eingestellt. Im Laufe des Jahres 2008 soll sie bis zu einer geplanten Endteufe von rund 500 m fortgeführt werden. Die Sedimente in diesem Gebiet werden sehr stark vom Neckarschwemmfächer geprägt und zeigen bisher dominant

> Abb. 1. Lage der Forschungsbohrungen im Heidelberger Becken. *Text-Fig. 1.*

> Distribution of various research boreholes within the Heidelberg Basin.



Abb. 2. Schematisiertes geologisches Profil der Forschungsbohrung Viernheim mit den zusammengefassten sedimentologischen Einheiten.

Text-Fig. 2 (opposite page). Schematic geological section of the Viernheim research borehole showing a summary of the sedimentological units.

| Bohransatzhöhe 96,95 m NN | | m unte BAP | T S | K | |
|------------------------------|---------|-------------------------------------|-----------|--------------------|---|
| 90 | | D 0,00 3,10 | - 0 0 U | <u>د ا ا ا ا ا</u> | $_{\sim}$ carbonatführender Reinsand; gelblich braun - Flugsand ungegliedert |
| 80 | | B 15.00 | ° ° ° ° | 0 | carbonatführender Sandkies; braun bis rötlich braun - Kieslager ungegliedert |
| 70 | | | | | carbonatführender Kiessand; graubraun - Kieslager ungegliedert |
| 60 | | A 35,00 | 000 | | carbonatführender Kies; graubraun - Kieslager ungegliedert |
| 50 | | XD 39,76 | | | Lehmschluffmergel; grau - Zwischenhorizont ungegliedert |
| 40 | | Ya 58 55 | • | | |
| 30 | | Ad Selec | | | carbonatführender Kiessand; gelblich grau und graubraun - Kieslager ungegliedert |
| 20 | c | IXb 73,90 IXa2 77,00 | - <u></u> | | Lehmschluff; dunkelgrau - Zwischenhorizont ungegliedert |
| <u>10</u> | : Di | | | | carbonatführender, kiesführender Sand; gelblich grau bis grau - Kieslager ungegliedert |
| 0 | N | IV-1 101 50 | | | |
| - <u>10</u> | t | IXa1 101,50 | | | carbonatführender, kiesführender Sand: grau - Kieslager ungegliedert |
| -20 | S | | | | |
| -30 | - | VIIIb 122,09 VIIIa 122,95 | | | Carbonatführender Sandschluff; gräulich oliv - Zwischenhorizont ungegliedert Carbonatreinsand; grau - Kieslager ungegliedert |
| -40 | - | VIIb 131,23 VIIa 133,18 | ~ | | carbonatführender Lehmschluff; grau bis bräunlich schwarz-Zwischenhorizont ungegliedert |
| -50 | Δ | | | | carbonatführender Reinsand; grau bis graubraun - Kieslager ungegliedert |
| -60 | | VIb 156,38 | - | _ | Lehmschluffmergel: grau - Zwischenhorizont ungegliedert |
| -70 | | Vla 162,05 Vb 164,73 | ~ | - | carbonatführender, kiesführender Sand; grau - Kieslager ungegliedert carbonatführender, stark humoser Ton; dunkelgrau - Zwischenhorizont ungegliedert |
| -80 | | Va 169,90 | | | kiesführender Carbonatsand; grau - Kieslager ungegliedert |
| -90 | | VIb 185,33 IVa 186,75 | | _ | carbonatführender Lehmschluff; olivgrau - Zwischenhorizont ungegliedert Carbonatreinsand; olivgrau - Kieslager ungegliedert |
| -100 | | 191,50 | _ | | Schlufftonmergel; dunkelgrau - Zwischenhorizont ungegliedert |
| -1 <u>10</u> | | Illa 200,40 Ilb 203,37 206,40 | 7 👬 | | Schluffmergel; grau bis schwarz - Zwischenhorizont ungegliedert |
| -120 | | Ila 213,50 | | | Carbonatunrender Riessand; grau - Rieslager ungeglieden Sandschluffmergel; dunkelolivgrau - Zwischenhorizont ungegliedert |
| -130 | | la 2214,24 221,21 | | _ | carbonatteinsand, dunkeigrau - klesiager ungeglieden carbonattührender Schluftton; grau - Plio-/Pleistozän (ungegliedert) |
| -140 | | 10 228,00 | 7-= | _ | Braunkohle; schwarz - Pilozan |
| -140 | | 9b 228,50 9a 238,50 | | | Lenmion; olivgrau bis dunkelbraun - Pilozan |
| -1 <u>50</u> | ~ | 8 250 45 | | _ | Heinsand; olivgrau - Pliozan — |
| -1 <u>60</u> | | 6 261.00 | | | Schluffton; grau und braun - Pliozän |
| -1 <u>70</u> | N | 5 270,44 | _ | _ | Schluffsand; blass braun - Pliozän |
| -180 | 0 | | | | |
| -190 | | | | | Schluffton; grau und braun - Pliozăn |
| -200 | Ъ | | | | |
| -220 | | | | | |
| -220 | | 4 315,85 3 318,55 | | _ | Lehmsand; olivgrau - Pliozän Schluffton; olivgrau - Pliozän |
| -230 | | 2 323,10 1b 330,62 | | | Reinsand; graubraun - Pliozān Schluffsand; graubis graubraun - Pliozān |
| -240 | | 1a 333,40 | | | Schluffton: olivarau und arûnlich arau - Pliozăn |
| -250 | | 350,00 | | | Server proceed in the Construction of Server 20 Construction of Serve |

grobklastisches Material mit feinklastischen Zwischenlagen. Die Schwermineralanalyse zeigt aber auch den Einfluss des Rheinsystems sowie vermutlich äolischen Eintrag auf. Die Pliozän-Pleistozängrenze wird bei einer Teufe von gut 400 m erwartet.

- O Zwei 300 m tiefe Schlauchkernbohrungen im Gebiet Ludwigshafen-Parkinsel wurden 2002 und 2005 dem Geologischen Dienst Rheinland-Pfalz von den Technischen Werken Ludwigshafen zu weiterführenden Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Die Lokation im westlichen Bereich des ORG wird im Pleistozän wiederholt von Lokalschüttungen aus dem Pfälzer Wald geprägt. Dokumentiert wird dies durch den wiederholten Wechsel in der Schwermineralführung von einer alpidisch geprägten Assoziation zu einer lokal geprägten Zusammensetzung (HAGEDORN & BOENIGK, 2008). Die Basis der pleistozänen Sedimentakkumulation liegt bei 177 m unter GOK (WEIDENFELLER & KÄRCHER, 2008).
- O 2006 wurde die Forschungsbohrung Viernheim ca. 2 km nördlich der Ortschaft mit einer Endteufe von 350 m abgeteuft. Die Pliozän-Pleistozängrenze wurde bei 225 m unter GOK angetroffen und zeichnet sich durch einen markanten Wechsel von eher tonig-schluffig ausgebildeten Sedimenten im Pliozän zu einer durch eine Wechselfolge von sandig-kiesigen bis tonig-schluffigen Ablagerungen mit torfigen Horizonten geprägten Sedimentation im Pleistozän aus (HOSELMANN, 2008). Die Forschungsbohrung Viernheim konnte in verschiedene Abschnitte unterteilt werden, die zusammengefasst in Abbildung 2 dargestellt werden. Die Bohrung stellt im Pleistozän die Normalfazies des nördlichen ORG dar mit einer Dominanz von Neckarsedimenten in der Kiesfraktion und rheinisch geprägten feinklastischen Sedimenten. Typisch für diese Sedimente sind Sande in "Rheinischer Fazies". Hierbei handelt es sich um gut bis sehr gut sortierte graue bis grünlichgraue fluviatile Feinbis Mittelsande. Diese führen einen Carbonatgehalt von zum Teil über 20 %. Charakteristisch ist eine deutliche Glimmerführung. Die Hellglimmerplättchen können mehrere Millimeter Durchmesser besitzen.

4. Ergebnisse und Ausblick

Die Interpretation der Bohrungen wird dadurch erschwert, dass bisher nur wenige chronostratigraphische Marken existieren. Wichtige Hinweise zur Alterseinstufung gibt der schwermineralogische Wechsel von der eher lokal geprägten Schwermineralassoziation im Pliozän mit einer Dominanz der stabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil zur pleistozänen Zusammensetzung mit dem alpidischen Spektrum, das durch die instabilen Minerale Epidot, Granat und grüne Hornblende geprägt wird. Dieser Wechsel erfolgt in der Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel bei rund 177 m (HAGEDORN & BOENIGK, 2008) und in Viernheim bei knapp 225 m (HOSELMANN, 2008).

Pollenanalytische Untersuchungen von KNIPPING (2004, 2008) an verschiedenen Profilen im Bereich Mannheim-Ludwigshafen lassen den Schluss zu, dass im früher als "Oberer Zwischenhorizont" bezeichneten Abschnitt mehrere interglaziale Floren enthalten sind, die dem Cromer-Komplex zugerechnet werden müssen. Eine Korrelation mit der Eem-Warmzeit wird ausgeschlossen. Der Obere Zwischenhorizont entspricht Profilabschnitt Xb (58,55 bis 39,76 m) der Viernheim-Bohrung (Abb. 2), für den somit auch cromerzeitliches Alter angenommen werden muss.

Weitere Hinweise zur Altersstellung liegen aus paläomagnetischen Untersuchungen der Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel vor. Hier zeigt sich, dass ein paläomagnetischer Wechsel vom Gauss- zum Matuyama-Chron bei 177 m der Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel vorliegt (ROLF et al., 2008). Als klimatisches Signal wird bei ROLF et al. (2008) weiterhin der charakteristische Wechsel der Magneto-Minerale von Goethit (Pliozän) nach Greigit (Pleistozän) gedeutet.

Erste paläontologische Untersuchungen besonders hinsichtlich der Molluskenführung werden von WEDEL (2008) vorgestellt. Bei diesen Untersuchungen konnten in der Bohrung Viernheim zwei Molluskenarten und eine Nagetierart erstmalig für das Altpleistozän (Altbiharium) des nördlichen Oberrheingrabens nachgewiesen werden. Die aus den altpleistozänen Abschnitten der Bohrung Viernheim vorliegenden Fossilien weisen deutliche Beziehungen zu der in das Obere Villanium/Tegelen datierten Uhlenberg-Fauna aus Bayerisch-Schwaben auf (RÄHLE, 1995).

Die in Kapitel 2 erwähnten Projekte versprechen nunmehr weitere wichtige Forschungsergebnisse, um das überregional bedeutende Sediment- und Klimaarchiv des Heidelberger Beckens zu entschlüsseln. Wichtige Bausteine insbesondere für die pleistozäne Entwicklung des Geosystems Alpen – Rheingraben – Nordsee werden erwartet.

Literatur

- HAGEDORN, E.-M. & BOENIGK, W. (2008): New evidences of the Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben on basis of heavy mineral analyses. – Netherlands Journal of Geosciences, 87(1), 19–30, Utrecht.
- HOSELMANN, C. (2008): The research borehole at Viernheim (Heidelberg Basin). Eiszeitalter und Gegenwart, **57**(3/4), Stuttgart (zur Publikation eingereicht).
- KNIPPING, M. (2004): Pollenanalytische Untersuchungen an einem mittelpleistozänen Interglazial bei Mannheim. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, **D10**, 199–217, Tübingen.
- KNIPPING, M. (2008): Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands Journal of Geosciences, 87(1), 49–63, Utrecht.
- RÄHLE, W. (1995): Altpleistozäne Molluskenfauna aus den Zusamplattenschottern und ihrer Flussmergeldecke vom Uhlenberg und Lauterbrunn (Iller-Lech-Platte, Bayerisch Schwaben). – Geologica Bavarica, 99, 103–117, München.
- ROLF, C., HAMBACH, U. & WEIDENFELLER, M. (2008): Rock and palaeomagnetic evidence for the Plio-Pleistocene palaeoclimatic change recorded in Upper Rhine Graben sediments (Core Ludwigshafen-Parkinsel). – Netherlands Journal of Geosciences, 87(1), 39–48, Utrecht.
- WEDEL, J. (2008): Pleistozäne Mollusken aus Forschungsbohrungen des Heidelberger Beckens. – Eiszeitalter und Gegenwart, 57(3/4), Stuttgart (zur Publikation eingereicht).
- WEIDENFELLER, M. & KÄRCHER, T. (2008): Tectonic influence on fluvial preservation: Aspects of the architecture of Middle and Late Pleistocene sediments in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands Journal of Geosciences, 87(1), 31–38, Utrecht.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Spätglaziale Paläoböden im nördlichen Mitteleuropa: Eigenschaften und Potenziale zur Umweltrekonstruktion

KNUT KAISER*), MICHAL JANKOWSKI*) & ALEXANDRA HILGERS***)

3 Abbildungen, 1 Tabelle

Deutschland Polen Jüngere Dryas Allerød Bodenkunde Flugsand

Inhalt

| | Zusammenfassung | 99 |
|----|---------------------------|-----|
| | Abstract | 99 |
| 1. | Einführung | 99 |
| 2. | Ergebnisse und Diskussion | 100 |
| З. | Schlussfolgerungen | 103 |
| 4. | Ausblick | 103 |
| | Literatur | 103 |

Zusammenfassung

Es werden sechs Profile mit spätglazialen Paläoböden vorgestellt, die von Flugsanden überlagert werden. Altersbestimmungen ergaben einen Zeitraum der Bodenentwicklung von der Älteren Dryas bis zum ersten Abschnitt der Jüngeren Dryas. Die Flugsandüberdeckung fand in der Jüngeren Dryas statt. Die Paläoböden lassen sich als "Usseloböden" (fAeh-, fAhe-, fAe-Horizonte) bzw. "Finowböden" (fBv-, fAhBv-Horizonte) typisieren und stellen podsolierte Regosole bzw. Braunerden dar. Beide Paläobodentypen können als pedostratigraphische Leithorizonte für das nördliche Mitteleuropa angesehen werden.

Lateglacial Palaeosols in Northern Central Europe: Properties and Potentials for Environmental Reconstruction

Abstract

Six profiles with Lateglacial sandy palaeosols covered by aeolian sands are presented. Age estimates yielded a time interval of soil formation from the Older Dryas to the first part of the Younger Dryas. The covering by aeolian sands occurred during the Younger Dryas. The palaeosols were typified as "Usselo soils" (Ahb and Eb horizons) and "Finow soils" (Bwb and BwAhb horizons) representing Dystric Arenosols and Dystric Cambisols, respectively. Both palaeosol types can be claimed as pedostratigraphical marker horizons in northern central Europe.

1. Einführung

Im von pleistozänen Sedimenten geprägten Tiefland des nördlichen Mitteleuropa (Norddeutschland, Nordpolen) ist der Forschungsstand zu spätglazialen Paläoböden auf terrestrischen Sandstandorten wie folgt zu umreißen: Nach ersten Studien in den 1940er–50er Jahren, die in den Niederlanden und in Nordwestdeutschland einen weit verbreiteten Paläoboden unter Flugsand nachweisen konnten (fAeh und fAe-Horizonte = "Usseloboden" [z.B. DÜCKER &

^{*)} Dr. habil. KNUT KAISER, Philipps-Universität Marburg, Fachbereich Geographie, Deutschhausstraße 10, D 35032 Marburg. Knut.Kaiser@gmx.net.

^{**)} Dr. MICHAL JANKOWSKI, Kopernikus-Universität Toruń, Geographisches Institut, ul. Gagarina 9, PL 87-100 Toruń. mijank@biol.uni.torun.pl.

^{***)} Dr. ALEXANDRA HILGERS, Universität zu Köln, Geographisches Institut, Albertus-Magnus-Platz, D 50923 Köln. a.hilgers@uni-koeln.de.

MAARLEVELD, 1957; HIJSZELER, 1957]), wurde v.a. in den 1970er–80er Jahren eine Vielzahl von lokalen Befunden erbracht (z.B. PYRITZ, 1972; ROESCHMANN et al., 1982; MANIKOWSKA, 1991). Eine Datierung erfolgte zumeist durch ¹⁴C-Analysen, die in der Regel nicht durch Kontrollbefunde – wie Pollen- und Lumineszenzanalysen – abgesichert wurden.

Nach 1990 – und bis heute andauernd – haben paläopedologische und geochronologische Untersuchungen im Zusammenhang mit geowissenschaftlichen und archäologischen Studien einen erheblichen Befund- und Datenzuwachs erbracht (z.B. ALISCH, 1995; BUSSEMER et al., 1998; KOWALKOWSKI et al., 1999; SCHIRMER, 1999; FRIEDRICH et al., 2001; HILGERS et al., 2001; JANKOWSKI, 2002; PASDA, 2002; KAISER et al., 2006; HILGERS, 2007). Zu Beginn der 1990er Jahre wurde in Brandenburg (Nordostdeutschland) ein weiterer, in Folge großräumig nachgewiesener spätglazialer Paläoboden unter Flugsand entdeckt (fBv-Horizont = "Finowboden" [SCHLAAK, 1998]).

Bislang singulär ist der Nachweis einer von Flugsand überdeckten spätglazialen fAel/fBt-Horizontabfolge in einem Bodenprofil der Ueckermünder Heide (Vorpommern [KÜHN, 2003]). Charakteristisch für die neuen Untersuchungen ist die Vielzahl von sowohl pedochemisch/-physikalischen Analysen als auch die Einbeziehung anderer Disziplinen, wie z.B. Geochronologie (¹⁴C, OSL), Mikromorphologie, Paläobotanik (Pollen, Makroreste) und Archäologie. Sowohl die vermehrte Untersuchung feuchter Standorte als auch, in wenigen Fällen, die Entwicklung von Paläo-Standortabfolgen (Catenen) stellen neue Forschungsinhalte dar.

2. Ergebnisse und Diskussion

Im Rahmen von geoarchäologischen, geomorphologischen und paläopedologischen Untersuchungen wurden in Norddeutschland und Nordpolen von 1998–2006 sechs Fundplätze mit begrabenen Paläoböden untersucht (Abb. 1, Tab. 1). Details zu den angewandten sedimentologischpedologischen, geochronologischen und paläobotanischen Methoden können den unten zitierten Originalarbeiten entnommen werden.

Die archäologischen Funde des spätpaläolithischen Fundplatzes Alt Duvenstedt, ca. 100 km nordwestlich von Hamburg gelegen (primär Federmesser-Kultur, sekundär Ahrensburger Kultur), stammen aus einem 0,04 m mächtigen Paläoboden (IIfAe-Horizont), der von ca. 2 m mächigen Flugsanden überdeckt wird (Profil ALD [KAISER &



Nachweise von spätglazialen Paläoböden (Usselo- und Finowboden) im nördlichen Mitteleuropa. Die vorgestellten Befunde sind hervorgehoben.

| D (11 | | | a t | | | | | | |
|--------|---------|---------------------|-------------------------|-----------|--------------|-------------|------------|------------------------|---------------|
| Profil | Tiefe | Horizont | Substrat | Farbe | Sand, | Gluhverlust | pH | Datierung | Referenz |
| | (cm) | | | (Munsell) | Schluff, Ton | (%) | $(CaCl_2,$ | | |
| | L | | | | (%) | | KCl) | | |
| ALD | 192-196 | IIfAe | olischer Sand | 10YR7/1, | 90, 6, 4 | 0,3 | (6,9) | ¹⁴ C: 12967 | KAISER & |
| | | | | Hellgrau | | | | – 134 cal BP | CLAUSEN |
| | | | | | | | | | (2005) |
| ADO42 | 244-257 | IIfAeh | olischer Sand | 10YR5/2, | 74, 20, 6 | 3,9 | 3,4 | OSL: >12,4 | KAISER et al. |
| | | | | Graubraun | | | | -0,8 ka, n = 11 | (2006) |
| UMD | 80-87 | IIfBv | glazifluvial-limnischer | 10YR5/6, | 94, 3, 3 | 0,7 | 5,1 | OSL: >12,3 | BOGEN et al. |
| | | | Sand | Gelbbraun | | | | -0,5 ka, n = 3 | (2003) |
| UMA | 136-150 | IIfBv | glazifluvial-limnischer | 7.5YR5/6, | 90, 6, 4 | - | 4,0 | OSL: >12,3 | BOGEN et al. |
| | | | Sand | Braun | | | | -0,6 ka, n = 6 | (2003) |
| SUM1 | 177-181 | IIfAhe [.] | olischer Sand | 10YR6/3, | 93, 7, 0 | 0,1 | 4,9 | ¹⁴ C: 12864 | - |
| - | | | | Braungrau | | | | - 85 cal BP | - |
| WDA1 | 138-150 | IIfBv | olischer Sand | 5YR4/3, | 92, 6, 2 | 0,6 | 4,9 | OSL: >12,2 | - |
| | | | | Rotbraun | | | | -0,6 ka, n = 1 | |

Tabelle 1. Merkmale der vorgestellten spätglazialen Paläoböden aus dem nördlichen Mitteleuropa

CLAUSEN, 2005]; Tab. 1, Abb. 2, 3A). Vier ¹⁴C-Alter (13679 ± 174 bis 12752 ± 59 cal BP) an Holzkohle (*Pinus sylvestris*, Waldkiefer) datieren diesen Boden in den Zeitraum Ältere Dryas bis Jüngere Dryas. Der artefakteführende IIfAe-Horizont wurde als podsolierter Regosol (AG Boden, 2005) klassifiziert. Pedostratigraphisch korrespondiert dieser mit dem Usseloboden, der von einer Vielzahl weiterer Fundplätze in Nordwest- und Mitteleuropa beschrieben wurde. Eine fossile Froststruktur durchschlägt sowohl den hangenden Flugsand und den Paläoboden als auch die liegenden Schichten. Sie wird als eine Kombination aus einem initialen Eiskeil (oben) und aus einem Frostriss (unten) angesehen und verweist auf diskontinuierlichen Permafrost während der Jüngeren Dryas (ISARIN, 1997).

Auf dem Altdarss, Teil einer Halbinsel in der Ostsee ca. 50 km nordöstlich von Rostock, wurden spätglaziale Paläoböden untersucht, die von 0,8–2,4 m mächtigen äolischen Sanden überlagert werden (KAISER et al., 2006). Die großflächig erhaltene, begrabene Bodendecke (ca. 3,4 km²) beinhaltet eine Catena von relativ trockenen (Sand-"Zwerg"-Podsol, Sand-Regosol) über feuchte (Sand-Moorgley, Sand-Gley) zu nassen (Moor) Standortbedingungen. Die Böden trockener Standorte ähneln dem Usseloboden (bis 0,15 m mächtige IIfAeh-Horizonte z.B. in Profil ADO42; Tab. 1, Abb. 2, 3B). Pollenanalysen datieren die begrabene Bodenoberfläche in das späte Allerød.

Insgesamt erlauben es die paläobotanischen Analysen, ein kleinräumiges Vegetationsmuster mit Kieferndominanz auf den trockenen Standorten zu rekonstruieren. Größere Baumstämme von Waldkiefer (bis 2,4 m lang, 0,22×0,14 m dick) und Birke wurden aufgefunden. Die drei an Makroresten gemessenen ¹⁴C-Alter (12672±62 bis 11666±344 cal



Abb. 2.

Vereinfachte Profilsäulen mit sedimentologisch-pedologischen und geochronologischen Angaben zu den vorgestellten Befunden.

BP) erscheinen als zu jung (Kontamination mit jüngerem Kohlenstoff?). OSL-Daten an den hangenden Flugsanden (Altersmittelwert = $12,4\pm0,8$ ka, n = 11 [HILGERS, 2007]) machen eine äolische Überdeckung in der Jüngeren Dryas wahrscheinlich.

In der Ueckermünder Heide, ca. 30 km nordwestlich von Szczecin, wurden auf den spätpaläolithischen Fundplätzen Hintersee (Profil UMD) and Forst Mützelburg (Profil UMA) begrabene, 0,07–0,14 m mächtige Verbraunungshorizonte (IIfBv's) nachgewiesen, die pedostratigraphisch mit dem Finowboden korreliert werden können (BogEN et al., 2003; KAISER, 2004; Tab. 1, Abb. 2, 3C, 3D). Die Paläoböden haben sich in glazifluvial-limnischen Sanden entwickelt und werden von 0,8–1,4 m mächtigen Flugsanden überlagert. Nach chronologischer Aussage der in den Paläoböden vorhandenen Artefakte (Ahrensburger Kultur) und der OSL-Daten (Mittelwerte der hangenden Flugsande = 12,3 \pm 0,5 ka, n = 3, bzw. 12,3 \pm 0.6 ka, n = 6 [HILGERS, 2007]), muss noch zu Beginn der Jüngeren Dryas eine stabile Landoberfläche existiert haben, die in einem späteren Abschnitt dieser Chronozone von Flugsand überdeckt wurde. Organogene Bestandteile, wie Humus, Holzkohle oder Holz, sind in den Paläoböden nicht enthalten.

Der Paläoboden im Profil Sumin 1 (SUM1), ca. 50 km südwestlich von Gdańsk gelegen, ist als ein 0,04 m mächtiger IIfAhe-Horizont ausgebildet, der von 1,8 m mächtigem Flugsand überlagert wird (Tab. 1, Abb. 2, 3E). Charakteristisch ist die starke Auflösung des Horizontes durch "fingerförmige" Strukturen, die auf die Grabewirkung des Mistkäfers (*Typhaeus typhoeus*) zurückgeführt werden können (BRUSSAARD & RUNIA, 1984). Eine ¹⁴C-Datierung an Holzkohle aus dem IIfAhe-Horizont ergab 12864±85 cal BP, während eine Holzkohlelage innerhalb des hangenden Flugsandes auf 12321±178 cal BP datiert wurde. Botani-



Fotos der vorgestellten Paläoböden. A = Profil ALD; B = Profil ADO42; C = Profil UMD; D = Profil UMA; E = Profil SUM1; F = Profil WDA1. Fotos: K. KAISER.

sche Holzkohlebestimmungen ergaben ausschließlich *Pinus sylvestris.* Der Paläoboden kann mit dem Usseloboden parallelisiert werden.

Im Profil WDA1, ca. 65 km südwestlich von Gdańsk gelegen, wurde ein 0,12 m mächtiger IIfBv-Horizont nachgewiesen, der in äolischem Sand entwickelt ist und eine starke durch Bioturbation ausgelöste Auflösung der Horizontgrenzen zeigt (Tab. 1, Abb. 2, 3F). Organogenes Material ist nicht vorhanden. Die OSL-Datierung des hangenden, 1,4 m mächtigen Flugsandes ergab 12,2±0,6 ka, während der liegende Flugsand auf 11,7±0,8 ka datiert wurde (K. PRZEGIĘTKA, Toruń, schiftl. Mitt.). Das macht eine Bodenentwicklung im Zeitintervall Allerød–Jüngere Dryas wahrscheinlich. Der Paläoboden kann mit dem Finowboden parallelisiert werden.

3. Schlussfolgerungen

Eine vergleichende Betrachtung der untersuchten Paläoböden und weiterer Ergebnisse (z.B. SCHLAAK, 1998; SCHIRMER, 1999; JANKOWSKI, 2002; MANIKOWSKA, 2002; HILGERS, 2007) ergibt folgende Schlussfolgerungen:

- 1 In Flugsandsequenzen des nördlichen Mitteleuropa kommen verbreitet spätglaziale Paläoböden vom Usselotyp (graue fAeh-, fAhe- und fAe-Horizonte) und vom Finowtyp (braune fBv- und fAhBv-Horizonte) vor. Die Bodenhorizonte beider Typen sind 0,04-0,30 m mächtig und zeigen ähnliche bodenkundliche Eigenschaften mit Ausnahme der Farbe (dominante Korngröße ist Sand: Ton- und Schluffanreicherung gegenüber den liegenden und hangenden Schichten; pH = 3,4-4,9; Glühverlust = 0,1-1,6 %; $C_{org} = 0,0-0,7$ %). Die Mehrzahl der Paläoböden führt Holzkohlepartikel von Pinus sylvestris. Eine Bodenklassifikation nach AG BODEN (2005) ergibt zumeist (podsolierte) Regosole bzw. Braunerden (IUSS-ISRIC-FAO [2006]: "Dystric Arenosols" bzw. "Dystric Cambisols"). Usseloböden sind von Humusanreicherung und schwacher Podsolierung geprägt, während Finowböden durch Verbraunung charakterisiert werden.
- Die Relief- und Bodenmerkmale verweisen auf einen terrestrischen, d.h. mehr oder weniger trockenen Charakter der Standorte mit Usselo- and Finowböden. Die Kartierung aller bislang bekannten Usselo- und Finowboden-Nachweise im nördlichen Mitteleuropa (n = 98) zeigt eine unterschiedliche räumliche Verbreitung. Es gibt offenbar eine nahezu geschlossene "Pedoprovinz" des Finowbodens von ca. 200 × 200 km Ausdehnung in Nordostdeutschland zwischen Arealen mit Usseloböden in Nordwestdeutschland (anschließend an die Niederlande und Nord-Belgien) und Zentralpolen (Abb. 1). Die Ursache für diese räumliche Disparität ist noch nicht bekannt. Im Gebiet der nordpolnischen Bory Tucholskie (Tucheler Heide) hingegen ist ein vermischtes Vorkommen beider Paläobodentypen zu erkennen.

Die Kompilation von 47 ¹⁴C-Altern an Usseloböden und 15 ¹⁴C-Altern an Finowböden aus dem nördlichen Mitteleuropa ergibt ein Altersintervall von der Älteren Dryas bis zur Jüngeren Dryas (Häufung im Allerød) mit einigen "Ausreißern", die in das Präboreal und Boreal datieren. Somit repräsentieren die Paläoböden strenggenommen keine "Allerød-Paläoböden", wie häufig als solche benannt, sondern Paläoböden des jüngeren Spätglazials. Die meisten Usselo- und Finowböden enthalten Holzkohlepartikel, welche weitverbreitete und häufige Feuerereignisse belegen. Deren Ursache ist noch unbekannt (natürliche Blitzschlagentzündung und/oder "Zufalls"-/Jagdfeuer spätpaläolithischer Menschen?). Die Beanspruchung des Usselobodens als "scharfer Markerhorizont" bzw. "Eventlage", hervorgegangen aus einer raschen äolischen Sedimentation nach einem extraterrestrischen Impact, wie kürzlich postuliert (FIRESTONE et al., 2007; KLOOSTERMAN, 2007), erscheint nicht schlüssig (vgl. die klaren Merkmale einer relativ langen Pedogenese und das Altersintervall der ¹⁴C-Daten). Sicherlich können aber sowohl der Usselo- und als auch der Finowboden als spätglaziale pedostratigraphische Leit-/Markerhorizonte für das nördliche Mitteleuropa (und z.T. darüber hinaus) angesehen werden.

4. Ausblick

Neben der Vorlage der bislang unpublizierten Befunde aus Nordpolen (Profile SUM1 und WDA1) bereiten die Verfasser gemeinsam mit weiteren Kollegen eine vergleichende Betrachtung aller vorliegenden mitteleuropäischen Usselo- und Finowboden-Nachweise vor. Hier soll neben einem Vergleich bodenphysikalischer und -chemischer Parameter auch eine Betrachtung chronologischer Daten der Profile erfolgen. Bislang konnten, bei einer Gesamtzahl von 98 Nachweisen, 74 datierte Usselo- und Finowböden ermittelt werden (¹⁴C-, Lumineszenz-, palynologische und archäologische Daten). Darüber hinaus ist geplant, die pedostratigraphische Untersuchung von Flugsandsequenzen in das Baltikum auszudehnen.

Literatur

- AG Boden (Hrsg., 2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl., 438 S., Hannover (Schweizerbarth).
- ALISCH, M. (1995): Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ostniedersachsen) – spät- und postglaziale Morphogenese, Ausdehnung und Festlegung historischer Wehsande, Sandabgrabungen und Schutzaspekte. – Kölner Geographische Arbeiten, 62, 1–176.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (2003): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). – Archäologisches Korrespondenzblatt, **33**, 1–20.
- BRUSSAARD, L. & RUNIA, L.T. (1984): Recent and ancient traces of scarab beetle activity in sandy soils of The Netherlands. – Geoderma, 34, 229–250.
- BUSSEMER, S., GÅRTNER, P. & SCHLAAK, N. (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **142**, 115–125.
- DÜCKER, A. & MAARLEVELD, G.C. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. – Geologisches Jahrbuch, **73**, 215–234.
- FIRESTONE, R.B., WEST, A., KENNETT, J.P., BECKER, L., BUNCH, T.E., REVAY, Z.S., SCHULTZ, P.H., BELGYA, T., KENNETT, D.J., ERLAND-SON, J.M., DICKENSON, O.J., GOODYEAR, A.C., HARRIS, R.S., HOWARD, G.A., KLOOSTERMAN, J.B., LECHLER, P., MAYEWSKI, P.A., MONTGOMERY, J., POREDA, R., DARRAH, T., QUE HEE, S.S., SMITH, A.R., STICH, A., TOPPING, W., WITTKE, J.H. & WOLBACH, W.S. (2007): Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **104**, 16016–16021.
- 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, 21–94.
- JANKOWSKI, M. (2002): Buried soils of the Torun Basin. In: MANI-KOWSKA, B., KONECKA-BETLEY, K. & BEDNAREK, R. (eds.): Paleopedology problems in Poland, 233–252, Lodz (Lodzkie Towarzystwo Naukowe).
- HIJSZELER, C.C.W.J. (1957): Late-glacial human cultures in the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, **19**, 288–302.

- HILGERS, A., MURRAY, A.S., SCHLAAK, N. & RADTKE, U. (2001): Comparison of quartz OSL protocols using Lateglacial and Holocene dune sands from Brandenburg, Germany. – Quaternary Science Reviews, 20, 731–736.
- HILGERS, A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European Iowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. – Dissertation, Universität Köln, http://kups.ub.uni-koeln.de/volltexte/2007/2178/.
- ISARIN, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. Permafrost and Periglacial Processes, **8**, 313–333.
- IUSS-ISRIC-FAO (Hrsg., 2006): World reference base for soil resources. A framework for international classification, correlation and communication. – World Soil Resources Reports, **103**, 128 S., Rome (FAO).
- KAISER, K. (2004): Geomorphic characterization of the Pleistocene-Holocene transition in Northeast Germany. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B.V. (eds.): Hunters in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene-Holocene transition (ca. 11000–9000 B.C.) in Northern Central Europe, 53–73, Rhaden/Westfalen (Leidorf).
- KAISER, K. & CLAUSEN, I. (2005): Palaeopedology and stratigraphy of the Late Palaeolithic Alt Duvenstedt site, Schleswig-Holstein (Northwest Germany). – Archäologisches Korrespondenzblatt, 35, 1–20.
- KAISER, K., BARTHELMES, A., CZAKÓ PAP, S., HILGERS, A., JANKE, W., KÜHN, P. & THEUERKAUF, M. (2006): A Lateglacial palaeosol cover in the Altdarss area, southern Baltic Sea coast (northeast Germany): investigations on pedology, geochronology and botany. – Netherlands Journal of Geosciences, 85, 197–220.
- KLOOSTERMAN, J.B. (2007): Correlation of the Late Pleistocene Usselo horizon (Europe) and the Clovis layer (North America). – Transactions of the 2007 AGU Joint Assembly, Abstract PP43A-02.

- KOWALKOWSKI, A., NOWACZYK, B. & OKUNIEWSKA-NOWACZYK, I. (1999): Chronosequence of biogenic deposits and fossil soils in the dune near Jasien, Western Poland. – In: SCHIRMER, W. (ed.): Dunes and fossil soils, GeoArchaeoRhein, **3**, 107–125, Münster (Lit).
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 28, 1–167.
- MANIKOWSKA, B. (1991): Vistulian and Holocene aeolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement-Band, **90**, 131–141.
- MANIKOWSKA, B. (2002): Fossil paleosols and pedogenetic periods in the evolution of Central Poland environment after the Wartian Glaciation. – In: MANIKOWSKA, B., KONECKA-BETLEY, K. & BEDNAREK, R. (eds.): Paleopedology problems in Poland, 165–212, Lodz (Lodzkie Towarzystwo Naukowe).
- PASDA, C. (2002): Archäologie einer Düne im Baruther Urstromtal bei Groß Lieskow, Stadt Cottbus. – Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte, 33, 7–49.
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. – Göttinger Geographische Abhandlungen, 61, 1–153.
- ROESCHMANN, G., EHLERS, J., MEYER, B. & ROHDENBURG, H. (1982): Paläoböden in Niedersachsen, Bremen und Hamburg. – Geologisches Jahrbuch, F14, 255–309.
- SCHIRMER, W. (1999): Dune phases and soils in the European sand belt. – In: SCHIRMER, W. (ed.): Dunes and fossil soils, Geo ArchaeoRhein, 3, 11–42, Münster (Lit).
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. – Münchener Geographische Abhandlungen, A49, 143–148.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Geoarchäologische Projekte im Pleistozän der Niederrheinischen Lössbörd

HOLGER KELS*)

1 Abbildung

| | | Deutschland Löss Geoarchäologie Paläolithikum |
|--|--------|--|
| | Inhalt | |
| 7usammonfassung | | 105 |
| Abstract | | 105 |
| Finleitung | | 105 |
| Geoarchäologische Projekte im niederrheinischen Löss | | 106 |
| 2.1. APA-Projekt | | |
| 2.2. Projekt "Prospektion Paläolithikum im Indetal" | | |
| 2.3. LANU-Projekt | | |
| Ausblick | | |
| iteratur | | |

Zusammenfassung

Die Abbauwände der rheinischen Braunkohlentagebaue bieten hervorragende Möglichkeiten, den pleistozänen Untergrund großflächig zu studieren. Aufgrund des atlantischen Klimaeinflusses ist die Lössdecke hier vielfältig gegliedert und erfährt daher eine besondere Bedeutung als terrestrisches Archiv. Die interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen Archäologen und Geowissenschaftlern gewinnt hier zunehmend an Bedeutung. Im Beitrag werden verschiedene Projekte der jüngsten Vergangenheit näher vorgestellt. Im Fokus stehen dabei immer Fragen nach der stratigraphischen Fundposition, dem Aufbau und Erhaltungsgrad der Lössdecke und der daraus abzuleitenden Verlagerungswahrscheinlichkeit.

Geoarchaeological Projects in Pleistocene Loess Areas of the Niederrhein Region

Abstract

The walls of the rhenish browncoal open-cast mines do offer excellent views into the Pleistocene underground. Caused by the atlantic climate, the loess cover is well divided and receives a special importance as a terrestrial archive. The interdisciplinary cooperation between archaeologists and geoscientists rises increasingly. The contribution presents different projects of the recent past. The focus concentrates on questions concerning the stratigraphical position of findings, the conservation and assembly of the loess cover and the derived presumption of erosion.

1. Einleitung

Bei Prospektionen längs der Abbauwände und im Vorfeld der Tagebaue werden immer wieder Funde des Paläolithikums in sehr unterschiedlichen stratigraphischen Positionen angetroffen. Artefakte paläolithischer Jäger und Sammler sowie Knochenfunde pleistozäner Säuger treten zumeist sehr vereinzelt auf und werfen daher die Frage nach Fundplatzerhaltung, Fundstreuung und Erosions-

2

З.

prozessen auf. Schließlich sind echte Fundplätze mit größerem Fundinventar im Allgemeinen rar.

Zwar dürfen prinzipiell auch Einzelfunde als Hinterlassenschaften in der Lössdecke auftauchen, doch scheint es wahrscheinlicher, dass kleine Rast- und Lagerplätze sehr häufig erodiert wurden und die Funde somit eine Verlagerung erfuhren.

 ^{*)} Dr. Holger KELS, Bahlenstraße 141, D 40589 Düsseldorf. kels@uni-duesseldorf.de.

Dabei geben Sedimenttyp und der Erhaltungsgrad von fundführenden fossilen Bodenkomplexen erste Hinweise auf mögliche Zerstörungsprozesse von Paläooberflächen. Diese werden mittels Einzelprofilaufnahmen und längeren Wandzeichnungen sehr feinstratigraphisch im Gelände dokumentiert. Verschiedene sedimentologische und laboranalytische Verfahren helfen dabei, die Ergebnisse aus dem Gelände zu stützen.

2. Geoarchäologische Projekte im niederrheinischen Löss

Die Stiftung Archäologie im Rheinischen Braunkohlenrevier fördert zunehmend derartige interdisziplinäre Forschungsprojekte im Bereich der Geoarchäologie. Einzelne Projekte mit unterschiedlichen Schwerpunkten waren in den vergangenen Jahren im pleistozänen Löss angesiedelt.

2.1. APA-Projekt

In den Jahren 1998 bis 2001 fand erstmals eine größere Prospektionsmaßnahme innerhalb der Lössdecke des Tagebaus Garzweiler (Niederrheinische Bucht) im Rahmen des APA-Projektes ("Archäologische Prospektion der Abbaukanten") statt. Die Geländearbeiten erfolgten in Kooperation zwischen dem Institut für Ur- und Frühgeschichte an der Universität zu Köln und der Abteilung Geologie am Geographischen Institut der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf. Grundlegende Orientierungshilfe für die Einstufung der Fundkomplexe bot hierbei die Niederrheinische Lössgliederung nach SCHIRMER (2000, 2002, 2003). Längs der durchschnittlich 8,7 m mächtigen Lösswände konnte die Lössdecke über einer Strecke von 1,6 km feinstratigraphisch dokumentiert werden. Dabei stellte sich eine Konzentration paläolithischer Artefakte und Faunenfunde im höheren Hesbaye-Löss (MIS 2, Oberwürm) sowie im tieferen Keldach-Löss (MIS 4, unteres Mittelwürm) heraus. Wesentliche Ergebnisse zum Gesamtprojekt und einen Überblick über den Aufbau der niederrheinischen Lössdecke finden sich in der Dissertation "Bau und Bilanzierung der Lössdecke am westlichen Niederrhein" (KELS, 2007; siehe auch KELS & SCHIRMER, 2006; SCHIR-MER & KELS, 2006). Einen archäologischen Überblick zu den Freilandfundplätzen in Garzweiler und in der Niederrheinischen Bucht gibt UTHMEIER (2006).

2.2. Projekt "Prospektion Paläolithikum im Indetal"

Seit August 2005 prospektierte der Archäologe Jürgen THISSEN den westlichen Talrand der Inde im Tagebau Inden (THISSEN, 2007). Im Sommer 2006 stieß er bei Altdorf auf ein altsteinzeitliches Camp mit über 500 Steingeräten innerhalb des Rocourt-Solkomplexes. Die Fundschicht lag etwa 6 m unter der Oberfläche und ist aufgrund einer tektonisch bedingten Senke gut erhalten geblieben.

Zu klären ist noch die genaue stratigraphische Stellung der Fundschicht. Die liegende fossile Parabraunerde (Rocourt-Boden) ist eemzeitlich, ihre Oberfläche scheint aber aufgearbeitet. Die Funde entstammen einem "hellen



Abbau der Lössdeckschichten im Braunkohlentagebau Garzweiler (Nordfeld) durch den Schaufelradbagger.

Band" oberhalb des Bt-Horizontes. Daran knüpft sich unmittelbar die Frage der Aufarbeitung der Fundschicht an: Entstammen die Artefakte tatsächlich dem Eem-Boden, so sind sie stärker aufgearbeitet, sollten sie frühwürmzeitlich abgelagert sein, so wäre die Verlagerung geringer bzw. die Funde wären nahezu in situ erhalten geblieben. Auswertungen hierzu sind daher nicht nur für eine genauere Einstufung des Fundplatzes, sondern auch für die Rekonstruktion der Paläoumwelt entscheidend.

Für Aufsehen sorgten drei auffällige, in die Parabraunerde eingetiefte Strukturen, welche zunächst als Hüttengrundrisse, mittlerweile aber als Baumwürfe angesehen wurden.

Durch den fortschreitenden Abbaubetrieb wurde das Camp im September 2006 endgültig abgegraben. Was bleibt, ist die Auswertung der Funde und Befunde sowie die Rekonstruktion der Fundsituation. Verschiedene laboranalytische Verfahren (Sedimentologie, OSL, Mikromorphologie, Holzartenbestimmung) sollen dabei helfen und können Hinweise auf Alter und Paläoumwelt der Fundschicht liefern.

2.3. LANU-Projekt

Im Rahmen des LANU-Projektes ("Beiträge zur urgeschichtlichen Landschaftsnutzung im Braunkohlenrevier", Institut für Ur- und Frühgeschichte an der Universität zu Köln) werden seit Juni 2007 der Aufbau der Lössdecke, die Verbreitung fossiler Solkomplexe und die Erhaltung alter Paläooberflächen im Tagebau Garzweiler dokumentiert. Dabei ist das Team immer auf der Suche nach Fundplätzen des Neandertalers und des modernen Menschen. Zwar stellen sich die Bemühungen, die seltenen und tief unter der Oberfläche liegenden Freilandfundstellen aufzufinden, generell als schwierig dar, doch kann ein Erfolg nur mittels regelmäßig durchgeführter Prospektionen, die direkt an der Abbauwand stattfinden, erzielt werden. Von zentraler Bedeutung sind hierbei die Beobachtungen naturgegebener Gunstpositionen, die auch bevorzugt von Neandertalern und frühen modernen Menschen aufgesucht wurden, sowie Untersuchungen zu den Auswirkungen von relief- und klimagesteuerten Erosionsprozessen. So werden erstmalig im Tagebau Garzweiler auch mehrere hundert Meter lange Wandabschnitte versetzt zueinander, nach erneutem Einschneiden durch den Schaufelradbagger, dokumentiert. Diese werden als Blockbilder modelliert, so dass sich räumliche Veränderungen innerhalb der Lössdecke (Wirkungen von Diskordanzen, Entwicklung von Schwemmlössen, Erhalt von Bodenoberflächen) besser begreifen lassen.

3. Ausblick

Wenngleich der Eindruck entsteht, dass die niederrheinische Lössdecke ausgiebig erforscht wurde, so zeigt die

Geländearbeit, dass noch zahlreiche Fragen offen bleiben. Wie sind paläolithische Einzelfunde in der Lössdecke zu verstehen: ausgeräumte Relikte ehemaliger Fundplätze oder zufällige Hinterlassenschaften? Wie lassen sich Insitu-Positionen und Verlagerungen von Artefakten an Fundplätzen nachweisen? Wo treffen ehemalige Gunstpositionen, welche eiszeitliche Jäger und Sammler zur Anlage von Freilandcamps nutzten, und entsprechende, geomorphodynamisch gesteuerte Erhaltungssituationen aufeinander? Eine Näherung der Antworten kann auch in Zukunft nur durch fruchtbare Zusammenarbeit verschiedener Disziplinen gelingen. Das "Zentrum für Quartärforschung und Geoarchäologie" (QSGA, "Centre of Quaternary Science and Geoarchaeology"), welches Untersuchungsprojekte der geowissenschaftlichen und archäologischen Institute der Universitäten Köln, Bonn und Aachen koordiniert und kombiniert, wird hierzu künftig regionale Forschungsarbeit leisten.

Literatur

- KELS, H.: Bau und Bilanzierung der Lössdecke am westlichen Niederrhein. – Inaug.-Diss. Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf, 206 S., Düsseldorf 2007 (http://docserv.uni-duesseldorf.de/servlets/DocumentServlet?id=3628).
- KELS, H. & SCHIRMER, W.: Relation between the mass of loess units and prehistoric find density in the Garzweiler open-cast mine. – In: KOENIGSWALD, W.V. & LITT, T. (eds.): 150 years of Neanderthal discoveries. Early Europeans – continuity & discontinuity. Program and abstract volume, 21–26 July 2006 – Bonn, Germany, Terra nostra, **2006**/2, 119–120, Berlin 2006.
- SCHIRMER, W.: Rhein loess, ice cores and deep-sea cores during MIS 2–5. Z. dt. geol. Ges., **151**, H. 3, 309–332, Stuttgart 2000.
- SCHIRMER, W.: Compendium of the Rhein loess sequence. In: IKIN-GER, A. & SCHIRMER, W. (eds.): Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area, Terra Nostra, **2002**, H. 1, 8–23, 102–104, Berlin 2002.
- SCHIRMER, W.: Die Eben-Zone im Oberwürmlöss zwischen Maas und Rhein. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland, GeoArchaeoRhein, 4, 351–416, Münster 2003.
- SCHIRMER, W. & KELS, H.: Prähistorische Funde fein platziert im Klimakalender. – In: UELSBERG, G. (Hrsg.): Roots. Wurzeln der Menschheit, 289–296, Mainz (Ph. v. Zabern) 2006.
- THISSEN, J.: Ein Camp des Micoquien im Indetal bei Altdorf. Archäologie im Rheinland, 2006, 42–45, Stuttgart 2007.
- UTHMEIER, T.: Am Ufer lauert der Tod Jagdplätze des Neandertalers in der niederrheinischen Bucht: Ergebnisse einer archäologischen Prospektion der Abbaukanten im rheinischen Braunkohlenrevier. – In: UELSBERG, G. (Hrsg.): Roots. Wurzeln der Menschheit, 269–288, Mainz (Ph. v. Zabern) 2006.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Pollenanalytische Untersuchungen an mittel- und altpleistozänen Sedimenten im nördlichen Oberrheingraben

MARIA KNIPPING*)

1 Abbildung

Deutschland Rheingraben Pleistozän Pollenanalyse

Inhalt

| | Zusammenfassung | . 1 | 109 |
|----|---------------------------|---------|-----|
| | Abstract | . 1 | 109 |
| 1. | Einleitung | . 1 | 109 |
| 2. | Ergebnisse und Diskussion | . 1 | 110 |
| З. | Schlussfolgerungen | . 1 | 111 |
| | Literatur | . 1 | 112 |

Zusammenfassung

Mehrere Kernbohrungen, die im Zuge von hydrogeologischen Untersuchungen im Raum Mannheim/Ludwigshafen/Schifferstadt niedergebracht wurden, konnten mit verschiedenen Methoden untersucht werden. Aufgrund der pollenanalytischen Untersuchungen in Schifferstadt und Mannheim sowie den Voruntersuchungen an 3 Kernen von Ludwigshafen konnten Teile von mindestens 5 Warmzeiten erfasst werden. Durch fluviale Dynamik und Neotektonik sind in den Bohrungen verschiedene Warmzeiten in unterschiedlichen Mächtigkeiten erfasst und ergänzen sich gegenseitig.

Pollen Analyses of Middle and Lower Pleistocene Sediments in the Northern Oberrhein Graben

Abstract

Several core drillings, carried out during water-economic exploration in the area of Mannheim/Ludwigshafen/Schifferstadt have been investigated by different methods. Based on the results of pollen analyses in Schifferstadt and Mannheim and preliminary investigations on 3 cores of Ludwigshafen, at least parts of 5 interglacial sequences could be detected. Due to fluvial dynamic and neotectonics there are different interglacials with variable dimensions in the corings and complement one another.

1. Einleitung

Der Oberrheingraben ist ein tektonisches Absenkungsgebiet, in dem seit dem Eozän mächtige Sedimentpakete abgelagert wurden. Im westlichen Untersuchungsgebiet fand im Tertiär eine verstärkte Absenkung statt, während im Raum Heidelberg/Mannheim eine verstärkte Absenkung im Pliozän und Pleistozän zu mächtigen Sedimentpaketen führte.

Im Raum Schifferstadt/Ludwigshafen/Mannheim wurden in den letzten Jahren im Rahmen hydrogeologischer Fra-

gestellungen eine Vielzahl von Kernbohrungen niedergebracht, die mit verschiedenen Methoden bearbeitet wurden (BLUDAU, 2001; HAGEDORN, 2004; HAGEDORN & BOENIGK, 2008; KNIPPING, 2002, 2004, 2008; RÄHLE, 2005; ROLF, HAMBACH & WEIDENFELLER, 2008; WEDEL, 2008; WEIDEN-FELLER & KÄRCHER, 2008). Im Südwesten des Untersuchungsgebietes wurden in der Bohrung Schifferstadt BK 30c GM vor allem mittel- und altpleistozäne Sedimente beschrieben (KNIPPING, 2002). Vorwiegend mittelpleistozä-

 ^{*)} Dr. MARIA KNIPPING, Universität Hohenheim, Institut für Botanik, D 70593 Stuttgart. knipping@uni-hohenheim.de.

ne Sedimente aus dem Oberen Zwischenhorizont/Oberen Ton (OZH) wurden im Raum Mannheim pollenanalytisch bearbeitet, eine Datierung der Mannheim-Warmzeit in den Cromer-Komplex ist sehr wahrscheinlich (KNIPPING, 2004). Diese Einstufung wird auch durch Molluskenuntersuchungen (RÄHLE, 2005; ENGESSER & MÜNZING, 1991) unterstützt. Auch die Voruntersuchungen an der Bohrung Ludwigshafen P34 unterstützen diese Zuordnung, dort sind interglaziale Sequenzen enthalten, die wahrscheinlich der Mannheim-Warmzeit entsprechen. Zusätzlich sind Teile von mindestens weiteren 4 Warmzeiten in P34 enthalten (KNIPPING, 2008). Neueste Voruntersuchungen an einer neuen Bohrung in Ludwigshafen (P35), die nur 500 m ENE von P34 im Jahr 2006 abgeteuft wurde, lassen Unterschiede in Bezug auf Vorkommen und Mächtigkeit von Pollensequenzen erkennen (WEIDENFELLER & KNIPPING, 2008).

In einer interdisziplinären Untersuchung im nördlichen Oberrheingraben (KOENIGSWALD, 1988) wurden für die interglazialen Floren- und Faunenreste aus dem Oberen Kieslager und Teilen des Oberen Tons (= Oberer Zwischenhorizont) ein eemzeitliches Alter als wahrscheinlich angenommen. Für den Raum Mannheim/Ludwigshafen ist durch die oben angeführten Untersuchungen eine Zuordnung des Oberen Tons zum Eem nicht haltbar.

2. Ergebnisse und Diskussion

Wie bereits in den Publikationen von KNIPPING (2004) aufgezeigt wurde, konnte in verschiedenen Bohrungen auf der Gemarkung Mannheim eine interglaziale Sequenz pollenanalytisch belegt werden. Diese Mannheim-Warmzeit ist zweigeteilt und weist in ihrem unteren Teil thermophile Pollenspektren mit hohen Anteilen von *Carpinus, Quercus, Ulmus* und *Alnus* sowie geringe Anteile von *Celtis* und Massulae von *Azolla* auf. Im oberen Teil, mit höheren *Abies*-Anteilen, ist zusätzlich *Fagus* mit geringen Anteilen durchgehend belegt.

Aufgrund des Auftretens von *Fagus, Celtis* und *Azolla* ist für die Mannheim-Warmzeit ein eemzeitliches Alter auszuschließen. Auch eine Korrelation mit dem *Pterocarya*-Interglazial/Holstein (GRÜGER, 1983; DRESCHER-SCHNEIDER, 2000; MÜLLER, 1974) ist nicht möglich, ebenso wenig eine altpleistozäne Stellung. Die wahrscheinlichste Korrelation ist mit dem Kärlich- oder Rhume-Interglazial (URBAN, 1983; BITTMANN, 1991; MÜLLER, 1992) im jüngeren Cromer-Komplex, wobei eine Stellung im Riß-Komplex zur Zeit nicht auszuschließen, jedoch unwahrscheinlich ist.

Aus dem Gebiet von Ludwigshafen liegen 3 Bohrungen vor (Ludwigshafen Parkinsel P34 und P35, Ludwigshafen Maudach A 36), von denen bislang ca. 200 Proben auf den Pollengehalt durchgesehen oder mit geringen Zählsummen analysiert wurden (KNIPPING, 2008). In P34 und P35 sind mit hoher Wahrscheinlichkeit Äquivalente der Mannheim-Warmzeit erfasst. Die Mächtigkeiten dieser warmzeitlichen Abschnitte in den beiden Bohrungen ist jedoch sehr unterschiedlich ausgeprägt. So ist in P35 der obere Teil der Mannheim-Warmzeit viel ausgedehnter. Das Ende der Warmzeit ist durch die Abnahme der Thermophilen und die Zunahme von Pinus und Picea belegt, bislang ohne Nachweis von Pterocarya. Dies kann als ein weiterer Beleg dafür gewertet werden, dass eine Korrelation der Mannheim-Warmzeit mit dem Pterocarya-Interglazial (GRÜGER, 1983; DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) nicht möglich ist.

In der Bohrung Ludwigshafen-Maudach A36, die nur ansatzweise analysiert ist, sind hohe *Carpinus*-Anteile bis zu 40 % zu verzeichnen, wobei *Abies* zu Beginn der Sequenz stärker vertreten ist und mit den steigenden *Carpinus*-Anteilen deutlich abnimmt. Das Ende der Warmzeit ist in Maudach mit der Abnahme der Thermophilen und dem Wechsel zu Spektren mit hohen Anteilen von *Pinus*, *Picea* und *Betula* belegt. *Fagus* wurde bislang nicht nachgewiesen. Eine Korrelation dieser Warmzeit ist nach dem heutigen Analysenstand mit dem älteren Teil der Mannheim-Warmzeit möglich. Sofern dies zutrifft, besteht die Mannheim-Warmzeit aus zwei verschiedenen Warmzeiten. Eine eemzeitliche Stellung ist bislang nicht auszuschließen, aufgrund des Verhaltens von *Abies* und *Carpinus* jedoch unwahrscheinlich.

Eine weitere Warmzeit, die in größerer Mächtigkeit nur in P34 erfasst ist, zeichnet sich bislang vor allem durch das Fehlen von *Abies, Carpinus* und *Fagus* aus und wird als Ludwigshafen-Warmzeit bezeichnet. Sofern die Korrelation der Mannheim-Warmzeit innerhalb des Cromer-Komplexes zutrifft, muss auch die Ludwigshafen-Warmzeit in den Cromer-Komplex gestellt werden. Ob eine Korrelation mit dem Prä-Rhume-Thermomer (MÜLLER, 1992) zutrifft, wird möglicherweise nach der vollständigen Analyse zu entscheiden sein.

Eine weitere zweigeteilte Warmzeit aus der Bohrung Schifferstadt (KNIPPING, 2002) mit *Ulmus, Quercus* und *Corylus*, bei völligem Fehlen von *Carpinus* im unteren Teil und zusätzlich geringen *Carpinus*-Anteilen im oberen Teil, wird vorläufig mit dem Ferdinandow-Interglazial (JANCZYK-KOPI-KOWA, 1975) korreliert.

Tsuga gilt zur Zeit noch als Leitform für das Altpleistozän. In der Bohrung Mannheim UVB-3 ist *Tsuga* im unteren Teil der Mannheim-Warmzeit als Einzelfund belegt. Auch in der Bohrung Mannheim Ergo BK3 wurde von BLUDAU (2001) *Tsuga* in einer Warmzeit nachgewiesen, für die der Autor ein cromerzeitliches Alter annimmt. Aus dem OZH in Schifferstadt stammen ebenfalls Spektren, die *Tsuga* enthalten. Von den weiteren Analysen der Profile von Ludwigshafen wird eine Klärung erwartet, ob sich ein Vorkommen von *Tsuga* für den Oberrheingraben im Mittelpleistozän bestätigen lässt und ob der OZH auch noch Teile des Altpleistozäns umfasst.

Drei Einzelproben aus dem Oberen Kieslager (OKL) aus zwei Bohrungen von Mannheim oberhalb der Mannheim-Warmzeit belegen Pollenspektren mit *Abies, Carpinus* und *Fagus*, aber ohne *Pterocarya* (KNIPPING, 2004). Ob diese Spektren mit dem umgedeuteten "Eem" von Meikirch (WEL-TEN, 1982, 1988), das von PREUSSER et al. (2004) nun in MIS 7 gestellt wird, zu korrelieren ist, muss vorerst offen bleiben. Diese Spektren können jedoch als weiterer Hinweis für ein cromerzeitliches Alter der Mannheim-Warmzeit gewertet werden.

Aus dem OKL in P34 stammt ein Spektrum mit hohen Anteilen von *Corylus, Picea* und *Alnus* und geringen Anteilen von *Quercus, Ulmus, Carpinus* und *Abies.* Ob es sich um die Frühphase einer Warmzeit oder um ein ausgeprägtes Interstadial handelt, ist zur Zeit nicht zu entscheiden.

Pollenspektren mit *Tsuga, Carpinus, Quercus* und *Ulmus* treten in P34 im Unteren Zwischenhorizont (UZH) und in P35 noch oberhalb des UZH auf und werden dem Altpleistozän zugerechnet. Altpleistozäne Pollenspektren mit hohen Anteilen von *Fagus* in den Bohrungen von Schifferstadt und Ludwigshafen P34 werden als Teil des Tegelen-Komplexes, wahrscheinlich Tegelen A (ZAGWIJN, 1963), interpretiert.

Das Absinken der Plio-/Pleistozängrenze von West nach Ost (Schifferstadt 92 m, Ludwigshafen P34 177 m) ist durch verschiedene Untersuchungsmethoden belegt (Schwerminerale: HAGEDORN & BOENIGK [2008], HAGE-DORN [2004]; Pollen: KNIPPING [2002, 2004, 2008]; Paläomagnetik/Suszeptibilität/Gesteinsmagnetik: ROLF, HAM-BACH & WEIDENFELLER [2008]).

Neueste Ergebnisse der Üntersuchungen an der Bohrung Ludwigshafen-Parkinsel P35 (Schwerminerale, Carbonatgehalt, Lithofaziesprofil, Gamma-Log) (HOSELMANN, 2008; WEIDENFELLER & KNIPPING, 2008) deuten darauf hin, dass sich die Plio-/Pleistozängrenze in der Bohrung P35 entgegen einer ersten Interpretation nicht bei 183 m Tiefe befindet, sondern in einer Tiefe von 218 m zu vermuten ist. Da in der Bohrung P34 die Quartärbasis in einer Tiefe von 177 m nachgewiesen wurde (KNIPPING, 2008; ROLF, HAM-BACH & WEIDENFELLER, 2008), liegt die Plio-/Pleistozängrenze in der Bohrung P35 wahrscheinlich ca. 42 m tiefer. Diese stark abweichende Tiefenlage auf einer Entfernung von 500 m ist nicht durch fluviale Dynamik zu erklären. Wahrscheinlicher ist die Annahme, dass zwischen beiden Bohransatzpunkten eine Störung verläuft, die eine Hochscholle mit der Bohrung P34 von einer tieferen Scholle mit der Bohrung P35 trennt. Bislang sind die Sedimente unterhalb des UZH noch nicht in die pollenanalytischen Voruntersuchungen einbezogen worden, lassen jedoch aufgrund der größeren Mächtigkeit der Sedimente in P35 eine gute biostratigraphische Auflösung des Altpleistozäns erwarten.

3. Schlussfolgerungen

Obwohl die Bohrungen von Ludwigshafen erst in Voruntersuchungen pollenanalytisch bearbeitet wurden, lassen sich bereits Teile von mindestens 5 verschiedenen Warmzeiten nachweisen. Durch die unterschiedlichen Mächtigkeiten und das durch fluviale Dynamik und Neotektonik verursachte Fehlen oder zusätzliche Auftreten der warmzeitlichen Abschnitte und das Vorkommen von verschiedenen Warmzeiten in den Bohrungen ergänzen sich diese und ermöglichen eine erste Korrelation und stratigraphische Zuordnung (vgl. Abb. 1). Im Oberen Kieslager sind neben einem nicht näher korrelierbaren warmzeitlichen Spektrum in P34 in den Bohrungen von Mannheim Hinweise auf eine Warmzeit mit *Fagus* vorhanden. Letztere ist eventuell in MIS 7 zu datieren.

Eemzeitliche Pollenspektren wurden in keiner Bohrung nachgewiesen, ebenso wenig Äquivalente des *Pterocarya-*/Holstein-Interglazials.

Im OZH ist die Mannheim-Warmzeit in den Bohrungen von Mannheim und Ludwigshafen (P34 und P35) enthalten. Sie datiert sehr wahrscheinlich in den Cromer-Komplex und wird vorläufig mit dem Kärlich-/Rhume-Interglazial korreliert. Der warmzeitlichen Sequenz in Ludwigshafen-Maudach kommt dabei eine besondere Bedeutung zu. Sofern diese mit dem unteren Teil der Mannheim-Warmzeit korreliert, ist Letztere als zwei getrennte Warmzeiten aufzufassen. Die Ludwigshafen-Warmzeit unterhalb der Mannheim-Warmzeit kann möglicherweise mit dem Prä-Rhume-Thermomer korreliert werden, eine Absicherung steht jedoch noch aus. Mit der Schifferstadt-Warmzeit, die ebenfalls aus dem OZH stammt, sind für den Oberen Zwischenhorizont mindestens drei Warmzeiten nachgewiesen und belegen einen Sedimentationszeitraum über eine große Zeitspanne.

In den Sedimenten, die dem Altpleistozän zugerechnet werden, sind neben Spektren, die mit dem Tegelen-Komplex (Tegelen A) korreliert werden, mindestens zwei weitere noch nicht näher korrelierbare warmzeitliche Spektren enthalten. Durch den mit Neotektonik erklärbaren Versatz-



Abb. 1.

Vorläufige Korrelation der untersuchten Profile im Raum Schifferstadt/Ludwigshafen/Mannheim *Text-Fia. 1.*

Preliminary correlation of investigated sections in the Schifferstadt/Ludwigshafen/Mannheim area.

betrag der Quartärgrenze von ca. 42 m zwischen den Bohrungen von Ludwigshafen P34 und P35 kann nach deren vollständiger Analyse mit einer guten Auflösung des Altpleistozäns gerechnet werden.

Literatur

- BITTMANN, F.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an mittelund jungpleistozänen Ablagerungen des Neuwieder Beckens (Mittelrhein). – Jb. röm.-germ. Zentralmuseum Mainz, 38, 83–190, Mainz 1991.
- BLUDAU, W.: Preliminary results of pollenanalytical investigations in the northern part of the Upper Rhine Valley. – Internal report, 2 pp., Denzlingen 2001.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R.: 2. Halt: Kiesgrube Thalgut: Pollen- und großrestanalytische Untersuchungen. – In: KELLY, M., LINDEN, U. & SCHLÜCHTER, Chr.: Exkursionsführer, DEUQUA 2000, Eiszeitalter und Alltag, Bern 6.–8. September 2000, 128–136, Bern 2000.
- ENGESSER, W. & MÜNZING, K.: Molluskenfaunen aus Bohrungen im Raum Phillipsburg-Mannheim und ihre Bedeutung für die Quartärstratigraphie des Oberrheingrabens. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **33**, 97–117, Freiburg i. Br. 1991.
- GRÜGER, E.: Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. – Geologica Bavarica, 84, 21–40, München 1983.
- HAGEDORN, E.-M.: Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet. – Diss. Univ. zu Köln, 248 S., Köln 2004.
- HAGEDORN, E.-M. & BOENIGK, W.: New evidences of the Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben on basis of heavy mineral analysis. – Netherlands Journal of Geosciences, **87**/1, 21–32, Utrecht 2008.
- HOSELMANN, C.: The research borehole at Viernheim (Heidelberg Basin). – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), 57, Hannover 2008.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z.: Flora of the Mazovian Interglacial at Ferdynandów. – Biuletyn Institut Geol., **290**, 1–94, Warschau 1975.
- KNIPPING, M.: Pollenanalytische Untersuchungen am Profil "Schifferstadt BK 30c GM". – Arbeitsbericht Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz, 11 S., 8 Diagr., 1 Tab., 1 Abb., Mainz 2002.
- KNIPPING, M.: Pollenanalytische Untersuchungen an einem mittelpleistozänen Interglazial bei Mannheim. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, **D10**, 199–217, Tübingen 2004.
- KNIPPING, M.: Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany.
- Netherlands Journal of Geosciences, 87/1, 51-65, Utrecht 2008.

- KOENIGSWALD, W. v. (Hrsg.): Zur Paläoökologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforschung, 4, 327 S., Mainz 1988.
- MÜLLER, H.: Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Brehloh. – Geol. Jb., A21, 107–140, Hannover 1974.
- MÜLLER, H.: Altquartäre Sedimente im Deckgebirge des Salzstockes Gorleben. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges, **137**, 85–95, Hannover 1986.
- MÜLLER, H.: Climate changes during and at the end of the interglacials of the Cromerian Complex. – In: KUKLA, G.J. & WENT, E. (eds.): Start of a Glacial, NATO ASI Series, **13**, Berlin, 55–69, Heidelberg (Springer) 1992.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, Ch.: Re-Interpretation der Meikirch-Bohrungen, Aaretal, und Konsequenzen für die Quartärstratigraphie in der Schweiz. – DEU-QUA meeting 30. August – 3. September Abstract Volume, 67, Bern 2004.
- RÄHLE, W.: Eine mittelpleistozäne Molluskenfauna aus dem Oberen Zwischenhorizont des nördlichen Oberrheingrabens (Bohrung Mannheim-Lindenhof). – Mainzer Geowiss. Mitt., 33, 9–20, Mainz 2005.
- ROLF, C., HAMBACH, U. & WEIDENFELLER, M.: Rock and palaeomagnetic evidence for the Plio-Pleistocene palaeoclimatic change recorded in Upper Rhine Graben sediments (Core Ludwigshafen-Parkinsel). – Netherlands Journal of Geosciences, 87/1, 41–50, Utrecht 2008.
- URBAN, B.: Biostratigraphic correlation or the Kärlich Interglacial, northwestern Germany. – Boreas, **12**, 83–90, Oslo 1983.
- WEDEL, J.: Pleistocene molluscs from research boreholes in the Heidelberg Basin. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), 57, Hannover 2008.
- WEIDENFELLER, M. & KÄRCHER, T.: Tectonic influence on fluvial preservation: aspects of the architecture of Middle and Late Pleistocene sediments in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands Journal of Geosciences, 87/1, 33–40, Utrecht 2008.
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M.: Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – Eiszeitalter und Gegenwart, 57 (in Vorbereitung), Hannover 2008.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. **156**, 174 S. + Diagrammheft, Bern 1982.
- WELTEN, M.: Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., **162**, 40 S. + 20 Diagramme, Bern 1988.
- ZAGWIJN, W.H.: Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. – Meded. geol. Sticht., N.S., 16, 49–71, Maastricht 1963.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



Geostatistik der Höhenlage und Lithologie der Terrassen in Wien

SEBASTIAN PFLEIDERER*)

3 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 41, 59 Wien Holozän Kies Sand Geostatistik

Inhalt

| Zusammenfassung | | 113 |
|--|---|--|
| Abstract | | 113 |
| Einleitung | | 113 |
| Höhenlage der Ober- und Unterkanten der Wiener Terrassen | | 114 |
| Regionale Trends | | 114 |
| Lithologische Zusammensetzung der Wiener Terrassen | | 115 |
| Diskussion | | 115 |
| Literatur | | 116 |
| | Zusammenfassung Abstract Einleitung Höhenlage der Ober- und Unterkanten der Wiener Terrassen Regionale Trends Lithologische Zusammensetzung der Wiener Terrassen Diskussion | Zusammenfassung Abstract Einleitung Höhenlage der Ober- und Unterkanten der Wiener Terrassen Regionale Trends Lithologische Zusammensetzung der Wiener Terrassen Diskussion Literatur |

Zusammenfassung

Als Grundlage der vorliegenden geostatistischen Beschreibung der quartären Terrassen im Wiener Stadtgebiet dienen insgesamt 9.439 Bohrungen, die in den Archiven der Wiener Stadtverwaltung digital vorliegen. Damit werden zum einen die Höhenlage der Ober- und Unterkanten statistisch beschrieben und regionale Trends der Flussgradienten und Beckenform abgeleitet, zum anderen die lithologische Zusammensetzung der Sedimente charakterisiert. Die Ergebnisse konkretisieren bisher publizierte Angaben und sichern diese statistisch ab. Die lithologische Entwicklung der Sedimente zeigt eine deutliche Abnahme von feinkörnigen Einschaltungen in den Kieskörpern während Pleistozän und Holozän.

Geostatistical Analyses of Elevation and Lithology of Terraces in Vienna

Abstract

Quaternary terraces in Vienna are statistically analysed using 9,439 borehole logs from the Vienna city archives. The analysis of elevation data of upper and lower limits of terraces statistically confirms results of earlier investigation and extends their level of detail. Modelling of regional trends in river gradients and basin shape reveal the evolution of the Vienna basin during Pleistocene and Holocene. In addition, statistically derived, typical lithologies of the terraces show a clear decrease in the amount of fine-grained intercalations within gravel units with time.

1. Einleitung

Im Landschaftsbild des Wiener Stadtgebietes stellen die quartären Terrassen ein dominantes Element dar. Zahlreiche Arbeiten befassen sich mit der Höhenlage der Oberund Unterkanten sowie der Lithologie dieser Terrassen. SCHAFFER (1904), FINK & MAJDAN (1954) und KÜPPER (1968) etablierten die Nomenklatur der Wiener Stadtterrassen und unterschieden sechs verschiedene Höhenlagen. Sie stützen sich dabei auf einzelne Bohrungen, Baugruben und natürliche Aufschlüsse. Die immer zahlreicher vorhandenen Baugrundaufschlüsse, welche von der Wiener Stadtverwaltung digital archiviert werden, erlauben heute eine statistisch abgesicherte, quantitative Beschreibung

^{*)} DR. SEBASTIAN PFLEIDERER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien. sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at.

der Höhenlagen und der erste Teil der vorliegenden Arbeit präsentiert eine geostatistische Analyse der altimetrischen Daten der Bohrungen im Wiener Stadtgebiet, welche die Terrassen durchteufen.

Die eindeutige Unterscheidung der Kieskörper ausschließlich aufgrund der Höhenlage wird jedoch in Gebieten, wo vertikale Bewegungen nach der Deposition ablaufen, unmöglich. SCHNABEL (1997), GRUPE & JAWECKI (2004) und PERESSON (2006) beschreiben post-sedimentäre Absenkungen sowohl durch gravitative Massenbewegung als auch durch rezente Tektonik im Wiener Gebiet. In diesen Fällen werden lithologische Eigenschaften der Sedimente mit herangezogen, um Kieskörper einer bestimmten Terrassenstufe zuzuordnen. Auch hier liefern die zahlreichen Bohrdaten wertvolle Aussagen und werden im zweiten Teil der Arbeit benutzt, um die Terrassen hinsichtlich ihrer lithologischen Zusammensetzung zu charakterisieren.

2. Höhenlage der Ober- und Unterkanten der Wiener Terrassen

Die 9.439 Bohrungen stellen einen Teil der bei der Wiener Stadtverwaltung digital vorliegenden Baugrundaufschlüsse (www.wien.gv.at/verkehr/grundbau/kataster.html) dar. Mit einer speziell entwickelten GIS-Anwendung (REIT-NER, 2000) wurden die Bohrungen halbautomatisch auf oberflächige Kiesschichten, mit möglicher Überlagerung von Lehm oder Löß und unterlagert von Schluff oder Ton (Neogen), geprüft. In Gebieten, wo Neogene Sande und Kiese vorkommen oder die Terrassen durch mächtigere feinkörnige Zwischenschichten unterteilt sind (GRUPE & JAWECKI, 2004), erfolgte eine manuelle Identifikation der Ober- und Unterkanten der Terrassen.

Abb. 1 zeigt eine statistische Auswertung der Daten. Mit Ausnahme der Oberkanten von Praterterrasse und Zone der rezenten Mäander (Holozän) lassen sich sämtliche Höhenlagen statistisch signifikant unterscheiden. Während sich jüngere Terrassen im Laufe des Pleistozäns erwartungsgemäß immer tiefer in ältere einschneiden, fällt im Holozän auf, dass das Bett der Donau höher liegt als am Ende des Pleistozäns. Möglicherweise enthalten die Schotter innerhalb der heute auskartierten Zone der Mäander im untersten Bereich Material, welches zur Zeit der Praterterrasse angeschüttet wurde. Die Medianwerte der Höhenlagen von Praterterrasse (Würm), Stadtterrasse (Riß) und Arsenalterrasse (Mindel) stimmen mit bisher ver-

öffentlichten Ergebnissen (BRIX, 1970; FUCHS, 1985) überein und sichern diese statistisch mit einer hohen Anzahl von Bohrdaten ab.

Für Wienerbergterrasse (Günz) und Laaerbergterrasse (Prägünz) liegen die Ober- und Unterkanten etwas tiefer, als bisher angegeben. Zusätzlich liegen hier bimodale Verteilungen innerhalb der Daten vor, die durch sedimentäre Prozesse der Terrassenaufschüttung nicht erklärbar sind. Eine regionale Betrachtung zeigt, dass vertikale

Abb. 1.

Medianwerte der Ober- und Unterkanten von Kieskörpern im Wiener Stadtgebiet. Boxund-Whiskers-Plots zeigen die statistischen Verteilungen (Minimalwert, q_{25} , Median, q_{75} und Maximalwert) der Unterkanten. Bewegungen nach der Deposition für die ungewöhnliche Datenverteilung verantwortlich sind. Die betroffenen Gebiete liegen am Ostabhang des Laaerbergs, wo Abschiebungen entlang des Leopoldsdorfer Bruchs heute noch aktiv sind (PERESSON, 2006), sowie am Ostabhang der Schmelz, einer Hochzone, wo SCHNABEL (1997) bereits "verschwemmte Schotter der Laaerbergterrasse" kartiert hat. Nimmt man die post-sedimentär abgesenkten Gebiete aus dem Datenpool, so verteilen sich die Höhenwerte normal und stimmen mit Angaben in der Literatur überein.

Die in Abb. 1 erkennbaren Mächtigkeiten zeigen eine klare Zunahme von alten Terrassen bis zur Stadtterrasse, gefolgt von einer Abnahme bis ins Holozän. Dies hängt zusammen mit einem Trend in der zeitlichen Entwicklung der Erosions- und Depositionsenergie der Donau, der im folgenden Kapitel anhand von Flussgradienten abgeleitet wird.

3. Regionale Trends

Ober- und Unterkanten zeigen naturgemäß ein Gefälle entlang der Fließrichtung der Donau. Abb. 2 präsentiert die Höhenlagen der Unterkante von Stadt- (blaue Symbole) und Praterterrasse (rosa Symbole) sowie der Zone der rezenten Mäander (grüne Symbole) in einem Nord-Süd-Profil. Die Gradienten der linear berechneten Regressionsgeraden (Medianregression) betragen 1,5 ‰ für die Stadtterrasse und 0,8–0,9 ‰ für die beiden jüngeren Einheiten. Die Analyse der Oberkanten ergibt ähnliche Trends. Die Abnahme der Gradienten vom Riß bis ins Holozän ist für andere größere Flüsse in Österreich beschrieben (WINK-LER-HERMADEN, 1955) und hängt letztendlich mit der tektonischen Hebung der Alpen (KOHL, 2000) bzw. der Subsidenz der vorgelagerten Becken zusammen. Die tektonischen relativen Vertikalbewegungen steuern Gefälle und Energie der Flüsse und der oben erwähnte Trend in Mächtigkeitszunahmen und -abnahmen ist mit diesen Prozessen direkt verknüpft. Wegen der flächenmäßig geringen Ausmaße der älteren Terrassen innerhalb von Wien lassen sich ähnliche Berechnungen und Darstellungen wie in Abb. 2 statistisch nicht absichern.

Am südlichen Ende des Profils lässt sich eine Zone auffallend niedriger Höhenwerte erkennen (gestrichelte Linie in Abb. 2). Dieser Bereich liegt über der sogenannten Schwechater Senke (KRÖLL & WESSELY, 1993), einer tektonischen Absenkungszone, die schon während des Neogens aktiv war. Die hier präsentierten Höhendaten demonstrieren deutlich, dass auch während des Quartärs





Abb. 2

Trends der Unterkanten der drei jüngsten Kieskörper parallel zur Fließrichtung. Die Gradienten betragen 1,5 ‰ für die Stadtterrasse und 0,8–0,9 ‰ für die Praterterrasse und die Zone der rezenten Mäander. Die gestrichelte Linie zeigt ein Gebiet tektonischer Absenkung.

eine Absenkung erfolgte. Präzisionsnivellements des Österreichischen Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen zeigen überdies, dass die Subsidenz in diesem Gebiet auch heute noch anhält.

Zusätzlich zu der Berechnung konstanter Gradienten erlaubt die Fülle von Bohrdaten eine drei-dimensionale Trendanalyse der Terrassenunterkanten mit Polynomen höherer Ordnung. Damit kann die Morphologie der Beckenform zu verschiedenen Zeitpunkten des Quartärs simuliert werden. Modellierung mit geostatistischen Werkzeugen von ArcGIS™ ergeben für die Unterkante der Stadtterrasse entlang der Fließrichtung ein Gefälle, welches im Norden bei Eintritt der Donau in das Becken etwas steiler ist und nach Süden abnimmt. Quer zur Donau ergibt sich ein U-förmiger Trend, dessen tiefste Lage dem heutigen Verlauf der Donau entspricht. In der Würm-Eiszeit (Unterkante Praterterrasse) verflacht die Rinne und verlagert sich um 5 km nach Osten, im Holozän nähert sich die tiefste Lage wieder der heutigen Situation an. Es wird betont, dass diese Ergebnisse statistische Modellrechnungen darstellen und daher lediglich als mögliche Anzeichen der Beckenentwicklung zu sehen sind.

4. Lithologische Zusammensetzung der Wiener Terrassen

Die verwendeten Bohrprofile enthalten neben der Höhenlage von Schichtgrenzen auch Materialbeschreibungen, welche eine Fülle geologischer Informationen bezüglich Lithologie der Haupt- und Nebenbestandteile der durchteuften Schichten, deren Farbe und teilweise auch Angaben über Kornform, Verwitterungsgrad, Lagerungsdichte, Wassergehalt oder Porosität enthalten. Die Wiener Terrassen bestehen naturgemäß nicht ausschließlich aus reinen Kiesen, sondern weisen Einschaltungen von Sand, Schluff und Ton meist in Form von cm- bis dm-mächtigen Linsen auf, die sich lateral mehrere Hundert Meter ausdehnen können (GRUPE & JAWECKI, 2004). Eine statistische Auswertung der Materialbeschreibungen ergibt die in Abb.3 dargestellten typischen lithologischen Zusammensetzungen der einzelnen Kieskörper (PFLEIDERER & HOF-MANN, 2007). Die Säulen stellen hierbei nicht Korngrößenverteilungen etwaiger Bodenproben dar, sondern spiegeln vielmehr die Häufigkeit und kumulative Mächtigkeit von feinkörnigen Einschaltungen innerhalb der Kiespakete wider. Ein deutlicher abnehmender Trend feinkörniger Zwischenschichten wird im Laufe des Quartärs sichtbar, der zum einen mit der oben beschriebenen Zunahme der Strömungsenergie, zum anderen mit der stärkeren Verwitterung älterer Terrassen zusammenhängt.

In der regionalen Verteilung der feinkörnigen Zwischenschichten lassen sich keine statistisch signifikanten Häufigkeitsanomalien feststellen. Offensichtlich blieb die Sedimentfracht der Donau innerhalb des heutigen Wiener Stadtgebietes gut durchmischt und wurde einheitlich abgelagert. Allerdings zeigt sich südlich des Mündungsbereiches des Wienflusses in die Donau eine sprunghafte Zunahme von Sandeinschaltungen. Dies wird besonders deutlich innerhalb der Stadt- und Arsenalterrasse, in geringerem Maße auch in der Wienerberg- und Laaerbergterrasse. Die Ursache der gehäuften Sandlinsen liegt darin, dass der Wienfluss sandiges Erosionsmaterial aus dem westlichen Wienerwald antransportiert, welches sich zwischen die Donausedimente einschaltet und vom Mündungsbereich nach Süden eine deutliche Fahne hinterlässt.

5. Diskussion

Die vorliegende geostatistische Analyse quartärer Kiesablagerungen im Wiener Stadtgebiet beschreibt Höhenlagen und lithologische Zusammensetzung mit Hilfe einer sehr hohen Anzahl von Bohrdaten (9.439 Bohrungen insgesamt). Die Höhendaten liefern eine statistische Absicherung früherer Angaben aus der Literatur und konkretisieren



Typische lithologische Zusammensetzung der quartären Kieskörper (nach PFLEIDERER & HOFMANN, 2007).

diese. Damit werden Rückschlüsse auf die Entwicklung von Flussgradienten, Beckenform, tektonischen Hebungsraten und post-sedimentären Absenkungen möglich. Die Auswertung lithologischer Daten unterstützt diese Rückschlüsse und bietet außerdem wertvolle Informationen für angewandt-geologische Bereiche der Hydrogeologie, Bodenphysik, Ingenieurgeologie und Rohstoffgeologie.

Literatur

- BRIX, F. (1970): Die Entstehung der Steine und der Landschaft (Geologie, Geomorphologie und Geophysik). - In: STARMÜHLNER, F. & EHRENDORFER, F. (Red.): Naturgeschichte Wiens, Bd. I: Lage, Erdgeschichte und Klima, 419 S., Wien - München (Jugend und Volk)
- FINK, J. & MAJDAN, H. (1954): Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. - Jb. Geol. B.-A., 97, 211-249, Wien.
- Fuchs, W. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, Blatt 59 Wien. - Wien (Geol. B.-A.).
- GRUPE, S. & JAWECKI, C. (2004): Geomorphodynamik der Wiener Innenstadt. - 14-30, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Abriss einer Quartärgeologie von Oberösterreich. - Schriftenreihe des Oberösterreichischen Musealvereins - Gesellschaft für Landeskunde. 17. 487 S., Linz.

- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1993): Wiener Becken Relief und Tektonik des Untergrundes. - In: BRIX, F. & SCHULTZ, O.: Erdöl und Erdgas in Österreich, Wien - Horn.
- KÜPPER, H. (1968): Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen: Wien. - 206 S., Geol. B.-A., Wien
- PERESSON, H. (2006): Neotektonik. In: WESSELY, G.: Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich, 416 S., Geol. B.-A., Wien.
- PFLEIDERER, S. & HOFMANN, T. (2007): Digitaler Angewandter Geo-Atlas - Stadtgeologie am Beispiel von Wien. - Jb. Geol. B.-A., 147, 263-273, Wien.
- REITNER, H. (2000): 3d Visualization and Analysis of Borehole Data with ArcView 3D Analyst. - Proceedings of 2nd ICGESA 2000 International Conference on GIS for Earth Science Applications, Liubliana.
- SCHAFFER, F.X. (1904): Zur Frage der alten Flußterrassen in Wien. -Mitteilungen der k.k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 47, 91-95. Wien.
- SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 58 Baden. - Geol. B.-A., Wien.
- VAN HUSEN, D. (1987): Zur Entwicklung des oberen Ennstales im Pleistozän. – Arbeitstagung 1987, 86–93, Geol. B.-A., Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1955): Ergebnisse und Probleme der guartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. - Springer Verlag, 180 S., Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



Die digitale Karte quartärer Sedimentgesteine in Österreich: Ein "Spin-off" rohstoffgeologischer Bearbeitung

THOMAS UNTERSWEG, PIOTR LIPIARSKI & MARIA HEINRICH*)

5 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50 000 Blätter 41, 59 Wien Quartär Lockergestein GIS-Datenbank

Inhalt

| | Zusammenfassung | 117 117 |
|----|---|------------|
| 1 | | 117 |
| 1. | Linetung | 11/ |
| 2. | Methodische vorgangsweise | 118 |
| З. | Darstellung der Lockergesteine für ganz Österreich und die Struktur der Datenbank | 120 |
| 4. | Beispielhafte Datenbankabfrage zum Quartär im Raum Vöckla – Ager – Traun | 120 |
| | Dank | 120 |
| | Literatur | 120 |

Zusammenfassung

Präsentiert wird eine Übersicht zur Darstellung der quartären Sedimente als Teil der Lockergesteinskarte von Österreich. Diese wurde als Grundlage für ein bundesweites Inventar nutzbarer und verfügbarer Vorkommen von Lockergesteinen erstellt. Erster Schritt zur Annäherung an das Ziel war die digitale Erfassung der natürlichen Verbreitung der Lockergesteine und ihre faziell-genetische und stratigraphische Charakteristik im Maßstab 1:50000. Die dafür entwickelte Legenden- und Datenbankstruktur stellt einerseits die Nachvollziehbarkeit der Autorenschaft jedes einzelnen Polygons und andererseits praktikable Abfragemöglichkeiten sicher, die weit über rohstoffkundliche Anwendungen hinausgehen können.

A Digital Map of Quaternary Sediments in Austria: A "Spin-off" of the Search for Raw Materials

Abstract

We present an overview of quaternary sediments as part of the Map of Soft Rocks in Austria. This map is the result of an applied project on raw materials and was meant as a base for a nation-wide inventory of sand and gravel deposits. A first step was to digitize all natural extents of these deposits and to establish their genetic and stratigraphic characteristics at the scale of 1:50 000. Specifically designed legend and database structures permit the identification of the original author of each polygon and offer the possibility of queries which go far beyond the mere aspects of raw mate-

1. Einleitung

Die vorliegenden Ergebnisse wurden im Rahmen des Projektes "Bundesweite Vorsorge Lockergesteine" erarbeitet. Ziel des Projektes war es, auf der Basis vorhandener geologischer Karten bundesländerweise Grundlagen für ein österreichweites, regionalisiertes Inventar verfügbarer Vorkommen an Lockergesteinen mit einheitlicher Klassifikation hinsichtlich Nutzung und Verwertung zu erstellen. Die digitale Erfassung und Darstellung der natürlichen Verbreitung der entsprechenden Schichtglieder sowie ihre genetisch-fazielle und stratigraphische Charakteristik in einer Datenbank bzw. in einem Geographischen Informationssystem (GIS) waren notwendige erste Schritte in Richtung systematischer und nachvollziehbarer rohstoffgeologischer Bearbeitungen. Die weiteren Auswertungen erfol-

^{*)} Dr. THOMAS UNTERSWEG, MAG. PIOTR LIPIARSKI, Dr. MARIA HEINRICH: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien. thomas.untersweg@geologie.ac.at, piotr.lipiarski@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at.

gen im Zuge des Österreichischen Rohstoffplanes (WEBER, 2007) und sind derzeit in Arbeit. Sie berücksichtigen die Lage, die Größe und Mächtigkeit, die Qualität, die Bedeutung und die Grundwasserverhältnisse der Vorkommen in einer Abfolge von Bewertungsschritten. Die speziell für den Rohstoffplan entwickelte Evaluierungsmethodik wurde bereits mehrfach präsentiert (HEINRICH et al., 2006 a und b), sie ist Grundlage für die zwischen Bund und Bundesländern auszuhandelnden Maßnahmen für eine langfristig vorsorgende Rohstoffsicherung.

Für die DEUQUA 2008 soll der Fokus nicht auf den rohstoffgeologischen Ergebnissen liegen, sondern es soll die Lockergesteinskarte mit quartärgeologischem Schwerpunkt als "work in progress" dem Fachpublikum zu Kritik und Anregung vorgestellt werden.

2. Methodische Vorgangsweise

Nennmaßstab für die Bearbeitung der einzelnen Bundesländer ist 1:50000, die wichtigste geologische Kartenbasis ist die Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000. Vielfach konnten die entsprechenden Polygone aus dem digitalen Datenbestand der modernen Geologischen Karte 1:50000 übernommen werden. Für die Bearbeitung von Gebieten, in denen moderne geologische Karten nicht zur Verfügung stehen, wurden teilweise unpublizierte Kartierungsergebnisse verwendet bzw. erforderlichenfalls auch einzelne Blätter oder Blattabschnitte neu kompiliert. Dort, wo aus Mangel an neueren Kartierungen geologische Karten auf alter topographischer Basis verwendet wurden, war es häufig notwendig, geologische Grenzen vom Schreibtisch aus an die moderne topographische Karte anzupassen. Aus diesem Grund wurden in Bereichen, wo es vertretbar erschien, Angleichungen der Ausweisungen nach der topographischen Karte (ÖK 50) vorgenommen (z.B. Anpassung der Polygongrenzen von Talfüllungen und Auzonen an die Topographie).

Folgende Hauptabschnitte der Bearbeitung waren zu durchlaufen:

- 1) Sammlung, Aktualisierung, Ergänzung bzw. Kompilation der geologischen Grundlagen.
- Erstellung einer hierarchisch aufgebauten Generallegende mit offener Struktur, die alle (obertägig anstehenden) Lockersedimente des Paläogens/Neogens bzw. des Quartärs umfasst.
- 3) Zuordnung aller Legendeneinträge für jeweils ein Bundesland zu dieser Generallegende.
- Auswertung und Interpretation der Kartenlegenden v.a. im Hinblick auf die lithologischen Eigenschaften der Gesteine.
- 5) Nach Abschluss der Arbeiten für die einzelnen Bundesländer wurden die Inhalte der hierarchischen Generallegende abgeglichen, ergänzt, erweitert und in eine Datenbank eingebracht, die nun sehr unterschiedliche und weitreichende Abfrage- bzw. Darstellungsmöglichkeiten bietet.
- 6) Auswahl der Farbgebung für die Übersichtsdarstellung.

Die Digitalisierung, Zuordnung und Auswertung aller Polygone wurde aus unterschiedlichen Quellen vorgenommen und im Maßstab 1:50000 verarbeitet. Die Daten liegen daher flächendeckend in dieser Genauigkeit in der Datenbank vor. Insgesamt sind derzeit rund 146000 Poly-



Schema der Datenbank-/Legendenstruktur.



Abb. 2

Ausschnitt aus der Lockergesteinskarte im Bereich des Alpenvorlandes nördlich von Mondsee, Attersee und Traunsee.

gone (Quartär: 130 000, Paläogen/Neogen: 16 000) bzw. ca. 7 000 Karteneinträge – das sind Legendenzeilen der verwendeten Originalkarten – (Quartär: 5860, Paläogen/Neogen: 1120) enthalten.

Inhaltlich wurden alle kartenmäßig verfügbaren paläogenen/neogenen und quartären Ablagerungen erfasst. Sowohl im Paläogen/Neogen als auch im Quartär handelt es sich teilweise auch um Festgesteine (z.B. Konglomerate, Brekzien, neogene Kalke oder Sandsteine). Vielfach sind diese jedoch nur teilweise oder lokal verfestigt bzw. mit Lockergesteinen verzahnt und daher in den Kartenunterlagen häufig nicht getrennt ausgewiesen. Es erschien daher zweckmäßig, für die schwerpunktmäßig rohstoffgeologische Betrachtung alle paläogenen/neogenen bzw. quartären Gesteine in die Bearbeitung mit einzubeziehen.

Die Legendeneinträge der verwendeten Kartenunterlagen bzw. Kompilationen wurden für jedes Kartenblatt fortlaufend nummeriert. Jeder Eintrag ist durch einen Code gekennzeichnet, wobei die ersten drei Zahlen die Kartenblattnummer und die weiteren Ziffern die fortlaufende Nummerierung in der Kartenlegende bedeuten (z.B. 022.002). Wurden auf einem Kartenblatt Korrekturen, Ergänzungen oder Differenzierungen vorgenommen oder wurden Teile der Karte neu kompiliert bzw. ganze Kartenteile aus Kartierungsergebnissen übernommen, wird der Code durch drei Buchstaben erweitert (z.B. 022-DIF.001), sodass eindeutig erkennbar ist, aus welcher Quelle der jeweilige Eintrag stammt oder wer die Korrektur, Differenzierung bzw. Kompilierung vorgenommen hat und wer der Autor der übernommenen Kartierung ist.

3. Darstellung der Lockergesteine für ganz Österreich und die Struktur der Datenbank

Die nunmehr vorliegende Lockergesteinskarte für ganz Österreich bietet erstmals einen Überblick zur Verbreitung aller Lockergesteinsvorkommen (Paläogen/Neogen und Quartär). Sie liegt als Datenbank vor und gewährleistet dadurch umfangreiche Informationen, die weit über die rohstoffkundlichen Anwendungen hinausgehen. Technisch gesehen ist sie ein ArcGIS[™]-Laver, das mit Hilfe von ESRI® ArcSDE-Technologie auf dem zentralen SQLServer[™] der Geologischen Bundesanstalt gespeichert ist. Den Aufbau der Datenbank und die Relationen (Beziehungen) zwischen den Tabellen zeigt die Abb. 1. Durch den im Kapitel 2 beschriebenen CODE wird die Karte mit der Generallegende verknüpft. Diese Legende ist für sämtliche Abfragen und thematische Karten von großer Bedeutung, weil dort die von den Autoren unterschiedlich definierten Begriffe mit Hilfe eines Thesaurus geordnet und vereinheitlicht werden.

Einen Ausschnitt aus der Karte zeigt Abb. 2. Hier sind sowohl paläogene/neogene als auch quartäre Sedimente in einer stark zusammengefassten Version dargestellt. Beispielsweise sind "Moränen" zwar nach "Seiten/Endmoräne", "Grundmoräne" und "Moränen-Ablagerung" (undifferenziert) unterschieden, jedoch ohne Alterszuordnung.

Abfragen nach spezifischen Fragestellungen, etwa nach genetisch-faziellen, lithologischen oder stratigraphischen Gesichtspunkten sind sehr rasch realisierbar und im GIS in diversen Kartenmaßstäben mit stark generalisierten oder auch individuell differenzierten Legenden möglich. Das GIS ermöglicht auch relativ einfache Updates, sodass neuere Kartierungsergebnisse die Qualität und Nutzbarkeit der Karte rasch verbessern können.

Die Verwendung von Unterlagen unterschiedlicher Autoren und unterschiedlicher Qualität führt zwangsläufig zu einer gewissen Inhomogenität. Probleme bei speziellen Abfragen aus der Datenbank ergeben sich vor allem, wenn auf den geologischen Grundlagen rigorose Zusammenfassungen vorgenommen wurden, wie z.B. "Hangschutt und Schwemmfächer", "Moränen i.A.", "Terrassenschotter" oder "Tonmergel, Sand, Schotter, Kalk, nicht differenziert", d.h. wenn entweder die Alterseinstufung fehlt oder keine eindeutige lithologische Zuordnung vorhanden ist.

4. Beispielhafte Datenbankabfrage zum Quartär im Raum Vöckla – Ager – Traun

Der Vorteil der unkompliziert zu erstellenden thematischen Datenbankauszüge liegt einerseits in der Zusammenschau und in der Möglichkeit, rasch einen regionalen Überblick zu einem bestimmten Thema erhalten zu können. Als Beispiel für eine selektive Abfrage aus der Datenbank sind Seiten/Endmoränen und zugehörige glazifluviale Terrassenschüttungen (glaziale Serien) aus den vier klassischen alpinen Eiszeiten Günz, Mindel, Riß und Würm farblich unterschiedlich dargestellt (Abb. 3 bis 5). Der gewählte Ausschnitt deckt einen Bereich ab, für den durchwegs qualitativ hochwertige und moderne Bearbeitungen des Quartärs als Kartenbasis zur Verfügung standen.

Andererseits sind in Gebieten, in denen moderne Kartierungen fehlen, die Ergebnisse oft unvollständig oder widersprüchlich. Dort kann die Übersicht helfen, regional und thematisch jene Bereiche zu identifizieren, in denen Forschungsbedarf besteht. In manchen Fällen wird es vielleicht sogar möglich sein, durch die selektiv einsetzbaren Werkzeuge der Lockergesteinskarte eine Verbesserung des Kenntnisstandes im Hinblick auf die zeitliche Einordnung oder auf prozessbezogene Interpretationen quartärer Sedimente zu erreichen.

Dank

Die Arbeiten zum Projekt "Bundesweite Vorsorge Lockergesteine" erfolgten im Rahmen des Vollzuges des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Bundesministeriums für Wirschaft und Arbeit. Der Lockergesteinskarte liegt eine jahrelange und sehr mühsame Kleinarbeit an Zeichen-, Kompilations- und Digitalisierungsarbeiten zu Grunde, die nur durch die intensive und aufmerksame Mitwirkung einer Reihe von Mitarbeiterninnen und Mitarbeitern in ein kohärentes Ergebnis umgesetzt werden konnte. Namentlich angeführt werden sollen hier IRENA LIPIARSKA, BEATRIX MOS-HAMMER, GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER, BERNHARD ATZENHOFER, RUDI BERKA, KLEMENS GRÖSEL, OTTO KREUSS, SEBASTIAN PFLEIDERER und HEINZ REITNER. Ihnen allen gebührt herzlicher Dank und höchste Anerkennung! Für Korrektur und Verbesserung des Manuskriptes danken wir Dido MAS-SIMO und Sebastian PFLEIDERER.

Literatur

- HEINRICH, M., REITNER, H., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEG, T. (2004): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine – Bericht über die Arbeiten für die Projektjahre 1999 und 2000 mit Schwerpunkt Kärnten und Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv, 47 Blatt, 13 Abb., 7 Tab., 7 Beil., Wien.
- HEINRICH, M., PFLEIDERER, S., UNTERSWEG, T. & WEBER, L. (2006a): Rohstoffgeologische Evaluierung von Kiessandvorkommen im Rahmen des österreichischen Rohstoffplans. – Abstract zur Poster-Präsentation PANGEO, 17.–20. 9. 2006, 1 S., 1 Poster, Wien – Innsbruck.
- HEINRICH, M., UNTERSWEG, T., PFLEIDERER, S. & WEBER, L. (2006b): Minerals Planning in Austria – Nationwide Evaluation of Aggregates. – In: OSMANAGIC, M. & GACANIN, E. (ed.): Proceedings – Second Book 5th Pan-European Conference on Planning for Minerals and Transport Infrastructure: The way forward PEMT'06, 477–484, 7 Fig., Sarajevo.



Kartendarstellung der Datenbankabfrage: End/Seitenmoränen (Würm) und Niederterrasse (Würm).



Abb. 4.

Kartendarstellung der Datenbankabfrage: End/Seitenmoränen (Riß) und Hochterrasse (Riß).



Kartendarstellung der Datenbankabfrage: Moränen (Günz–Mindel, Präriß) und Deckenschotter (Günz–Mindel)

- MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & HEINRICH, M. (2002): Erfassung des Baurohstoffpotentials in Kärnten Phase 1: Lockergesteine. Unveröff. Endbericht, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv, iv+77 Bl., illustr., 3 Beil., 5 Anh., Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEG, T. (2005): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, "Bundesweite Vorsorge Lockergesteine", Bericht über die Arbeiten für das Projektjahr 2002 mit Schwerpunkt Salzburg. – Unveröff. Bericht, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv, 80 Bl., 13 Abb., 3 Tab., 3 Beil., Wien.
- UNTERSWEG, T. & HEINRICH, M. (2004): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, "Bundesweite Vorsorge Lockergesteine", Steiermark. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A./Wiss. Archiv, 46 Bl., 5 Tab., 5 Beil., Wien.
- UNTERSWEG, T. & HEINRICH, M. (2004): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine – Bericht über die Arbeiten im 3. Projektjahr mit Schwerpunkt Burgenland. – Unveröff. Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/1999, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv, 27 Bl., 3 Abb., 3 Tab., 3 Beil., Wien.
- UNTERSWEG, T., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I. & LIPIARSKI, P. (2006): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, "Bundesweite Vorsorge Lockergesteine", Niederösterreich und Wien. – Unveröff. Bericht, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv, Wien.
- WEBER, L. (2007): Der Österreichische Rohstoffplan. Jb. Geol. B.-A., **147**/1+2, 223–229, 5 Abb., 6 Tab., Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



First Alkane Biomarker Results for the Reconstruction of the Vegetation History of the Carpathian Basin (SE Europe)

MICHAEL ZECH*), BJÖRN BUGGLE**), SLOBODAN MARKOVIC***), TIN LUCIC***), THOMAS STEVENS***), TIVIDAR GAUDENYI***), MLADEN JOVANOVIC***), BERND HUWE**) & LUDWIG ZÖLLER*)

3 Text-Figures

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 41, 59 Karpatenbecken Quartär Löss Paläoboden Biomarker

Contents

| | Zusammenfassung | 123 |
|----|--|-----|
| 4 | Introduction | 120 |
| 1. | | 124 |
| 2. | Study Area and Pedostratigraphy | 124 |
| З. | Material and Methods | 124 |
| 4. | Results and Discussion | 124 |
| | 4.1. n-Alkane Pattern of Recent Vegetation and Soils | 124 |
| | 4.2. n-Alkane Ratios of the Crvenca Loess-Palaeosol Sequence | 125 |
| З. | Conclusions and Outlook | 125 |
| | Acknowledgements | 126 |
| | References | 126 |

Erste Ergebnisse von Alkanen als Biomarker für die Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte des Karpatenbeckens (Südost-Europa)

Zusammenfassung

Seit einigen Jahren gibt es zunehmend Studien, die, basierend auf der Untersuchung von fossilen Holzkohlen und Schneckenschalen aus Löss-Paläoboden-Sequenzen im Karpaten-Becken, die traditionelle Vorstellung von weitestgehend baumlosen Steppen während der letzten Kaltzeit in Frage stellen. In der vorliegenden Arbeit präsentieren wir daher erste Alkan-Ergebnisse für rezente Wälder und Grünlandflächen sowie für eine Löss-Paläoboden-Sequenz vom Bačka-Löss-Plateau zwischen Donau und Theiß. Wir diskutieren das Biomarker-Potential der Alkane für die Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte und wagen eine erste vorsichtige Interpretation für den letzten glazialen Zyklus.

Abstract

Since several years increasing fossil charcoal and malacological evidence from loess-palaeosol sequences in the Carpathian Basin is questioning the traditional paradigm of treeless full glacial palaeoenvironments. In this paper we present first alkane results from recent forests and grasslands as well as from a loess-palaeosol sequence on the Bačka Loess Plateau in-between Danube and Tisa. We discuss the potential of the alkane biomarkers for the reconstruction of the vegetation history and provide a first tentative interpretation for the last glacial cycle.

^{*)} MICHAEL ZECH, LUDWIG ZÖLLER, University of Bayreuth, Chair of Geomorphology, Universitätsstraße 30, D 95440 Bayreuth, Germany.

^{**)} MICHAEL ZECH, BJÖRN BUGGLE, BERND HUWE, University of Bayreuth, Soil Physics Department, Universitätsstraße 30, D 95440 Bayreuth, Germany.

^{***)} SLOBODAN MARKOVIC, TIN LUCIC, TIVIDAR GAUDENYI, MLADJEN JOVANOVIC, University of Novi Sad, Chair of Physical Geography, Trg Dositeja Obradovica 3, 21000 Novi Sad, Serbia.

^{****)} THOMAS STEVENS, Kingston University, Centre for Earth and Environmental Science Research, Penrhyn Road, Kingston upon Thames, Surrey KT1 2EE, United Kingdom.

1. Introduction

n-Alkanes with 25 to 33 carbon atoms (nC25-nC33) and a strong odd-over-even predominance (OEP) are important constituents of cuticular plant leaf waxes (KOLATTUKUDY, 1976). With the litter-fall they are deposited and stored in soils and sediments, e.g. in aeolian sediments, where they are assumed to be relatively resistant to biogeochemical degradation (CRANWELL, 1981; MEYERS & ISHIWATARI, 1993). Since furthermore different vegetation types reveal distinct alkane pattern and hence a so-called ...chemical fingerprint", alkanes have the potential to serve as biomarkers. For instance, they are used to differentiate between autochthonous (lacustrine) and allochthonous (terrestrial) organic matter (OM) in lake sediments (BOURBONNIERE et al., 1997; FICKEN et al., 2000; MÜGLER et al., 2008) or to vegetation histories (CRANWELL, reconstruct 1973: SCHWARK et al., 2002; ZECH, 2006; ZECH et al., 2008).

During the last years, loess-palaeosol sequences from SE Europe have gotten more and more in the focus of Quaternary scientists aiming at establishing pedo-, magneto- and chronostratigraphies (BUGGLE et al., 2008; BUGGLE et al., submitted; FUCHS et al., 2007; MARKOVIC et al., 2006; MARKOVIC et al., 2008) and at reconstructing palaeoenvironments and palaeoclimate (MARKOVIC et al., 2005; SÜMEGI & KROLOPP, 2002; WILLIS & ANDEL, 2004). And there is increasing fossil charcoal and malacological evidence from loess-palaeosol sequences in the Carpathian Basin questioning the traditional paradigm of treeless full glacial palaeoenvironments. However, up to now studies using nalkanes for the reconstruction of the vegetation history are missing.

2. Study Area and Pedostratigraphy

Large areas of the Carpathian Basin (Pannonian Basin) are covered with loess, often forming discontinuous plateau uplands between the alluvial plains of the rivers Danube, Tisa, Sava and Tamiš. Close to the town Crvenca about 60 km northwest of Novi Sad in the Vojvodina Region, a loess-palaeosols sequence of about 10 m height is exposed in a brickyard situated on the southwestern edge of the Bačka Loess Plateau (Text-Fig. 1).

A first pedostratigraphical description and first geochemical, grain-size and magnetic results are provided by MARKOVIC et al. (2008). Accordingly, the Crvenca exposure reflects the last interglacial-glacial cycle with an about 2 m thick and clay-rich "V S1" palaeosol (the prefix "V" refers to



Text-Fig. 1.

Geographical map of the Carpathian Basin and the Vojvodina Province showing the geographic positions of the Crvenca exposure after MARKOVIC et al. (2008).

the standard Pleistocene loess-palaeosol stratigraphy in Vojvodina) forming the bottom. The overlaying about 8 m thick "V L1" loess is interbedded by a weakly developed interstadial palaeosol complex ("V L1S1") and the top of the loess-palaeosol sequence is formed by the modern topsoil ("V S0").

3. Material and Methods

During a field campaign in November 2007, the Crvenca exposure was refreshed and cleaned by digging about 1 m wide and 0.5 m deep trenches. Sampling for biomarker analysis was conducted by taking mixed samples every 25 cm, resulting in totally 43 samples. Additionally, 12 samples for luminescence dating were taken from the exposure. Manuscripts dealing with a detailed description of the stratigraphical/pedological/geochemical/magnetic features and with the luminescence results, respectively, are in preparation.

In order to characterise the modern vegetation types with respect to their alkane pattern, mixed litter and topsoil samples were taken from several sites of the Fruska Gora Mountains about 10 km south of Novi Sad (*Quercus* and *Fagus* forests) and the Titel Loess Plateau about 25 km east of Novi Sad (grass and herb vegetation) (Text-Fig. 1).

Sample preparation of the n-alkanes was carried out at the University of Novi Sad, Serbia, and at the University of Bayreuth, Germany, using a modified method after ZECH & GLASER (2008). Free lipids were extracted with methanol/ toluene (7/3) using Soxhlet apparates and subsequently concentrated using rotary evaporation. The lipid extracts were purified on columns filled with deactivated (5 %) silica (2 g) and deactivated (5 %) aluminium oxide (2 g). n-Alkanes were eluted with 45 ml hexane/toluene (85/15). Quantification was performed on an HP 6890 GC equipped with a flame ionisation detector (FID). 5α -Androstan and Hexatriacontane (nC36) were added as internal and recovery standards, respectively.

4. Results and Discussion

4.1. n-Alkane Pattern of Recent Vegetation and Soils

Text-Fig. 2 shows the n-alkane pattern obtained for the litter and topsoil samples collected from Quercus and Fagus forests on the Fruska Gora Mountains versus samples from grasslands on the Titel Loess Plateau. On the one hand, they all reveal a strong odd-over-even predominance (OEP = (C25 + C27 + C29 + C31 + C33) / (C26 + C28 + C30 + C32)), which is typical for cuticular plant leaf waxes. Lower OEP values, i.e. more balanced alkane distribution patterns as observed for the topsoils in comparison to the fresh biomass (Text-Fig. 2), are often interpreted in terms of OM degradation (WIESENBERG et al., 2004). On the other hand, it is striking that the respective litter and topsoil samples are not identical: for instance, in the fresh forest litter the alkane C27 dominates, whereas in the topsoil the alkane C29 dominates and the topsoil of the grasslands is characterised by a percentage increase of the shorter alkanes C25-C28. This might be attributed to either an input of microbial or root biomass input or to biodegradation (WIESENBERG et al., 2004).

Despite of these variations, it is overall valid that in the forest there dominate the n-alkanes C27 and C29, whereas in the grassland there dominates C31, and C33 is abundant, too. These results are in agreement with findings from other studies (CRANWELL, 1973; SCHWARK et al., 2002; ZECH, 2006; ZECH et al., 2008) and suggest that alkane ratios can be used to differentiate between forest and



n-Alkane distribution patterns of litter and topsoil samples, collected from Quercus and Fagus forests on the Fruska Gora Mountains and from grasslands on the Titel Loess Plateau, respectively.

grassland vegetation. In the next chapter we will therefore present several alkane-ratios for the Crvenca loesspalaeosol sequence in order to discuss their potential for the reconstruction of the vegetation history of the Bačka Loess Plateau.

4.2. n-Alkane Ratios of the Crvenca Loess-Palaeosol Sequence

According to Text-Fig. 2, the ratio C31/C27 - already applied e.g. by SCHWARK et al. (2002) and ZECH at al. (2008) - should be a powerful proxy to distinguish between OM derived from forests versus OM derived from grasslands. The depth function of this ratio for the Crvenca loess-palaeosol sequence reveals large variations in the range from 1.1 to 8.5 with maxima for the loess units "V L1L1" and "V L1L2" (Text-Fig. 3). Although the exact chronostratigraphy has to await the results from the luminescence analyses, these maxima could be roughly interpreted in terms of cold and steppic environments prevailing during the Marine Isotope Stages (MIS) 2 and 4. On the contrary, lower C31/C27 ratios for the "V S1" and "V L1S1" palaeosols suggest an increased contribution of trees during MIS 5 and MIS 3. The dramatic decrease at the transition from "V L1" to "V S0" (Text-Fig. 3) could possibly reflect a Holocene reforestation on the Bačka Loess Plateau.

Looking only at the alkane distribution patterns of the recent vegetation with C29 being nearly as abundant as C27 in forest litter (C29/C27 = 0.9) but being clearly more abundant in grasses/herbs (C29/C27 = 3.6) (Text-Fig. 2), the palaeobotanic interpretation deduced from the C31/C27 ratio might be confirmed by the C29/C27 ratio, too (R = 0.9) (Text-Fig. 3). However, there arise doubts when considering additionally the C29/C27 ratios in the recent topsoils: probably due to degradation effects or input of microbial, root or other biomass, the ratios become very similar (1.5 versus 1.4) and do no longer allow to distinguish between forest and grassland soils (Text-Fig. 2). Indeed, both the ratios C29/C27 and C31/C27 correlate significantly with the OEP (R = 0.93 and 0.87, respectively) (Text-Fig. 3), the latter being assumed to be a proxy for OM degradation. Hence the variations in the depth functions of C29/C27 and C31/C27 may not only be interpreted in terms of vegetation changes but also in terms of OM degradation in topsoil/palaeosols versus OM preservation in loess.

An alkane ratio, which is less effected by biodegradation and still differing largely enough between forest and grassland (0.6 in litter and 0.6 in topsoils versus 2.0 and 1.2, respectively) in order to try a reconstruction of vegetation changes, could be C31/C29 (Text-Fig. 2). Its depth function for the Crvenca loess-palaeosol sequence resembles strongly (R = 0.96) the one of the alkane ratio (C31 + C33)/(C27 + C29) and would allow a different palaeoenvironmental interpretation compared to the one made above: trees disappeared in the course of the last interglacial and grassland clearly dominated at the beginning of MIS 4. While loess deposition continued ("V L1L1"), trees became more abundant again until grassland spread again during MIS 3 formation of "V L1S1" (maxima in the alkane ratios). The variations of the alkane ratio depth functions in "V L1L1" and "V S0" indicate that the vegetation cover ever since then was characterised by smaller fluctuations with a changeable contribution of trees even during the Last Glacial Maximum. This scenario would be in agreement with fossil charcoal and malacological evidence from the Carpathian Basin provided for instance by MARKOVIC et al. (2007), SÜMEGI & KROLOPP (2002), WILLIS & ANDEL (2004) and WILLIS et al. (2000).

5. Conclusions and Outlook

First alkane biomarker results from the Vojvodina, Carpathian Basin, were presented for Quercus and Fagus forests and grasslands as well as for a loess-palaeosol sequence. The alkane distribution patterns of the recent vegetation and topsoils suggest that alkanes may serve as biomarkers for distinguishing between OM derived from forests versus OM derived from grassland. However, biodegradation could strongly affect the chemical fingerprint. Though the alkane ratios C31/C27 and C29/C27 allow a palaeoenvironmental interpretation of the Crvenca loesspalaeosol sequence nourishing the traditional paradigm of cold steppic environments during MIS 4 and the LGM, the ratios correlate significantly with the OEP, the latter being an alkane biodegradation proxy. Arguing that the ratios C31/C29 and (C31+C33)/(C27+C29) are less affected by


Text-Fig. 3

A: Pedostratigraphy and sampling scheme for the Crvenca loess-palaeosol sequence.

B: Depth functions for different n-alkane ratios and the OEP.

degradation, we propose to use them instead for the reconstruction of the vegetation history. Accordingly, grassland dominated at the end of the last interglacial and the beginning of the "V L1" loess deposition (MIS 4) as well as during the formation of the "V L1S1" interstadial palaeosol. Ever since then trees contributed varyingly to the soil OM even during the LGM.

Ongoing work focuses on including up to now contradictory results from needle tree study sites and on quantifying the degradation effect on alkane ratios by studying litterbag samples. Furthermore, the biomarker results have to be put in a closer context with other methodological approaches in order to improve our understanding of the palaeoenvironments and palaeoclimate of the Carpathian Basin.

Acknowledgements

We are grateful to A. DJORDJEVIC, D. RADNOVIC and Z. SVIRCEV, University of Novi Sad, who generously helped us by offering a carrel and providing laboratory facilities. M. ZECH greatly acknowledges the support given by the Alexander von Humboldt-Foundation.

References

- BOURBONNIERE, R.A., TELFORD, S.L., ZIOLKOWSKI, L.A., LEE, J., EVANS, M.S. & MEYERS, P.A. (1997): Biogeochemical marker profiles in cores of dated sediments from large North American lakes. – In: R.P. EGANHOUSE (ed.): Molecular Markers in Environmental Geochemistry, ACS Symposium Series, American Chemical Society, Washington, DC, 133–150.
- BUGGLE, B., GLASER, B., ZÖLLER, L., HAMBACH, U., MARKOVIC, S., GLASER, I. & GERASIMENKO, N. (2008): Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). – Quaternary Science Reviews, 27, 1058–1075.
- BUGGLE, B., HAMBACH, U., GLASER, B., GERASIMENKO, N., MARKOVIC, S., GLASER, B. & ZÖLLER, L. (submitted): Magnetic susceptibility stratigraphy and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/Eastern European loess paleosol sequences. – Quaternary International.

- CRANWELL, P.A. (1973): Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. Freshwater Biology, **3**, 259–265.
- CRANWELL, P.A. (1981): Diagenesis of free and bound lipids in a terrestrial detritus deposited in a lacustrine sediment. – Organic Geochemistry, **3**, 79–89.
- FICKEN, K.J., LI, B., SWAIN, D.L. & EGLINTON, G. (2000): An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. Organic Geochemistry, **31**, 745–749.
- FUCHS, M., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., HATTÉ, C., GAUTHIER, C., MARKOVIC, S. & ZÖLLER, L. (2007): Chronology of the Last Climatic Cycle (Upper Pleistocene) of the Surduk loess sequence, Vojvodina, Serbia. – Boreas, DOI 10.1111/j.1502-3885.
- KOLATTUKUDY, P.E. (1976): Biochemistry of plant waxes. In: KOLAT-TUKUDY (ed.): Chemistry and Biochemistry of Natural Waxes, 290–349, Amsterdam (Elsevier).
- MARKOVIC, S., BOKHORST, M., VANDENBERGHE, J., MCCOY, W., OCHES, E., HAMBACH, U., GAUDENYI, T., JOVANOVIC, M., ZÖLLER, L., STEVENS, T. & MACHALETT, B. (2008): Late Pleistocene loesspalaeosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. – Journal of Quaternary Science, DOI, 10.1002/jqs.1124.
- MARKOVIC, S., MCCOY, W., OCHES, E., SAVIC, S., GAUDENYI, T., JOVANOVIC, M., STEVENS, T., WALTHER, R., IVANISEVIC, P. & GALO-VIC, Z. (2005): Paleoclimate record in the Late Pleistocene loesspaleosol sequence at Petrovaradin Brickyard (Vojvodina, Serbia). – Geologica Carpathica, **56**, 545–552.
- MARKOVIC, S., OCHES, E., MCCOY, W., FRECHEN, M. & GAUDENYI, T. (2007): Malacological and sedimentological evidence for "warm" glacial climate from the Irig loess sequence, Vojvodina, Serbia. – Geochemistry Geophysics Geosystems, **8**, Q09008, doi, 10.1029/2006GC001565.
- MARKOVIC, S., OCHES, E., SÜMEGI, P., JOVANOVIC, M. & GAUDENYI, T. (2006): An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loesspaleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. – Quaternary International, **149**, 80–86.
- MEYERS, P.A. & ISHIWATARI, R. (1993): Lacustrine organic geochemistry – An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. – Organic Geochemistry, 20, 867–900.

- MÜGLER, I., SACHSE, D., WERNER, M., XU, B., WU, G., YAO, T. & GLEIXNER, G. (2008): Effect of lake evaporation on dD values of lacustrine n-alkanes: A comparison of Nam Co (Tibetan Plateau) and Holzmaar (Germany). – Organic Geochemistry, **39**, 711–729.
- SCHWARK, L., ZINK, K. & LECHTENBECK, J. (2002): Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. – Geology, **30**(5), 463–466.
- SÜMEGI, P. & KROLOPP, E. (2002): Quatermalacological analyses for modeling of the Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – Quaternary International, **91**, 53–63.
- WIESENBERG, G.L.B., SCHWARZBAUER, J., SCHMIDT, M.W.I. & SCHWARK, L. (2004): Source and turnover of organic matter in agricultural soils derived from n-alkane/n-carboxylic acid compositions and C-isotope signatures. – Organic Geochemistry, 35, 1371–1393.
- WILLIS, K. & ANDEL, T. (2004): Trees or no trees? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. – Quaternary Science Reviews, 23, 2369–2387.

- WILLIS, K., RUDNER, E. & SÜMEGI, P. (2000): The Full-Glacial Forests of Central and Southeastern Europe. – Quaternary Research, 53, 203–213.
- ZECH, M. (2006): Evidence for Late Pleistocene climate changes from buried soils on the southern slopes of Mt. Kilimanjaro, Tanzania. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 242, 303–312.
- ZECH, M. & GLASER, B. (2008): Improved compound-specific δ^{13} C analysis of n-alkanes for application in palaeoenvironmental studies. Rapid Communications in Mass Spectrometry, **22**, 135–142.
- ZECH, M., ZECH, R., MORRÁS, H., MORETTI, L., GLASER, B. & ZECH, W. (2008): Late Quaternary environmental changes in Misiones, subtropical NE Argentina, deduced from multi-proxy geochemical analyses in a palaeosol-sediment sequence. – Quaternary International, accepted.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. Juli 2008



Pedostratigraphical Correlation of Brunhes Age Loess-Paleosol Sequences in East and Central Asia with Central Europe

ARNT BRONGER*)

3 Text-Figures

Loess Paläoboden Pedostratigraphie

Contents

| | Zusammenfassung | 131 |
|----|---|-----|
| | Abstract | 131 |
| 1. | Introduction and Approach | 131 |
| 2. | Karamaydan/Tadjikistan – a Key Sequence for the Brunhes Epoch | 134 |
| З. | Pedostratigraphical Correlation with Loess-Paleosol Sequences in Central Europe | 136 |
| | References | 137 |

Pedostratigraphische Korrelation von Brunhes-zeitlichen Löss-Paläoboden-Sequenzen von Ost- und Zentralasien mit Mitteleuropa

Zusammenfassung

Die Abfolge von Lössen und Paläoböden von Karamaydan (Tadschikistan) sollte als Referenzprofil für die Rekonstruktion der Klimageschichte des temperierten Klimagürtels der Nordhemisphäre während der Brunhes-Epoche betrachtet werden. Diese Schlussfolgerung wird durch die Korrelation mit der δ^{18} O-Tiefseekurve gestützt. Eine chronostratigraphische Korrelation der Löss-Paläoboden Sequenzen des Karparten-Beckens und der zusammengesetzten Abfolge in Tschechien mit den Referenzabfolgen von Karamaydan und Luochuan (China) wird vorgestellt.

Abstract

The loess-paleosol sequence in Karamaydan (Tadjikistan) should be regarded as a key sequence in the temperate climatic belt of the Northern Hemisphere for reconstructing the climatic history of the Brunhes epoch. This conclusion is supported by a correlation with the deep-sea oxygen isotope record. A chronostratigraphical correlation of the loess-paleosol sequences of the Carpathian Basin and the composite section in Czechia with the key sequences of Karamaydan and of Luochuan (China) is proposed.

1. Introduction and Approach

Recent small climatic fluctuations on a 10^2-10^3 year time scale can be correlated at least throughout the temperate climatic belt of the Northern Hemisphere, for example by distinct moraines dated to about 1850 AD in similar positions above the present day glaciers in the southeastern Canadian Rockies, the European Alps and in the Tian-Shan near Urumqi, China. These moraines result from glacier advances caused by a decline of mean annual temperature of only about 0.4–0.8°C until 1950 for the Alps (MAISCH, 1995, p. 687). This suggests that major climatic changes on at least a 10^5 year scale (glacial/interglacial cycles) and in all probability a 10^4 year scale (the approximate length of an interglacial), must be of similar ages throughout the temperate climatic belt of the Northern Hemisphere.

^{*)} ARNT BRONGER, Universität Kiel, Geographisches Institut, D 24098 Kiel.







This concept is important for continental pedostratigraphical correlations, especially in loess-paleosol sequences for the Brunnes epoch that correspond with timeequivalent parts of the deep-sea oxygen isotope record dated by an accurate astronomical time scale of BASSINOT et al. (1994). Even at a substage level, we are now close to a chronostratigraphical correlation between loess-paleosol sequences in different continents of the Northern Hemisphere. This means that gaps in the sequences can be identified.

Detailed knowledge of the genesis of paleosols is needed to establish loess-paleosol stratigraphies that can be used for paleoclimatic reconstruction. Most paleosols, however, are truncated and largely recalcified from overlying loess. Micromorphological studies allow primary and secondary carbonates to be distinguished and provide

unequivocal evidence of clay illuviation. This enables the recognition of typical loess, weathered loess and the recognition of different genetic soil horizons, such as CB (still with primary carbonates), BC, Ah, Bw, B and Bt horizons (see legend of Text-Figs. 1 and 2).

2. Karamaydan/Tadjikistan a Key Sequence for the Brunhes Epoch

The pedostratigraphical correlation of the loess-paleosol sequences in Karamaydan and Luochuan for the Brunhes epoch is based mainly on two control points. First, the Brunhes/Matuyama (B/M) boundary of about 780 ka (probably 800 ka, see below) was found in both profiles (PENKOV & GAMOV, 1980; HELLER & LIU, 1984; FORSTER & HELLER,

the







Legend for Text-Figs. 1 and 2.

1994). Second, the lower soil of the pedocomplex S1 at Luochuan and the lower soil of PK I at Karamaydan both represent the last interglacial or stage 5.5 in the oxygen isotope record (Text-Fig. 1A). This is supported by TL ages around 110 ka for the lower soil and 85 ka for the upper soil of the S1 pedocomplex at Luochuan (NISHIMURA et al., 1984; LIU, 1985, pp. 213–237; WINTLE, 1987). Similar luminescence dates were reported from the PK I in the Chashmanigar area by FRECHEN & DODONOV (1998).

A comparison of the loess-paleosol sequences at Karamaydan and Luochuan for the Brunhes epoch (BRONGER et al., 1998a) clearly indicates that the sequence in Karamaydan is the more detailed one (Text-Fig. 1A, B). To summarize, the loess-paleosol sequence in Karamavdan should be regarded as a key sequence in the temperate climatic belt of the Northern Hemisphere for reconstructing the climatic history of the Brunhes epoch. This conclusion is supported by a correlation with the detailed deep-sea oxygen isotope record of BASSINOT et al. (1994), tuned to an accurate astronomical time scale. It allows a detailed chronostratigraphical correlation with the loess-paleosol sequence of the key profile at Karamaydan for the Brunhes chron down to the substage level (Text-Figs. 1, 2). However, the B/M boundary shown by Bassinot et al. is in the lower part of stage 19, whereas in exposures in Tadjikistan and the Chinese Loess Plateau it is usually found in the loess between PKs IX and X or between S7 and S8 (SHACKLETON et al., 1995), a level which is probably equivalent to oxygen isotope stage 20. An explanation based on a possible delay in magnetization is discussed by VAN DER VOO (1999, p. 279).

3. Pedostratigraphical Correlation with Loess-Paleosol Sequences in Central Europe

A chronostratigraphical correlation of the loess-paleosol sequences of the Carpathian Basin especially of Stari Slankamen and Nestin (Serbia) and Paks (Hungary) with the key sequence of Karamaydan and the key sequence in Luochuan is shown in Text-Fig. 1A and B. It is based on the two control points mentioned already. The Brunhes/ Matuyama boundary, however, was found only at Dunaföldvar north of Paks (PECSI & RICHTER, 1996, p. 222) and in Paks itself below the F8 paleosol (PECSI & PEVZNER, 1974; MARTON, 1979), which is probably pedostratigraphically equivalent to the F8 in Stari Slankamen (BRONGER, 1976). The second control point is the F3 paleosol which represents the Riss/Würm interglacial (SINGHVI et al., 1989) or stage 5.5 in the oxygen isotope record (Text-Fig. 1A).

The conclusion that the sequence in Karamaydan should be regarded as a key sequence for the Brunhes epoch implies that the loess-paleosol sequences in the Carpathian Basin (Text-Figs. 1A, B) are less complete than thought earlier (BRONGER, 1976; BRONGER & HEINKELE, 1989). As an example, the very strongly developed F6 paleosol with a distinct Ck (partly Ckm) horizon is well preserved only at Stari Slankamen but also occurs at Nestin. Its mineralogy and genesis as a welded paleosol is explained by BRONGER et al. (1998b). Earlier the F6 soil was correlated with the three soils of the S5 pedocomplex at Luochuan (BRONGER & HEINKELE, 1989), and therefore with the two pedocomplexes PK VI and PK V at Karamavdan (BRONGER et al., 1998 a). PK VI at Karamaydan probably contains three paleosols because the lowermost Bt horizon is too thick for a single or monogenetic Bt horizon. It can probably be correlated with δ^{18} O-substages 15.5, 15.3, and 15.1 (Text-Fig. 1B). PK VI and PK V were formed over a period of about 140 ka according to the correlation with the oxygen isotope record of BASSINOT et al. (1994), although pedogenesis was interrupted several times by loess deposition.

The correlation of the pedocomplexes in Karamaydan with the pedocomplexes of the composite section in Czechia (SMOLIKOVA, 1990) in comparison with the single profiles in the Carpathian Basin is easy (Text-Fig. 2A, B). The control points of the correlation are the Brunhes/ Matuyama boundary found below the PK X in Czechia

(ZEMAN, 1992) and the PK I in Karamaydan corresponding with the lower soil of the PK III in Czechia, equivalent to stage 5.5 in the OIS. The pedostratigraphical correlation allows an exact time frame of the formation of each pedocomplex in Czechia in the Brunhes chron. So for instance, the PK VIII in Czechia correlated with PK VI in Karamaydan (Text-Fig. 2B) was formed in the δ^{18} O stages 15.5 to 15.1 between 615 and 570 ka. The PK IV in Czechia, correlated with PK II in Karamaydan (Text-Fig. 2A) was formed in the δ^{18} O stages 7.5 to 7.1 between 240 and 190 ka.

References

- BASSINOT, F.V., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACK-LETON, N.J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of Brunhes – Matuyama magnetic reversal. – Earth and Planetary Science Letters, **126**, 91–108.
- BRONGER, A. (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsgeschichte des Karpatenbeckens auf palaeopedologischer und bodengeographischer Grundlage. – Kieler Geographische Schriften, 45, 1–268 (13 Abb., 24 Farbbilder).
- BRONGER, A. & HEINKELE, T. (1989): Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. – In: BRONGER, A. & CATT, J. (eds.): Palaeopedology – Nature and Application of Paleosols, Catena Supplement, **16**, 163–186.
- BRONGER, A., WINTER, R. & HEINKELE, T. (1998a): Pleistocene climatic history of East and Central Asia based on paleopedological indicators of Loess-Paleosol sequences. – Catena, 34, 1–17.
- BRONGER, A., WINTER, R. & SEDOV, S. (1998b): Weathering and clay mineral formation of two Holocene soils and of buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quarternary paleoclimatic record in Central Asia. – Catena, 34, 19–36.
- FORSTER, T. & HELLER, F. (1994): Loess deposits from the Tadjik depression (Central Asia): magnetic properties and paleoclimate. Earth and Planetary Science Letters, **128**, 501–512.
- FRECHEN, M. & DODONOV, A.E. (1998): Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. – Geologische Rundschau, 87, 2–20.
- HELLER, F. & LIU, T.S. (1984): Magnetism of Chinese loess deposits. – Geophysical Journal, Royal Astronomical Society, 77, 125–141.

- LIU, T.S. (1985): Loess and the Environment. China Ocean Press, Beijing, 251 pp.
- MAISCH, M. (1995): Alpine traverse. In: SCHIRMER, W. (ed.): Quarternary Field Trips in Central Europe, Vol. II., 655–705, M, nchen (Pfeil).
- MARTON, P. (1979): Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 22(4), 445–449.
- NISHIMURA, S., MIAO, J. & SASAJIMA, S. (1984): Thermoluminescence dating of Paleosols in the Luochuan loess section. – In: SASAJIMA, S. & WANG, Y. (eds.): The Recent Research of Loess in China, Kyoto University and Northwest University, Kyoto, Japan, 69–78.
- PECSI, M. & PEVZNER, M.A. (1974): Paleomagnetic measurements in the loess-sequence at Paks and Dunaföldvar, Hungary. – Földrajzi Közlemenyek, **3**, 215–219.
- PECSI, M. & RICHTER, G. (1996): Löss: Herkunft, Gliederung, Landschaften. – Z. Geomorphologie, Suppl. Bd. 98, 1–391.
- PENKOV, A.V. & GAMOV, L.M. (1980): Paleomagnetic datums in the Pliocene to Quarternary strata of southern Tadjikistan. – The Neogene-Quarternary Boundary (IGCP-Project 41), Nauka, Moscow, 189–194.
- SHACKLETON, N.J., AN, Z., DODONOV, A.E., GAVIN, J., KUKLA, G.J., RANOV, V.A. & ZHOU, L.P. (1995): Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China. Relationship with global ice volume cycles. – Quarternary Proceedings, **4**, 1–6.
- SINGHVI, A.K., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R.K. (1989): Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe): a suggestion for a revised chronology. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 73, 307–317.
- SMOLIKOVA, L. (1990): Problematika paleopedologie. Regionalni paleopedologie. – In: NEMECEK, J., SMOLIKOVA, L. & KUTILEK, M. (eds.): Pedologie a paleopedologie, Academia, Praha, 381–505.
- VAN DER VOO, R. (1999): The magnetostratigraphic record in Chinese loesses and paleosols: how fast were the magnetizations acquired? – Chinese Science Bulletin, **44** (Suppl. 1), 279.
- WINTLEP, A.G. (1987): Thermoluminescence dating of loess sections: a reappraisal. – In: LIU, T.S. (ed.): Aspects of Loess Research, China Ocean Press, 252–258.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. Juli 2008



Die Frankenbacher Schotter bei Heilbronn – ein wichtiges Archiv aus der Zeit des *Homo heidelbergensis*

DORIS DÖPPES*) & WILFRIED ROSENDAHL**)

3 Abbildungen, 1 Tabelle

Deutschland Mittelpleistozän Frankenbacher Schotter Großsäuger

Inhalt

| 1. | Zusammenfassung | 139 |
|----|------------------|-----|
| 1. | Abstract | 139 |
| 1. | Einleitung | 139 |
| 2. | Faunenreste | 140 |
| З. | Biostratigraphie | 141 |
| | Literatur | 142 |

Zusammenfassung

Aus den Frankenbacher Schottern sind, rechnet man den Biber dazu, 15 Großsäugerarten nachgewiesen. Nachweise von Hominiden und Kleinsäugern fehlen. Wie für Flussablagerungen typisch, überwiegen in der Fauna Reste von Pflanzenfressern. Die Fundansammlung selbst lässt sich als Grabgemeinschaft deuten. Die meisten Knochen dürften vom Neckar aus unterschiedlichen Überflutungsflächen herantransportiert und im Sedimentationsbecken der Heilbronner Mulde vermehrt zur Ablagerung gekommen sein. Ein Vergleich der Funde aus den Frankenbacher Schottern mit denen der Lokalität Mauer bestätigt eine Zuweisung in den Cromer-Komplex.

The Frankbach Gravel near Heilbronn – An Important Archive from the Times of *Homo heidelbergensis*

Abstract

The faunal remains of the "Frankenbacher Schotter" (Frankenbach gravel) consist of 15 large mammals, including the beaver. There are no records of hominids and small mammals. As typical for river deposits a predominance of herbivores can be recognized. The accumulation of remains can be described as a grave community. Most bones are transported by the Neckar from different flood plains and are deposited in the sedimentation basin of Heilbronn's syncline.

A comparison of the remains from the "Frankenbacher Schotter" with those of the site from Mauer confirm an allocation in the Cromer complex.

1. Einleitung

Die Lokalität "Frankenbacher Schotter" (Abb. 1) stellt einen Fundstellenkomplex dar, der südlich und westlich von Heilbronn im Bereich von ehemaligen Flussläufen des Neckars liegt. Alle Einzelfundstellen der Frankenbacher Schotter sind Kies- oder Sandgruben an Talhängen, die zahlreiche warmzeitliche Großsäugerreste lieferten. Bezüglich des Namens charakterisiert der Begriff "Hochterrassenschotter" die Zusammensetzung und den Schicht-

^{*)} Dr. DORIS DÖPPES, Universität Wien, Institut für Paläontologie, Althanstraße 14, A 1090 Wien; Forschungsstation Lunz am See. doris.doeppes@univie.ac.at

^{*)} Dr. WILFRIED ROSENDAHL, Reiss-Engelhorn-Museen, Zeughaus C 5, D 68159 Mannheim.

wilfried.rosendahl@mannheim.de.

Abb. 1.

Fundstellenlage der Frankenbacher Sande in der Region Heilbronn. Ebenfalls eingetragen ist die cromerzeitliche Fundstelle Mauer (ROSENDAHL, 2001).

aufbau der Frankenbacher Schotter viel besser und daher wird im folgenden Artikel nicht der frühere Begriff "Frankenbacher Sande" (ROSENDAHL, 2000) verwendet.

Die über dem Frankenbacher Schotter liegenden Deckschichten bestehen aus einer Abfolge von Löß- und Lehmschichten mit vier interglazialen Bodenbildungen 2008). (Намвасн, Insgesamt bestätigen die Deckschichten somit eine Zuordnung der unterlagernden Schichten in die ältere Hälfte des Mittelpleistozäns (ROSENDAHL, 2001). Die Frankenbacher Schotter sind heute ein fester regionalgeologischer Begriff für cromerzeitliche bzw. in den mittelpleistozänen Hoßkirch-Komplex gehörende Neckarablagerungen um Heilbronn.

Erste geologische Abhandlungen, die sich auch detaillierter mit den Frankenbacher Schottern beschäftigten, stammen von E. FRAAS (1892), die erste wissenschaftliche Bearbeitung der Faunenfunde erfolgte 1913 (THIES, 1926). 1930

gibt BERCKHEIMER einen neuen Überblick über die Fauna aus den Frankenbacher Schottern. In den 1950er und 1960er Jahren beschäftigt sich K.D. ADAM in verschiedenen Publikationen mit den Faunenfunden aus Frankenbach (ADAM, 1952, 1966). Seitdem gab es in verschiedenen Artikeln nur noch mehr oder weniger kurze Erwähnungen (ADAM, 1977; KOENIGSWALD, 1983; BACHMANN & BRUN-

NER, 1998). Die jüngsten Arbeiten stammen von ROSENDAHL (2000, 2002 und DÖPPES & ROSENDAHL, 2008).

2. Faunenreste

Das Fossilmaterial aus den Frankenbacher Schottern stammt von verschiedenen um Heilbronn-Frankenbach gelegenen Fundorten (Abb. 2). Heute ist davon nur noch die Kiesgrube-Ingelfingen (FS 4) als geschützter Aufschluss zu-

Abb. 2.

Lage der einzelnen Fundplätze: Gaffenberg (FS 1), Kehle (FS 2), Hüttberg (FS 3), Ingelfingen (FS 4), Böckingen-Schollenhalde (FS 5), Neckargartach-West (FS 6), Neckargartach-Sachsenäcker (FS 7) und Neckargartach-Steig (FS 8) (aus Döppes & Rosen-DAHL, in Druck).



gänglich. Anhand verschiedener Faunenlisten sind für die Frankenbacher Schotter, rechnet man den Biber dazu, 15 Großsäugerarten (Tabelle 1) nachgewiesen (ADAM, 1977; ROSENDAHL, 2002; DOEPPES & ROSENDAHL, 2008). Nachweise von Hominiden und Kleinsäugern fehlen bisher.

Die am häufigsten vertretene Art ist das große Mosbachpferd (*Equus mosbachensis*; Abb. 3). Das Mosbachpferd ist



ein typischer Vertreter des Mittelpleistozäns und bewohnte die offene Graslandschaft. Weitere Vertreter aus der Gruppe der Einhufer (Perissodactyla) sind zwei Nashornarten. Sowohl das Kleine Waldnashorn (*Stephanorhinus hundsheimensis*) als auch das Große Waldnashorn (*Stephanorhinus kirchbergensis*) sind, wie ihre niedrigkronigen Zähne zeigen, Laubfresser gewesen.

Der größte in den Frankenbacher Schottern vertretene Pflanzenfresser war der Waldelefant (*Elephas [Palaeoloxodon] antiquus*), ein Charaktertier für warmzeitliche Klimaverhältnisse. Die Waldelefanten bevorzugten weichere pflanzliche Nahrung, wie Blattwerk, Kräuter und Zweige. Der Waldelefant – sonst im Mittelmeerraum beheimatet – wanderte vom Mittelpleistozän bis zum Riß-Würm- bzw. Eem-Interglazial während den Warmzeiten regelmäßig nach Mitteleuropa ein. Eine zweite, etwas kleinere und, wie das etwas enger gefächerte Zahnlamellenmuster der Backenzähne zeigt, mehr an eine wenig bewaldete Grassteppe angepasste Elefantenart, ist das Steppenmammut (*Mammuthus trogontherii*), welches auch aus den Frankenbacher Schottern belegt ist.

Ebenfalls mit je einer Wald- und einer Steppenart ist der Bison vertreten. Der Waldbison (*Bison schoetensacki*) war kleiner als der Steppenbison (*Bison priscus*) und hatte kurze, stark gekrümmte und nach oben gebogene Hörner. Der *Bison schoetensacki* war ein typischer Waldbewohner. Der Steppenbison mit seinen recht langen Hornzapfen war ein Grasfresser mit hochkronigen Zähnen.

Die Hirsche sind mit vier Arten im Fundgut vertreten. Der Rothirsch (*Cervus elaphus* cf. *acoronatus*) und das Reh (*Capreolus capreolus priscus*) sind beides Formen, die eine Waldlandschaft lieben. Sie sind weitgehend Laubfresser und haben deswegen Backenzähne mit niedrigen Zahnkronen. Die Unterschiede in den ökologischen Ansprüchen sind gering, doch der rezente Rothirsch ernährt sich mehr von Gras und braucht auch mehr Wasser als das Reh.

Die zwei anderen Hirscharten sind eher in offenen Graslandschaften anzutreffen. Es handelt sich um den Breitstirnelch (*Alces latifrons*) und eine frühe Riesenhirschart (*Megaloceros [Praemegaceros] verticornis*). Der mittelpleistozäne Breitstirnelch war der größte Geweihträger aller Zeiten. Er ist neben Steppenregionen auch aus Waldsteppen, sowie relativ offenen Auenlandschaften innerhalb der Taiga überliefert. Die frühe Riesenhirschart ist vom späten Unterpleistozän bis ins frühe Mittelpleistozän von West- über Mitteleuropa bis in den Nahen Osten auch aus den Interglazialen überliefert. Ein weiterer Pflanzenfresser ist das Wildschaf (*Ovis* sp), das aber imFrankenbacher Schotter nur selten vorkommt.

Der Deninger-Bär (*Ursus deningeri*) war in Europa zwischen etwa 700.000 und 200.000 Jahren heimisch und ist der Vorläufer des etwas größeren und häufiger nachweisbaren Höhlenbären (*Ursus spelaeus*), der im jüngeren Pleistozän auch im Neckar- und Oberrheingebiet verbreitet war. Bären sind ökologisch sehr anpassungsfähig und kamen, wie verschiedene Funde zeigen, sowohl in Warmzeiten wie in Kaltzeiten vor. Der Deniger-Bär ist nur über wenige Funde nachgewiesen.

Die zweite belegte Raubtierart ist der Mosbach-Löwe (*Panthera leo fossilis*). Diese ausgestorbene Großkatze des frühen und mittleren Pleistozäns kam sowohl in Warmzeiten wie in Kaltzeiten vor. Bezüglich der Ökologie gilt für den Löwen das Gleiche wie für den Bären.

Ebenfalls nur wenige Funde sind vom Biber (*Castor fiber*) bekannt. Der Lebensraum des Bibers bestand auch im Pleistozän aus einer fluss- oder seeufernahen Weichholzauenlandschaft, die z.B. durch Weiden und Pappelgehölze geprägt war.

Die Fundansammlung selbst lässt sich als Grabgemeinschaft deuten. Die meisten Knochen dürften vom Neckar aus unterschiedlichen Überflutungsflächen herantransportiert und im Sedimentationsbecken der Heilbronner Mulde vermehrt zur Ablagerung gekommen sein. Nur einige wenige gut erhaltene Stücke bestehen aus zusammenhängenden Skelettelementen, z.B. vom Mosbachpferd, und zeigen, dass auch Kadaverstücke aus der Nähe eingebettet worden sind. Raubtiere sind in Flussablagerungen, sowohl in der Arten- als auch in der Fundstückanzahl, immer deutlich geringer vertreten als Pflanzenfresser. Eine solche Fundverteilung ist kein Überlieferungseffekt, sondern liegt in der Häufigkeit von Herbivoren und Carnivoren in natürlichen Lebensräumen begründet. Aus den Frankenbacher Schottern sind nur zwei Carnivorenarten bekannt. Von den Funden her ist der Bär häufiger vertreten als der Löwe, was damit zusammenhängen kann, dass Pflanzen einen nicht unerheblichen Anteil an der täglichen Nahrung ausmachen können. Spuren, die auf menschliche Einflüsse an den Knochen hinweisen, gibt es bisher keine.

3. Biostratigraphie

Ein wichtiger Vergleichsfundort ist die Lokalität Mauer bei Heidelberg, ca. 50 km NNW von Heilbronn (SCHREIBER,



Unterkieferzahnreihe eines Großen Mosbachpferdes (Equus mosbachensis) aus den Frankenbacher Schottern (Naturhistorisches Museum Heilbronn).

Tabelle 1.

Faunenliste der Frankenbacher Schotter.

SMNS*= aktueller Datensatz des Staatlichen Museums für Naturkunde Stuttgart, 16. 10. 2007; * = aus ADAM (1966); TÜ = Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen; Heilbronn = Naturhistorischen Museum Heilbronn; MNI = Mindestindividuenzahl

| | Heilbronn Stückzahl (MNI) | SMNS*) | TÜ (TIES, 1926) | |
|---|--|---------|-----------------|---|
| Rodentia (Nagetiere) Castor fiber (Biber) | | | 1 | |
| Corpinara (Poultiora) | Ursus deningeri (Deninger-Bär) | 2 (2) | 2 | + |
| | Panthera leo fossilis (Löwe) | 2 (2) | * | |
| | Elephas (Palaeoloxodon) antiquus (Waldelefant) | 4 (4) | 7 | + |
| Proboscida (Elefanten) | Mammuthus trigontherii (Steppenelefant) | 3 (3) | 4 | + |
| (, | Elephas (Palaeoloxodon) antiquus – Mammuthus trigontherii | 9 | 1 | |
| | Equus mosbachensis (Mosbach-Pferd) | 52 (14) | 84 | + |
| Pterissodactyla (Unpaarhufer) | Stephanorhinus sp. (Nashorn) | | 1 | |
| | Stephanorhinus kirchbergensis (Waldnashorn) | 3 (3) | | |
| | Megaloceros (Praemegaceros) verticornis (Riesenhirsch) | | 1 | |
| | Alces latifrons (Breitstirnelch) | | 11 | + |
| | Cervus elaphus cf. acoronatus (Waldnashorn) | 6 (4) | 16 | + |
| Artiodactyla (Paarhufer) | Capreolus capreolus priscus (Reh) | 1 (1) | 4 | |
| | Bison priscus (Steppenbison) | 13 (7) | 15 | + |
| | Bison schoetensacki (Waldbison) | 1 (1) | | + |
| | Ovis sp. (Wildschaf) | | 1 | |

2007). In Mauer handelt es sich um Neckarsedimente (Mauerer Sande).

Da Kleinsäugerreste in den Frankenbacher Schotter fehlen, werden Großsäugerreste vergleichend herangezogen. Auf Grund von Studien an Zahnmorphologie von *Elephas [Palaeoloxodon] antiquus, Stephanorhinus hundsheimensis* und *Equus mosbachensis* konnten Ähnlichkeiten zwischen den Frankenbacher Funden und denen von Mauer festgestellt werden (ADAM, 1952). Anhand von Sauerstoffisotopenverhältnissen in Pferdeknochen aus Mauer wurde für diese Lokalität eine Jahresmitteltemperatur rekonstruiert. Für die Fundstelle Mauer wurde ein Wert um ca. 1,9°C höher als heute ermittelt (STEPHAN, 1999). Auf Grund der biostratigraphischen Analysen von Kleinsäugerfunden wird eine Zuweisung der Lokalität Mauer in das Cromer Interglazial II oder III diskutiert (KOENIGSMAUER, 1992).

Entsprechend den oben angesprochenen Ähnlichkeiten in der Zahnmorphologie zwischen bestimmten Großsäugerarten aus Mauer und Frankenbach, kann somit auch für die Faunen aus den Frankenbacher Schottern ein ähnliches Alter angenommen werden.

Der Bedeutungsunterschied der Frankenbacher Schotter zu den Mauerer Sanden liegt einerseits im Fehlen von Hominiden, Kleinsäugern und so genannten Exoten wie Flusspferden (*Hippopotamus* sp.) und Säbelzahnkatzen (*Homotherium* sp.), aber auch in der deutlich geringeren Anzahl von Fundstücken. Auch ist die Erhaltung vieler Funde aus Mauer besser, was mit der Schüttungsgeschwindigkeit der verschiedenen Flussabschnitte zusammenhängen dürfte.

In den Frankenbacher Schottern haben wir einerseits einen hohen Anteil von so genannten Grasfressern. Ihre hochkronigen Backenzähne sind eine Anpassung an die Äsung der schwerverdaulichen Gräser der Steppe. In Frankenbach sind sie durch das große Mosbachpferd, das Steppenbison und das Steppenmammut vertreten. Andererseits sind auch die so genannten Laubfresser, die sich auf die nährstoffreichen, leichtverdaulichen Pflanzenteile spezialisiert haben, vertreten. Hierzu zählen nicht nur das Reh und der Elch, sondern auch Bär, Rothirsch, Riesenhirsch und Waldelefant, die eine intermediäre Gruppe repräsentieren, runden das Bild der Frankenbacher Schotter ab.

Das gleichzeitige Auftreten der beiden Elefantenarten sowie die Dominanz des Pferdes und des Bisons weisen für die Fauna der Frankenbacher Schotter auf ein offenes Habitats hin.

Literatur

- ADAM, K.D.: Die altpleistocänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands. – Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal., **1952**, 229–236, Stuttgart 1952.
- ADAM, K.D.: Quartärforschung am Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart. – Stutt. Beitr. z. Naturk., 167, 1–14, Stuttgart 1966.
- ADAM, K.D.: Die altpleistozänen Säugetierfaunen der Frankenbacher und Lauffener Schotter (Baden-Württemberg). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **59**, 75–78, Stuttgart 1977.
- BACHMANN, G.H. & BRUNNER, H.: Nordwürttemberg. Stuttgart, Heilbronn und weitere Umgebung. – Sammlung Geologischer Führer, 90, 57–63, 114–128, Stuttgart 1998.
- BERCKHEIMER, F.: Diluviale Säugetiere aus der Gegend von Heilbronn. – In: PFEIFFER, W. & HEUBACH, K.: Geologie von Heilbronn, Erdgesch. u. landeskundl. Abh. aus Schwaben und Franken, 12,121–133, Oehringen 1930.
- DÖPPES, D. & ROSENDAHL, W. (2008): Leben und Umwelt im Mittelpleistozän um Heilbronn – zur Paläontologie der Frankenbacher Schotter. – In: HANSCH, W. & ROSENDAHL, W. (eds.): Der erste Mensch in Mitteleuropa – 600.000 Jahre Zeitgeschichte am Neckar am Beispiel der Kiesgrube "Ingelfinger" in Frankenbach bei Heilbronn, Museo, **24**, 84–95, Heilbronn 2008.
- FRAAS, E.: Erläuterungen zu den Atlasblättern der geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt Neckarsulm. – Stuttgart 1892.
- HAMBACH, U. (2008): Paläo- und umweltmagnetische Untersuchungen an Sedimenten der Bohrung Frankenbach. In: HANSCH, W.
 & ROSENDAHL, W. (eds.): Der erste Mensch in Mitteleuropa 600.000 Jahre Zeitgeschichte am Neckar am Beispiel der Kiesgrube "Ingelfinger" in Frankenbach bei Heilbronn, Museo, 24, 68–77, Heilbronn 2008.

- KOENIGSWALD, W.v.: Die Säugetierfauna des süddeutschen Pleistozäns. – In: MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.): Urgeschichte Baden-Württembergs, 167–216, Stuttgart 1983.
- KOENIGSWALD, W.v.: Zur Ökologie und Biostratigraphie der beiden pleistozänen Faunen von Mauer bei Heidelberg. – In: BEINHAUER, K.W. & WAGNER, G.A. (Hrsg.): Schichten von Mauer – 85 Jahre Homo erectus heidelbergensis, 101–110, Mannheim 1992.
- ROSENDAHL, W.: Die Frankenbacher Sande zur Geologie und Paläontologie der cromerzeitlichen Neckarablagerungen von Heilbronn. – In: HANSCH, W. (Hrsg): Eiszeit – Mammut, Urmensch und wie weiter?, Museo, **16**, 42–51, Heilbronn 2000.
- ROSENDAHL, W.: Geologisch-Paläontologischer Vergleich der cromerzeitlichen Neckarablagerungen von Frankenbach und Mauer (Frankenbacher Sande/Mauerer Sande) und ihrer Deckschichten.
 Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., 83, 293–316, 7 Abb., 5 Tab., Stuttgart 2001.
- ROSENDAHL, W.: Die Kiesgrube Ingelfinger bei Heilbronn letztes Fenster in die cromerzeitlichen Neckarablagerungen (Frankenbacher Schotter). – Scriptum, Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst NRW, **9**, 105–111, 7 Abb., 1 Tab., Krefeld 2002.
- SCHREIBER, D.H.: Sand, Knochen und Zeit Umwelt und erdgeschichtliches Alter der Mauerer Sande. – In: LIEBIG, V. & ROSEN-DAHL, W. (Hrsg.): Spuren im Sand. Der Urmensch und die Sande von Mauer, 28–35, Stuttgart (Staatsanzeiger Verlag) 2007.
- STEPHAN, E.: Sauerstoffisotopenverhältnisse im Knochengewebe großer terrestrischer Säugetiere. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA) Reihe E: Mineralogie, Petrologie und Geochemie, **1999**/6, 218 S., Aachen (Shaker Verlag) 1999.
- THIES, O.: Beiträge zur Kenntnis der Heppenlochfauna und der Fauna der Frankenbacher Sande. 2. Die Frankenbacher Sande und ihre Fauna. – Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. XLVI (1925), 596–615, Berlin 1926.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. Juli 2008



Untersuchungen der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) an fluviatilen Quarzkörnern aus einem Permafrostprofil von Bungeland (Neusibirische Inseln) und deren statistische Auswertung

MARGRET C. FUCHS*), MATHIAS KRBETSCHEK**) & LUTZ SCHIRRMEISTER***)

1 Tabelle

Russland Sibirien Permafrost Optisch stimulierte Lumineszenz

Inhalt

Zusammenfassung

Für die Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen sind Untersuchungen der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) zur Bestimmung von Sedimentationsaltern von besonderer Bedeutung. Probleme können sich bei unzureichender Bleichung der Quarzkörner ergeben, denen man versucht mit statistischen Methoden zu begegnen. In dem untersuchten Subprofil Bun-4 auf den Neusibirischen Inseln zeigten die Modelle nach FUCHS & LANG (2001) und nach LEPPER & MCKEEVER (2002) die besten Übereinstimmungen mit ¹⁴C-Parallelaltern.

Optically Stimulated Luminescence Dating of Fluviatile Quartz Grains in a Permafrost Soil in Bungeland (Siberia)

Abstract

Optically stimulated luminescence dating of burial ages is an important tool in the reconstruction of palaeo-environmental conditions. However, insufficient bleaching of the quartz grains is often a methodological problem. Statistical solutions are essential. This study investigates the sub-profile Bun-4 of the New Siberian Islands, and finds the methodology of FUCHS & LANG (2001) and LEPPER & MCKEEVER (2002) produced the results most congruent with parallel ¹⁴C ages.

1. Einleitung

Im Rahmen der russisch-deutschen Wissenschaftskooperation SYSTEM LAPTEV SEA wurden während verschiedener Expeditionen des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung seit 1998 zahlreiche Untersuchungen zur quartären Umweltdynamik der sibirischen Arktis an den Küsten der Laptevsee, im Lenadelta sowie auf den Neusibirischen Inseln durchgeführt (u.a. SCHWAM-BORN et al., 2002; KRBETSCHEK et al., 2002; SCHIRRMEISTER

^{***)} MARGRET C. FUCHS, TU Dresden, Am Hofefeld 1, D 01219 Dresden. Margret.C.Fuchs@googlemail.com.

^{***)} MATTHIAS KRBETSCHEK, Sächsische Akademie der Wissenschaften (SAW), Forschungsstelle Geochronologie Quartär, Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg, Leipziger Straße 23, D 09596 Freiberg/Sa. quatmi@physik.tu-freiberg.de.

^{***)} LUTZ SCHIRRMEISTER, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) Sektion Periglazialforschung, Telegrafenberg A 43, D 14473 Potsdam Lutz.Schirrmeister@awi.de.

et al., 2003a, 2007), Zur Rekonstruktion der Paläoumwelt ist eine möglichst genaue geochronologische Aufschlüsselung der Sedimentkomplexe von besonderer Bedeutung. Hierfür eignen sich vor allem OSL-Untersuchungen zur Bestimmung der Sedimentationsalter. Ein wichtiges Problem der OSL-Datierung stellt die möglicherweise unzureichende Bleichung der Quarzkörner im Zuge der periglazialen Transport- und Ablagerungsprozesse dar. Anhand eines Beispielprofils von den Neusibirischen Inseln, für das ¹⁴C-Vergleichsalter vorliegen, werden die in der Literatur vorgeschlagenen statistischen Methoden der Auswertung von OSL-Daten (Lage- und Streuungsparameter [MURRAY et al., 1995; OLLEY et al., 1998; GALBRAITH et al., 1999; FUCHS & LANG, 2001; LEPPER & MCKEEVER, 2002]) miteinander verglichen, um möglichst genaue Datierungsergebnisse zu erreichen.

2. Untersuchungsgebiet

Die Neusibirischen Inseln begrenzen das arktische Schelfmeer der Laptevsee nach Osten. Das untersuchte Beispielprofil liegt bei 74° 52.163' N und 142° 09.651' E auf Bungeland, einer Sandebene ca. 11–21 m üNN zwischen den Inseln Kotelny und Fadeyevsky. Es herrscht kontinuierlicher Permafrost vor mit Auftautiefen von max. 0,6 m. An einigen Stellen kann initialer Thermokarst anhand von Seebildungen beobachtet werden. Polygonale Netzstrukturen zeigen moderne Eiskeilbildung an.

Das fast 4 m mächtige Profil befindet sich am Steilhang eines Erosionstals und wurde während der gemeinsamen russisch-deutschen Expedition "Lenadelta – Neusibirische Inseln 2002" untersucht. Insgesamt wurden 2 OSL-Proben im Subprofil Bun-4 genommen, Bunge-1 bei 3 m uGOF und Bunge-2 bei 0,7 m uGOF sowie jeweils gesondert Material für die Gammaspektrometrie. Die beprobten Horizonte stellen gut geschichtete Stillwasserablagerungen eines alten Flussarms dar. Der Eisgehalt liegt bei 18–22 Gew.-% (SCHIRRMEISTER et al., 2003b). Das Radiokarbonalter für Bunge-1 liegt bei 12 ka BP und für Bunge-2 bei 7 ka BP.

3. OSL-Methodik

Zur Bestimmung der Gesamtdosisleistung, der die untersuchten Proben während der Deposition ausgesetzt waren, wurden einerseits gammaspektrometrische Untersuchungen am Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg vorgenommen und andererseits die Wirksamkeit der kosmischen Strahlung über Lageparameter (geographische Lage, Höhe üNN) sowie Sedimentüberdeckung und -dichte der Probe abgeschätzt. Eine Korrektur der Gesamtdosisleistung fand über in situ und durch Sättigung ermittelte Wassergehalte statt. Es wurde eine leichte Uran-Anreicherung festgestellt.

Die Aufbereitung der Proben fand im Freiberger Lumineszenzlabor der Sächsischen Akademie der Wissenschaften Arbeitsstelle Geochronologie statt. Es wurden die Fraktionen 100–160 μ m abgesiebt, Karbonate (HCl 10 %) und Organik (H₂O₂ 30 %) entfernt, eine Flotation (HF ca. 0,2 % mit pH ca. 2,4–2,7; Dodecylamin; destill. H₂O; 5 % HCl) und 2 Dichtetrennungen (Natriumpolywolframat) auf 2,62–2,67 g/cm³ durchgeführt. Anschließend erfolgte eine Ätzung (HF 40 %; HCl 37 %), die wegen zu hohem IR-Signal der Testmessung wiederholt werden musste, wobei die IR-Komponente wesentlich reduziert werden konnte. Abschließend wurde das Material auf 90–160 μ m abgesiebt und es konnten 48 (Bunge-1) bzw. 24 (Bunge-2) homogene Teilproben (Aliquots) auf Alutellerchen mit Silikonspray auf Ø 0,6 cm fixiert werden.

Die Messung der Äquivalenzdosen der einzelnen Aliquots erfolgte mit dem OSL/TL RisØ Reader in Freiberg nach dem von MURRAY & WINTLE (2000) vorgestellten single-aliquot-regenerative (SAR) Protokoll mit 4 Regenerationszyklen, Nullpunkt und Recycling Punkt. Instabile Signalkomponenten wurden durch Vorheizen mit 260°C entfernt, die OSL-Stimulation mit blauen LEDs erfolgte bei 125°C. Die integrierte Sensitivitätskontrolle gewährleistete eine konstante Testdosis nach jeder Messung (Vorheizen mit 220°C, Stimulation bei 125°C). Um das Verhalten der Probe einschätzen zu können bei vollständiger Bleichung mit anschließender Bestrahlung einer bekannten Labordosis und Wiederholung des ursprünglichen Messprotokolls, wurden Dose Recovery Tests an 4 Aliquots durchgeführt. Die Äquivalenzdosen wurden mit dem von DULLER (2001) eingeführten Programm ANALYST Version 3.04b berechnet.

Für zur weiteren statistischen Auswertung geeignete Aliquots wurden folgende Kriterien festgelegt: Recycling Ratio ≤ 10 %, Nullpunkt ≤ 5 % des natürlichen Signals, Signal $>3\sigma$ über Untergrund und Testdosisfehler ≤ 10 %.

4. Statistische Auswertung

Um möglichst das Sedimentationsalter einer Probe berechnen zu können, ist es notwendig, die Äquivalenzdosen der einzelnen Aliquots dieser Probe statistisch zu analysieren.

Die den oben genannten Kriterien entsprechenden Aliquots wurden vorerst klassisch statistisch ausgewertet mit Ermitteln der Zentraltendenz durch arithmetisches Mittel und Median (vgl. Tab. 1). Der Vergleich beider deutete auf eine positiv gestreckte Verteilung der Äquivalenzdosen hin, die sich auch im Histogramm widerspiegelt. Die Standardabweichung überstieg deutlich den von FUCHS & WAG-NER (2003) ermittelten Grenzwert des Variationskoeffizienten von 10%, was für eine unterschiedliche Qualität der Bleichung der Quarzkörner spricht. Ein gewisser Anteil der Körner kann aber durchaus gut gebleicht worden sein. Die Ergebnisse des Dose Recovery Tests hingegen zeigen sehr gute Ergebnisse mit einem Variationskoeffizient von <4 % bei vollständiger Bleichung. Der Vergleich beider Variabilitäten lässt darauf schließen, dass die Altersbestimmung mittels arithmetischen Mittels zu einer deutlichen Altersüberschätzung (z.B. für Bunge-1 über 4000 a) führt. Diesem Problem haben sich verschiedene Autoren angenähert.

MURRAY et al. (1995) fanden in ihren Untersuchungen an jungen durch Wasser transportierten Quarzkörnern einen nur kleinen Anteil schlecht gebleichter Aliquots und schlugen vor, die 3 höchsten Äquivalenzdosen aus der Berech-

Tabelle 1.

Ergebnisse der statistischen Methoden zur Auswertung von OSL-Analysen am Beispiel von Bunge-1.

| Statistische Methode | Paläodosis [sec] | Variations- koeffizient [%] |
|---|---------------------|-----------------------------------|
| Arithmetisches Mittel | 355,9 | 27,2 |
| Median | 339,7 | 28,9 |
| MURRAY et al. (1995) | 334,9 | 18,8 |
| OLLEY et al. (1998) | 209,2 | 11,8 |
| GALBRAITH et al. (1999) Präzisionsgewichtetes Mittel Common Age Model | 343,6 335,7 | 21,7 0,4 |
| Fuchs & Lang (2001) | 246,2 | 5,1 |
| LEPPER & MCKEEVER (2002) | 252,5 | 8,9 |

nung des arithmetischen Mittels zu nehmen. Da die Analyseergebnisse der hier betrachteten Proben mit dieser statistischen Methode im Vergleich zu den ¹⁴C-Altern immer noch eine Altersüberschätzung von über 3000 a (Bsp. Bunge-1) ergaben, lässt sich folgern, dass eine deutlich schlechtere Bleichung vorliegt als bei ihren Untersuchungen.

OLLEY et al. (1998) setzen am unteren Ende der Werteverteilung an. Nach ihren Berechnungen lieferten die untersten 5 % der Werte das wahre Sedimentationsalter. Diese Methode konnte aufgrund der geringen Anzahl geeigneter Aliquots (35 für Bunge-1 bzw. 22 für Bunge-2) nur bedingt angewandt werden (5 % entsprachen weniger als 2 Werte). Außerdem war die Betrachtung der unteren Ausreißer (besonders niedrige Äquivalenzdosen) von entscheidender Bedeutung. Diese Ausreißer können durch postsedimentäre Umlagerungen (z.B. Bio- oder Kryoturbation) oder durch mikrodosimetrische Unterschiede im Sediment entstehen. Ebenso hängt die Aussagekraft der Standardabweichung stark von der Anzahl der in die Berechnung einbezogenen Aliquots ab und kann so die der Probe natürlich immanente Variation unterschätzen. Die Ergebnisse lagen ohne Ausreißerbetrachtung etwa 3000 a (Bsp. Bunge-1) unter den ¹⁴C-Altern. Mit Ausreißerbetrachtung wurde die Altersunterschätzung verringert, bei Bunge-1 sogar halbiert.

GALBRAITH et al. (1999) stellen mehrere Altersmodelle vor, die je nach Voraussetzungen angewandt werden können. Die Methode des präzisionsgewichteten Mittels (hier prozentualer Messfehler) gleicht im Ergebnis stark dem arithmetischen Mittel. Für das Common Age Model wird eine logarithmische Transformation zur Kompensation der positiven Streckung der Dosisverteilung durchgeführt, wobei nicht differenziert auf die wahre Dosisverteilung eingegangen wird und somit die Gefahr einer Überkompensation der positiven Streckung besteht. Die Ergebnisse sind vergleichbar mit der Methode von MURRAY et al. (1995). Die Plausibilität der Ergebnisse der Standardabweichung ist fraglich. Das Modell ist aber nach GALBRAITH et al. (1999) auch nicht geeignet für Messergebnisse von Aliquots mit so unterschiedlicher Bleichung, wie sie bei den hier betrachteten Proben vorzuliegen scheinen. Vielmehr wird im Modell davon ausgegangen, dass alle Messergebnisse einen allgemeinen Wert (Common Age) repräsentieren. Die anderen Modelle konnten aus Zeitgründen leider bisher nicht näher betrachtet werden.

FUCHS & LANG (2001) gehen individuell auf die jeweilige Verteilung der Äquivalenzdosen ein. Sie nutzen die Dose Recovery Tests, um die natürliche Variabilität der Probe zu bestimmen. Anschließend werden fortschreitend Mittelwerte beginnend mit den 2 niedrigsten Werten bestimmt, bis der Wert der natürlichen Variabilität gerade überschritten wurde. Zum Teil lassen sich mit dieser Methode auch untere Ausreißer mathematisch abgrenzen, nämlich dann, wenn der Variationskoeffizient gleich beim ersten gleitenden Mittelwert überschritten wurde. Es sollte aber trotzdem kontrolliert werden, ob nicht vielleicht zufällig 2 untere Ausreißer nah beieinander liegen und somit eine geringe relative Standardabweichung ergeben. Ebenso ist zu diskutieren, ob die im Labor ermittelte Variabilität aus dem Dose Recovery Test wirklich der im Profil gegebenen natürlichen Variabilität entspricht (z.B. räumliche Variation der Mikrodosimetrie). Dem Problem kann man mit zusätzlichen dosimetrischen Feldmessungen versuchen zu begegnen. Die Ergebnisse dieser Methode mit Betrachtung von Ausrei-Bern entsprechen den ¹⁴C-Altern sehr gut. Die Standardabweichung wird verringert, da man nur einen ausgewählten Teil der Dosisverteilung in die Berechnungen einbezieht.

LEPPER & MCKEEVER (2002) liefern mit dem leading edge model eine weitere sehr probenspezifische Herangehensweise. Aus dem Median der nach Größe sortierten Fehler wird die Klassenweite für die Berechnung der Häufigkeitsverteilung bestimmt. Auf den aufsteigenden Ast des Histogramms wird die Normalverteilungsfunktion nach Gauß angewandt und die Standardabweichung berechnet. Die 2. Ableitung dieser Funktion ergibt die Paläodosis und die zugehörige Standardabweichung, aus denen dann das Alter berechnet werden kann. Auch diese Methode zeigte sehr gute Ergebnisse und ist nicht so stark wie die anderen Methoden anfällig für untere Ausreißer. Die Standardabweichung kann direkt aus der Dosisverteilung der Probe errechnet werden.

5. Schlussfolgerungen

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass eine statistische Auswertung der gewonnenen Äquivalenzdosen einer unzureichend gebleichten Probe entscheidend ist, um das wahre Sedimentationsalter bestimmen zu können. Dabei zeigen Methoden, die individuell auf die Dosisverteilung jeder Probe eingehen, deutlich bessere Ergebnisse, als durch das Übertragen von Grenzwerten aus anderen Untersuchungen erzielt werden kann. Insbesondere mittels der von FUCHS & LANG (2001) sowie von LEPPER & MCKEE-VER (2002) vorgestellten Methoden konnten im Vergleich zu den ¹⁴C-Altern sehr gute Ergebnisse berechnet werden. Eine Betrachtung von möglichen Ausreißern sollte stets in die Überlegungen einbezogen werden. Unter Umständen kann eine geringe Anzahl von Aliquots das Ergebnis beeinträchtigen, da eventuell nur ein Bereich der wahren Dosisverteilung abgedeckt wird und so Fehlinterpretationen entstehen können.

Dank

Für die freundliche Unterstützung bei der Aufbereitung der Proben möchte ich ganz herzlich der Laborantin Frau STEIN im Freiberger Lumineszenzlabor danken. Ebenso gilt mein Dank Herrn Prof. Arno KLEBER, der mich stets bei organisatorischen Angelegenheiten meiner Arbeit unterstützt hat.

Literatur

DULLER: ANALYST Version 3.04b. - 2001.

- FUCHS, M. & LANG, A.: OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece. – Quaternary Science Reviews, 20, 783–787, 2001.
- FUCHS, M. & WAGNER, G.A.: Recognition of sufficient bleaching by small aliquots of quartz for reconstructing soil erosion in Greece. – Quaternary Science Reviews, 22 (2003), 1161–1167, 2003.
- GALBRAITH, R.F., ROBERTS, R.G., LASLETT, G.M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J.M.: Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia. Part I, experimental design and statistical models. – Archaeometry, **41**, 2 (1999), 339–364, Oxford 1999.
- KRBETSCHEK, M.R., GONSER, G. & SCHWAMBORN, G. (2002): Luminescence dating results of sediment sequences of the Lena Delta. – Polarforschung, **70**, 83–88, 2002.
- LEPPER, K. & MCKEEVER, S.W.S.: An objective methodology for dose distribution analysis. Radiation Protection Dosimetry. – Solid State Dosimetry, Vol. 101, Nos. 1–4, Proceedings of the 13th Int. Conf. Athens, Greece, July 9–13, 2001, part II, 349–352, Oxford 2002.
- MURRAY, A.S., OLLEY, J.M. & CAITCHEON, G.: Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. – Quaternary Science Reviews, 14, 365–371, 1995.
- MURRAY, A. & WINTLE, A.: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – Radiation Measurements, 32, 57–73, 2000.
- OLLEY, J., CAITCHEON, G. & MURRAY, A.: The distribution of apparent dose as determined by optical stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. – Quaternary Science Reviews, **17**, 1033–1040, 1998.

- SCHIRRMEISTER, L., GROSSE, G., SCHWAMBORN, G., ANDREEV, A.A., MEYER, H., KUNITSKY, V.V., KUZNETSOVA, T.V., DOROZHKINA, M.V., PAVLOVA, E.Y., BOBROV, A.A. & OEZEN, D.: Late quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A multidisciplinary approach. – Polar Geography, 27, No. 4, 277–319, 2003a.
- 27, No. 4, 277–319, 2003a.
 SCHIRRMEISTER, L., GROSSE, G., KUNITSKY, V., MEYER, H., DERIVYA-GIN, A. & KUZNETSOVA, T.: Permafrost, periglacial and paleo-environmental studies on New Siberian Islands. – In: Russian-German Coorperation SYSTEM LAPTEV SEA 2002: The Expedition LENA 2002, Reports on Polar and Marine Research, 466, 195–339, Bremerhaven 2003b.
- SCHIRRMEISTER, L. (ed.): Expeditions in Siberia in 2005. Reports on Polar and Marine Research, **550**, 341S., Bremerhaven 2007.

SCHWAMBORN, G., RACHOLD, V. & GRIGORIEV, M.N.: Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta. – Quaternary International, 89, 119–134, 2002.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



The Late Pleistocene Loess Stratigraphy of the Bačka and Srem Region (Vojvodina, Serbia) - Old Results in the Light of New Ones

TIVADAR GAUDENYI*), MLADEN JOVANOVIC*), SLOBODAN B. MARKOVIĆ*), ULRICH HAMBACH**) & LUDWIG ZOELLER**)

1 Table

Serbien Pleistozän Löss Paläoboden

Contents

| | Zusammenfassung | 149 |
|----|---|-----|
| | Abstract | 149 |
| 1. | Introduction | 150 |
| 2. | From the Lithological Descriptions to Pécsi's Stratigraphical Division of Loess-Paleosol Sequences | 150 |
| 3. | Advanced Techniques Suggest the Revision of Late Pleistocene Loess Stratigraphy in the Bačka and Srem Region | 150 |
| 4. | Multidisciplinary Research and the New Results in Late Pleistocene Loess Stratigraphy and New Lithological Nomenclature | 151 |
| | References | 151 |

Die spätpleistozäne Löss-Stratigraphie des Bačka- und Srem-Gebietes (Vojvodina, Serbien) - Alte Ergebnisse in neuem Licht

Zusammenfassung

Die spätpleistozäne Löss-Stratigraphie des Bačka- und Srem-Gebietes beschäftigte in vergangenen Jahrhundert zahlreiche Geowissenschaftler. Die ersten Forschungsresultate basierten auf Beschreibungen von Löss-Paläoboden-Abfolgen und ihrer Korrelation mit anderen Lokalitäten des Donauraumes. PÉCSI und BRONGER begannen mit Studien zur mineralogischen, mikromorphologischen und pedologischen Entwicklung der Paläoböden. Basierend auf Lumineszenz-Datierung schlagen SINGHVI und sein Team eine Revision der früheren Resultate vor, da die Untersuchungen für Tschernoseme und tschernosemähnliche Böden ein höheres (interglaziales) Alter zeigen. Im letzten Jahrzehnt bewies MARKOVIĆ mit seinem internationalen Team durch multidisziplinäre Forschung an Löss-Paläoboden-Sequenzen das MIS-5-Alter des Tschernosem-Pedokomplexes. Nach jüngsten Entwicklungen und mit umfangreichem Datenmaterial wird die lössstratigraphische Nomenklatur der pleistozänen Formationen an die chinesische Löss-Stratigraphie angepasst und mit den marinen Sauerstoffisotopen-Stufen korreliert.

Abstract

Late Pleistocene loess stratigraphy of the region of Bačka and Srem attracted numerous geoscientists in the past century. The first results of investigations were mainly based on descriptions of loess-paleosol sequences and their correlation with other sites in the Danube Valley of Central Europe. Pécsi and Bronger's studies were the first to be based on mineralogy, micromorphology and soil development of paleosols. Later with the development of luminescence dating techniques SINGHVI and his team suggest the revision of previous results, because the results show that the chernozem and chernozem-like soils are older (interglacial age). In the last decade after international investigations lead by MARKOVIC and his group, the multidisciplinary research of loess-paleosol sequences proves the MIS 5 age of the developed chernozem pedocomplex. According to the recent developments and the derived data the regional loess stratigraphical nomenclature of Pleistocene formations is changed and adapted to the Chinese loess stratigraphy and clearly correlated with the marine oxygen isotope stages.

^{**)} Mag. TIVADAR GAUDENYI, Mag. MLADJEN JOVANOVIC, Prof. Dr. SLOBODAN B. MARKOVIĆ, UNIVERSITY OF NOVI SAd, DEPARTMENT OF GEOGRAPHY, Trg D. Obradovica 3., 21000 Novi Sad, Serbien. tiv@neobee.net, mladjenov@neobee.net, zbir@im.ns.ac.yu.

^{**)} Dr. ULRICH НАМВАСН, Prof. Dr. LUDWIG ZOELLER, Chair of Geomorphology, University of Bayreuth, Universitätsstraße 30, D 95440 Bayreuth, Germany. ulrich.hambach@uni-bayreuth.de, ludwig.zoeller@uni-bayreuth.de.

1. Introduction

In the Middle Danubian Basin loess and loess-like deposits cover various morphotectonic levels over a total area of ca. 150,000 km². Basin types of various elevation and size are predominant. Under different geomorphological and morphotectonic conditions over an identical time interval the variation in the rate of basin subsidence produces various litho and chronostratigraphical sequences (PÉCSI & RICHTER, 1996).

The investigated area is located in the southeastern part of the Carpathian Basin, in the region of Bačka and Srem (Vojvodina, Serbia). This work concerns only the loesspaleosol sequences which are deposited in the mentioned area of western part of Vojvodina. The analyzed Late Pleistocene loess-paleosol sequences were formed under similar sedimentary conditions and sedimentation patterns in the Pannonian lowland.

One of the long debated topics in the past were the time span of loess formation and the age of loess-paleosol layers in Serbia (e.g. ZEREMSKI, 2007). During the past two decades new principles, more sophisticated methodology and research techniques of great importance were introduced, particularly in loess chronostratigraphy and in the analysis of its physical and chemical properties. The magnetic susceptibility analysis and more sophisticated radiometric dating techniques (e.g. OSL) of the loess-paleosol sequences seem to be some of the new methods in loess stratigraphy.

Thanks to good preservation, only the open profiles in Neštin and Zemun are not available to investigations, but fortunately there still exist open profiles close to them of same or similar sedimentary pattens.

After the results of the studies of the International Union of Geological Sciences and UNESCO – International Geological Correlation Programme (IGCP) – Project 24 "Quaternary glaciations in the northern hemisphere" the "classical views and theories" on Quaternary glacial stratigraphy prevail (ŠIBRAVA et al., 1986) and the proposed stratigraphy based on Marine oxygen isotope stages (MIS) was adopted for the loess-paleosol sequences of Vojvodina.

2. From the Lithological Descriptions to Pécsi's Stratigraphical Divison of Loess-Paleosol Sequences

The loess-paleosol sequences of the Stari Slankamen section were among the first in the Srem region to have a scientific lithological description. It was carried out by the Croatian geoscientist GORIJANOVIĆ-KRAMBERGER (1912). For the description of the open profile by the road between Novi Slankamen and Stari Slankamen GORIJANOVIĆ-KRAM-BERGER used the letter "L" for loess units and "V" for "clayely horizons" (paleosol layers). The numbering of the same lithological units starts from the lowermost (older) parts and continues with increasing numbers to the upper (younger) layers (Table 1/(4)). After nearly a decade of geological and geomorphological investigations in the interfluve's area of Danube and Sava rivers (Srem region) GORIJANOVIĆ-KRAMBERGER (1920) recognized at the same profile some pedofeatures of paleosols ("brown zones" as described in his paper) and used a new nomenclatural prefix "S" for paleosol layers (Table 1/3).

In comprehensive studies of Quaternary formations in the territory of the Carpathian Basin, PÉCSI (1966) mentioned that the last interglacial soils cannot be chernozem or chernozem-like paleosols. His statement was that the chernozem and chernozem-like soils could only be interstadial soils (while the interglacial soils should be more "brownized" – converted to the brown forest soils). This shows in the stratigraphical division, thus in the paper of PÉCSI (1966) the boundary between the Late and Middle Pleistocene has been put on a lower position than the loess-paleosol sequences of Vojvodina (investigated sections: Stari Slankamen, Titel and Mošorin). This cannot be confirmed for the area of Hungary, but it seems, a similar problem exists caused by the chronostratigraphic subdivision established by PÉCSI (1966), e.g. SINGHVI et al. (1989), SÜMEGI & KROLOPP (2005).

The pedostratigraphical nomenclature of PÉCSI's studies (PÉCSI, 1966) used the prefix "F", indicating the first letter from the Hungarian word "föld" (soil). The numbering of the layers started from the upper (younger) and countinued to the lower (older) strata. According to the situation on the field and realized studies for loess-paleosol sequences of the Bačka and Srem region, the "F1" layer corresponds to the MIS 3, "MF" (Mende felső) and "F2" layers correspond to the MIS 5 pedocomplex (Table. 1/(4)).

The studies of MARKOVIĆ-MARIJANOVIĆ (1972) for the symposia of INQUA's Subcommission of Loess Stratigraphy on the loess sections along the Serbian part of the Danube Valley have been presented. In her investigations, the profiles of Smederevo, Belgrade-Banovo Brdo, Zemun, Batajnica, Stari Slankamen and Neštin have been described, which were correlated according to their position and (paleo)pedological features with the main sections of Austria and former Czechoslovakia (Table 1/③).

The loess stratigraphy of Bohemia, Moravia and Central Europe was established by KUKLA and LOŽEK (e.g. KUKLA, 1961; KUKLA & LOŽEK, 1961) by using glacial cycles and is still commonly used in interpreting some stratigraphical results (e.g. amino acid geochronology of Central Europe) (Table 1/(3)).

BRONGER (1976) in his investigations mainly based on paleosol micromorphology and clay mineralogy, concerning pedostratigraphy of the Carpathian Basin, also investigated loess sections of the Bačka and Srem region (Stari Slankamen, Neštin, Mošorin-Dukatar, Titel, Sivac and Kula). In his work the influences of PÉCSI (1966) are evident. The last interglacial paleosol "F2" was correlated as Würmian soil. In the case of the sections Kula and Sivac, sites which are located at the southernmost part of the Telečka/Telecska Loess Plateau, the pedocomplex which represents the last interglacial and the beginning of the last glacial unit (MIS 5) just named with "S" and they were not correlated with the other sections of the Carpathian Basin (Table 1/(2) and (3)).

3. Advanced Techniques Suggest the Revision of Late Pleistocene Loess Stratigraphy in the Bačka and Srem Region

The paper presents the results of thermoluminescence dating of the Carpathian Basin realized by SINGHVI et al. (1989). They suggested the revision of the conventional chronology; according to their results they stated that some units should be much older than they are presented in previous studies (Table 1/(2)). SINGHVI et al. (1989) recognize that the layers of well developed chernozem paleosol ("F2" and "F3") cannot be interstadial soils. They were first described as interglacial paleosols. According to the TL data the "F2" strata are correlated with MIS substage 5a, but the authors insist on the revision of previous works.

BRONGER (2003) in his work of correlating the East European and Central Asian loess-paleosol sequences described the last interglacial paleosol pedocomplex as the MIS 5a subunit, which according to his viewpoint is equal to the "MF2" subunit (Table 1/(1) and (2)).

| т | 5 | h | ما | 1 | |
|---|---|---|----|---|--|
| L | d | U | Ie | 1 | |

Late Pleistocene correlation tables of loess-paleosol sequences in the Bačka and Srem region with correlation of the global marine oxygene isotope (MIS) record (GIBBARD et al., 2004) and the regional stratigraphical division suggested by MARKOVIĆ et al. (2008).

| | MIS | Marković et al., 2007 | Mar | kovic e 2006 | t al., | Ma | Markovic <i>et al.,</i> 2005, 2004 | | Bronaer. 2003 (Pécsi, 1966) | |
|----------|-----|---|--|--|----------------|----------------------------------|---|-------------------------------------|--|-------------------------------------|
| 6 | 2 | VL1L1 | S | L L1 LL | .1 | 1 | L1L1 | | | |
| U | 3 | V L1 S1 | S | LL1 SS | S1 | | L1S1 | | | |
| | 4 | V L1 L2 | S | L L1 LL | 2 | | L1L2 | | | |
| | 5 | V S1 | | SL S1 | | | S1 | | MF2 | |
| | MIS | Marković et al., 2007 | Bro Singh | Bronger 2003, Singhvi <i>et al.</i> , 1989 MIS | | Bron | Bronger 1976, 2003, Singhvi <i>et al</i> ., 1989 | | Bronger 1976, 2003, Singhvi <i>et al.,</i> 1989 | |
| (2) | 2 | VL1L1 | | | | | | | | |
| | 3 | V L1 S1 | | | | | | | | F1 |
| | 4 | V L1 L2 | | | | | | | | |
| | 5 | V S1 | 5a | | | | S | | F2 | |
| | MIS | Marković et al., 2007 | Bronger, 1976 K Alpine stratigraphy | | Kukla, 1961 | Markovic - Marijar Fink, 1954 | | anovic, 1972 Kukla & Ložek, 1961 | | |
| 6 | 2 | V L1 L1 | | | | | | | | |
| W | 3 | V L1 S1 | (| | | Cycle | Stillfried | В | | PKI |
| | 4 | V L1 L2 | | | | В | | | | |
| | 5 | V S1 | Würmian soils | | | | Stillfried A | soils | | PK II |
| | MIS | Marković <i>et</i> <i>al.</i> , 2007 | Pécsi, | 1966 | Alı | Pécsi, pine stra | 1966 atigraphy | Gorij Kran 1920 | anovic- nberger, | Gorijanovic- Kramberger, 1912 |
| | 2 | V L1 L1 | | | Upper | | Upper | | | |
| 4 | 3 | V L1 S1 | F1 | | Wür | mian | Würmian | | L5 | L5 |
| | 4 | V L1 L2 | | | | | Middle | | | |
| | 5 | V S1 | F2 | MF | Mie Wür | ddle mian | Würmian | | S4 | V4 |

4. Multidisciplinary Research and the New Results in Late Pleistocene Loess Stratigraphy and New Lithological Nomenclature

In order to use a uniform chronostratigraphical and lithological pattern in a precise and clear description of the units of loess-paleosol sequences, the proposed stratigraphical division for the Late Pleistocene in Vojvodina has been realized by MARKOVIĆ et al. (2007) after absolute numeric age datings (e.g. BOKHORST et al., 2006a, 2006b), magnetic susceptibility measurements of numerous sections in the investigated area (MARKOVIĆ et al., 2008), correlation to the marine oxygen isotope record and adaptation to the development of loess-paleosol sequences in the region.

The division is based on the nomenclature of Chinese loess deposits (e.g. GIBBARD et al., 2004; MARKOVIĆ et al., 2004, 2005) (Table 1/①); the prefix "V" corresponds to the loess-paleosol sequences of the Vojvodina region. The previously used "SL" prefix which pointed to the loess section at the Stari Slankamen site (MARKOVIĆ et al., 2006), due to an incomplete Middle Pleistocene record, and fortunately with archives in the neighbouring area (Titel Loess

Plateau and Batajnica section) could create a detailed complete synthetic record of Middle and Late Pleistocene. Thus the prefix "SL" has changed to "V" – associated with the regional name of the Vojvodina area (Table 1).

In order to understand the references of different authors, and the correlation of loess-paleosol sequences of marine oxygen isotope record (MIS) as the newly established regional chronostratigraphical model for the region of Vojdodina, based on Chinese loess stratigraphy, the correlation table(s) are created to simplify the developments in loess stratigraphy of the analyzed region (Table 1).

References

- BOKHORST, M.P., VANDENBERGHE, J., MARKOVIĆ, S.B. & GAUDENYI, T.: The late Pleistocene loess-paleosol sequences at Titel Old Brickyard exposure. – In: MARKOVIĆ, S.B., JOVANOVIC, M., HAM-BACH, U., ANTOINE, P. & BOKHORST, M. (eds.): Danubius Pannonico Mysicus – Space of challenges, Marsigli's loess tour, Field guide, 32–33, University of Novi Sad, Novi Sad 2006a and Reprint, Loess Letter, **57**, 13–14, Nottingham Trent University 2006b.
- BRONGER, A.: Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedogeologischer und bodengeographischer Grundlage. – Kieler Geographische Schriften, 45, 1–268, Kiel 1976.

- BRONGER, A.: Correlation of loess-paleosol sequences in East and central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. – Quaternary International, 106–107, 11–31, Elsevier (Pergamon) 2003.
- FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. Quartär, 6, 85–108, Bonn 1954.
- GIBBARD, P.L., BOREHAM, S., COHEN, K.M. & MOSCARIELLO, A.: Global Chronostratigraphical Correlation Table for the Last 2.7 Million Years. – Subcommission on Quaternary Stratigraphy, Cambridge 2004.
- GORIJANOVIĆ-KRAMBERGER, K.: Über eine diluviale Störung Löss von Stari Slankamen in Slavonien. – Compte rendu de la Xlème session du Congrès géologique international, Deuxième fascicule, 1055–1061, Stockholm 1912.
- GORIJANOVIĆ-KRAMBERGER,, D.: Morphologic and hydrographic proxies of loess from Srijem. – Herald (Glasnik), **5**, 17–53, Serbian Geographical Society, Belgrade (in Croatian) 1920.
- KUKLA, J.: Quaternary Sedimentation Cycle. Survey of the Czechoslovak Quaternary, XXXIV, 145–154, Geological Institute, Prague. – In: Czwartorzd Europy środkowej i wschodniej Część, I, p. 548, INQUA, Warszawa 1961.
- KUKLA, J. & LOŽEK, V.: Loess and related deposits. Survey of the Czechoslovak Quaternary, XXXIV, 11–28, Geological Institute, Prague. – In: Czwartorzed Europy środkowej i wschodniej Część, I, p. 548, INQUA, Warszawa 1961.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E.A., GAUDENYI, T., JOVANOVIĆ, M., HAM-BACH, U., ZÖLLER, L. & SÜMEGI, P.: Palaeoclimate record in the Late Pleistocene loess-paleosol sequences at Miseluk (Vojvodina, Serbia). – Quaternaire, **15** (4), 361–368, 2004.
- MARKOVIĆ, S.B., MCCOY, W.D., OCHES, E.A., SAVIC, S., GAUDENYI, T., JOVANOVIC, M., STEVENS, T., WALTHER, R., IVANISEVIC, P. & GALIC, Z.: Paleoclimate record in the Upper Pleistocene loesspaleosol sequence at Petrovaradin brickyard (Vojvodina, Serbia). – Geologica Carpathica, **56** (6), 545–552, Bratislava (VEDA) 2005.

- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E., SÜMEGI, P., JOVANOVIĆ, M. & GAUDENYI, T.: An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loesspaleosol sequences at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. – Quaternary International, **140**, 80–86, Elsevier (Pergamon) 2006.
- MARKOVIĆ, S.B., BOKHORST, M.P. VANDENBERGHE, J., MCCOY, W.D, OCHES, E.A., HAMBACH, U., GAUDENYI, T., JOVANOVIC, M., ZOEL-LER, L., STEVENS, T. & MACHALETT, B.: Late Pleistocene loesspaleosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. – Journal of Quaternary Science, **23** (1), 73–84, John Wiley and Sons, 2008.
- MARKOVIĆ-MARIJANOVIĆ, J.: L'extension et la stratigraphie du loess en Yugoslavie. – Bulletin du Museum d'Historie Naturelle, **29**, 93–17, Série A. Belgrade (in Serbo-Croatian with French summary) 1972.
- PÉCSI, M.: Lösse und lößartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. – Petermann's Geographische Mitteilungen, **110** (3-4), 176–189, 241–249, Gotha-Leipzig 1966.
- ŠIBRAVA, V., BOWEN, D.Q. & RICHMOND, G.M.: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere – Quaternary Science Reviews, 5, 1–510, Elsevier (Pergamon), 1996.
- SINGHVI, A.S., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R.K.: Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian basin (East-Central Europe): a suggestion for revised chronology. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **73**, 307–317, 1989.
- SÜMEGI, P. & KROLOPP, E.: Lithostratigraphical and palaeoecological investigation of the brickyard profile in Basaharc. – Bulletin of the Hungarian Geological Society (Földtani Közlöny), **135** (2), 209–232, Budapest (in Hungarian with English abstract) 2005.
- ZEREMSKI, M.: Un Principe de Façon Inconséquente Dans la Science. – Collection of Papers, 57, Geographical Institute "Jovan Cvijić", Serbian Academy of Sciences and Arts, Belgrade, 27–38 (in Serbian with French summary), 2007.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Magnetic Dating of an Upper Palaeolithic Cultural Layer Bearing Loess from the Krems-Wachtberg Site (Lower Austria)

ULRICH HAMBACH, CHRISTIAN ZEEDEN, MICHAEL HARK, & LUDWIG ZOELLER*)

2 Text-Figures

Niederösterreich Paläolithikum Löss Paläomagnetismus Magnetische Suszeptibilität Magnetische Datierung

Contents

| | Zusammenfassung | 153 |
|----|--------------------------------|-----|
| | Abstract | 153 |
| 1. | Introduction | 153 |
| 2. | Setting, Sampling and Methods | 154 |
| З. | Results and Discussion | 154 |
| | 3.1. Environmental Magnetism | 154 |
| | 3.2. Palaeomagnetic Directions | 155 |
| | 3.3. Relative Palaeointensity | 155 |
| 4. | Conclusions | 155 |
| | Acknowledgements | 156 |
| | Beferences | 156 |

Magnetische Datierung eines jungpaläolithischen Lösses mit Kulturhorizont von Krems-Wachtberg (Niederösterreich)

Zusammenfassung

Paläo- und gesteinsmagnetische Datierungsverfahren wurden auf das Lössarchiv am Wachtberg in Krems (Niederösterreich) angewandt, das einen jungpaläolithischen Kulturhorizont birgt. Dieser Datierungsansatz ergibt ein Sedimentationsalter von 20–40 ka für den Löss und ein Alter von 32–34 ka für den Begehungshorizont des Gravettien. Die geomagnetische Mono-Lake–Exkursion ist zur Gänze aufgezeichnet und ermöglicht die Korrelation zwischen dem Lössarchiv am Wachtberg und einer großen Bandbreite von zeitgleichen Paläoklimaarchiven.

Abstract

Magnetic dating techniques were applied to the loess archive at the Wachtberg in Krems (Lower Austria) in order to assess the age of the loess itself and to date the Upper Palaeolithic cultural layer which is preserved in the loess. This dating approach results in an age interval of about 20 to 40 ka for the loess and of 32 to 34 ka for the Gravettian living floor. The Mono Lake geomagnetic excursion is fully recorded and provides correlation between the loess archive at the Wachtberg and a wide range of contemporaneous palaeoclimatic archives.

1. Introduction

The loess archives on the Wachtberg in Krems contain Upper Palaeolithic cultural layers which can be assigned to the Aurignacian and Gravettian cultural stages. Since 2005, a Lower Gravettian cultural layer is investigated on the southern slope of the Wachtberg in the vicinity of the old centre of the city of Krems. The excavations are conducted by the Prehistoric Commission of the Austrian Academy of Sciences under the lead of Dr. Christine

^{*)} Dr. ULRICH HAMBACH, CHRISTIAN ZEEDEN, MICHAEL HARK, Prof. Dr. LUDWIG ZÖLLER, Universität Bayreuth, Lehrstuhl für Geomorphologie, D 95440 Bayreuth. ulrich.hambach@uni-bayreuth.de..

NEUGEBAUER-MARESCH. The archive comprises Middle to Upper Würmian loess in which the Lower Gravettian find horizon is embedded. The most spectacular finds are a double infant burial found in 2005 and a single burial discovered in 2006 (EINWÖGERER et al., 2006). Generally, findings show an extraordinarily good preservation due to embedding in rapidly sedimented loess (HÄNDEL et al., 2008).

Here we applied magnetic dating techniques in order to establish an independent age model for the loess and for the archaeological horizon therein. Magnetic dating comprises all approaches dealing with the temporal variation of the Earth's magnetic field (EMF) as well as with the application of climate dependent variations of rock magnetic properties of sedimentary sequences and their correlation to independently dated palaeoclimatic archives. Palaeomagnetic dating employs the temporal variation of the direction as well as the intensity of the EMF on time scales from 10² to 10⁷ years. The well-known temporal pattern of reversals of the EMF on time scales from 10⁴ to 10⁷ years and the shorter secular variation (amplitude 10-30°, time scale 1 to 10³ years) provide an excellent tool for stratigraphic subdivisions and correlations. Records of the intensity variations of the EMF also serve as dating tools (HAMBACH et al., 2008).

Short-lived changes of the EMF (in the order of 10³ years) in direction and intensity are called geomagnetic excursions. If their chronology is known, they are perfect time markers, especially in sequences that are hardly datable by other methods. Between 20 and 50 ka two excursions seem to occur globally. The Mono Lake (32–34 ka) and Laschamp (40–42 ka) geomagnetic excursions have been recorded in marine and terrestrial sedimentary archives as well as in lavas from Hawaii. The Mono Lake geomagnetic excursion (MLE) is among the youngest and one of the earliest found and better-documented excursions in the Brunhes Chron. Recent age determinations and age estimates for the MLE centre around an age interval of approximately 32–34 ka.

Our magnetic dating approach can not only date the cultural layer but the complete loess sequence itself. Furthermore, the palaeomagnetic record implies direct consequences for the calibration of radiocarbon dating, as the magnetic field is the main factor controlling the production of ¹⁴C in the atmosphere.

2. Setting, Sampling and Methods

The city of Krems is located in the Danube valley upstream Vienna. The archaeological excavations at Krems are situated on a ridge called Wachtberg near the confluence of the rivers Krems and Danube at ~250 m asl. The cultural layer is imbedded in about 8 m thick loess, and dated by radiocarbon to ~27 ka (uncal.) BP (EIN-WÖGERER et al., 2006). It is still covered by more than 5 m of loess. Below the layer up to 2.5 m of loess resting on fluvial gravels are preserved. The loess consists of sandy, coarse silt rich in mica, indicating local sources. It is well stratified with brownish horizons representing "embryonic soils" pointing to incipient pedogenesis. Some of the pedohorizons show occasionally indications for minor erosion and bedding-parallel sediment transport, but no linear erosional features. Pale greyish horizons are the result of partial gleying during permafrost conditions. Thus, the loess section represents a palaeoclimatic record of alternating cold-dry and warm-humid conditions on millennial scale.

The almost 8 m thick loess pile was continuously sampled in two overlapping sections using brass tubes with quadratic profile of 2 cm width. The sharpened brass tubes could be easily pushed into the loess without any deformation of the sediment. The recovered loess-prisms were then carefully pushed out of the tube and inserted into a cubic plastic box. Sample spacing is strictly 2.1 cm, measured from centre to centre of the specimens. Full spatial orientation is provided by magnetic compass measurements. In total, 432 individually oriented specimens were recovered from the section.

All specimens were subjected to standard rock and palaeomagnetic laboratory procedures in order to reveal their rock magnetic characteristics and to decipher the directional trends of the past Earth magnetic field stored in the sediment. For the isolation of the characteristic remanence, showing the direction and intensity of the EMF at or shortly after deposition, we used standard step-wise alternating field demagnetisation. The course of initial volume susceptibility (?) and so-called anhysteretic remanent magnetisation (ARM) with depth is discussed here. These data are used as first order proxies for pedogenesis and thus as proxies for the palaeoclimatic trend recorded in the loess. A relative palaeointensity record was constructed by using the ARM as normaliser of the determined intensity of the characteristic remanence.

3. Results and Discussion

The sampling 2005 started about 0.4 m below the archaeological horizon. In the 1.5 m just above the living floor a geomagnetic excursion is recorded, which is a probable representation of the MLE. The depth interval containing the excursion was sampled at two different walls (2005 and 2006) of the excavation pit. The results show an almost identical rock magnetic and palaeomagnetic signal. Details of the palaeomagnetic directional record will not be discussed here. These results are the topic of a future paper.

3.1. Environmental Magnetism

Environmental magnetism is rock and mineral magnetism applied to environmental questions. It deals with the magnetism of sediments and soils and describes the occurrence, abundance and properties of iron-bearing minerals in the environment: When we study the magnetic properties of sediments and soils as proxies for environmental change, we study the physical (magnetic) properties of the sedimentary recorder of our palaeomagnetic signal.

The magnetic susceptibility (κ) as function of depth resembles generally the lithology. Low κ -values represent pure unaltered loess, whereas higher values represent the enhancement of magnetic minerals caused by incipient soil formation. The record shows quasi-periodic variations and decreasing values towards the top of the section indicating decreasing concentration of magnetic minerals probably caused by increasing aridisation with time (Text-Fig. 1).

Anhysteretic remanent magnetisation (ARM) versus к reveals an enhancement of superparamagnetic particles. Consequently, the κ -variations together with ARM/ κ (inverted scale) are taken as a palaeoclimatic record representing the climatic variations between drier and slightly more humid conditions at the transition from Middle to Upper Pleniglacial. Based on the k-record a correlation of the loess pile at the Krems-Wachtberg site with the North-GRIP isotopic record (NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS, 2004) and with sedimentological data from Maar-lake sediments of the Eifel area (ELSA; SCHABER & SIROCKO, 2005), Germany, can be established. The greyscale record from the Eifel Maar-lake sediments are interpreted as a measure for the dust input and thus for dry and cold climatic conditions. This record correlates well with the temperature record derived from the North-GRIP ice cores. Text-Fig. 1 shows the much clearer correlation of the environmental magnetic parameters to the North GRIP



Text-Fig. 1.

Correlation of the environmental magnetic record of the Krems-Wachtberg loess section to independently dated palaeoclimatic records from the Eifel Maar-lakes (left; SCHABER & SIROCKO, 2005; http://www.uni-mainz.de/FB/Geo/Geologie/sedi/) and from the Greenland ice shield (right; NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS, 2004). Volume susceptibility (κ) and ARM/ κ (note the inverted scale) serve as proxies for the intensity of pedogenesis and thus for change of palaeoclimate with time.

The correlation of the environmental magnetic parameters to the North GRIP isotopic record is much clearer than to the Eifel Maar-lakes greyscale record. The possibility of an erosional gap below the archaeological horizon leads to alternative correlations. For further details see text. Modified after HAMBACH (submitted).

isotopic record than to the Eifel Maar-lakes greyscale values. The general correlation suggests the dating of the loess at the excavation site to a time interval between 20–40 ka, covering Greenland interstadials (GI) 2–8 and Heinrich Events 3 and 4. The Gravettian living floor is assigned to the base of GI 5 and thus to an age of 32–33 ka. However, the possibility of an erosional gap below the archaeological horizon leads to alternative correlations for the loess below (HAMBACH, submitted).

3.2. Palaeomagnetic Directions

The directional palaeomagnetic record is of high quality and shows variations in the bandwidth of secular variation in the upper and in the lower part of the section, whereas in the central part shallow and oversteep inclinations reveal the record of a geomagnetic excursion. The shallow inclinations are preceded by and go along with westerly declinations, whereas the steep inclinations are preceded by easterly declinations. This looping behaviour is a typical feature for the MLE which was found almost worldwide. The directional anomaly of the MLE covers a few thousand years but culminates in its older part which is dated to 32–34 ka (LAJ & CHANELL, 2007). As the archaeological horizon lies immediately beneath the loess containing the excursion, its age is only slightly higher.

3.3. Relative Palaeointensity

A relative palaeointensity (RPI) record was constructed by using ARM as normaliser. This record corresponds quite well to the marine RPI stacks and thus provides additional dating. The correlation of this record to the global palaeointensity stack (GLOPIS; LAJ et al., 2004) yield a time interval from approximately 20–40 ka for the formation of the loess at the excavation site (Text-Fig. 2). The loess containing the archaeological horizon as well as the loess below and above reveal a minimum in RPI which is correlated to the intensity minimum assigned to the MLE which in turn centres in North Atlantic marine sediments on Greenland interstadial 6 (33–34 ka in North-GRIP time scale). All in all the Wachtberg RPI record shares considerable similarity with the GLOPIS, indicating onset of loess sedimentation just after the Laschamp geomagnetic excursion and revealing ages around 20 ka for the youngest loess (HAMBACH et al., submitted).

4. Conclusions

Unlike the situation in western Central Europe, where interstadial palaeosols interrupt the loess sequences, the loess in Lower Austria yields a quasi-continuous sedimentary archive of the upper Middle to the Late Würmian. A similar loess facies can be found further to the East in the Middle and Lower Danube basins (Hungary, Serbia, Romania, Bulgaria [MARKOVIĆ et al. 2008]). There, Middle Würmian interstadial palaeosols are developed only in relatively humid settings (windward position of mountain regions), whereas in most of the area contemporaneous palaeosols are hardly developed. Even quite pronounced interstadials



Text-Fig. 2.

The relative palaeointensity (RPI) record from the loess section at the Wachtberg in Krems and the global palaeointensity stack (GLOPIS; LAJ et al., 2004). The Mono Lake and Laschamp geomagnetic excursions are characterised by pronounced intensity lows. Age (GLOPIS) and depth (from left: shallow, young to right: deep, old) are plotted on the abscissa vs. the RPI. Light grey lines indicate suggested correlations; the cultural layer dated by radiocarbon is indicated. Modified after HAMBACH et al. (submitted).

like GI 8 which is seen as the correlative of the Denekamp (HAMBACH, submitted), are only recorded as incipient pedohorizons.

Our magnetic dating approach revealed three independent age estimates for the archaeological horizon:

- * The general correlation of the environmental magnetic signal to independently dated palaeoclimatic records suggests the dating of the loess at the excavation site to a time interval between 20 to 40 ka. The Gravettian living floor is assigned to the base of GI 5 and thus to an age of 32 to 33 ka.
- * The directional signal of the past Earth's magnetic field revealed just above the archaeological layer the record of the MLE which is dated to 32–34 ka. Thus, the age of the Gravettian living floor is only slightly higher (<1 ka).</p>
- * The investigation of the intensity of the palaeomagnetic signal results in a reliable and comparable RPI record with a characteristic pattern correlable to the GLOPIS in the time interval from approximately 20 to 40 ka. The loess containing the archaeological horizon as well as the loess below and above reveal a minimum in RPI which is correlated to the intensity minimum assigned to the MLE which in turn centres in North Atlantic marine sediments on Greenland interstadial 6 (33–34 ka in North-GRIP time scale).

The environmental magnetic and the RPI record allow for the construction of independent age models. Both models see the onset of sedimentation just after 40 ka and the cessation around 20 ka. Sedimentation rates calculated on the basis of these models range from 0.2 to 0.7 m/ka with average values of 0.41 m/ka for the age model based on the environmental magnetic record and of 0.34 m/ka for the age model derived from the RPI record.

The calibration of the available radiocarbon dates from the archaeological horizon (EINWÖGERER et al., 2006) using "Calpal-Online" (http://www.calpal-online.de/) leads to ages ranging from 31 to 32 ka. These ages are still slightly younger than the age interval of 32 to 34 ka derived from magnetic dating. This difference might be explained by an offset between the age models used in "Calpal-Online" and in our magnetic dating approach.

The high-resolution environmental magnetic and palaeomagnetic record from the Krems-Wachtberg excavation site clearly emphasises the yet largely undiscovered but high potential of archaeology bearing quasi-continuously deposited loess sites for palaeo- and rock magnetic studies.

Acknowledgements

The authors are in debt to Dr. Christine NEUGEBAUER-MARESCH (Prehistoric Commission of the Austrian Academy of Sciences, Vienna) for her continuous support and encouragement. Without the help and support of the Wachtberg excavation team – notably Thomas EINWÖGER-ER, Marc HÄNDEL and Ulrich SIMON – this study would never have been carried out.

References

- EINWÖGERER, T., FRIESINGER, H., HÄNDEL, M., NEUGEBAUER-MARESCH, C., SIMON, U. & TESCHLER-NICOLA, M.: Upper Palaeolithic infant burials. – Nature, **444**, 285, London 2006.
- HAMBACH, U.: Palaeoclimatic and stratigraphic implications of high resolution magnetic susceptibility logging of Würmian loess at the Krems-Wachtberg Upper-Palaeolithic site. In: NEUGEBAUER-MARESCH, C. & OWEN, L.R. (in prep.): New Aspects of the Central and Eastern European Upper Palaeolithic methods, chronology, technology and subsistence, Proceedings of the Prehistoric Commission of the Austrian Academy of Sciences, Vienna submitted.

- HAMBACH, U., ROLF, C. & SCHNEPP, E.: Magnetic Dating of Quaternary Sediments, Volcanites and Archaeological Materials: an Overview. – E & G Quaternary Science Journal, 11 Figures, Stuttgart 2008, in press.
- HAMBACH, U., ZEEDEN, C., HARK, M., ZÖLLER, L., NEUGEBAUER-MARESCH, C., EINWÖGERER, T., HÄNDEL, M. & SIMON, U.: A High resolution palaeointensity record from a Lower Austrian last glacial loess site: implications for Upper Palaeolithic chronologies. – Quartär, Rahden/Westf. submitted.
- HÄNDEL, M., SIMON, U., EINWÖGERER, T. & NEUGEBAUER-MARESCH, C.: Loess Deposits and the Conservation of the Archaeological Record – the Krems-Wachtberg Evidence. – Quaternary International, submitted.
- LAJ, C. & CHANNELL, J.E.T.: Geomagnetic Excursions. In: SCHU-BERT, G. (ed.): Treatise on Geophysics, **5**, 373–416, 14 Figures, 3 Tables, Amsterdam (Elsevier) 2007.
- MARKOVIĆ, S.B., BOKHORST, M, VANDENBERGHE, J., OCHES, E.A., ZÖLLER, L., MCCOY, W.D., GAUDENYI, T., JOVANOVIĆ, M., HAMBACH, U. & MACHALETT, B.: Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, North Serbia. – Journal of Quaternary Science, 23, 73–84, 10 Figures, 1 Table, London 2008.
- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – Nature, **431**, 147–151, London 2004.
- SCHABER, K. & SIROCKO, F.: Lithologie und Stratigraphie der spätpleistozänen Trockenmaare der Eifel. – Mainzer geowiss. Mitt., 33, 295–340, Mainz 2005.
- URL: http://www.uni-mainz.de/FB/Geo/Geologie/sedi/ (02.06.2008).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 21. Juli 2008



Zur Pedostratigraphie nordiranischer Lösse

MARTIN KEHL*), MANFRED FRECHEN**) & ARMIN SKOWRONEK***)

2 Abbildungen

Iran Paläoboden Löss

Inhalt

| | Zusammenfassung | 159 |
|----|--|-----|
| | Abstract | 159 |
| 1. | Einleitung | 159 |
| 2. | Sammelprofile nordiranischer Lösse | 160 |
| | 2.1. Vorbemerkungen | 160 |
| | 2.2. Sammelprofil Sefid-Rud-Löss | 160 |
| | 2.3. Sammelprofil Elburs-Nordabdachung | 162 |
| | 2.4. Löss semiarider Gebiete | 162 |
| З. | Fazit | 162 |
| | Dank | 162 |
| | Literatur | 163 |

Zusammenfassung

Die nordiranischen Lösse sind von Paläoböden durchzogen, die typologisch von schwach entwickelten Interstadialböden (Ah-, CBk- bzw. Bvk-Horizonte von Steppenböden) bis hin zu kräftigen Interglazialböden (Bht, Bt-Horizonte von Waldböden) reichen. Die Löss-Boden-Abfolgen gewähren wahrscheinlich einen Einblick bis in das untere Mittelpleistozän. Zwei schematische pedostratigraphische Profile werden im Beitrag diskutiert, woraus weiterer Forschungsbedarf zur Absicherung und Verfeinerung der vorgeschlagenen Stratigraphie abgeleitet wird.

Pedostratigraphy of Loesses in Northern Iran

Abstract

North-Iranian loesses are intercalated by several paleosols, which range from weakly developed interstadial soils (Ah, CBk, or Bwk horizons of steppe soils) to strongly developed interglacial soils (Bht, Bt horizons of forest soils). The loess-soil sequences probably cover the lower Middle Pleistocene to Holocene period. Two pedostratigraphic profiles are discussed and future research for confirmation and refining of the proposed stratigraphy is suggested.

1. Einleitung

Die Lösse Nordirans zählen zu den südlichsten Lössvorkommen Eurasiens und sind ein wichtiges regionales Bindeglied zwischen den südosteuropäischen und den zentralasiatischen Lössen. Maximale Lössmächtigkeiten von etwa 80 m werden im sog. Iranischen Lössplateau im Nordosten des Landes erreicht (Abb. 1), während geringmächtigere Lössdecken (bis max. 25 m) auf Hängen der Elburs-Nordabdachung (vgl. NIOC, 1978) in intramontanen Becken und Längstälern von Elburs und Koppet Dagh sowie auf Terrassen der die Gebirge nach Norden entwässernden Flüsse vorkommen. Nordiranischer Löss ist entlang eines ausgeprägten Klimagradienten von heute subhumi-

^{***)} PD Dr. MARTIN KEHL, Justus-Liebig-Universität Gießen, Institut f
ür Geographie, D 35390 Gießen, Senckenbergstraße 1. mkehl@uni-bonn.de.

^{***)} Prof. Dr. MANFRED FRECHEN, GGA-Institut, Sektion 3 – Geochronologie und Isotopenhydrologie, Stilleweg 2, D 30655 Hannover.

^{***)} Prof. Dr. ARMIN SKOWRONEK, Universität Bonn, Institut für Nutzpflanzenwissenschaften und Ressourcenschutz (INRES) – Bereich Bodenwissenschaften, Nussallee 13, D 53115 Bonn.

den Verhältnissen im Sefid-Rud-Tal (~1000 mm Jahresniederschlag, JN) und an der Elburs-Nordabdachung (JN: ~700–600 mm, Profile Neka und Now Deh) bis zu semiariden Bedingungen im Bereich des Iranischen Lössplateaus und in der Umgebung der Stadt Mashad verbreitet (etwa 400–200 mm JN). Die Lösse werden von Paläobodenhorizonten durchzogen, die typologisch von schwach entwickelten Kalkanreicherungshorizonten (CBk) bis hin zu kräftigen (oft rekalzifizierten) Tonanreicherungshorizonten (Bt, Bht, Btk) reichen.

Die Lithologie, Altersstellung und Genese der nordiranischen Lösse waren in den letzten Jahren Gegenstand umfangreicher sedimentologisch-paläopedologischer Gelände- und Laboruntersuchungen sowie physikalischer Datierungen mittels infrarotstimulierter Lumineszenz (KEHL et al., 2006; KEHL, 2006; FRECHEN et al., submitted; KARIMI et al., in preparation). Auf Basis dieser Befunde stellt der folgende Beitrag zwei pedostratigraphische Sammelprofile nordiranischer Lösse zur Diskussion, die als Grundlage für Rekonstruktionen der Landschaftsgenese in Nordiran und für stratigraphische Korrelationen mit den zentralasiatischen und SE-europäischen Lössserien dienen können.

2. Sammelprofile nordiranischer Lösse

2.1. Vorbemerkungen

Insgesamt wurden etwa dreißig natürliche und künstliche Aufschlüsse im Löss angefahren und hinsichtlich der stratigraphischen Abfolge von Lössen und Paläoböden untersucht. Die Lösse überlagern oft paläozoische oder mesozoische Gesteine. Nur in wenigen Profilen besteht des Liegende aus mittel- bis jungquartären Terrassensanden und -kiesen, über deren absolute Alter allerdings wenig Kenntnisse vorliegen (EHLERS, 1971). Die von PALUSKA & DE-GENS (1980) beschriebenen Tephrenlagen des quartärzeitlichen Elbursvulkanismus wurden nicht gefunden. Quartäre Leithorizonte fehlen somit weitgehend.

Für eine erste chronostratigraphische Einordnung der Lösse und fossilen Böden wurde daher die Abzählmethode gewählt, wonach der erste fossile Bt-Horizont dem letztinterglazialen (OIS 5e) Boden entspricht. Weitere chronologische Einordnungen erfolgten nach relativer Stratigraphie und unter Berücksichtigung der auch laboranalytisch nachweisbaren unterschiedlich starken Entwicklung der fossilen Böden (CBk-, Bvk-, Btk-Horizonte), welche die in Interglazialen und Interstadialen unterschiedliche Bodenbildungsintensität widerspiegelt. Zudem wurden die Ergebnisse der IRSL-Datierungen herangezogen, die zuverlässige Alter bis etwa 60 ka für die oberen Lösslagen liefern, während die älteren Bildungen wahrscheinlich als zu jung eingeschätzt werden (FRECHEN et al., submitted).

2.2. Sammelprofil Sefid-Rud-Löss

Im Tal des Sefid Rud ("Weißer Fluss") bedeckt Löss mittlere und obere Flussterrassen und zieht örtlich auch steil geneigte Hänge hoch. Der Sefid-Rud-Löss kann in Wechsellagerung mit mächtigen Schotterkörpern auftreten oder mit Hangsedimenten verzahnt sein und ist dann als Lössderivat oft von Grobpartikeln durchsetzt. In äolischer Fazies ist der Sefid-Rud-Löss durch große vertikale und horizontale Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung gekennzeichnet. Das pedostratigraphische Sammelprofil (Abb. 2, linke Seite) leitet sich i. W. aus den Abfolgen der Profile "Saravan" und "Rustamabad" ab.

Der vergleichsweise feinsandreiche und etwa 20 m mächtige Löss des Profils Saravan geht an der Basis in Flusssande und -schotter über, die mit einem etwa 5 m über dem gegenwärtigen Flusswasserspiegel liegenden Terrassenniveau zu korrelieren sind. Dies weist auf ein letztglaziales Lössdepositionsalter hin, das von fünf IRSL-Altersschätzungen zwischen 22,7±2,5 ka und 47,9±4,8 ka bestätigt wird. Der obere Teil des Profils enthält zwei gut entwickelte braun-graue Steppenböden (L1S2, L1S2), die wahrscheinlich mit Interstadialen des OIS 3 korrelieren. Dem gleichem Stadium lässt sich ein schwach entwickelter Verbraunungshorizont (L1S3) zuweisen. Das Profil wird von einem gekappten rezenten Boden (S0) begrenzt, der durch scharfe Untergrenzen zum kalkinfiltrierten Löss und durch Tondurchschlämmung (Bt) gekennzeichnet ist.

In dem etwa 13 m mächtigen, tonreichen Löss des Profils Rustamabad sind sieben gekappte Paläoböden mit Tonanreicherungs- und stellenweise kräftigen Kalkanreicherungshorizonten (S1–S7) eingeschaltet. Der letztglaziale Löss ist hier schlecht aufgeschlossen, dürfte aber aufgrund der durch starke Hangneigung geförderten Erosion und nach Lössabbau (Ziegelproduktion) nur eine geringe Mächtigkeit aufweisen. Nach der Abzählmethode und den bisherigen Datierungen korreliert der S1 mit dem Sauerstoffisotopenstadium (OIS) 5e. Die darunter folgenden, in unterschiedlichen Mächtigkeiten erhaltenen Böden S2–S7 haben alle interglazialen Charakter und ähneln dem rezenten Boden (S0). S2 und S3 sind in weitgehend primärem



Abb. 1.

Lössverbreitung in Nordiran mit der Lage wichtiger Lössprofile.



Abb. 2.

Pedostratigraphische Sammelprofile für Lösse im Sefid-Rud-Tal und an der Elburs-Nordabdachung (schematisch).

Löss entwickelt, der keine Anzeichen einer Verlagerung aufweist. Sie lassen sich so tentativ dem oft mehrphasigen Isotopenstadium 7 zuordnen.

Zwischen S3 und S4 ist eine Hangschuttdecke eingeschaltet, die eine Erosionsdiskordanz unbekannter Dauer belegt. Die Böden S4 und S5 sind entlang einer Störung um 1 m vertikal versetzt. Eine chronostratigraphische Zuordnung der Böden S4 bis S7 wäre daher spekulativ. Generell fraglich ist, ob die Einzelböden zu Pedokomplexen zusammengefasst werden können. Wenngleich z.B. der S4 an der südlichen Aufschlusswand des Profils an Mächtigkeit zunimmt, gliedert sich der Boden nicht in einen Pedokomplex mit eingeschalteten Lösslagen auf. Bisher liegen keine Hinweise auf polyzyklische Bodenbildungen vor.

2.3. Sammelprofil Elburs-Nordabdachung

Auf Fußflächen und den nördlichen Randzügen des Elburs zwischen den Städten Sari und Minoodasht findet sich feinkörniger, bis etwa 25 m mächtiger Löss (vgl. NIOC, 1978), der mit steigender Geländehöhe ausdünnt, aber bis mindestens etwa 800 m ü.NN als örtlicher Schleier erhalten ist.

Das Sammelprofil (Abb. 2, rechte Seite) basiert überwiegend auf den reichgegliederten Profilen Neka 1, Now Deh und Neka 2, die mit weiteren Abfolgen im Gelände abgeglichen wurden. Insbesondere der Löss in der Umgebung des Profiles Neka enthält bis zu fünf kräftig entwickelte Paläoböden/Pedokomplexe mit starker pedogener Tonanreicherung (Bt- bzw. Bht-Horizonte), die im Sammelprofil mit S1 bis S5 benannt sind. S3 bis S5 sind polygenetische Böden (welded paleosols), die örtlich in mächtige (bis etwa 3 m) Pedokomplexe mit mehreren Paläoböden und zwischengeschalteten Lösslagen aufgliedern, wie z.B. in den Profilen Now Deh und Neka 2 (Abb. 2). Auch S1 und S2 sind polygenetisch und wurden daher als Pedokomplexe bezeichnet (PC 1 und PC 2 nach KEHL et al. [2006], FRE-CHEN et al. [submitted]); eine Aufgliederung ist bisher nicht beobachtet worden.

Während S1 kräftig entwickelt ist, aber nur ein initiales Stadium der Tonverlagerung aufweist (Bw(t)-Horizont), zeigt S2 mit einer schwarz-braunen Farbe, hohem Tongehalt (~40 %) und deutlich stärkerer Toneinschlämmung große Ähnlichkeit mit den Eigenschaften des klimaphytomorphen rezenten Bodens S0 (in Neka 1 ein Luvic Phaeozem nach FAO [1998]). Pedostratigraphisch ist daher S2 mit OIS 5e und S1 mit OIS 5a bis c zu korrelieren. Dies wird durch eine stetige Zunahme des Alters des S1 überlagernden Lösses von etwa 18 ka auf 60 ka gestützt, während die Altersdatierungen der folglich mit OIS 5b/d und OIS 6 zu korrelierenden Lösse kein einheitliches Bild geben (FRE-CHEN et al., submitted). Mit seiner dunklen Färbung ist S2 in vielen Aufschlüssen zwischen den Städten Neka und Gorgan enthalten und daher als Markerhorizont geeignet.

Ausgehend von der pedostratigraphischen Korrelation von S2 mit dem OIS 5e, entstanden S3 bis S5 somit in den OIS 7, 9 und 11 oder älteren Interglazialen.

Neben den kräftig entwickelten interglazialen Böden enthalten die Lösse der Elburs-Nordabdachung auch eine Reihe von schwach bis mäßig entwickelten, (schwach grau-) braunen Böden (CBk- und Bvk-Horizonte) mit Kalkanreicherungshorizonten. Die makroskopisch und anhand geochemischer und mikromorphologischer Merkmale erkennbare geringe Bodenbildungsintensität spiegelt geringere Verwitterungsraten während der Interstadiale wider. Die im Profil Now Deh näher untersuchten interstadialen Böden L1S1 und L1S2 sind derzeit mit dem OIS 3 zu korrelieren. Nach der o. g. Korrelation von S2 und S3 mit OIS 5e und OIS 7 sind die schwachen Böden L2S1 und L2S2 Interstadialen des OIS 6 zuzuordnen.

Der Vergleich zwischen den Sammelprofilen zeigt eine stärkere Differenzierung in Einzelböden im Löss der Elburs-Nordabdachung, während der Sefid-Rud-Löss anscheinend einen tieferen Einblick in das Mittelpleistozän (S6 und S7 an der Elburs-Nordabdachung nicht gefunden) erlaubt. Hier bestehen aber noch große Unsicherheiten in einer möglichen Gruppierung von S1 bis S7 des Sefid-Rud-Lösses in Pedokomplexe. Die letztglazialen Interstadialböden im Sefid-Rud-Tal haben höhere Humusgehalte und damit eine etwas stärkere Bodenentwicklung als die vermutlich zeitgleichen Bildungen im Löss der Elburs-Nordabdachung.

2.4. Löss semiarider Gebiete Nordirans

Im Gegensatz zu den differenzierten Löss-Bodenabfolgen der subhumiden Regionen enthalten die Lösse der nordiranischen Trockengebiete nur wenige Paläoböden. Im mächtigen Löss des Iranischen Lössplateaus konnte bisher nur ein mäßig entwickelter brauner Boden mit initialer Tonmobilisierung (Bv(t)-Horizont) und schwacher Gipsund Carbonatanreicherung gefunden werden, der am Profil Agh Band von einer 40 m mächtigen homogenen Lösslage bedeckt wird. Dieser Paläoboden ähnelt dem rezenten Calcisol (KHORMALI & KEHL, 2006) und ist auch nach den vorliegenden Datierungen in das letzte Interglazial (OIS 5e) zu stellen (FRECHEN et al., submitted).

Lössvorkommen in der Dasht-e Moghan (NW-Iran, Abb. 1) sind nach bisherigen Kenntnissen geringmächtig und nicht von Paläobodenhorizonten durchzogen. In Nordostiran treten Lösse und Lössderivate auf, die schwache Bodenbildungen enthalten (z.B. im Gharatikan loess, [OKH-RAVI & AMINI, 2000]). In dem Profil "Deh Jheybi" wurde ein fossiler vermutlich eemzeitlicher Bt-Horizont gefunden, der als stratigraphischer Leithorizont nützlich sein könnte (KARIMI et al., in Vorbereitung). Für die Ableitung pedostratigraphischer Sammelprofile sind zusätzliche Arbeiten erforderlich.

3. Fazit

Die nordiranischen Lösse sind durch zahlreiche interglaziale und interstadiale Paläoböden gegliedert, die wahrscheinlich einen Einblick bis in das frühe Mittelpleistozän gewähren. Die von EHLERS (1971) und PALUSKA & DEGENS (1980) postulierten mehrfachen Wechsel von Lössakkumulation und Bildung von Bt-Horizonten während des Holozäns sind abzulehnen. Vielmehr zeigt die Abfolge von Löss und kräftig oder schwach entwickelten Böden zahlreiche Parallelen mit den in europäischen und zentralasiatischen Lössen nachgewiesenen Zyklen.

Die zahlreichen interstadialen Böden des letztglazialen Lösses in Nordiran erlauben eine bessere pedostratigraphische Differenzierung dieses Glazials, als dies in den südosteuropäischen und zentralasiatischen Lössen möglich scheint. Die Altersstellung der interstadialen Paläoböden und der warmzeitlichen Pedokomplexe (z.B. Profile Now Deh und Neka 1) ist durch zusätzliche Geländeuntersuchungen und physikalische Altersdatierungen abzusichern. Der in den Aufschlüssen bei Gorgan oft sehr mächtige letztglaziale Löss enthält wahrscheinlich bis zu fünf interstadiale Bodenbildungen, deren Aufnahme aufgrund starker Austrocknung der Profile und schlechter Zugänglichkeit bisher nicht möglich war. Intensiver Lössabbau für Ziegeleien oder zur Abdeckung von Kalkstein für die Zementindustrie gewährleistet eine gute Aufschlusssituation, hat aber schon zum Totalverlust reichgegliederter Profile (z.B. Profil Neka 2) geführt.

Dank

Herrn Prof. Dr. Reza SARVATI, Department of Geography der Shahid-Beheshti Universität in Teheran, und Herrn Prof. Dr. Hassan AHMADI, College of Natural Ressources der Universität Tehran, für die Beantragung von Forschungsgenehmigungen und die Unterstützung der Geländearbeiten. Herr Prof. Dr. Farhad KHORMALI (Department of Soil Science, Gorgan University) untersuchte eine Klimasequenz rezenter Böden aus Löss und half vor Ort bei der Diskussion und Beprobung der Aufschlüsse.

Die Untersuchungen im Nordiran wurden großzügig von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert (KE 818 / 4-1, FR 877/9-1).

Literatur

- EHLERS, E. (1971): Südkaspisches Tiefland Nordiran und Kaspisches Meer. Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jungund Postpleistozän. – Tübinger Geogr. Stud., 44, 184 S.
- FAO Food and Agriculture Organization of the United Nations (1998): World Reference Base for Soil Resources. – World Soil Resources Reports, 44, 88 S., Rom.
- FRECHEN, M., KEHL, M., SARVATI, R. & SKOWRONEK, A. (submitted): Geochronology of loess-soil sequences in Northern Iran. – Quat. Int.
- KARIMI, A., FRECHEN, M., KEHL, M. & KHADEMI, H. (in preparation): Geochronology of peridesert loess in NE-Iran.
- KEHL, M. (2006): Quaternary loesses, loess-like sediments, soils and climate change in Iran. – Habilitationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Bonn, 277 S.
- KEHL, M., SARVATI, R., AHMADI, H., FRECHEN, M. & SKOWRONEK, A. (2006): Loess paleosol-sequences along a climatic gradient in Northern Iran. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 55, 149–173.

- KHORMALI, F. & KEHL, M. (2006): Quaternary loesses, soils and climate change in Northern Iran. – Proc. INTAS final workshop on Pleistocene Environments in Eurasia, 2.–3. 11. 2006, Hannover, 28–31.
- NIOC National Iranian Oil Company (1978): Geological Map of Iran at the scale of 1:1,000,000, Sheets 1–3, North-West Iran, North-Central Iran, North-East Iran.
- OKHRAVI, R. & AMINI, A. (2001): Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran. – Global Planet. Change, 28, 11–22.
- PALUSKA, A. & DEGENS, E.T. (1980): Das Quartär des Kaspischen Küstentieflandes – Kartierung im Iran. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **49**, 61–134.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Gletscher und Klima im Ostalpenraum zwischen 16.000 und 11.000 Jahren vor heute

HANNS KERSCHNER*), SUSAN IVY-OCHS**) & CHRISTIAN SCHLÜCHTER***)

Ostalpen Spätglazial Klimageschichte Gletscher

Inhalt

| | Zusammenfassung | 165 |
|----|---------------------------------------|-----|
| | Abstract | 165 |
| 1. | Einleitung | 166 |
| 2. | Stratigraphische Gliederung und Alter | 166 |
| З. | Klimageschichtliche Interpretation | 166 |
| 4. | Einige offene Fragen | 167 |
| | Dank | 167 |
| | Literatur | 167 |

Zusammenfassung

Die Vergletscherung während des alpinen Spätglazials kann grob in drei Gruppen eingeteilt werden. Nach dem (1) Eiszerfall in den Haupttälern kam es zum Vorstoß des (2) Gschnitzstadiums (ca. 16 ka) und nachfolgenden Vorstößen (Clavadel/Senders, Daun), die spätestens mit dem Beginn des Bölling-Interstadials endeten. In der Jüngeren Dryas erfolgte die Serie der (3) Egesenvorstöße. Der Übergang zum Holozän wird durch den Kartellvorstöß (Präboreal-Oszillation) markiert. Für das Gschnitzstadium, das Egesenstadium und den Kartellvorstoß liegen entsprechende ¹⁰Be-Daten vor. Die klimatischen Verhältnisse können aus Gletscher- und Waldgrenzdaten eingegrenzt werden. Im älteren Spätglazial waren sie allgemein sehr kalt und wesentlich trockener als heute. Für den Gschnitzgletscher war der Jahresniederschlag etwa auf ein Drittel bis ein Viertel von heute reduziert, die Sommertemperatur war etwa 10°C niedriger. Die Jüngere Dryas war durch kühl-feuchte Bedingungen am Alpennordsaum und kühl-trockene Verhältnisse im Alpeninneren gekennzeichnet. Während des Kartell-Vorstoßes dürfte es nur mehr wenig kühler als um 1850 und etwa ähnlich feucht gewesen sein.

Development of Glaciers and Climate in the Eastern Alps between 16 ka and 11 ka

Abstract

The glacier advances during the "Alpine Lateglacial" can be classified into three main groups. After the (1) phase of the "Lateglacial Ice Decay" glaciers advanced during the (2) Gschnitz Stadial before 16 ka. Subsequent smaller advances (Clavadel/Senders) were brought to an end with the start of the Bölling Interstadial. The multiple glacier advances of the (3) Egesen Stadial mark the Younger Dryas cold phase. Finally, the Kartell Stadial (Preboreal Oscillation) occurred during the transition from the Younger Dryas to the Holocene. The Gschnitz Stadial, the Egesen Stadial and the Kartell advance are dated with ¹⁰Be. Climate during the older phases of the Lateglacial was generally very cold and much drier than today. During the Gschnitz Stadial, annual precipitation sums were reduced to about 1/3 to 1/4 of present day values, summer temperatures were about 10°C lower than today. The Younger Dryas brought cool-humid conditions along the northern fringe of the Alps and cool-dry conditions in the interior. During the Kartell Stadial, the climate should have been only slightly cooler than during the Little Ice Age and about as humid as today.

^{*)} HANNS KERSCHNER, Universität Innsbruck, Institut für Geographie, A 6020 Innsbruck.

Hanns.Kerschner @uibk.ac.at. SUSAN IVY-OCHS, ETH-Hönggerberg, Institut für Teilchenphysik, CH 8093 Zürich und Universität Zürich-Irchel, Geographisches Institut, CH 8057 Zürich.

CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Geologisches Institut, Universität Bern, CH 3012 Bern.

1. Einleitung

Gletscher sind potentiell gut interpretierbare Klimazeugen, da es sich dabei um physikalisch relativ einfache Phänomene handelt. Glaziologische Befunde lassen sich daher oft einfacher in klimatische Daten, die mit herkömmlichen "Klimadaten" vergleichbar sind, umsetzen als viele biologische Proxies. Zudem sind Gletscher zumindest für das ältere Spätolazial die einzige guantitativ und gualitativ auswertbare Quelle. Die klimageschichtliche Interpretation der Gletscherbefunde und ihre Einbettung in das Klimageschehen im nordatlantisch-europäischen Sektor erfordert eine gute zeitliche Eingrenzung der einzelnen Gletschervorstöße. Diese ist durch die Oberflächenexpositionsdatierung mit kosmogenen Radionukliden wesentlich verbessert worden, auch wenn dadurch noch keineswegs alle Fragen des zeitlichen Ablaufs befriedigend geklärt werden konnten (vgl. IVY-OCHS et al., 2006b).

Alle angegebenen Alter sind "Kalenderjahre" vor 1950, die Schneegrenzdepressionen beziehen sich auf den Gletscherhochstand von 1850.

2. Stratigraphische Gliederung und Alter

Das hier verwendete stratigraphische Schema orientiert sich an den Verhältnissen im Inngletschergebiet und ist eine zeitgemäße Adaptation des "klassischen" Schemas der "Alpen im Eiszeitalter". Andere Gliederungen in weiter entfernten oder klimatisch und topographisch verschiedenen Gebieten, wie z.B. die ungemein detaillierte Gliederung von SCHOENEICH (1998) in den Préalpes der Westschweiz oder die nordalpinen Abfolgen in Westösterreich (KERSCHNER, unpubl.) können damit – hoffentlich – in Zukunft korreliert werden, wenn absolute Datierungen an Schlüsselpositionen möglich sind.

Nach dem Hochglazial, dessen Moränen wahrscheinlich schon vor mehr als 20.000 Jahren stabilisiert wurden (Ivy-OCHS et al., 2004), folgte in den Ostalpen ein rascher, großflächiger Eisabbau mit lokalen Vorstößen, die teilweise eismechanisch erklärbar sind. Diese Phase des frühen spätglazialen Eiszerfalls (REITNER, 2005, 2007) ist vermutlich um 19.000 herum zentriert (KLASEN et al., 2007). Das Datum von Rödschitz (18.020-19100 cal BP) im oberen Abschnitt des Traungletschersystems ist ein Mindestalter für sein Ende (VAN HUSEN, 1977). Aus dieser Zeit sind in den östlichen Ostalpen weitgespannte Systeme von Eisrandablagerungen enthalten, in den Westalpen mit ihren wesentlich größeren Gipfelhöhen und steileren Gletschergeometrien könnten die Verhältnisse etwas anders und vielfältiger gewesen sein (SCHOENEICH, 1998; COUTTERAND & NICOUD, 2005).

Das erste besser erfassbare Stadium ist durch die Endmoräne von Trins im Gschnitztal (Gschnitzstadium) bestimmt. Sie wurde vor etwa 16.000 Jahren stabilisiert (IVY-OCHS et al., 2006a). Dieser Zeitraum ist auch durch einige ¹⁴C-Mindestalter abgesichert. Die Größe der Moräne legt nahe, dass der Gletscher mindestens einige Jahrzehnte mehr oder weniger stationär verharrte. Die Schneegrenze des Gschnitzgletschers lag etwa 700 m tiefer als um 1850. Die Ursache für den Gletschervorstoß kann im "Heinrich-1 ice rafting event" im Nordatlantik und der dadurch ausgelösten Klimaverschlechterung gesehen werden, dessen Beginn um etwa 17.500 cal. BP angenommen werden kann.

Während das Gschnitzstadium bei kleineren und mittelgroßen Gletschern gut kartierbar ist, ist die Ausdehnung größerer Gletschersysteme, wie z.B. des Inngletschers, Rhonegletschers oder Aaregletschers praktisch unbekannt. Die Moränensysteme sind offenbar nicht erhalten, erodiert oder in den heutigen Talfüllungen verborgen. Auch die Möglichkeit von kalbenden Gletscherenden in inneralpinen Seesystemen (vgl. POSCHER, 1993) kann nicht ausgeschlossen werden.

Durch das relativ hohe Alter der Trinser Moräne bleibt bis zum Beginn des spätglazialen Interstadials ein Zeitraum von gut 1000 Jahren, in dem das Clavadel/Senders-Stadial und das Daunstadial stattgefunden haben muss. Neue Daten vom Malojapass (MAISCH in IVY-OCHS et al., im Druck; STUDER, 2005) zeigen, dass große Teile des Oberengadins bereits vor ca. 16.000 Jahren eisfrei waren, und geben damit auch ein Mindestalter für das Clavadelstadial.

Die Jüngere Dryas (ca. 12.700 bis 11.500 Jahre) führte zu einer Serie von Gletschervorstößen, die als Egesenstadium zusammengefasst werden. Es lässt sich in den meisten Gebieten in drei Moränengruppen gliedern. Am Julierpass und im Ferwall wurden die Endmoränen des Maximalvorstoßes vor 12.300-12.200 Jahren stabilisiert. Die Daten für die zweite Phase von Gletschervorstößen in dieser Zeit liegen bei etwa 11.800 Jahren, für die dritte Phase liegen noch keine eindeutigen Ergebnisse vor (IVY-OCHS et al., 2006b). In die Zeit nach dem Maximalvorstoß fällt eine Phase großzügiger Blockgletscherentwicklung, wobei die Blockgletscher teilweise Gebiete einnahmen, die nach dem Maximalvorstoß eisfrei wurden. Sie zeigen, dass die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts damals mindestens 500-600 m tiefer lag als heute. Diese Blockgletscher stabilisierten sich erst nach dem Ende der Jüngeren Dryas vor etwa 11.000 bis 10.500 Jahren (IVY-OCHS et al., 1998, 2006b). Die Schneegrenzdepression des Maximalvorstoßes lag in den inneralpinen Tälern bei etwa 200 m, in den randalpinen Bereichen im Norden beträgt sie mehr als 300 m mit Extremwerten bis 400 m. Ihr Verlauf und ihre räumliche Änderung ist sehr stark durch die Topographie aesteuert.

Ein letzter Gletschervorstoß, der einerseits deutlich größer als die neuzeitlichen Hochstände, aber andererseits deutlich kleiner als das innerste Moränensystem des Egesenstadiums war, wird nach einer Lokalität im Ferwall als "Kartellstand" bezeichnet (Schneegrenzdepression 120 m). Die Datierung ergab ein Mittel für die Moränenstabilisierung von 10.800 Jahren (IVY-OCHS et al., 2006b). Damit kommt für diesen Stand, dessen Moränen gelegentlich auch noch blockgletscherartige Entwicklung zeigen, am ehesten die Präboreale Oszillation in Frage.

3. Klimageschichtliche Interpretation

Der hauptsächliche Parameter für die klimageschichtliche Interpretation ist die Schneegrenze der Gletscher. Sie wird als zeitliches Mittel der Höhe der Gleichgewichtslinie definiert. Damit kann ihre Schwankung analytisch mit der disturbierten Energie- und Massenbilanzgleichung (KUHN, 1989) interpretiert werden. Parametrisierungen werden als statistische Beziehungen zwischen Niederschlag und Sommertemperatur an der Schneegrenze (N,Ts-Modelle) formuliert (vgl. Zusammenfassung in KERSCHNER & IVY-OCHS [2007]), die allerdings nur unter exakt formulierten Randbedingungen verlässliche Ergebnisse liefern (vgl. AHLMANN, 1924). Beide Ansätze erfordern, dass entweder die Änderungen von Akkumulation/Jahresniederschlag oder der Sommertemperatur bekannt sind.

Die Gletscher des älteren Spätglazials weisen relativ flache Zungen mit niedrigen Schubspannungen auf, was auf schlechte Ernährungsbedingungen mit niedrigen Sommertemperaturen und niedrigem Massenumsatz hinweist. Im Gschnitztal konnte der Eisdurchfluss durch ausgewählte Querprofile mit einem einfachen Fließmodell rekonstruiert werden. Daraus ergeben sich Ablationsgradienten entlang der Gletscherzunge, womit sich unter der Annahme von ausgeglichenem Massenhaushalt die Akkumulations- und Niederschlagsverhältnisse abschätzen lassen. Bei einer Schneegrenzdepression von rund 700 m liegen die modellierten Ablationsgradienten in einem Bereich, der für heutige Gletscher der Arktis (z.B. White Glacier, Axel Heiberg Island, Canada) typisch ist. Die entsprechenden Jahresniederschlagssummen lagen im Bereich von 750 bis 500 mm, was etwa einem Drittel bis einem Viertel der heutigen Niederschläge in diesem Gebiet entspricht. Die Sommertemperaturen lassen sich mit einem Gletscher-Klima-Modell abschätzen, sie waren rund 10 Grad niedriger als heute. Außerdem muss die Ablationsperiode wesentlich kürzer gewesen sein. Zieht man weitere mögliche gschnitzstadiale Gletscher für eine Interpretation heran, so ergeben sich Hinweise darauf, dass damals wie im Hochglazial (FLORINETH & SCHLÜCHTER, 2000) der Mittelmeerraum die hauptsächliche Feuchtigkeitsquelle war (KERSCHNER & IVY-OCHS, 2007).

Für das Egesenstadium kann man zusätzlich die Waldgrenze heranziehen, die ein hervorragender Indikator für die Sommertemperatur in einem Zeitraum von etwa 100 Tagen ist (KÖRNER, 2007). Da die Waldgrenzdepression nur ungefähr bekannt ist, kann man mit (N,Ts)-Modellen Szenarien für die Niederschlagsänderung berechnen und damit die Grenzen ausloten, innerhalb derer sich die Verhältnisse bewegt haben müssen. Der Mittelungszeitraum liegt dabei im Bereich von etwa 100-300 Jahren; sehr kurzfristige Änderungen, die aber für kleine Gletscher sehr wohl bedeutend sein können, werden damit nicht erfasst. Bei einer Waldgrenzdepression von 500 m gegen heute (zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts) und damit einer Sommertemperaturdepression von -3,5°C ergibt sich das Bild eines feuchten Alpennordsaums und eines gegenüber heute deutlich trockeneren Alpeninneren. Bei einer Waldgrenzdepression von 700 m, die einer Sommertemperaturdepression von 5°C entspricht, ist die Grenze des Möglichen erreicht (KERSCHNER et al., 2000, 2007). Das Verbreitungsmuster der damaligen Niederschläge bleibt auf einem niedrigeren Niveau ungefähr gleich wie im ersten Szenario, aber die Sommertemperaturen an der Schneegrenze der Gletscher im trockenen Alpeninneren werden so niedrig, dass man überwiegend "kalte" (subpolare) Gletscher erwarten müsste. Dem widerspricht aber der glaziologische Befund (MAISCH & HAEBERLI, 1982). In jedem Fall zeigen die räumlichen Muster der Schneegrenzdepression und der Niederschlagsänderung, dass diejenigen Gebiete besonders hohe Niederschläge erhalten haben müssen, in denen feuchte Luft in niedrigen, nach NW offenen Tälern herangeführt werden kann. Ein gutes Beispiel dafür ist der österreichische Teil der Silvrettagruppe (HERTL, 2001). Eine vorsichtige Gliederung nach Jahreszeiten deutet darauf hin, dass die Reduktion der Jahresniederschläge hauptsächlich durch wesentlich niedrigere Winterniederschläge verursacht wurde.

Für die späteren Abschnitte des Egesenstadiums weist der deutliche Gletscherrückgang und die Entwicklung großer Blockgletschersysteme auf trockenere Verhältnisse gegenüber dem Beginn der Jüngeren Dryas (SAILER & KERSCHNER, 1999) hin. Die Depression der Jahrestemperatur war vermutlich größer als die der Sommertemperatur. Auch für das Kartellstadium lassen sich noch keine detaillierteren Angaben machen. Geht man davon aus, dass die Präboreale Oszillation zum ersten Mal nach dem Ende der Jüngeren Dryas wieder feuchtere Verhältnisse brachte (MAGNY et al., 2007), so würde man in der Ferwallgruppe mit einer Sommertemperaturdepression von etwa 1,5–2°C gegen "heute" das Auslangen finden.

4. Einige offene Fragen

Die Ausdehnung der egesenzeitlichen Vergletscherung ist zwar entlang der zentralen Alpenachse zwischen Brennerpass und Mont Blanc gut bekannt, aber es fehlen Befunde von den außerhalb gelegenen Gebieten. In den Nordalpen gibt es nur im Karwendel eine flächendeckende Kartierung (KERSCHNER, unpubl.), östlich und westlich davon sind nur kleinere Räume erfasst. Auch südlich des Alpenhauptkammes und in den Westalpen sind die Lücken größer als die Kenntnisse. Besonderes Augenmerk verdienen Gebiete mit kleinen Gletschern, die auf Klimaschwankungen rasch reagieren. Da in der jüngeren Vergangenheit bei der Korrelation von Gletscherständen mit dem Egesenstadium vielleicht ein zu hohes Gewicht auf die Schneegrenzdepression gelegt wurde, müsste einigen Feldbefunden aus der Literatur und aus eigenen Kartierungen noch einmal nachgegangen werden.

Auch der Übergang von der Jüngeren Dryas zur neuzeitlichen Ausdehnung im Präboreal ist noch viel zu wenig bekannt. Das betrifft vor allem die Gletscherstände, die traditionell als "Kromer/Kartell" zusammengefasst wurden. Nach den Datierungen im Ferwall würde man für sie ein Alter von etwa 11.000 Jahren erwarten, während die Moränen im Kromertal (Silvretta) auf den "8.2 ky-event" hindeuten (KERSCHNER et al., 2006). Hier besteht Bedarf nach weiteren Datierungen, nicht nur im engeren Umkreis der Kromer-Moränen, sondern auch räumlich breit gestreut.

Im älteren Spätglazial ist die Verbreitung des Gschnitzstadiums nach wie vor ein offenes Thema. Je nach dem, ob ein Gebiet noch beträchtlich vergletschert oder bereits weitgehend eisfrei war, können mit einer Schneegrenzdepression von etwa 700 m gegen 1850 sehr unterschiedlich große Gletscher entstehen. Zudem ist unklar, ob die im Egesenstadium zu beobachtende räumliche Variation der Schneegrenzdepression auch während des Gschnitzstadiums bestand. Aus klimatologischer Sicht ist eine großräumig konstante Schneegrenzdepression jedenfalls eher unwahrscheinlich. Auch das Schließen der Datierungslücken zwischen "Gschnitz" und dem Beginn des Bölling-Interstadials verdient Aufmerksamkeit. Dieser Zeitraum von gut 1000 Jahren ist derzeit noch praktisch unbekannt.

Im paläoklimatischen Bereich könnten Modellierungen von Gletschern einerseits neue Erkenntnisse bringen, andererseits zur Überprüfung bestehender Aussagen herangezogen werden. Besonders interessant könnte dabei eine glazialmeteorologische Modellierung von Massenbilanzgradienten sein (KASER, 2001). Auch Gradtagmodelle (HUGHES & BRAITHWAITE, 2008) könnten weitere interessante Hinweise über die klimatischen Verhältnisse liefern.

Schließlich sollte auch das Problem der Typlokalitäten wieder aufgenommen werden, die zuletzt vor 40 Jahren beschrieben wurden (MAYR & HEUBERGER, 1968). Dabei sollte auch die Stadialgliederung und die Definition der Stadiale soweit überdacht werden, dass eine möglichst hohe Übereinstimmung mit der Klimaentwicklung im nordatlantisch-europäischen Sektor gegeben ist, wie sie vor allem in den grönländischen Eisbohrkernen dokumentiert wird. Dazu muss allerdings in erster Linie die absolute Datierungsbasis noch wesentlich erweitert werden.

Dank

Teile dieser Arbeiten wurden durch die FWF-Projekte 12600-GEO und 15108-N06 wesentlich gefördert.

Literatur

- AHLMANN, H.W.: Le niveau de glaciation comme fonction de l' accumulation d'humidité sous forme solide. – Geografiska Annaler, 6, 221–272, 1924.
- COUTTERAND, S. & NICOUD, G.: Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). – Quaternaire, **16**, 85–94, 2005.

- HERTL, A.: Untersuchungen zur spätglazialen Gletscher- und Klimageschichte der österreichischen Silvrettagruppe. – Dissertation Univ. Innsbruck, 313 S., 2001.
- HUGHES, PH. & BRAITHWAITE, R.: Application of a degree-day model to reconstruct Pleistocene glacial climates. – Quaternary Research, 69, 110–116, 2008.
- IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A. & SCHLÜCHTER, Ch.: The timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae geologicae Helvetiae, 97, 47–55.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, Ch.: Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, 21 (2), 115–130, 2006a.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A. & SCHLÜCHTER, Ch.: The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ¹⁰Be, ²⁶Al, ³⁶Cl, and ²¹Ne. – Geological Society of America Special Paper, **415**, 43–60, 2006b.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER,: Chronology of the last glacial cycle in the Northern European Alps. – Journal of Quaternary Science, im Druck.
- KASER, G.: Glacier-climate interaction at low latitudes. Journal of Glaciology, 47, 195–204, 2001.
- KERSCHNER, H.: Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – Innsbrucker Geographische Studien, **20**, 47–55, 1993.
- KERSCHNER, H., KASER, G. & SAILER, R.: Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. – Annals of Glaciology, 31, 80–84, 2000.
- KERSCHNER, H. & IVY-OCHS, S.: Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. – Global and Planetary Change, 60(1–2), 58–71, 2007.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER. F., REITNER, J.M. & RADTKE, U.: Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – Quaternary International, **164/165**, 21–32, 2007.
- KÖRNER, Ch.: Climatic treelines: Conventions, global patterns, causes. Erdkunde, 61, 316–324, 2007.

- KUHN, M.: The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations. In: OERLEMANS, J. (ed.): Glacier Fluctuations and Climatic Change, 407–417, Dordrecht (Kluwer) 1989.
- MAGNY, M., VANNIÈRE, B., DE BEAULIEU, J.-L., BÉGEOT, C., HEIRI, O., MILLET, L., PEYRON, O. & WALTER-SIMMONET, A.-V.: Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in westcentral Europe and in central Italy. – Quaternary Science Reviews, 26, 1951–1964, 2007.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H.: Type areas of Late Glacial and Post Glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: G.M. RICHMOND (ed.): Glaciation of the Alps, University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences, **7**, 143–165, 1968.
- POSCHER, G.: Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol. In: Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1993, Wien, Geol. B.-A., 7–27, 1993.
- REITNER, J.: Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Univ. Wien, 2005.
- REITNER, J.: Glacial dynamics at the beginning of Termination 1 in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. Quaternary International, **164/165**, 64–84, 2007.
- SAILER, R. & KERSCHNER, H.: Equilibrium Line Altitudes and Rock Glaciers in the Ferwall-Group (Western Tyrol, Austria) during the Younger Dryas Cooling Event. – Annals of Glaciology, 28, 141–145, 1999.
- SCHOENEICH, Ph.: Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises). – Institut de géographie – Travaux et recherches, 14, 493 S., Lausanne, 1998.
- STUDER, M.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja – Val Forno. Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte. – Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Zürich, 114 S., 2005.
- VAN HUSEN, D.: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologischer Karte). – Jahrb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, 1977.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008


Geochronologische Daten aus der Typregion der Elster- und Saale-Inlandvergletscherungen

MATTHIAS KRBETSCHEK*) & LOTHAR EISSMANN**)

1 Abbildung

Deutschland Inlandvereisung Mittelpleistozän Paläolithikum Geochronometrie Lumineszenz Infrarot-Radiofluoreszenz Expositionsdatierung

Inhalt

| | Zusammenfassung | 169 |
|----|--|-----|
| | Abstract | 169 |
| 1. | Das östliche Deutschland: Typregion der Saale- und Elster-Kaltzeit | 170 |
| 2. | Paläolithische Fundstellen | 171 |
| 3. | Angewandte geochronometrische Datierungsverfahren | 171 |
| 4. | Ergebnisse und Diskussion | 171 |
| | Literatur | 171 |

Zusammenfassung

Das östliche Deutschland (Sachsen, Sachsen-Anhalt, das südliche Brandenburg und Thüringen) gelten als Typgebiet der Elster- und Saale-Inlandvergletscherungen in Europa. Ein sehr detailliertes Bild der gesamten geologischen Entwicklung im Känozoikum konnte durch eine hohe Zahl von Erkundungsbohrungen und Tagebauaufschlüssen gewonnen werden. Seit Anfang der 1990er wurden in der quartärgeologischen Erforschung der Region verstärkt physikalische Altersbestimmungen, insbesondere basierend auf der Lumineszenz-Datierung von Sedimenten, eingesetzt. Dabei sind auch neue Verfahren entwickelt worden, die eine zuverlässige Datierung mittelpleistozäner Sedimente ermöglichen. In jüngster Zeit konnte das Spektrum eingesetzter Methoden durch Expositionsdatierungen ergänzt werden. Der Beitrag gibt zunächst einen Überblick zur Quartärgeologie der Region. Die mit verschiedenen Verfahren ermittelten geochronometrischen Daten von der ausgehenden Elster-Kaltzeit bis zur frühen Weichsel-Kaltzeit, die auch wichtige paläolithische Fundplätze belegen, werden diskutiert und geben einen neuen Einblick in die Geochronologie des Mittelpleistozäns im Typgebiet mitteleuropäischer skandinavischer Vereisungen.

Geochronological Data from the Type Region of the Elster and Saale Glaciation Stages

Abstract

The eastern part of Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thüringia) is the type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. A detailed picture of the geological settings of the entire Cenozoic could be obtained by a high number of boreholes and opencast mines. Starting in the early 1990ies the application of physical dating methods, in particular based on luminescence dating of sediments, was extended in Quaternary research of this region. This was connected with the development of new methods, making reliable dating of Middle Pleistocene sediments possible. The spectrum of applied methods could be extended by exposure dating recently. The presentation will give an overview on the Quaternary geology of that region. The set of geochronometric data, obtained by different methods and spanning the time from the end of the Elsterian glaciation to the early Weichselian cold stage will be presented and discussed. This also includes age information on important Palaeolithic sites. New insight to the geochronology of the Middle Pleistocene in the type area of central European Scandinavian glaciations will be given.

^{*)} Dr. MATTHIAS KRBETSCHEK, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Forschungsstelle Geochronologie Quartär am Institut f
ür Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg, Leipziger Straße 23, D 09596 Freiberg. auatmi@physik.tu-freiberg.de.

^{**)} Prof. Dr. LOTHAR EISSMANN, Universität Leipzig / Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Karl-Tauchnitz-Straße 1, D 04107 Leipzig.

1. Das östliche Deutschland: Typregion der Saale- und Elster-Kaltzeit

Die östlichen Teile Deutschlands, insbesondere Sachsen, Sachsen-Anhalt, das südliche Brandenburg und Thüringen, gelten als Typregion der Saale- und Elster-Eiszeit. Im Norden wird das Gebiet teilweise noch von jungpleistozänen skandinavischen Gletschern der Weichsel-Eiszeit (Brandenburger Stadium) erreicht.

Die Geschichte der quartärgeologischen Erforschung der Region reicht mehr als 150 Jahre zurück. Deren Ergebnisse beeinflussten die Entwicklung der Inlandeistheorie im 19. Jh. maßgeblich. An dessen Ende wurde bereits eine Einteilung in zwei glaziale Abschnitte vorgenommen. Die klare Unterteilung quartärgeologischer Einheiten im östlichen Deutschland führte dann bereits zu Beginn des 20. Jh. zur Bezeichnung Elster und Saale (nach Flüssen der Region) für die erste und zweite norddeutsche Vereisung durch KEILHACK.

Eine moderne zusammenfassende Darstellung der quartärgeologischen Verhältnisse findet sich in EISSMANN (1997, 2002). Das sehr detaillierte Bild der pleistozängeologischen Entwicklung (des Känozoikums insgesamt) konnte insbesondere durch Hunderttausende von Erkundungsbohrungen und viele Kilometer von Aufschlüssen in zahlreichen Braunkohletagebauen gewonnen werden.

Die prinzipielle Abfolge quartärer Schichtkomplexe ist in Abb. 1 schematisch dargestellt. Auf einem prä-elsterzeitlichen, feuersteinfreien, fluvial geprägten Sedimentkomplex, der lokal ältere warmzeitliche Ablagerungen enthält, ist das elsterzeitliche Glazialstockwerk mit zwei großen Eisvorstößen (Elster-1, Elster-2) und deren glaziären Folgen (glazilimnische Bändertone/-Schluffe, glazifluviatile Sande/Kiese und Grundmoränen) entwickelt. In dessen Hangendem wurden zahlreiche Holstein-warmzeitliche limnische Becken nachgewiesen.

Der quartärgeologische Entwicklungsabschnitt zwischen dem Ende der Holstein- und der Eem-Warmzeit wird als Saale-Komplex im pleistozänen Vereisungsgebiet des nördlichen Deutschlands bezeichnet. Er gliedert sich in die Untere und Obere Saale (EHLERS et al., 2004).

Der ältere Abschnitt ist durch ausgedehnte Åkkumulation von fluviatilen Schottern und Kiesen gekennzeichnet. In Mitteldeutschland ist diese besonders in der Leipziger Bucht in der frühsaalezeitlichen "Hauptterrasse" dokumentiert (EISSMANN, 1997). Es gibt Anzeichen, dass die unter kühlen klimatischen Verhältnissen erfolgte fluviatile Sedimentation von einer Warmphase unterbrochen war (EISS-MANN & LITT, 1994; EISSMANN, 2002). Weiter nördlich gibt es dafür Belege in Form interglazialer Sedimente (Dömnitz/Wacken-, Reinsdorf-, Schöningen-Warmzeit – für eine Diskussion, siehe LITT [2007]).

Der jüngere Abschnitt des Saale-Komplexes beginnt mit der ersten saalezeitlichen Vereisung. Die Obere Saale ist durch drei Eisvorstöße (Grundmoränen und begleitende glazilimnische und glazifluviatile Sedimente) belegt. Die zwei älteren Vorstöße (Zeitzer- und Leipziger-Phase) können mit der Drenthe-Kaltphase, der Jüngere (Fläming-Phase) mit der Warthe-Kaltphase korreliert werden. Warmzeitliche Bildungen zwischen einzelnen Inlandeis-Vergletscherungsphasen des Saale-Hochglazials (Obere Saale) sind stratigraphisch nicht belegt (EISSMANN, 2002).

Die mittelpleistozänen Ablagerungen werden zum Jüngeren an zahlreichen Stellen durch limnische Sedimente der Eem-Warmzeit begrenzt, die wegen der maximalen Gletscherausdehnung in südlichen Bereichen der Region drenthezeitlichen, in nördlicheren warthezeitlichen Bildungen aufliegen. Typische Entwicklungen, wie im Eem-Becken von Gröbern, zeigen dabei eine kontinuierliche Entwicklung vom ausgehenden Saale-Glazial bis in das Weichsel-Frühglazial, speziell dessen frühe Stadial/Interstadial-Folgen (EISSMANN & LITT, 1994). Weichselzeitliche (und holozäne) Sedimente finden sich jedoch zumeist in den Niederterrassen der Flüsse oder als äolische Deckschichten. Lediglich an den nördlichen Grenzen der hier vorgestellten Region treten gletschergebundene weichselzeitliche Sedimente auf, da sie im Brandenburger Stadium des Weichsel-Hochglazials vom Inlandeis noch erreicht wurden.

Ein wichtiger Aspekt ist, dass in der Region die einzelnen Vorstöße skandinavischer Inlandgletscher in ihrer Maximalausdehnung mit abnehmendem Alter immer weniger weit nach Süden vorgestoßen sind. Daraus ergibt sich eine fast ungestörte Staffelung der Eisrandlagen nach Norden, mit dazwischen liegenden Gebieten, in denen Ablagerungen älterer Eisvorstöße nicht durch den nächst jüngeren überfahren und gestört wurden.



Abb. 1.

Prinzipielle Abfolge quartärer Schichtkomplexe in Ost- und Nordost-Deutschland.

2. Paläolithische Fundstellen

In der Region gibt es zahlreiche Fundstationen des Altbzw. frühen Mittelpaläolithikums. Die wohl bekanntesten sind, wegen der geborgenen Skelettreste früher Hominiden, die an Quellkalke (Travertin) gebundenen Fundplätze von Bilzingsleben und Weimar-Ehringsdorf. Näher in eine Betrachtung zum Alter paläolithischer Fundstellen der Region sollen iedoch nur solche einbezogen werden, die mit den in Abschnitt 3 vorgestellten Datierungsmethoden untersucht werden konnten. Der Zeitrahmen wird dabei geologisch durch das Holstein-Interglazial (älteste bekannte Funde im Untersuchungsgebiet) bis zum Eem-Interglazial abgesteckt. Dazu gehören u.a. die den frühsaalezeitlichen Flussablagerungen (Untere Saale) zugehörigen Fundplätze steinzeitlicher Werkzeuge von Markkleeberg, Dehlitzsch und Wallendorf, die im Zusammenhang mit eigenen quartärgeologischen Untersuchungen Gegenstand der Anwendung physikalischer Altersbestimmungsmethoden waren.

3. Angewandte geochronometrische Datierungsverfahren

Die geochronometrische Forschung in der Region ist eng mit der Entwicklung der Lumineszenz-Datierungsmethoden in der Sediment-Altersbestimmung verbunden. Diese wurde bis in die 1990er hinein durch das Thermolumineszenz-(TL-)verfahren bestimmt. Die vergangenen zwei Jahrzehnte sind durch die Entwicklung von Methoden der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) gekennzeichnet. Lumineszenzdatierungen an klastischen Sedimenten stützen sich auf lichtempfindliche Lumineszenzsignale, die vom Zeitpunkt der letzten Lichtexposition von Quarz- oder Feldspat-Sedimentpartikeln bis zur Probenahme durch natürliche radioaktive Strahlenexposition akkumuliert worden sind. Äußerst präzise und zuverlässige Alter für die letzten ca. 100 ka, also von jungpleistozänen Sedimenten, sind vor allem durch spezielle Quarz-OSL-Datierungstechniken im neuen Jahrtausend möglich geworden (MURRAY & WINTLE, 2000). Mittelpleistozäne Sedimente können jedoch mit der OSL-Methode nur unter bestimmten, selten erfüllten Bedingungen und nur ungenau datiert werden.

TL- und OSL-Methoden der Sedimentdatierung wurden auch im Untersuchungsgebiet eingesetzt (z.B. KRBET-SCHEK & STOLZ, 1994). Damit wurden in den 1990ern wichtige geochronometrische Daten für eem- und frühweichselzeitliche Sedimente in der Region erarbeitet. Bei mittelpleistozänen Sedimenten führten sie auf Grund der methodischen Einschränkungen noch nicht zu Altern mit hoher Zuverlässigkeit. Verbesserungen in diesem Zeitbereich ermöglicht erst die im letzten Jahrzehnt entwickelte Infrarot-Radiolumineszenzdatierung (TRAUTMANN et al., 1999). Neuere Datierungen, die an verschiedenen, v.a. mittelpleistozänen Sedimentseguenzen der Leipziger Bucht und der Niederlausitz vorgenommen wurden (u.a. KRBETSCHEK et al., 2008), basieren auf dieser Methode, die präzisiert als Infrarot-Radiofluoreszenzdatierung (IR-RF) bezeichnet wird (ERFURT & KRBETSCHEK, 2003). Weiterhin werden geochronometrische Daten vorgestellt, die mittels ¹⁰Beund ²¹Ne-Expositionsdatierungen an gletschererodierten Gesteinsoberflächen der Hohburger Berge (nordöstlich Leipzig) gewonnen wurden.

4. Ergebnisse und Diskussion

Der Beitrag fasst geochronometrische Datierungsergebnisse, die in den letzten etwas mehr als 15 Jahren im östlichen Deutschland erarbeitet wurden, zusammen. Dabei wird der geologische Zeitraum der ausgehenden Elster-Kaltzeit bis zum Beginn der Weichsel-Kaltzeit betrachtet, in dessen sedimentären Hinterlassenschaften auch wichtige paläolithische Fundstellen liegen. Das Mittelpleistozän wird von eemzeitlichen, durch Datierungen dem OIS 5e zuzuordnenden Sedimenten zum Jüngeren hin begrenzt. Die Obere Saale (Drenthe und Warthe) beschränkt sich auf das Ende des OIS 6 (ca. 150-130 ka). Ihr geht eine frühglaziale Zeit mit Erwärmungsphasen (Untere Saale) von ca. 160 ka (OIS 8 - OIS 6) voraus. Die Datierung holsteinund elsterzeitlicher Sedimente der Region ist gegenwärtig in der Bearbeitung und neueste Ergebnisse sollen vorgestellt werden. Altersbestimmungen an weiter westlich gelegenen Holstein-Interglazialvorkommen erbrachten Werte, die eine Einordnung in OIS 9 erfordern. Verschiedene Fundschichten mit paläolithischen Artefakten wurden in den Zeitraum von ca. 300 bis 180 ka datiert.

Literatur

- EHLERS, J., EISSMANN, L., LIPPSTREU, L., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S.: Pleistocene Glaciations of North Germany. – In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 135–146, Amsterdam (Elsevier) 2004.
- ERFURT, G. & KRBETSCHEK, M.R.: IRSAR A single-aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K feldspar. – Ancient TL, **21**, 21–28, 2003.
- EISSMANN, L.: Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, **8**, 98 S., Altenburg 1997.
- EISSMANN, L.: Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. – Quaternary Science Reviews, **21**, 1275–1346, 2002.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): Das Quartär Mitteldeutschlands Ein Leitfaden und Exkursionsführer. – Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 7, 456 S., Altenburg 1994.
- KRBETSCHEK, M.R., DEGERING, D. & ALEXOWSKY, W.: Infrarot-Radiofluoreszenz-Alter (IR-RF) unter-saalezeitlicher Sedimente Mittelund Ostdeutschlands. – Z. dt. Ges. Geowiss., **159**/1, 133–140, 2008.
- KRBETSCHEK, M.R. & STOLZ, W.: Lumineszenz-Datierung an pleistozänen Sedimenten aus Tagebauen des Mitteldeutschen und Lausitzer Braunkohlenreviers. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (eds.): Das Quartär Mitteldeutschlands – Ein Leitfaden und Exkursionsführer, Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 7, 289–295, Altenburg 1994.
- LITT, T.: Introduction: Climate, Vegetation and Mammalia Fauna in Europe during Middle Pleistocene Interglacials (MIS 7, 9, 11). – In: SIROCKO, F., CLAUSSEN, M., SANCHES GONI, M.F. & LITT, T. (eds.): The Climate of Past Interglacials, 351–358, Amsterdam (Elsevier), 2007.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G.: Luminescence dating of Quartz using an improved single aliquot regenerative dose protocol. – Radiation Measurements, 32, 57–73, 2000.
- TRAUTMANN, T., KRBETSCHEK, M.R, DIETRICH, A. & STOLZ, W.: Feldspar radio-luminescence: A new dating method and its physical background. – Journal of Luminescence, 85, 45–58, 1999.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



Rekonstruktion holozäner Bodenerosion anhand von Kolluvien, Flugsanddecken und Seesedimenten im Sander des Pommerschen Stadiums (NO-Deutschland)

MATHIAS KÜSTER, WOLFGANG JANKE, REINHARD LAMPE, SEBASTIAN LORENZ, HEINRICH MEYER & MICHAEL NAUMANN*)

4 Abbildungen

Deutschland Mecklenburg Fossiler Boden Finowboden Erosion Flugsand Schwemmfächer Kolluvie

Inhalt

| | Zusammenfassung | 173 |
|----|------------------------------|-----|
| | Abstract | 173 |
| 1. | Einleitung und Fragestellung | 173 |
| 2. | Das Untersuchungsgebiet | 175 |
| З. | Ergebnisse | 175 |
| 4. | Schlussfolgerung | 176 |
| | Literatur | 177 |

Zusammenfassung

Anhand geomorphologischer, sedimentologischer und bodenkundlicher Befunde lassen sich für einen kleinen Ausschnitt des Pommerschen Sanders im Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands Phasen morphologischer Aktivität und Stabilität rekonstruieren. Tiefgreifende anthropogene Einwirkungen, vor allem im jüngeren Subatlantikum, führen zur Beendigung der bis dahin vorherrschenden holozänen Formungsruhe. Dabei führt die Öffnung der Landschaft durch großflächige Rodungen zur Destabilisierung der Reliefoberfläche und ermöglicht so Substratumlagerungen, die sich durch Kolluvien, Flugsanddecken und Seesedimente nachweisen.

Reconstruction of Holocene Soil Erosion on the Pommerian Outwash Plain (Northeastern Germany)

Abstract

Geomorphological, sedimentological and pedological records allow to reconstruct phases of morphological activity and stability within a small section of the Pommeranian outwash plain which is part of the young moraine landscape in NE-Germany. Human impact, especially during the younger Subatlantic, terminates hitherto stable conditions during the Holocene. Large-scale deforestation causes the destabilization of the surface resulting in sediment translocations which are detectable by colluvia, aeolian sands and lake sediments.

1. Einleitung und Fragestellung

Zur Rekonstruktion von Bodenerosion mit landschaftsgeschichtlichem Hintergrund bilden Böden, Sedimente und Seen Landschaftsarchive enormen Potentials. Kolluvien und holozäne Flugsande sind dabei korrelate Sedimente der Bodenerosion durch Wasser bzw. Wind und erlauben durch ihren Nachweis die Ableitung von Chronologien anthropogenen Einflusses in der Landschaft (BORK, 1983; LANG & HÖNSCHEIDT, 1999; SCHATZ, 2000; DREIBRODT,

^{*)} MATHIAS KÜSTER, WOLFGANG JANKE, REINHARD LAMPE, SEBASTIAN LORENZ, HEINRICH MEYER, MICHAEL NAUMANN, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D 17487 Greifswald. Mathias.Kuester@aol.com.

2005; MAUZ et al., 2005). Während das Vorkommen von Kolluvien und Flugsanden einer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität unterliegt, bieten Seen durch die kontinuierliche, profundale Akkumulation vollständiger Sedimentsequenzen die Möglichkeit einer hochauflösenden Ausweisung von allochthonen Sedimenteinträgen, die sich zeitlich mit Umweltveränderungen bzw. Bodenerosionsereignissen in der Gewässerumwelt korrelieren lassen (DEARING, 1991; ZOLITSCHKA & NEGENDANK, 1997; ZO-LITSCHKA, 1998).

Im Zeitraum 2007-2008 wurden im südlichen Bereich Müritz-Nationalparks (Mecklenburg-Vorpommern) des landschaftsgeschichtliche Untersuchungen durchgeführt. Zur Rekonstruktion der holozänen Bodenerosion wurde



Abb. 1

Lage und Quartärgeologie des Untersuchungsgebietes. 1 = Düne Blankenförde; 2 = Profilschnitt III; 3 = Profundalkern.



dabei eine Verknüpfung von verschiedenen Geo-Archiven angestrebt, um die Vorteile der einzelnen methodischen Ansätze zu nutzen und eine umfassende landschaftsgenetische Synthese anzustreben.

2. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet, mit dem Krummen See bei Blankenförde als zentrales Element, befindet sich innerhalb des nordostdeutschen Jungmoränengebietes im Bereich der großen Sanderflächen zwischen den Haupteisrandlagen der Frankfurter Deglaziationsphase (18.400 BP) und der Pommerschen Vorstoßphase (15.200 BP [MARKS, 2002]; Abb. 1). Trotz der allgemeinen Abdachung des Hochflächenniveaus von Nord nach Süd weist das Sandergebiet eine bewegte Oberflächenmorphologie auf. Neben der Durchragung älterer Geschiebemergelflächen verstärken vor allem zahlreiche Toteisbecken und Schmelzwasserrinnen die Reliefenergie der Hochflächen. Durch viele seen- und torferfüllte Hohlformen wird der Sander trotz seiner weitflächigen Verbreitung in stark differenzierte Einzelflächen aufgegliedert. Die Vielzahl von Becken und Rinnen unterschiedlicher Dimension zeugen von glazifluvialen Sedimentschüttungen zwischen und über zerfallenden Toteisfeldern sowie einer Becken- und Rinnengenese während der weichselzeitlichen Jungmoränensequenz (NITZ, 1984). Ergänzend treten im Arbeitsgebiet Dünen und Flugsanddecken auf, die den südöstlichen Anschluss an die weitflächigen Dünenareale östlich der Müritz darstellen.

3. Ergebnisse

Im Bereich der Sanderhochfläche westlich des Krummen Sees befindet sich ein geschlossener Dünenkomplex, der sich vor allem durch eine Vielzahl von Kuppendünen auszeichnet. Diese weit verbreiteten Kleindünen besitzen

Höhen von etwa 2-3,5 m, sind ca. 12-15 m lang und weisen eine Breite zwischen 8-10 m auf, wobei sie oft in ihrer Längserstreckung eine Übergangsform zu Längsdünen darstellen. Das "Dünenprofil Blankenförde" ermöglicht modellhaft die Rekonstruktion der spätglazialen und holozänen Morphodynamik der Hochflächen (Abb. 2). Nach der finalen glazifluvialen Sedimentation führen periglaziale Prozesse zur Bildung eines Geschiebedecksandes, in dem sich innerhalb der spätglazialen Thermomere (v.a. Allerød) eine Braunerde entwickelt. Anhand ihrer Morphologie kann sie mit dem durch SCHLAAK (1998, 1999) beschriebenen Finowboden parallelisiert werden. Bedeckt wird diese Bodenbildung durch jungdryaszeitliche Flugsande, die sich faziell den älteren "cover sands" zuordnen lassen (KOZARS-KI & NOWACZYK, 1991, S. 112). Zum Hangenden wird diese Flugsanddecke durch eine fossile Braunerde abgegrenzt, die als Zeugnis phasenhafter, holozäner Formungsruhe angesehen werden kann. Darüber bilden jüngere Flugsande den sedimentologischen Abschluss der äolischen Sukzession. Sie treten deutlich reliefbildend in Erscheinung und sind genetisch einer anthropogen induzierten "drift sand"-Akkumulation zuzuordnen (CASTEL et al., 1989, S. 3). Die geringe Mächtigkeit des rezenten Podsols-Regosols ist Indiz für das junge Alter der anstehenden Ausgangssubstrate.

Im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees wurden Erosionskerben identifiziert, die jeweils in einen Schwemmfächer auf eine Seeterrasse im 1-m-Niveau über dem rezenten Seespiegel (59,4 m HN) münden. Die morphologisch markanteste Kerbe ist mit einer Länge von etwa 32 m und ca. 2 m hohen Seitenwänden Teil eines mit Bohrungen und Bodenschürfen angelegten Profilschnittes (Abb. 3). Die Boden-Sediment-Folgen belegen, unter besonderer Berücksichtigung des Aufbaus des Schwemmfächers und der Kerbenwurzel, eine Zweiphasigkeit erosiver Prozesse. Während einer Phase linienhafter und flächenhafter Abtragung kommt es aufgrund von rückschreitender Erosion der unteren Hangpartien zum Kerbenreißen und



Böden und Sedimente entlang des "Profilschnittes III" im westlichen Einzugsgebiet des Krummen Sees.

zur Ausbildung von Schwemmfächersedimenten (Kolluvium M1). Die dabei von den Seitenwänden nachrutschenden Sedimente verfüllen die Kerbe zum Teil. In einem zweiten Ereignis werden die Böden des Oberhanges nahezu vollständig gekappt. Ein entsprechendes zweites Kolluvium (M2) kann entlang des Mittelhanges bis in die Kerbe verfolgt werden und spiegelt durch seine Verbreitung eine flächenhafte Abtragung wider.

Pollenanalytische Befunde begrabener Humushorizonte und dendrochronologische Analysen an Baumstümpfen lassen die Ereignisse am Westufer des Krummen Sees in den Zeitraum der mittelalterlich-neuzeitlichen Bodenerosion einordnen (sensu BORK et al., 1998).

Unweit des Kerbensystems wurde im Krummen See eine Profundalbohrung niedergebracht, die eine lückenlose Aufzeichnung der Seeentwicklung und des näheren Umlandes aufzeigt. Die hier vorgestellten Ergebnisse beziehen sich dabei vor allem auf die jungen Abschnitte holozäner Sedimentation. Auffällig sind hierbei erhöhte minerogene Peaks bei gleichzeitigem Absinken des organischen Anteils im Sediment. Die am Seekern vorgenommenen Pollenanalysen datieren diese Sedimentationswechsel in die Zeit des Mittelalters und belegen zusätzlich durch den Verlauf der Offenland- und Kulturanzeiger im Pollendiagramm größte mittelalterlich-neuzeitliche anthropogene Eingriffe in die Landschaft (Abb. 4). Da auch Sedimentumlagerungen aus dem Litoral zum Anstieg des minerogenen Anteils im Profundal führen können, wird die Notwendigkeit einer zeitlichen Korrelation mit Erosionsnachweisen im Seeeinzugsgebiet unterstrichen (DREIBRODT, 2005). Die Chronologie landseitiger Bodenerosion am Krummen See ermöglicht die Parallelisierung mit lakustrinen Sedimentsequenzen und ermöglicht so eine Verknüpfung der Landschaftsarchive See und Boden.

4. Schlussfolgerung

Zur Erklärung der dynamischen Entwicklung von Landschaften bietet das von ROHDENBURG (1970) beschriebene



Pollensequenz für das Subatlantikum aus dem Profundal des Krummen Sees.

Konzept der morphodynamischen Aktivität und Stabilität einen grundlegenden Ansatz zur Rekonstruktion von Wechselwirkungen zwischen Relief, Vegetation, Boden, Substrat und anthropogenen Einwirkungen. Phasen von Bodenbildung sind demnach grundsätzlich von Phasen morphodynamischer Aktivität zu trennen und sind somit äquivalent mit Stabilitätszeiten (vgl. ROHDENBURG, 1970). Die unter Flugsanden und Kolluvien begrabenen Böden im Untersuchungsgebiet zeugen von einer längeren Phase holozäner Oberflächenstabilität. Besonders durch tiefgreifende anthropogene Eingriffe im Jüngeren Subatlantikum werden die anstehenden Böden durch eine abnehmende Vegetationsbedeckung destabilisiert und unterliegen folglich der Bodenerosion (sensu BORK, 1988). Die Akkumulation des durch Wind und Wasser abgetragenen Materials erfolgt dabei in Form von Kolluvien, ausgedehnten Flugsanddecken und allochthonen minerogenen Einträgen in Seen.

Literatur

- BORK, H.-R.: Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten. – In: BORK, H.-R. & RICKEN, W.: Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung – Soil erosion, holocene and pleistocene soil development, Catena, Supplement, 3, 1–93, 1983.
- BORK, H.-R.: Bodenerosion und Umwelt. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, **13**, Braunschweig 1988.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T.: Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: Wirkungen des Menschen auf Landschaften. – 1. Aufl., 328 S., 68 Abb., 36 Tab., Gotha, Stuttgart (Klett-Perthes) 1998.
- CASTEL, I., KOSTER, E. & SLOTBOOM, R.: Morphogenetic aspects and age of Late Holocene aeolian drift sands in Northwest Europe. – Z. Geomorph. N.F., 33, 1–26, 1989.
- DEARING, J.A.: Lake sediment record of erosional processes. Hydrobiologia, **214**, 99–106, 1991.

- DREIBRODT, S.: Historical soil erosion and landscape development at Lake Belau (North Germany): a comparison of colluvial deposits and lake sediments. – Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Vol., **139**, 101–128, 2005.
- KOZARSKI, S. & NOWACZYK, B.: Lithofacies and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. – Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd., 90, 107–122, 1991.
- LANG, A. & HÖNSCHEIDT, S.: Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. Catena, **38**, 89–107, 1999.
- MARKS, L.: Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews, **21**, 103–110, 2002.
- MAUZ, B., HILGER, W., MÜLLER, J.M., ZÖLLER, L. & DIKAU, R.: Aeolian activity in Schleswig-Holstein (Germany): Landscape response to Late Glacial climatic change and Holocene human impact. – Z. Geomorph. N.F., 49, 417–431, 2005.
- NITZ, B.: Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland-Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **128**, 133–142, 1984.
- ROHDENBURG, H.: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 81–96, 1970.
- SCHATZ, T.: Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung Nordostdeutschlands. – ZALF-Bericht, 41, 1–201, Müncheberg 2000.
- SCHLAAK, N.: Der Finowboden Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. – Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A., Band A49, 143–148, 1998.
- SCHLAAK, N.: Typical aeolian sand profiles and palaeosols of the Glien till plain in the northwest of Berlin. – In: SCHIRMER, W.: Dunes and fossil soils, GeoArchaeoRhein, 3, 97–105, 1999.
- ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W.: Quantitative Erfassung natürlicher und anthropogener Bodenerosion in einem Einzugsgebiet der Eifel. – Trierer Geographische Studien, 16, 61–78, 1997.
- ZOLITSCHKA, B.: A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. – Geomorphology, **22**, 1–17, 1998.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



Ausmaß und Folgen isostatischer Erdkrustenbewegungen an der Ostseeküste NE-Deutschlands

REINHARD LAMPE*)

2 Abbildungen

Deutschland Mecklenburg-Vorpommern Ostsee Isostasie Eustasie Neotektonik Nehrung

Inhalt

| | Zusammenfassung | 179 179 |
|----|----------------------------------|------------|
| 1. | Einleitung und Fragestellung | 179 |
| 2. | Untersuchungsgebiet und Methoden | 180 |
| 3. | Ergebnisse und Diskussion | 180 |
| 4. | Schlussfolgerungen | 181 |
| | Literatur | 181 |

Zusammenfassung

Basierend auf umfangreichen Felduntersuchungen wird das Zusammenspiel zwischen Meeresspiegelentwicklung, Erdkrustenbewegung und der Entwicklung des Akkumulationsraums bei der Genese der Küste Mecklenburg-Vorpommerns untersucht. Drei lokale Meeresspiegelkurven werden abgeleitet, aus denen auf den Umfang der isostatischen Bewegung und deren Auswirkungen auf die Küstengenese geschlossen wird.

Extent and Consequences of Isostatic Movements on the Baltic Sea Coast (Northeastern Germany)

Abstract

Based on intensive field surveys the interplay between sea level development, crustal movement, and accumulation space on the coastal evolution in Mecklenburg-Vorpommern is investigated. Three local sea level curves are established, from which the extent of the isostatic movement and its effects on the coastal evolution are deduced.

1. Einleitung und Fragestellung

Die spätquartäre Meeresspiegelgeschichte im Nordwesten Europas widerspiegelt den Einfluss eustatischer, isostatischer, tektonischer und – im lokalen Maßstab – anderer Faktoren wie Sedimentkompaktion und Halokinetik. Die vielfältigen Kombinationen dieser Faktoren in einem vergleichsweise kleinen Raum machten NW-Europa zu einem intensiv untersuchten "Meeresspiegellabor" (MÖRNER, 1980). In dieser Region stellt die südliche Ostseeküste die Übergangszone zwischen Baltischem Schild und Mitteleuropäischer Senkungszone dar, in der glazialisostatische Hebung im Norden abgelöst wird durch neotektonische und/oder glazialisostatische Subsidenz im Süden.

Ein weitverbreitetes Referenzniveau für die Bestimmung der neotektonischen Vertikalbewegung im NW und NE Deutschlands stellt die Basis des marinen Rupelian dar (Unteres Oligozän, 34 Ma). Die Hauptsenkungszone folgt

^{*)} Prof. REINHARD LAMPE: Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D 17489 Greifswald. lampe@uni-greifswald.de.

einer von Hamburg über Berlin reichenden Achse, die sich weiter nach Südpolen verfolgen lässt. Am Nordrand der Senkungszone klingen die Rupel-Ablagerungen aus und deuten eine Hebungsstruktur an, die von Rügen über Sjælland bis zum Ringkøping-Fyn-Hoch Dänemarks reicht. Die Trennlinie zwischen dem Senkungs- und dem Hebungsbereich kreuzt die heutige Küstenlinie NE von Rostock, von wo aus sie nach SE bis in den Bereich südlich der Oder-Mündung verläuft (GARETSKY et al., 2001; LUDWIG, 2001). Die mittleren Bewegungsraten sind vergleichsweise klein und betragen –0,006 mm a⁻¹ für das Wismarer Gebiet und +0,004 mm a⁻¹ für Rügen.

Während des Pleistozäns wurde dieses Bewegungsmuster durch die von mehreren Vereisungen ausgelösten glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen überprägt. Seit dem letzten glazialen Maximum wurde Fennoscandia mehrere hundert Meter gehoben. Die gegenwärtige Vertikalbewegung nimmt von etwa ca. 9 mm a-1 im Zentrum der Aufwölbung radial nach außen ab und wird in den anschließenden Gebieten Weißrusslands, N-Polens, N-Deutschlands und der Niederlande abgelöst von schwachen Senkungstendenzen (FRISCHBUTTER & SCHWAB, 1995). Diese Senkungsgebiete sind wiederholt als kollabierender Ringwulst gedeutet worden, der sich infolge des Gewichtes des skandinavischen Eisschilds gebildet hatte (FJELDSKAAR, 1994; LAMBECK et al., 1998). Die andauernde Senkung im Bereich dieser peripheren Aufwölbung soll u.a. für die Unterschiede im relativen Meeresspiegelanstieg zwischen Belgien, den Niederlanden und NW-Deutschland verantwortlich sein (KIDEN et al., 2002; VINK et al., 2007)

Die südliche Ostseeküste ist nördlich dieses Ringwulstes gelegen, so dass das Gebiet durch Hebung gekennzeichnet sein sollte. Die gegenwärtigen relativen Meeresspiegelbewegungen in diesem Bereich, die sich aus der Analyse langfristiger Pegelaufzeichnungen ergeben, zeigen allerdings eine Kippung mit Hebung im Norden (Rügen) und Senkung im SW (Wismar) an (DIETRICH & LIEBSCH, 2000). Die gegenwärtige eustatische Komponente wird auf 1 bis 1,2 mm a⁻¹ geschätzt (STIGGE, 2003), was mit der Relativbewegung im Raum Rostock bis Fischland übereinstimmt und zeigt, dass in diesem Bereich die glazialisostatische Bewegungskomponente verschwindet. Der Bereich nördlich davon würde dann zum Hebungsgebiet, der sich südwestlich anschließende Bereich zum Senkungsgebiet gehören (EKMAN, 1996).

Die vorliegende Untersuchung verfolgte das Ziel, den Anstieg des relativen Meeresspiegels (rsl) an der südlichen Ostseeküste seit Einsetzen der Littorina-Transgression (ca. 7200 BC) zu rekonstruieren und aus dem Vergleich mit rsl-Kurven benachbarter Gebiete Aussagen zu Verlauf und Ausmaß isostatischer Bewegungen abzuleiten. Aus der räumlichen Differenzierung des Bewegungsmusters ergäben sich dann Schlussfolgerungen für die Küstenentwicklung in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft.

2. Untersuchungsgebiet und Methoden

RsI-Kurven, die aus regional verteilten Daten abgeleitet sind, können durch differentielle Krustenbewegungen innerhalb der Region verfälscht sein. Um diesen Fehler zu vermeiden, schlugen KIDEN et al. (2002) vor, lokal gültige Kurven zu etablieren, die nur für Gebiete mit Durchmessern zwischen 15 bis 30 km gültig sind. Für die vorliegende Studie wurden dazu Daten aus drei Untersuchungsgebieten (USG) erhoben, die entlang des Gradienten der säkularen rsI-Änderung lokalisiert sind. Die USG Wismar-Bucht, Fischland und N-Rügen/Hiddensee besitzen Durchmesser <25 km und die für sie repräsentativen Pegel Wismar, Barth und Saßnitz zeigen säkulare rsI-Anstiege von 1,4 mm a⁻¹, 1,0 mm a⁻¹ und 0,6 mm a⁻¹ (Abb. 1).

In diesen Gebieten wurden aus Bohrungen im Onshoreund Offshore-Bereich Torfproben gesammelt, auf ihr Ablagerungsmilieu hin untersucht (Pollen-, Diatomeen-, Makrorest-Analyse) und - soweit möglich - Makroreste von Landpflanzen für die AMS-¹⁴C-Datierung isoliert. Bei stark zersetzten Torfen musste auf Bulk-Proben ausgewichen werden. Zusätzlich standen zahlreiche Datierungen von unterwasserarchäologischen Untersuchungen sowie von Baumstämmen ertrunkener Wälder zur Verfügung (LAMPE et al., 2005; LÜBKE & TERBERGER, 2005). Nur in einigen Fällen wurden auch ältere konventionelle ¹⁴C-Daten herangezogen. Alle Daten wurden mit dem Programm CalPal kalibriert (DANZEGLOCKE et al., 2007) und das 2o-Intervall als Zeitfehler bestimmt. Für die Identifizierung der Paläo-Meeresspiegellage wurden das Ablagerungsmilieu, die Kompaktion der Torfe und weitere Fehler der Höhenbestimmung berücksichtigt. Unter Berücksichtigung der Zeitund Höhenfehler wurden die rsl-Hüllkurven im Zeit/Tiefen-Diagramm konstruiert (LAMPE et al., im Druck).

3. Ergebnisse und Diskussion

In jedem Untersuchungsgebiet wurden ausreichend viele geeignete Proben gefunden, die eine Rekonstruktion der rsl-Entwicklung seit mindestens 6000 BC zulassen. Dabei ist die Datenlage im USG Wismar-Bucht wegen zahlreicher UW-archäologischer Funde und UW-Funde von Baumstämmen besonders günstig, während im USG Fischland dergleichen Funde bisher völlig fehlen. Die aus 144 ¹⁴C-Daten resultierenden Hüllkurven der Meeresspiegelent-

wicklung sind in Abb. 2 dargestellt. Sie zeigen einen prinzipiell ähnlichen Verlauf, auch der rapide Anstieg endet bei allen drei Kurven bei etwa 5800 BC. Die einzige Periode, wo aus allen USG keine oder sehr wenige Daten vorliegen, reicht von 2000 BC bis 800 AD und ist durch geringe Torfakkumulation infolge geringen rsl-Anstiegs verur-

Säkularer Anstieg des relativen Meeresspiegels im südlichen Ostseeraum (in mm a⁻¹, nach DIETRICH & LIEBSCH [2000]) und Lage der Untersuchungsgebiete Wismar-Bucht (A), Fischland (B) und N-Rügen/Hiddensee (C).





Abb. 2.

RsI-Hüllkurven für die Untersuchungsgebiete Wismar-Bucht, Fischland und N-Rügen/Hiddensee. Zum Vergleich ist die Hüllkurve der tektonisch/isostatisch stabilen belgischen Küste angegeben (KIDEN et al., 2002).

sacht. Erst nach 800 AD, mit dem Einsetzen der Jungsubatlantischen Transgressionsphase, nimmt das Torfwachstum wieder zu. Lediglich eine signifikante Meeresspiegelschwankung kann aus den Daten abgeleitet und mit einer prominenten Torfdegradationsschicht korreliert werden. Diese entstand während der Kleinen Eiszeit und ist verbreitet entlang der Küsten der Ost- und Nordsee zu finden (FREUND & STREIF, 1999; LAMPE & JANKE, 2004; GEHRELS et al., 2006). Zwar gibt es vage Indizien für einige weitere Oszillationen, doch kann deren Amplitude nur sehr gering gewesen sein.

Die Kurven unterscheiden sich allerdings signifikant in der Höhenlage und zeigen damit eine andauernde Kippung der Erdkruste im Bereich der südlichen Ostsee an, wofür vorrangig glazialisostatische Bewegungen als Ursache in Frage kommen. Eine Vorstellung von der Größe der isostatischen Komponente kann nur gewonnen werden durch den Vergleich mit rsl-Kurven aus tektonisch ±stabilen Gebieten, wofür sich die nächstgelegene Kurve der belgischen Küste anbietet (DENYS & BAETEMAN, 1995; KIDEN et al., 2002). Bildet man die Differenz zwischen den Kurven von der südlichen Ostseeküste und der aus Belgien, zeigt sich, dass die isostatischen Hebungen in den USG Wismar-Bucht und Fischland seit 5000 bzw. 3000 Jahren abgeklungen sind, auf Rügen dagegen mit nachlassender Intensität andauern. Für den Bereich der Wismar-Bucht macht der Vergleich außerdem eine leichte Subsidenz wahrscheinlich, so dass insgesamt das gegenwärtige, durch die Pegelanalyse ermittelte Bewegungsbild als bereits lang andauernd bestätigt wird.

4. Schlussfolgerungen

Die drei lokalen rsl-Kurven untermauern bisherige Erkenntnisse (KLIEWE & JANKE, 1982), wonach der steile Ast des Transgressionsverlaufs um etwa 5800 BC endet und danach ein nur noch schwacher Anstieg erfolgt. Separiert man mit Hilfe der als im Wesentlichen eustatisch anzusehenden belgischen rsl-Kurve den isostatischen Anteil, dann ist die resultierende Hebung auf Rügen rund dreimal so groß wie die in der Wismar-Bucht. Entsprechend schnell muss sich auf Rügen der Akkumulationsraum verringert haben, der für eine potentielle Ablagerung von Sedimenten aus dem Küstenabbruch zur Verfügung stand. Gleiches Sedimentangebot vorausgesetzt, sollten sich deshalb die Nehrungen auf Rügen schneller gebildet und eine stärkere Progradation erfahren haben als in den beiden anderen USG. Während der leichten Meeresspiegelsenkung im Zuge der Kleinen Eiszeit war infolge der andauernden Hebung auf Rügen eine schwache Regression die Folge (Inaktivierung der Kliffe [SCHNICK, 2006]), während dies in der Wismar-Bucht nur eine abgeschwächte Transgression bedeutete. Da inzwischen die Rate des Meeresspiegelanstiegs die Hebungsrate aller drei USG übertrifft, ist generell ein Anwachsen des Akkumulationsraums, der Erosion der Kliffe und Nehrungen und eine Destabilisierung der Küstenlinie zu beobachten. Bei einem zukünftig schneller steigenden Meeresspiegel muss mit einer weiteren Intensivierung dieser Erscheinungen gerechnet werden, die sich in der Wismar-Bucht verstärkt, auf Rügen abgeschwächt bemerkbar machen werden.

Literatur

- DANZEGLOCKE, U., JÖRIS, O. & WENINGER, B.: CalPal-2007online. http://www.calpal-online.de/ accessed 2007/10.
- DENYS, L. & BAETEMAN, C.: Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium – a first assessment. – Marine Geology, **124**, 1–19, 1995.
- DIETRICH, R. & LIEBSCH, G.: Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 28(6), 615–624, Berlin 2000.

- EKMAN, M.: A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. – Terra Nova, 8(2), 158–165, 1996.
- FJELDSKAAR, W.: The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia. Norsk Geologisk Tidsskrift, **74**, 2–8, 1994.
- FREUND, H. & STREIF, H.: Natürliche Pegelmarken für Meeresspiegelschwankungen der letzten 2000 Jahre im Bereich der Insel Juist. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **143**, Pilotheft 2000, 34–45, Gotha 1999.
- FRISCHBUTTER, A. & SCHWAB, G.: Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Umrahmung der Ostseedepression. Ein Beitrag zu IGCP-Projekt Nr. 346 "Neodynamica Baltica". – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 2(2), 59–67, Kleinmachnow 1995.
- GARETSKY, R.G., LUDWIG, A.O., SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W.: Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas – Results of IGCP project 346. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8(1), 1–47, Kleinmachnow 2001.
- GEHRELS, W.R., SZKORNIK, K., BARTHOLDY, J., KIRBY, J.R., BRADLEY, S.L., MARSHALL, W.A., HEINEMEIER, J. & PEDERSEN, J.B.T.: Late Holocene sea-level changes and isostasy in western Denmark. – Quaternary Research, 66(2), 288–302, 2006.
- KIDEN, P., DENYS, L. & JOHNSTON, P.: Late Quaternary sea-level change and isostatic and tectonic land movements along the Belgian-Dutch North Sea coast: geological data and model results. – Journal of Quaternary Science, **17**, 535–546, 2002.
- KLIEWE, H. & JANKE, W.: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **126**(2), 65–74, Gotha 1982.
- LAMBECK, K., SMITHER, C. & JOHNSTON, P.: Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. – Geophysical Journal International, **134**(1), 102–144, 1998.
- LAMPE, R. & JANKE, W.: The Holocene sea-level rise in the Southern Baltic as reflected in coastal peat sequences. – Polish Geological Institute Special Papers, **11**, 19–30, Warszawa 2004.

- LAMPE, R., ENDTMANN, E., JANKE, W., MEYER, H., LÜBKE, H., HARFF, J. & LEMKE, W.: A new relative sea-level curve for the Wismar Bay, NE-German Baltic coast. – Meyniana, 57, 5–35, Kiel 2005.
- LAMPE, R., MEYER, H., ZIEKUR, R., JANKE, W. & ENDTMANN, E.: Holocene evolution of the irregularly sinking southern Baltic Sea coast and the interactions of sea-level rise, accumulation space and sediment supply. – Berichte der Römisch-Germanischen Kommission, Frankfurt a.M. im Druck.
- LÜBKE, H. & TERBERGER, T.: Das Endmesolithikum in Vorpommern und auf Rügen im Lichte neuer Daten. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 2004, **52**, 243–255, Schwerin 2005.
- LUDWIG, A.O.: Die neotektonische Ausgestaltung des südlichen Ostseeraumes. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **29**(1/2), 149–167, Berlin 2001.
- MÖRNER, N.-A.: The northwest European "sea-level laboratory" and regional Holocene eustasy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **29**, 281–300, 1980.
- SCHNICK, H.: Zur Morphogenese der Steilufer Ost-Jasmunds (Insel Rügen) – eine landschaftsgeschichtliche Betrachtung. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **34**(1/2), 73–97, Berlin 2003.
- STIGGE, H.-J.: Beobachtete Wasserstandsvariationen an der deutschen Ostseeküste im 19. und 20. Jahrhundert. – Küste, 66, 79–102, Heide i. Holstein 2003.
- VINK, A., STEFFEN, H., REINHARDT, L. & KAUFMANN, G.: Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). – Quaternary Science Reviews, **26**(25–28), 3249–3275, 2007.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



Durchbruchstalgenese im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs (NO-Deutschland)

SEBASTIAN LORENZ*)

3 Abbildungen

Deutschland Mecklenburg-Vorpommern Durchbruchstal Flussterrrasse Kames Schwemmfächer Paläohydrologie

Inhalt

| | Zusammenfassung | 183 |
|----|---|-----|
| | Abstract | 183 |
| 1. | Einleitung | 184 |
| 2. | Grundlagen der Durchbruchstalentstehung im Jungmoränengebiet | 184 |
| З. | Durchbruchstalgenese im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs | 185 |
| | 3.1. Pleni- und Spätglazial (13.000–10.000 BP) | 185 |
| | 3.2. Frühholozän (10.000 – ca. 7.000 BP) | 186 |
| | 3.3. Mittel- und Jungholozän (seit ca. 7.000 BP) | 187 |
| | Literatur | 187 |

Zusammenfassung

Zwei mecklenburgische Durchbruchstäler im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) sowie des Frühpommerschen Vorstoßes wurden geomorphologisch untersucht. Hochgelegene kames-artige Terrassen belegen für das Mildenitz-Durchbruchstal ein pleni- und spätglaziales Abflussgeschehen, während das Nebel-Durchbruchstal bis zum Präboreal mit Toteis plombiert war. In beiden Tälern lässt sich über Terrassen und Schwemmfächer in Paläoseen eine Umkehr der Fließrichtung im Präboreal belegen, welche für die Flüsse Nebel und Mildenitz eine Erweiterung des Einzugsgebietes über die Eisrandlage hinweg bedeutete. In beiden Tälern dokumentiert eine 1-m-Terrasse Veränderungen des fluvialen Regimes seit dem Spätmittelalter.

Genesis of Incised Valleys in the Vicinity of the Pomerian Ice marginal Zone (Mecklenburg, Northeastern Germany)

Abstract

Two incised valleys in the vicinity of the Pomeranian ice marginal zone were geomorphologically investigated. Within the incised valley of the River Mildenitz kames terraces give evidence of south headed pleni- and Late glacial fluvial activity. Compared to the River Mildenitz incised valley the River Nebel incised valley was barred by dead ice until Preboreal. River terraces and alluvial fans are common features of both incised valleys and prove a change of flow direction in Early Holocene (Preboreal). Thereby the catchment area was extended and the water shed was shifted to the south. For both valleys a 1 m terrace documents fluvial alterations since the late Middle Ages.

^{*)} Dr. SEBASTIAN LORENZ, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D 17487 Greifswald. sebastian.lorenz@uni-greifswald.de.

1. Einleitung

Im Jungmoränengebiet gelten Eisrandlagen als primäre morphologische Elemente zur quartärgeologischen Untergliederung des Raumes (RÜHBERG et al., 1995; MÜLLER, 2004; KLYSZ, 2005). Sie sind auch bedeutende hydrographische Grenzen, indem sie Wasserscheiden – im hier vorgestellten Untersuchungsraum jene zwischen Nordsee (Elbe) und Ostsee (Warnow) – darstellen.

Im mecklenburgischen Verlauf der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) und ihrer Maximalausdehnung (W2max, auch Frühpommerscher Vorstoß) sind drei größere Durchbruchstäler entwickelt, die für die südlich der Eisrandlagen gelegenen Flussoberläufe und die konnektierten Seen eine Anbindung an das Ostsee-Einzugsgebiet bedeuten (Abb. 1). Es sind dies von West nach Ost das Warnow-Durchbruchstal nördlich von Sternberg (Warnow: 143 km Lauflänge, 3304 km² Einzugsgebiet), das Mildenitz-Durchbruchstal bei Dobbertin (Mildenitz: 62 km Lauflänge, 523 km² Einzugsgebiet) und das Nebel-Durchbruchstal bei Krakow am See (Nebel: 64 km Lauflänge, 928 km² Einzugsgebiet). Alle drei Flüsse gueren die Eisrandlage mit mehreren Durchbruchsstrecken, die in Abhängigkeit der Abfolgen von Höhenrücken und zwischengeschaltetem Becken stufenartig ausgebildet sind. Daneben existieren weitere kleinere Kerbtäler mit geologischem Bezug zur W2-Randlage in "Bach"-Dimension. Die hier dargestellten Ergebnisse zur Genese der Durchbruchstäler von Mildenitz und Nebel ergänzen Studien zur Talgenese der küstennahen Flussunterläufe (zuletzt JANKE, 2002, 2004; MICHAELIS & JOOSTEN, 2002).

Die Genese von großen Durchbruchstälern in Lockersedimenten geriet im Zusammenhang mit der Urstromtalforschung schon vor langer Zeit in den Mittelpunkt jungquartärer Forschung (u.a. GALON, 1934; BRINKMANN, 1956; WOLDSTEDT, 1956). Für die kleinen Durchbruchstäler der weichselglazialen Eisrandlagen liegen aus jüngerer Zeit bislang nur vereinzelte detaillierte Untersuchungen vor (z.B. GÄRTNER, 1993, 2002; ROTHER, 2003; LORENZ & SCHULT, 2004; KAISER et al., 2007).

2. Grundlagen der Durchbruchstalentstehung im Jungmoränengebiet

Im ostelbischen Fließgewässernetz sind zahlreiche Flussverläufe durch Wechsel von Urstromtal-Abschnitten mit Durchbrüchen von Eisrandlagen nach Norden gekennzeichnet, besonders deutlich die Oder (vgl. LIEDTKE, 1956; WOLDSTEDT, 1956). Diese Wechsel gehen auf die Umstellung des Gewässernetzes von der peripheren (transversalen) Entwässerung in westliche Richtung während des Weichsel-Hochglazials hin zur zentripetalen (radialen) Entwässerung in nördliche Richtung ab dem Spätglazial zurück (WOLDSTEDT, 1956, S. 5-8). Prinzipiell beruht die Umstellung der Abflusssysteme auf der Kombination der konsequenten Nordabdachung des Flachlandes mit Eisrandlagen und Sanderflächen, welche eine südwärts gerichtete Neigung aufweisen und der Wiederherstellung des präglazialen Gewässernetzes vorerst im Wege standen. Als geomorphologische Ursachen für das Durchbrechen eines Endmoränengürtels und die Flussumkehr in nördliche Richtung sind über Jahrzehnte hinweg Thesen erörtert worden, aus denen sich nach GALON (1982) vier Thesen abgrenzen lassen:

- 1) Das klassische Prinzip der Flussanzapfung.
- 2) Subglaziale Erosion in Randbereichen des Inlandeises in Kombination mit Rinnentoteis.
- 3) Katastrophale Durchbrüche im Bereich sehr schwach geneigter Sander.
- 4) Kombination von Flussanzapfung und der Einwirkung von Rinnentoteis innerhalb der Eisrandlage.

Dabei existiert laut GALON (1982, S. 162) für alle Thesen ein Mangel an geomorphologischen Beweisen für eine südwärts gerichtete Entwässerung im selben Talkörper. Zur Datierung der Durchbruchstäler existieren wenige stichfeste Belege, jedoch bekräftigt GALON (1982, S. 163) den Verdacht einer Talentstehung im Zeitraum Bølling–Allerød und vermutlich auch im Präboreal wegen des bedeutenden Toteiseinflusses (vgl. GALON, 1972).



Abb. 1.

Lage des Arbeitsgebiets in Mecklenburg-Vorpommern mit den Einzugsgebieten von Nebel und Mildenitz.

3. Durchbruchstalgenese im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs

3.1. Pleni- und Spätglazial (13.000-10.000 BP)

Die Rekonstruktion der Durchbruchstalentstehung in jungquartären Lockersedimenten kann auf nur wenige, verlässlich datierte Untersuchungen zurückgreifen, die zumeist jünger als 13.000 BP sind und lediglich das Spätglazial repräsentieren (vgl. KAISER et al., 2007). Schon GALON (1982, S. 163) äußerte die Vermutung einer Durchbruchstalentstehung im Zeitraum Bølling-Allerød und – aufgrund des immanenten Toteiseinflusses – nachfolgend auch im Präboreal (vgl. GALON, 1972).

Für beide hier vorgestellten Endmoränen-Durchbruchstäler lässt sich aufgrund des Penetrierens der Eisrandlage und durch die lineare Fortsetzung der Tiefenstrukturen auch in benachbarten Seebecken auf eine subglaziale Anlage der Täler schließen. Im Verfolgen des weiteren Rinnenverlaufs lässt sich die "Mildenitz-Rinne" mit den heutigen Seebecken des mittleren Mildenitz-Verlaufs als peripher (auch transversal) kennzeichnen. Die Nebel folgt südlich der Pommerschen Haupteisrandlage einer zentripetalen (auch radialen) Rinnenstruktur innerhalb des Krakower Sees, welche dann im heutigen Nebel-Oberlauf ebenfalls transversalen Charakter hat.

Spätestens mit dem nordwärts zurückweichenden Eisrand erfolgte im Zuge der südwärts gerichteten Schmelzwasserabgabe ein Auskleiden der Rinnen mit glazifluvialen Sedimenten, welche in beiden Tälern heute oberflächenbildend sind.

Für die nur lokal am südlichen Talhang nachweisbaren 10-m-, 12-m- und 17-m-Terrassen im Mildenitz-Durchbruchstal gelangen keine Altersdatierungen und Fließrichtungsrekonstruktionen. Sie belegen aber ein phasenhaftes Einschneiden des Talbodens im Zuge der Verringerung des Schmelzwasseraufkommens, durch ein sukzessives Austauen des Rinnentoteises (vgl. GALON, 1982) oder durch das Absinken der Erosionsbasis. Pleniglaziales Schmelzwasser floss in einem Niveau weit über dem heutigen Talboden in südliche Richtung ab, wovon glazilimnische Sedimente im unmittelbaren Vorland der W2max-Randlage zeugen (LORENZ, 2007, S. 56ff.).

Die randlichen glazifluvialen Talverfüllungen blieben als kames-artige Terrassen stehen und sind heute gering verbreitet als 17-m-, 12-m- und 10-m-Terrassen am südlichen Talhang zu finden (Abb. 2). Deren stark verstellte und klar geschichtete Sedimentkörper deuten auf Rutschungs- und Setzungserscheinungen im Zuge des Toteiszerfalls hin. Nicht auszuschließen ist ein kaskadenartiges Verrutschen der Talhänge. Im Nebel-Durchbruchstal sind diese pleniglazialen Eintiefungen und damit auch adäquate glazifluviale Prozesse zu dieser Zeit nicht geomorphologisch nachweisbar, denn es gibt keine hochgelegenen Terrassen an den Talhängen (Abb. 4, ROTHER [2003]).

Für das ausgehende Spätglazial lässt sich im Mildenitz-Durchbruchstal der Abfluss in südöstliche Richtung anhand der nach Süden einfallenden 5-m-Terrasse ableiten. Die-



Geomorphologische Übersichtskarte des Mildenitz-Durchbruchstals.



Geomorphologische Übersichtskarte des Nebel-Durchbruchstals (A) mit Talquerschnitten (B, nach ROTHER [2003, überarbeitet]).

ses Terrassenniveau entspricht einem fossilen, sehr breiten und mit groben Kiesen ausgekleideten Talboden, welcher in Vergesellschaftung mit fossilen Prallhängen einen geschwungenen Gewässerverlauf rekonstruieren lässt (Abb. 2). Die dryaszeitlichen Wasserstände der vor- und nachgeschalteten Seebecken lagen erheblich über den heutigen, wie fossile Steilufer sowie abradierte Inselkerne belegen (Abb. 2, LORENZ [2003, 2007, S. 57]). Für die randliche Zertalung des Mildenitz-Durchbruchstals wird die Jüngere Dryas in Ansatz gebracht, denn ältere Schwemmfächerbildungen wären ausgeräumt oder überformt. Vor allem die Oberflächenabflüsse der südexponierten Talbereiche wurden durch intensiveres Auftauen dabei wirksam, so dass abgespültes Material als Schwemmfächer auf der 5-m-Terrasse zur Ablagerung gelangte (Abb. 2).

Das Nebel-Durchbruchstal lässt sich geomorphologisch als eine wechselnde Abfolge von zerschnittenen und durch fluviale Erosion gekennzeichneten Moränenzügen (Schwellen) sowie von verlandeten und durch Akkumulation gekennzeichneten Seebecken beschreiben. In toteiskonservierten Senken entstanden mehrere kleinere spätglaziale Seebecken, die durch Moränenschwellen separiert lagen und bis einschließlich der Jüngeren Dryas noch keine Hinweise auf fluviale Prozesse innerhalb der "Nebel-Rinne" sowie untereinander erkennen lassen. So gelangten in ihnen ausschließlich limnische Fazies (Silikatmudden) zur Ablagerung (ROTHER, 2003; LORENZ, 2007, S. 106ff.).

3.2. Frühholozän (10.000 - ca. 7.000 BP)

Sedimentologisches Abbild der Aktivierung des Nebel-Durchbruchstals sind zwei mächtige Schwemmfächer aus Kiessanden über ungestörten jungdryaszeitlichen Silikat-

mudden am Rand zweier, heute verlandeter Seebecken innerhalb der Pommerschen Hauptendmoräne (ROTHER, 2003). Beide Schwemmfächer implizieren zugleich den initialen Abfluss über den heutigen Nebel-Verlauf in nördliche Richtung. Auslöser der nun unvermittelt einsetzenden Gewässervernetzung ist ein Ursachenkomplex aus rückschreitender Erosion, der Zerschneidung von Geschiebemergelschwellen in Verbindung mit finalem Toteistauen und dem Überlaufen des Krakower Sees in nordöstliche Richtung. Damit ist eine markante Absenkung des Wasserstandes im Krakower See und zugleich das Ende des Paläoseestadiums verbunden (LORENZ, 2007, S. 81ff.). Der exakte Zeitpunkt des Durchbruchs ist jedoch nicht eindeutig zu terminieren, da die grundlegenden Befunde sowohl in die Jüngere Dryas (späte Hochwasserstände des Krakower Sees) wie auch in das Präboreal (Schwemmfächer-Bildung, Tiefwasserstände des Krakower Sees) datieren. Generell ist eine geringe Verzögerung des oberflächlichen Toteis-Auftauens auch über die Jüngere Dryas hinaus denkbar, dem fluviale Erosionsprozesse zeitversetzt folgten. Entgegen den Befunden aus dem Mildenitz-Tal setzt im Nebel-Durchbruchstal das fluviale Geschehen mit der Ausbildung eines durchgehenden Gerinnebettes erst im Präboreal ein. Entlang der Erosionsstrecken lassen sich Fluss-Terrassen als Belege eines phasenhaften Eintiefens nicht nachweisen.

Am Westausgang des Mildenitz-Durchbruchstals ist im Bereich einer heutigen Seeterrasse des Schwarzen Sees ein ca. 12 m mächtiger Schwemmfächer aus Kiessanden ausgebildet, an dessen Basis Holzreste, humose Horizonte und Torfe erbohrt wurden. Auch diese Schwemmfächersedimentation am Rand eines talnahen Beckens (Schwarzer See) wird als Beleg einer seit dem Frühholozän nordwärts gerichteten Entwässerung interpretiert (LORENZ & SCHULT, 2004). Ein um >12m tieferer Wasserstand des Schwarzen Sees zu diesem Zeitpunkt ist unwahrscheinlich, so dass zusätzlich zu einem frühholozänen Niedrigwasserstand ein durch Toteisaustau einsinkender Sedimentkörper in Ansatz gebracht wird. Diese Vermutung wird durch die sehr steile und hohe Umrahmung des Schwarzen Sees gestützt. Für die Umkehr der Fließrichtung und die finale Ausbildung des Mildenitz-Durchbruchstals ist ebenfalls ein nicht exakt zu rekonstruierender Ursachenkomplex aus Toteistauen im Bereich von Sedimentschwellen, aus rückschreitender Erosion und durch ein Überlaufen an der tiefsten Schwelle verantwortlich. Das geringere Wasserdargebot durch nun perkolationsfähige Sedimente und die frühholozäne Trockenperiode (vgl. KALIS et al., 2003) bewirkt das tiefe Einschneiden der Mildenitz in die 5-m-Terrasse mit einem nun schmalen und schwach mäandrierenden Flussbett. Die Spätpleistozän-Frühholozän-Grenze ist nach Beschreibung von FLOREK (1996, S. 175f.) an küstennahen nordpolnischen Flüssen ebenfalls durch einen Wechsel vom verwilderten zum mäandrierenden Gerinnebett gekennzeichnet, was zugleich einer Festlegung des Gerinnes entspricht (s.a. FLOREK, 1997; JANKE, 2002). Zeitnah werden die periglazial angelegten Trockentäler fossilisiert.

Die frühholozäne Umkehr der Fließrichtung in beiden Durchbruchstälern und die nun nordwärts gerichtete Entwässerung sind eine Zäsur in der Gewässernetzentwicklung (vgl. GALON, 1934, 1982). Die Schwemmfächerbildung in konnektierten nördlich angrenzenden Seebecken, die markante Wasserspiegelsenkung in Seen südlich der Eisrandlagen und das erosive Einschneiden des Gerinnes um mehrere Meter sind deren charakteristische Merkmale. Bislang nicht untersucht ist, ob sich die frühholozänen Schwemmfächerbildungen als gut datierbare Fixpunkte für die Endmoränen-Durchbrüche auch in den Durchbruchsstrecken weiter nördlich bzw. flussabwärts nachweisen lassen. Daraus ließe sich neben einer zeitlichen Dimension für die Ausbildung des Flusslängsprofils dann auch der Einfluss der proglazialen Seebecken und ihres Wasserstandes für die Durchbruchstalentstehung ableiten, denn glazilimnische Becken existierten weiter nördlich nicht.

3.3. Mittel- und Jungholozän (seit ca. 7.000 BP)

Während des anthropogen noch weitgehend unbeeinflussten Holozäns beruhigt sich das geomorphologische Geschehen in den Durchbruchstälern, ohne dass sedimentologische Befunde auf Milieuwechsel hindeuten. Offensichtlich ist die Eintiefung und Schwellenzerschneidung bei Mildenitz und Nebel nur im Präboreal und Boreal erfolgt. Für die Mildenitz ist im Atlantikum und Subboreal von einem mäandrierenden Verlauf im Durchbruchstal auf einem Niveau leicht unter dem heutigen auszugehen, wobei Akkumulation und Erosion in Abhängigkeit der Erosionsbasis erfolgten. Hinweise auf stabile Abflussverhältnisse der Mildenitz bis in das Subboreal liefern Bruchwald-Torfe etwa 0,8–1 m unter der rezenten, aus fluvialen Sanden aufgebauten 1-m-Terrasse.

Der Einfluss des mittelalterlichen Wassermühlenstaus wird in beiden Durchbruchstälern durch Akkumulationsterrassen zwischen 0,6 und 1 m über dem Mittelwasser deutlich. In die Sande der 1-m-Terrasse der Mildenitz sind mehrere Humus- und Torfbänder eingebettet, die den akkumulativen Charakter der Terrasse unterstreichen und Abbild einer alternierenden fluvial-klastischen bzw. telmatischorganogenen Sedimentation sind. Die Abfolge von fluvialen Sanden und groben, gut gerundeten Kiesen über holzreichen Bruchwaldtorfen und Organomudden verdeutlicht einen markanten Wechsel der Flussdynamik spätestens ab dem 14. Jahrhundert. Die Pollenspektren der in die Terrassensande inkorporierten Humus- und Torflaminen implizieren einen mittelalterlich-neuzeitlichen Akkumulationszeitraum dieses Terrassenniveaus (LORENZ & SCHULT, 2004). Wassermühlen sind seit dem 13. Jahrhundert in Mecklenburg verbreitet und bewirkten erhebliche Veränderungen des Gewässernetzes v.a. durch Aufstauungen (BLEILE, 2005). Wiederum starke Auswirkungen für beide Flusstäler bringen die Laufverlegungen, Meliorationsmaßnahmen und Seespiegelabsenkungen in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts und spätere Mühlen-Legungen mit sich, die eine Absenkung der Erosionsbasis bedeuteten und ein nachfolgendes Einschneiden des Gerinnes mit Terrassenfreilegung verursachten (LORENZ, 2007, S. 76ff.).

Literatur

- BLEILE, R.: Die Auswirkungen des spätmittelalterlichen Wassermühlenbaus auf die norddeutsche Gewässerlandschaft – Beiträge einer interdisziplinären Tagung des Lehrstuhls für Ur- und Frühgeschichte der Universität Greifswald, 16. und 17. April 2004. – In: BIERMANN, F. & MANGELSDORF, G. (Hrsg.): Die bäuerliche Ostsiedlung des Mittelalters in Nordostdeutschland: Untersuchungen zum Landesausbau des 12. bis 14. Jahrhunderts im ländlichen Raum, 175–192, Lang, Europ. Verl. der Wiss., Frankfurt am Main [u.a.], 2005.
- BRINKMANN, R.: Die Entwässerung der Baltischen Eisrandlagen im mittleren Norddeutschland. – Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 29–34, 1956.
- FLOREK, W.: Late Vistulian and Holocene development of the North Pomeranian River Valleys and the influence of south Baltic neotectonics. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., **102** (Suppl.), 169–183, 1996.
- FLOREK, W.: Climatic and anthropogenic impulses in the Late Vistulian and Holocene development of the river channels and valleys of the Baltic Coastal Region and Pomerania. – Landform Analysis, 1, 41–50, 1997.
- GALON, R.: Versuch einer Bestimmung des relativen Postglazials auf morphologischer Grundlage – Schema einer Rekonstruktion morphologisch-hydrographischer Verhältnisse nach der letzten Vereisung im südlich der Ostsee gelegenen Flachland. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **21**, 319–329, 1934.
- GALON, R.: Über den Vorgang der zweiphasigen Enteisung im mitteleuropäischen Vereisungsgebiet. – Göttinger Geographische Abhandlungen, **60**, 141–144, 1972.
- GALON, R.: Altes und Neues zum Problem der Entstehung der Durchbruchstäler im skandinavischen Vereisungsgebiet südlich der Ostsee. – Würzburger Geographische Arbeiten, 56, 159–166, 1982.
- GÄRTNER, P.: Zur Tal- und Flußentwicklung der Panke im Jungpleistozän. – Berliner Geographische Arbeiten, 78, 117–133, 1993.
- GÄRTNER, P.: Nordbrandenburgische Flußentwicklung am Beispiel des Rheinsberger Rhin. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, 27–30, 2002.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K.: Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätglazial und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. – Meyniana, 53, 91–118, 2001.
- JANKE, W.: Zur Genese der Flußtäler zwischen Uecker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, 39–43, 2002.
- JANKE, W.: Holozän im Binnenland. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, 265–284, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 2004.
- KALIS, A.J., MERKT, J. & WUNDERLICH, J.: Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – Quaternary Science Reviews, 22, 33–79, 2003.
- KAISER, K., ROTHER, H., LORENZ, S., GÄRTNER, P. & PAPENROTH, R.: Geomorphic evolution of small river-lake-systems in northeast Germany during the Late Quaternary. – Earth Surface Processes and Landforms, **32**, 1516–1532, 2007.
- KLYSZ, P.: The Pomerian phase on the Drawsko Lakeland. Zeitschrift f
 ür Geomorphologie N.F., 49, 47–61, 2005.
- LAMPE, R.: Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. Quaternary International, **133**, 121–136, 2005.

- LIEDTKE, H.: Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, 6, 1–49, 1956.
- LORENZ, S. & SCHULT, M.: Das Durchbruchstal der Mildenitz bei Dobbertin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern. – Meyniana, **56**, 47–68, 2004.
- LORENZ, S.: Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. – Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Greifswald, 350 S., 2007.
- MARKS, L.: Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews, 21, 103–110, 2002.
- MICHAELIS, D. & JOOSTEN, H.: Peatlands in ice marginal valleys and their relation to sea level changes. – Greifswalder Geographische Arbeiten, **31**, 95–99, 2002.
- MÜLLER, U.: Jung-Pleistozän Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, 234–242, Schweizerbart sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1. Aufl., 2004.
- RINTERKNECHT, V.R., MARKS, L., PIOTROWSKI, J.A., RAISBECK, G.M., YIOU, F., BROOK, E. & CLARK, P.U.: Cosmogenic ¹⁰Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. – Boreas, **34**, 186–191, 2005.

- ROTHER, H.: Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg). – Greifswalder Geographische Arbeiten, **29**, 105–141, 2003.
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., VON BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T.: Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands, 95–115, Berlin u.a. (Borntraeger) 1995.
- SCHULZ, W.: Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. – Geologie – Zeitschrift für das Gesamtgebiet der Geologie und Mineralogie sowie der angewandten Geophysik, **12**, 1152–1168, 1963.
- TREICHEL, F.: Die Haupt- und Nebenwasserscheiden Mecklenburgs. – Dissertation, Universität Greifswald, Greifswald, 1957.
- USCINOWICZ, S.: Southern Baltic area during the last deglaciation. Geological Quarterly, **43**, 137–148, 1999.
- WOLDSTEDT, P.: Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. – Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 5–12, 1956.
- WYSOTA, W., LANKAUF, K.R., SZMAŃDA, J., CHRUŚCIŃSKA, A., OCZ-KOWSKI, H.L. & PRZEGIĘTKA, K.R.: Chronology of the Vistulian (Weichselian) glacial events in the Lower Vistula Region, Middle-North Poland. – Geochronometria, **21**, 137–142, 2002.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008



Zur Zeitstellung weichselzeitlicher Eisrandlagen in Nordostdeutschland

CHRISTOPHER LÜTHGENS*), MARGOT BÖSE**) & MATTHIAS KRBETSCHEK**)

Deutschland Jungmoränenlandschaft Eisrand Geochronologie

Inhalt

| | Zusammenfassung | 189 |
|----|--|-----|
| | Abstract | 189 |
| 1. | Problemstellung und Methodik | 189 |
| 2. | Die weichselzeitlichen Haupteisrandlagen in Nordostdeutschland | 190 |
| | 2.1. Die Brandenburger und die Frankfurter Eisrandlage | 190 |
| | 2.2. Die Pommersche Eisrandlage | 190 |
| | 2.3. Zur Frage eines mittelweichselzeitlichen Eisvorstoßes in Nordostdeutschland | 190 |
| З. | Ergebnisse und Fazit | 190 |
| 4. | Probleme und Ausblick | 190 |
| | Literatur | 191 |

Zusammenfassung

Fehlende geochronometrische Datierungen lassen im nordostdeutschen Tiefland bisher nur Altersabschätzungen der weichselzeitlichen Haupteisrandlagen zu. Ziel dieses Projektes ist es, mit Hilfe von OSL-Datierungen eine Chronologie für diese Eisrandlagen zu erarbeiten. Hierzu wurden glazifluviatile Sande beprobt, die sich in einem einwandfreien Zusammenhang zu einer der Haupteisrandlagen befinden. Um bei der geochronometrischen Aufgabenstellung des Forschungsprojektes hohe Genauigkeiten der Sediment-Altersbestimmung zu erreichen, kamen Techniken der OSL-Datierung von Quarz zum Einsatz. Erste Ergebnisse dieser Datierungsarbeiten zeigen bisher selten die erwartete zeitliche Abfolge. Die Jungmoränenlandschaft Nordostdeutschlands stellt sich vielmehr als ein Patchwork aus Landschaftsformen unterschiedlicher (unerwarteter) Alter dar.

Geochronological Data of Wechselian Ice Marginal Positions in Northeastern Germany

Abstract

Due to the absence of recent geochronometrical data of the Weichselian ice advances in northeastern Germany, the ages of ice marginal positions which are commonly used for that region, are only estimates. The aim of the project is to work out a chronology of the distinct Weichselian ice marginal positions in NE Germany. Samples have been taken from fluvioglacial sands which have a clear connection to one of the distinct ice margins. To achieve the geochronometrical aim of the project Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating techniques have been applied. First results of these OSL datings only rarely show the expected chronology. The young morainic area of northeastern Germany rather appears to be a patchwork of landforms of different (unexpected) ages.

1. Problemstellung und Methodik

Fehlende geochronometrische Datierungen der Haupteisrandlagen im nordostdeutschen Tiefland lassen bisher nur Alterseinschätzungen der Eisvorstöße, Abschmelzhalte und Wiedervorstöße zu. "Unfortunately, a reliable absolute chronology of the Weichselian ice decay is still absent" (TERBERGER et al., 2004). Die allgemein verwendeten

^{*)} CHRISTOPHER LÜTHGENS, MARGOT BÖSE, Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Geographische Wissenschaften, Physische Geographie, Malteserstraße 74-100, Haus H, 12249 Berlin. cluethg@geog.fu-berlin.de, mboese@geog.fu-berlin.de.

^{**)} MATTHIAS KRBETSCHEK, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Forschungsstelle Geochronologie Quartär am Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg, Leipziger-Str. 23, 09596 Freiberg. quatmi@physik.tu-freiberg.de

Altersangaben basieren meist auf Schätzungen von KOZARSKI (letztmals 1995). Weitere Altersableitungen basieren auf Extrapolationen von Radiokarbondatierungen aus liegenden Sedimenten (LITT, 2007). Wie aus internationalen Forschungen bekannt, unterlag der Rand des Inlandeises in verschiedenen Abschnitten einer unterschiedlichen Dynamik; daher lassen sich Datierungen aus anderen Ländern wie Dänemark, Polen, den baltischen Republiken und auch aus Schleswig-Holstein nur bedingt übertragen. In einem seit dem Jahr 2006 laufenden, von der DFG geförderten Projekt wurden auf einer Profillinie zwischen dem Baruther Urstromtal und Rügen glazifluviatile Sande beprobt, die sich in einem einwandfreien Zusammenhang zu einer der Haupteisrandlagen befinden oder stratigraphisch gesicherte Positionen in Kliffprofilen an der Ostsee inne haben. Die Bestimmung des Ablagerungsalters der beprobten Sedimente erfolgt mit Hilfe von Lumineszenz-Datierungen. Hierbei kommen in erster Linie SAR-Techniken (single aliquot regeneration) der OSL-Datierung (Optisch Stimulierte Lumineszenz) von Quarz zum Einsatz (MURRAY & WINTLE, 2000). Speziell bei älteren Proben wird weiterhin die Methode der IR-RF-Datierung (Infrarot-Radiofluoreszenz) an Kalifeldspat eingesetzt (ERFURT & KRBETSCHEK, 2003), um hohe Genauigkeiten bei der Sediment-Altersbestimmung zu erreichen.

2. Die weichselzeitlichen Haupteisrandlagen in Nordostdeutschland

Mit Ausnahme von einigen deutlichen saaleglazialen Stauchmoränenkomplexen wurden auf Spezialkarten (WOLDSTEDT, 1935; LIEDTKE, 1981) Eisrandlagen – basierend auf dem Modell der Glazialen Serie – anhand von morphologischen Erhebungen und vorgelagerten Sandern rekonstruiert. Haupteisrandlagen sind die Brandenburger Randlage (W1B), die Frankfurter Randlage (W1F) und die Pommersche Randlage (W2). Diese hochglazialen Eisvorstöße stehen im Zentrum der bisherigen Arbeiten. In Nordostdeutschland ergibt sich nach radiometrischen Datierungen (¹⁴C [BREMER, 2004]) für diese ein relativ enges Zeitfenster von ca. 24 ka B.P. bis 14 ka B.P. Als Zeitpunkt der Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises gilt 20 ka B.P. (Brandenburger Eisrandlage), der auf CEPEK (1965) zurückgeht.

2.1. Die Brandenburger und die Frankfurter Eisrandlage

Die Brandenburger Eisrandlage ist morphologisch relativ schwach ausgebildet und besteht z.T. aus Sanderinnenrändern. Satzendmoränen und Stauchmoränen treten nur gelegentlich auf. Es wird davon ausgegangen, dass das Eis schnell vorstieß und geringmächtig war. Eine schwache Ernährung des Eisrandes, die schnell zu Stagnation und Toteisbildung mit vielen Schmelzwässern um das Resteis führte, prägte eine an Sandern und Kames reiche Landschaft.

Die Frankfurter Eisrandlage wird in Deutschland als ein längerer Halt des Eisrandes beim Abschmelzen angesehen, der zwar kleinräumig oszillierte, dem jedoch grundsätzlich keine eigene Grundmoräne zugeordnet werden kann. Somit wird diese Eisrandlage auch als Staffel klassifiziert.

2.2. Die Pommersche Eisrandlage

Die Haupteisrandlage des Pommerschen Stadiums, deren Bildung ein Abschmelzen und ein erneuter Eisvorstoß aus der Ostseesenke heraus vorangingen, zeigt die am deutlichsten ausgebildeten Endmoränen in Nordostdeutschland. Trotzdem wurden auch sie von den Schmelzwässern jüngerer Eisrandlagen zerschnitten.

2.3. Zur Frage eines mittelweichselzeitlichen Eisvorstoßes in Nordostdeutschland

Nach wie vor wird für Nord- und Nordostdeutschland ein möglicher mittelweichselzeitlicher Eisvorstoß kontrovers diskutiert (BösE, 2005). Im Bereich Mecklenburg-Vorpommern ist die Existenz bzw. Ausdehnung eines frühen mittelweichselzeitlichen Eisvorstoßes weiterhin unklar. Schlüsselpositionen in dieser Frage nehmen hierbei die Kliffprofile von Nordrügen und das Profil der Stoltera westlich von Warnemünde ein.

3. Ergebnisse und Fazit

Mit Hilfe der im Rahmen dieses Projektes entwickelten Messstrategie, die auf der Tagung vorgestellt werden wird, ist es – wenn auch mit erheblichem Messaufwand – möglich, glazifluviatile Sedimente mittels OSL an Quarz zu datieren. Auf der Grundlage der Ergebnisse zahlreicher OSL-Datierungen von in erster Linie Sandersedimenten aus mehr als 15 Aufschlüssen in Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern ergibt sich ein teilweise unerwarteter, auf der Grundlage sowohl der Spezialkarten als auch der geologischen Karten nicht erkennbarer, komplexerer Aufbau des Jungmoränengebietes Nordostdeutschlands:

Das präweichselzeitliche Relief hat offensichtlich einen größeren Einfluss auf die heutige Topographie als bisher angenommen (vgl. auch LÜTHGENS & BÖSE, 2007). Schmelzwasserrinnen und subglaziale Entwässerungsbahnen folgen häufig älteren Tiefenlinien. Geländeaufragungen hingegen sind häufig saalezeitliche Stauchmoränen, oder aber nicht oder nur geringfügig glazitektonisch beanspruchte Schmelzwasserablagerungen der vorletzten Vereisung. Stellenweise sind saalezeitliche glazifluviatile Sande und Kiese von den weichselzeitlichen Schmelzwässern nur oberflächennah über sehr geringe Entfernungen nochmals verlagert worden, ohne dass die ursprüngliche Großform des Reliefs verändert wurde. Sowohl das Brandenburger Stadium als auch der Eishalt während der Frankfurter Staffel waren offensichtlich nicht formungswirksam genug, um die Landschaft umzugestalten. Die dominanten reliefverändernden Prozesse, die zum typischen Landschaftsbild einer Jungmoränenlandschaft führten, sind offensichtlich auf Schmelzwasser- und Toteisbildungen zurückzuführen. Weichselzeitliche Stauch- und Ablationsmoränen kommen kaum vor. Die Wirkung der Schmelzwässer ist dabei in Eisrandnähe und in "hochliegenden Bereichen" als eher erosiv einzustufen, wohingegen sich die glazifluviatil-akkumulative Wirkung auf bereits vorgezeichnete "Tiefenlinen" konzentriert.

Mittelweichselzeitliche Sedimente konnten im Rahmen dieses Projektes bisher nur im Bereich von beprobten Kliffprofilen an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns nachgewiesen werden. Zum Zeitpunkt der Drucklegung dieses Abstracts laufen zu dieser Fragestellung jedoch noch weitergehende Untersuchungen. Erste Ergebnisse hierzu sollen im Rahmen der Tagung präsentiert werden.

4. Probleme und Ausblick

Die große Wahrscheinlichkeit unzureichender und inhomogener Bleichung glazifluviatiler, eisrandnaher Sedimente wird von verschiedenen Autoren wiederholt betont (z.B. THOMAS et al., 2006; PREUSSER et al., 2007) und hat sich auch im Laufe dieses Projektes bestätigt. Entscheidend ist hierbei jedoch, dass es durch die statistische Auswertbarkeit der mit Hilfe der SAR-Methode erzielten Messergebnisse möglich ist, unzureichend belichtete Kornanteile zu erkennen und bei der Altersberechnung dementsprechend zu berücksichtigen. Es gilt nun, auf der Grundlage der in diesem Projekt gewonnenen Daten ein Altersmodell zu entwickeln, das bei der Datierung glazifluviatiler Sedimente eine möglichst hohe Genauigkeit der kalkulierten Alter sichert.

Literatur

- Böse, M.: The Last Glaciation and Geomorphology. In: KOSTER, E.A. (ed.): The Physical Geography of Western Europe, 61–74, Oxford (University Press) 2005.
- BREMER, F.: Glaziale Morphologie. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, 284–291, Stuttgart (Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung) 2004.
- CEPEK, A.G.: Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. – In: GELLERT, J.F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR, 45–65, Berlin (Akademie-Verlag) 1965.
- ERFURT, G. & KRBETSCHEK, M.R.: IRSAR A single-aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K feldspar. – Ancient TL, 21, 21–28, 2003.
- KOZARSKI, S.: Deglacjacja pólnocno-zachodniej Polski: womki i trasformacja geosystema (~20 ka – 10 ka), IG. – PZPAN, Documentacja Geograficzna, 1, 82, 1995.

- LIEDTKE, H.: Die Nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. In: Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Trier 1981.
- LITT, T. (Hrsg.): E&G Quaternary Science Journal, Stuttgart (Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung) 2007.
- LÜTHGENS, C. & BÖSE, M.: Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees. – E&G Quaternary Science Journal, **57**, 2007.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G.: Luminescence dating of Quartz using an improved single aliquot regenerative dose protocol. – Radiation Measurements, 32, 57–73, 2000.
- PREUSSER, F., BLEI, A., GRAF, H. & SCHLÜCHTER, C.: Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. – Boreas, **36**, 130–142, 2007.
- TERBERGER, T., KLERK, P. DE, HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P.: Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). – Eiszeitalter und Gegenwart, 54, 138–175, 2004.
- THOMAS, P.J., MURRAY, A.S., KJÆR, K.H., FUNDER, S. & LARSEN, E.: Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of glacial sediments from Arctic Russia – depositional bleaching and methodological aspects. – Boreas, 35, 587–599, 2006.
- WOLDSTEDT, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt) 1935.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008

Mechanisms of Moraine Formation under Different Glaciological Boundary Conditions -Implications for Interpreting the Dynamics of Quaternary Ice Masses

SVEN LUKAS*)

| | Quartă Gletsche Morăne |
|-----------------|------------------------------|
| Contents | |
| Zusammenfassung | |
| Abstract | |
| Study Areas | |
| Results | |

Mechanismen der Moränenbildung unter verschiedenen glaziologischen Randbedingungen -Zur Interpretation der Dynamik quartärer Eismassen

Zusammenfassung

Moränen, die an Eisrändern gebildet wurden, sind die am häufigsten benutzten Landformen, die zur Gletscher- und Paläoklimarekonstruktion herangezogen werden. Trotz ihrer wichtigen Rolle als Anzeiger von Paläoklima- und Paläogletscherdynamik sind die Bildungsbedingungen dieser Landformen nicht zureichend verstanden. Die vorliegende Studie fasst Ergebnisse aus Studien an Moränen in den Alpen, Schottland und Spitzbergen zusammen. Das Ziel dieser Arbeit ist, die Prozesse der Moränenbildung unter verschiedenen glaziologischen Randbedingungen (warme bis größtenteils kalte Gletscher) zu vergleichen, um daraus Schlüsse für die Interpretation älterer Landformen ziehen zu können.

Abstract

Latero-frontal moraines are the most commonly used landforms in glacier and palaeoclimate reconstruction. However, our understanding of how these landforms form and what their palaeoclimatic significance is in terms of glacier dynamics is still very limited. This paper synthesises data from the Alps, Scottish Highlands and Svalbard to compare different processes of moraine formation under different glaciological regimes (temperate to largely cold-based) with the aim of distilling an interpretative framework for palaeoenvironments.

1. Introduction

In glaciated valley landsystems, prominent latero-frontal moraines commonly mark the maximum extent of Holocene and earlier, e.g. lateglacial, glacier advances. Consequently, these landforms are widely used to constrain the extent of former glaciers, mostly in order to derive palaeoclimatic parameters or to calculate volume loss between successive periods of glaciation. However, despite this widespread use of moraines, a thorough understanding of the modes of their formation based on modern process observations and detailed sedimentologi-

Conclusions

2

З.

4

cal analyses is largely lacking for these environments; hence, links between process and (land)form have not yet been established with confidence. To the contrary, most workers simply use these landforms, largely ignoring the additional information about glacier dynamics that could be gained. A second group of workers prefer to use occasional exposures to make some basic assumptions about moraine formation, but do not employ detailed sedimentological methods. An interesting and common misconception in these studies is that moraines, being glacial land-

Schweiz

^{*)} SVEN LUKAS, University of London, Department of Geography, Queen Mary, Mile End Road, London E1 4NS, England. S.Lukas@qmul.ac.uk

forms, are expected to be composed of till (see LUKAS [2006a] for a summary).

The gap in knowledge sketched out above presents a number of problems for palaeoclimatic studies since the processes of moraine formation can give reliable insights into glacier dynamics, and hence climate-glacier interactions, at the time of moraine formation (e.g. BENN & LUKAS, 2006; LUKAS, 2007). This short contribution aims at summarising recent findings from three glaciated environments, Svalbard, the Central European Alps and the Scottish Highlands. A multi-proxy approach involving process observations, sedimentological investigations and ground-penetrating radar (GPR) has been employed to achieve a great deal of data that can be meaningfully interpreted.

2. Study Areas

The study areas used in this study are

- a) the forelands of the temperate valley glaciers Findelengletscher (7°52' E, 46°00' N) and Gornergletscher (7°46' E, 45°58' N) in the Central Alps, east of Zermatt;
- b) three polythermal glaciers south of Longyearbyen, Svalbard (15°26' E, 78°12' N) and
- c) an area of ca. 600 km² in the far NW Highlands of Scotland that were last glaciated during the Younger Dryas.

3. Results

Polythermal, largely cold-based glaciers on Svalbard are characterised by low flow velocities, dominant supraglacial and englacial debris entrainment and transport. Supraglacial debris load is very large and results in the formation of partly thick (0.1–4 m) debris covers that inhibit glacier melt and reduce ablation so much that most glacier fronts are still at the neoglacial maximum that was reached in 1900 (LUKAS et al., 2007). Moraine formation in these environments is limited, and glaciers in these environments are not capable of building large moraine complexes; the only evidence that is likely to be preserved over longer time spans is erosional evidence such as marginal meltwater channels (LUKAS et al., 2005).

Temperate valley glaciers in the Alps are at the opposite end of the spectrum to those mentioned above: they are characterised by medium to fast flow, are largely temperate (Gornergletscher is known to contain some frozen patches in areas where the ice is thinner) and transport large guantities of debris subglacially and have a relatively small supraglacial debris load (GRAF, 2007; KELLERER-PIRKL-BAUER, 2008). Dead ice in the foreland is less widespread than in arctic systems and, if present, concentrated to lower altitudes of the foreland. As a consequence of the aforementioned components, latero-frontal moraines tend to be very prominent features, often reaching 20-100 m height and several kilometres in length. Sedimentological processes are dominated by debris flow deposition: watersaturated supraglacial debris slides down the glacier surface to accumulate along the ice margin where it forms a debris flow-dominated ice-contact fan or ramp. Discrete runoff events produce thinner sorted-sediment units and partly mini-deltas in puddles on the fan or ramp surface. When the glacier retreats, the proximal sides of these fans lose their support and collapse, forming steep ice-contact faces where material is at the angle of repose. Groundpenetrating radar investigations in these sediments show very good agreement between radar facies and lithofacies observed in control exposures along trenches. This allows individual lithofacies units to be traced into the deep subsurface revealing a thickness of up to 10 m of stacked, conformable debris flow units with dips parallel to moraine surface slopes. Glacier readvances can lead to oversteepening, and lateral drag and compression can induce glaciotectonisation, leading to partial deformation and overconsolidation of typically the lower parts or bases of laterofrontal moraine complexes (GRAF, 2007). This material is not the same as (lodgement) till since primary depositional structures that are the result of debris flow deposition are preserved (cf. EVANS et al., 2006; LUKAS, 2006a). Observations have shown that the material that forms debris flows is frequently brought to the glacier surface along englacial debris bands and consists dominantly of subglacially-transported material (GRAF, 2007; LUKAS & SASS, unpublished). The preservation potential of alpine latero-frontal moraines is very high, and, based on the process observations at modern glaciers, sedimentological studies in such moraines that predate neoglacial advances are a fruitful avenue of research to investigate in how far glaciological boundary conditions have changed, e.g. during the Lateglacial.

In NW Scotland, the author has collected a large amount of data from >50 exposures in latero-frontal moraines that allow the modes of moraine formation to be reconstructed in considerable detail. The details of this research have already been published extensively (e.g. LUKAS, 2005, 2006b; BENN & LUKAS, 2006) and will only briefly be considered here. Latero-frontal moraines formed during the Younger Dryas are typically 5-15 m high moraine fragments that have been dissected by glacial meltwater and/or snowmelt. They form a landform assemblage that is often referred to as "hummocky moraine" due to the pointed and sharp-crested nature of individual moraine mounds. These mounds themselves are aligned along chains and represent fragments of once-continuous ice margins (LUKAS & BENN, 2006). Sedimentologically, these moraines are very similar to those described from the Alps above, i. e. terrestrial ice-contact fans or ramps being the norm. The only differences with aforementioned landforms are

- a) their scale (being up to an order of magnitude lower) and
- b) the more extensive nature and variety of deformation structures within these smaller moraines.

The latter form a continuum from undeformed through to complexly-deformed and overridden moraines with coeval glaciotectonisation (LUKAS, 2005). The difference in scale perhaps results from the nature of retreat which has been interpreted to have been very rapid, partly resulting in the formation of annual moraines (LUKAS & BENN, 2006) whereas glaciers in the Alps have frequently been observed to readvance to similar points, increasing the height of moraines and forming more complex landforms (RÖTHLISBERGER & SCHNEEBELI, 1979).

4. Conclusions

The results presented above have shown that detailed sedimentological studies are useful and critical to understand the modes of moraine formation in different environments. The data suggest that interpretations of the palaeolandform record should include such investigations in order to derive palaeoclimatic inferences of a holistic nature. More work of this nature is required, however, before a model of moraine formation that incorporates spatial and temporal variability in different environments can be constructed with confidence.

References

BENN, D.I. & LUKAS, S. (2006): Younger Dryas glacial landsystems in North West Scotland: An assessment of modern analogues and palaeoclimatic implications. – Quaternary Science Reviews, 25, 2390–2408.

- EVANS, D.J.A., PHILLIPS, E.R., HIEMSTRA, J.F. & AUTON, C.A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – Earth-Science Reviews, **78**, 115–176.
- GRAF, A. (2007): Genese alpiner Seitenmoränen am Beispiel des Findelengletschers bei Zermatt (VS). – Unpublished MSc Thesis, University of Bern, 126 pp.
- KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2008): The supraglacial debris system at the Pasterze Glacier, Austria: Spatial distribution, characteristics and transport of debris. – Zeitschrift für Geomorphologie Supplement, 52, 3–25.
- LUKAS, S. (2005): A test of the englacial thrusting hypothesis of "hummocky" moraine formation – case studies from the north-west Highlands, Scotland. – Boreas, **34**, 287–307.
- LUKAS, S. (2006a): Moräne oder Till? Ein Vorschlag zur Beschreibung, Interpretation und Benennung glazigener Sedimente. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **39**, 141–159.
- LUKAS, S. (2006b): Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction – a perspective from the British Younger Dryas. – Progress in Physical Geography, **30**, 719–736.

- LUKAS, S. (2007): Early-Holocene glacier fluctuations in Krundalen, south central Norway: palaeo-glacier dynamics and palaeoclimate. – The Holocene, **17**, 585–598.
- LUKAS, S. & BENN, D.I. (2006): Retreat dynamics of Younger Dryas glaciers in the far NW Scottish Highlands reconstructed from moraine sequences. – Scottish Geographical Journal, **122**, 308–325.
- LUKAS, S., NICHOLSON, L.I., ROSS, F.H. & HUMLUM, O. (2005): Formation, meltout processes and landscape alteration of high-arctic ice-cored moraines – examples from Nordenskiöld Land, central Spitsbergen. – Polar Geography, **29**, 157–187.
- LUKAS, S., NICHOLSON, L.I. & HUMLUM, O. (2007): Comment on Lønne and Lyså 2005: Deglaciation dynamics following the Little Ice Age on Svalbard: Implications for shaping of landscapes at high latitudes. – Geomorphology, **72**, 300–319; Geomorphology, **84**, 145–149.
- RÖTHLISBERGER, F. & SCHNEEBELI, W. (1979): Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks: indicators of postglacial climatic fluctuations. – In: C. SCHLÜCHTER (ed.): Moraines and varves, 387–419, Rotterdam (Balkema).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Amino Acid Geochronology as an Independent Test of Numerical Dating Methods Applied to Serbian, Romanian and Central Asian Loess Deposits

BJÖRN MACHALETT*), ERIC A. OCHES**), MANFRED FRECHEN**), TIN LUKIC***), SLOBODAN B. MARKOVIĆ***) & LUDWIG ZÖLLER****)

> Eurasien Löss Äolischer Staub Atmosphärische Zirkulation

Contents

| | Zusammenfassung | 197 |
|----|-----------------|-----|
| | Abstract | 197 |
| 1. | Introduction | 198 |
| 2. | The Method | 198 |
| З. | First Results | 198 |
| | References | 198 |

Aminosäuren-Geochronologie als unabhängiger Test für numerische Datierungsmethoden für serbische, rumänische und zentralasiatische Lössablagerungen

Zusammenfassung

Paläoklimatische Untersuchungen von Lößsequenzen hängen ganz entscheidend von dem Einsatz numerischer Datierungsmethoden ab. Nur durch sie kann ein verlässliches Altersmodell für die zu untersuchenden hochauflösenden Parameter (z.B. Korngrößen, geochemische Proxies) entwickelt werden. Da allerdings bisher zur Verfügung stehende Methoden sowohl in ihrem Datierungslimit als auch in ihrer methodischen Verlässlichkeit eingeschränkt sind, stellen relative Datierungsmethoden wie die Aminosäuren-Stratigraphie ein unabhängiges Werkzeug dar, um bisherige Altersmodelle zu validieren bzw. das Datierungsspektrum deutlich zu erweitern. Im Rahmen dieser Arbeit wird die Methode erstmalig für den mittel- und zentralasitischen Raum und mit einer besonders hohen Auflösung für den Raum Südosteuropa eingesetzt.

Abstract

Palaeoclimatic investigations of loess-palaeosol sequences depend on the application of numerical dating techniques, such as radiocarbon and luminescence methods, in order to develop reliable time series for the proxies being studied. Commonly, the utility of luminescence and radiocarbon dating is limited by their applicable dating range or, in the case of many European and Central Asian loess sites, results show a significant age underestimation for samples taken from the last glacial cycle. Relative dating approaches, such as amino acid geochronology, offer an independent assessment of numerical age estimates and assist in the chronostratigraphic evaluation of loess units beyond the range of useful numerical dating methods. In this study we present the first aminostratigraphic results from a Central Asian loess site: the Remisowka loess sequence in southeastern Kazakhstan, as well as new results from the loess sites Stari Slankamen and Mosorin/Titel Plateau in the Vojvodina (Serbia), and also initial results from the loess sequence Mircea Voda (Romania). We measured D/L ratios of glutamic acid, aspartic acid, phenylalanine, valine, and allolsoleucine/lsoleucine in fossil shells of selected terrestrial gastropod genera.

^{*)} BJÖRN MACHALETT, University of Bayreuth, Chair of Geomorphology, D 95440 Bayreuth, Germany; University of South Florida, Department of Geology, 4202 E. Fowler Ave. SCA 528, Tampa FL 33620, USA; Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), S3 Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, D 30655 Hannover, Germany. b.machalett@nakula.de.

^{**)} ERIC A. OCHES, MANFRED FRECHEN, University of South Florida, Department of Geology, 4202 E. Fowler Ave. SCA 528, Tampa FL 33620, USA.

^{***)} TIN LUKIC, SLOBODAN B. MARKOVIĆ: Quaternary Research Centre, Department of Geography, University of Novi Sad, Trg Dositeja Obradovica 3, 21000 Novi Sad, Serbia.

^{****)} LUDWIG ZÖLLER, University of Bayreuth, Chair of Geomorphology, D 95440 Bayreuth, Germany.

1. Introduction

Palaeoclimatic investigations of loess-palaeosol sequences depend on the application of numerical dating techniques, such as radiocarbon and luminescence methods, in order to develop reliable time series for the proxies being studied. Commonly, the utility of luminescence and radiocarbon dating is limited by their applicable dating range or, in case of some Central Asian loess sites, results show a significant age underestimation for samples taken from the last glacial cycle (ZHOU ET AL., 1995, MACHALETT et al., 2006). Relative dating approaches, such as amino acid geochronology, offer an independent assessment of numerical age estimates, when results are at or near their methodological limits, and assist in the chronostratigraphic evaluation of loess units beyond the range of useful numerical dating methods. Amino acid geochronology has been successfully applied to fossil gastropod shells from calcareous loess deposits from loess-palaeosol sequences in North America and Europe (OCHES & MCCOY, 1995, 2001; OCHES et al., 1996, 2000), and China (MCCOY et al., 1988; OCHES & MCCOY, 2001).

2. The Method

Amino acid geochronology measures the extent of racemization of amino acids within the carbonate shells of fossil molluscs. Amino acids, which exist in the levorotatory (L-form) optical configuration in living organisms, play an essential role in the biomineralization process of shell formation. Following protein synthesis, amino acids encased within the shell crystal structure, undergo reversible stereochemical inversion, or racemization, to their dextrorotatory (D-form) enantiomers. The rate at which the L to D inversion occurs is primarily a function of environmental temperature, and the extent of racemization, measured by the D/L ratio, is dependent on the amount of time that has passed. Taxonomic factors may significantly influence racemization; therefore sample sets of a single genus are typically analyzed in aminostratigraphic studies. Thus, within a monogeneric suite of fossil shells that have experienced similar post-depositional temperature histories, the D/L ratio measured in individual amino acids can be a useful measure of age. Terrestrial gastropod shells are often abundant and well preserved in loess deposits, making them an ideal system for the application of this method. A detailed review of the principles and applications of amino acid geochronology is available from WEHMILLER & MILLER (2000).

3. First Results

In this study we present the first aminostratigraphic results from a Central Asian loess site: the Remisowka loess sequence in southeastern Kazakhstan, as well as new results from the loess sites Stari Slankamen and Mosorin/Titel Plateau in the Vojvodina (Serbia), and also initial results from the loess sequence Mircea Voda (Romania). We measured D/L ratios of glutamic acid, aspartic acid, phenylalanine, valine, and allolsoleucine/lsoleucine in fossil shells of the terrestrial gastropod genera Pupilla, Pseudonapaeus, Leucozonella, Helicopsis, Vallonia, Clausiliidae and Succinea that have been selected for their wide geographic occurrence and reliability and reproducibility in repeated D/L measurements. Taxonomic identification of the sieved fossil snail shells were determined by the comparison with originally described type examples of the Malacozoological Collection at the Museum für Naturkunde of the Humboldt-University of Berlin. The samples were prepared and measured at the Amino Acid Geochronology Laboratory at the University of South Florida using reversephase liquid chromatography, following the method described by KAUFMAN & MANLEY (1998).

The results of amino acid geochronology provide an independent age model for the studied loess series, and their combination with numerical dating techniques allows us to confidently determine the position of the last and the two penultimate interglacial periods in the Serbian, Romanian and Central Asian sequences, casting new light on the chronostratigraphy of the last three glacial cycles in Eurasian loess. On a regional scale the stratigraphic scheme of the loess sequence Stari Slankamen, which was subject to varying interpretations in the past, is verified by the correlation with other aminostratigraphic records from the Vojvodina, in particular from the Titel loess plateau at Mosorin.

We aim to highlight the vast potential of highly resolved multi-proxy investigations, e.g., particle size studies, of the aeolian dust record of terrestrial sediments in combination with different geochronological techniques and chronostratigraphic tools, including luminescence and radiocarbon methods, plus amino acid geochronology. As loess sediments are widespread on the continents and offer palaeoclimatic reconstructions on regional and inter-hemispheric scales, we anticipate that the implementation of new methods will lead to a renaissance in the study of terrestrial climate archives.

References

- KAUFMAN, D.S. & MANLEY, W.F.: A new procedure for determining DL amino acid ratios in fossils using reverse phase liquid chromatography. – Quaternary Science Reviews, 17, 987–1000, 1998.
- MACHALETT, B., FRECHEN, M., HAMBACH, U., OCHES, E.A., ZÖLLER, L. & MARKOVIĆ, S.B.: The loess sequence from Remisowka (northern boundary of the Tien Shan Mountains, Kazakhstan) – Part I: Luminescence dating. – Quaternary International, **152/153**, 203–212, 2006.
- MACHALETT, B., OCHES, E.A., FRECHEN, M., ZÖLLER, L., HAMBACH, U., MAVLYANOVA, N.G., MARKOVIĆ, S.B. & ENDLICHER, W.: Aeolian dust dynamics in Central Asia during the Pleistocene – driven by the long-term migration, seasonality and permanency of the Asiatic polar front. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, DOI: 10.1029/2007GC001938, 2008, accepted.
- MCCOY, W.D., BRADLEY, R.S., AN, Z.S. & LIU, T.S.: Aminostratigraphy of Chinese loess. – Abstracts of the American Quaternary Association, 10, p. 136, 1988.
- OCHES, E.A. & MCCOY, W.D.: Historical developments and recent advances in amino acid geochronology applied to loess research: examples from North America, Europe, and China. – Earth-Science Reviews, **54**, 173–192, 2001.
- OCHES, E.A., MCCOY, W.D. & CLARK, P.U.: Amino acid estimates of latitudinal temperature gradients and geochronology of loess deposition during the last glaciation, Mississippi Valley, United States. – Geological Society of America Bulletin, **108**, 892–903, 1996.
- OCHES, E.A., MCCOY, W.D. & GNIESER, D.: Aminostratigraphic correlation of loess – paleosol sequences across Europe. – In: GOOD-FRIEND, G., COLLINS, M., FOGEL, M., MACKO, S. & WEHMILLER, J.F. (eds.): Perspectives in Amino Acid and Protein Geochemistry, Oxford University Press, NY, 331–348, 2000.
- WEHMILLER, J.F. & MILLER, G.H.: Aminostratigraphic Dating Methods in Quaternary Geology. – In: Quaternary Geology: Methods and Applications, AGU reference shelf, **4**, 187–222, 2000.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Particle Size Distribution in Loess Deposits – New Insight into Inter-Hemispheric Linkages of Past Atmospheric Circulation and Aeolian Dust Dynamics Recorded in Danube and Central Asian Loess

BJÖRN MACHALETT¹), IAN SMALLEY²), KEN O'HARA-DHAND²), MANFRED FRECHEN³), ULRICH HAMBACH⁶), ZHONG-PING LAI⁴), SLOBODAN B. MARKOVIĆ⁵), ERIC A. OCHES³) & LUDWIG ZÖLLER⁶)

> Eurasien Löss Äolischer Staub Atmosphärische Zirkulation

Contents

| | Zusammenfassung | . 199 |
|----|-----------------|-------|
| | Abstract | . 199 |
| 1. | | . 200 |
| 2. | First Results | . 200 |
| | References | . 200 |

Partikelgrößenverteilung in Lössablagerungen -Neue Einblicke in Atmosphärenzirkulation und Staubtransport der Vergangenheit in Lössen aus dem Donauraum und aus Zentralasien

Zusammenfassung

Löss (äolischer Staub) definiert sich vor allem durch seine eng begrenzte Partikelgrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion. Durch die Anwendung hochauflösender Partikelgrößenanalytik und Verbesserungen bei der Probennahme und -behandlung konnte gezeigt werden, dass die bisher als unimodales Maximum angesehene Siltfraktion äolischer Sedimente tatsächlich eine charakteristische bimodale Verteilung (twin peak) aufweist. Untersuchungen an hochaufgelöst beprobten Lößsequenzen in Eurasien (Serbien, Rumänien, Usbekistan und Kasachstan) haben weiterhin gezeigt, dass die bimodale Siltverteilung wahrscheinlich ein generelles Phänomen für äolisch abgelagerte Lösse darstellt und eine paläoklimatische Signatur von langfristigen Dynamiken im interhemisphärischen Staubtransport Eurasiens abbildet.

Abstract

Loess (essentially airborne silt) has been characterised by its narrow size distribution in the silt range, say 10-50 µm with a mode at about 30 µm (SMALLEY, 1995). The silt distribution has always been seen as a uni-modal material but now it appears, after advances in measurement technologies as well as in sample collection and preparation, to be bimodal. The bimodal silt distribution (twin peak or Eden effect) seems to be a major and significant phenomenon of loess sediments in general and we will discuss the relation of internal material controls in the guartz minerals and external climatic driving factors that are recorded in the aeolian dust record of several loess sequences across Eurasia (Middle Europe, SE Europe, Middle Asia, Central Asia and the Chinese Loess Plateau), where a continuous and highly resolved grain size sampling has taken place. If it can be established that loess is essentially bimodal and that this bimodality allows palaeoclimatic data to be obtained, the use of loess in Quaternary studies will be enormous.

BJÖRN MACHALETT, University of Bayreuth, Chair of Geomorphology, D 95440 Bayreuth, Germany; University of South Florida, Department of Geology, 4202 E. Fowler Ave. SCA 528, Tampa FL 33620, USA; Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), S3 Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, D 30655 Hannover, Germany. b.machalett@nakula.de.

Ian Smalley, Ken O'Hara-Dhand, Giotto Group, Waverley Materials Project, Nottingham Trent University, Nottingham NG1 4BU, UK.

ERIC A. OCHES, MANFRED FRECHEN, University of South Florida, Department of Geology, 4202 E. Fowler Ave. SCA 528, Tampa FL 33620, USA. ZHONG-PING LAI, Luminescence Dating Laboratory, QingHai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, 18 XinNing Rd, 810008 XiNing, P.R. China. 4 SLOBODAN B. MARKOVIĆ, Quaternary Research Centre, Department of Geography, University of Novi Sad, Trg Dositeja Obradovica 3, 21000 Novi Sad, Serbia.

⁶ ULRICH HAMBACH, LUDWIG ZÖLLER, University of Bayreuth, Chair of Geomorphology, D 95440 Bayreuth, Germany.

1. Introduction

Advances in measurement technologies as well as in sample collection and sample preparation have shown that the particle size distribution of the silt fraction of loess is much more complex than has been hitherto suspected. By definition loess is characterised by its particle size distribution with a polymodal distribution and a strong dominance of the middle and coarse silt fraction. We found that the silt mode appears to be in fact two silt modes/maxima, as there are two closely adjacent peaks in the particle size curve (twin peaks). One at approximately 20 μ m and the other at approximately 40 μ m, separated by a noticeable gap centered at 30 μ m.

2. First Results

A first observation of the twin peak effect has been recorded by EDEN in a study of the loess in Essex (EDEN, 1980). EDEN gave a clear indication of the twin peak phenomenon but his findings excited no comment. A complex study on the loess of SE Kazakhstan studied the very clear and persistent splitting of the major peak on the loess size analysis diagram in more detail, and similar tests were carried out on loess from classic European loess regions in the Vojvodina, the Dobrogea, as well as on loess from the Chinese Loess plateau, all displaying the same two peaks effect (MACHALETT et al., 2008).

The effect has now been observed again, in artificial loess produced in a laboratory. A Bromhead ring-shear testing machine was used as a simple model glacier to provide shear deformation for samples of quartz sand, and this proved to be a very effective silt producing device (O'HARA-DHAND et al., submitted). Analysis of the silt-sized product shows a clear two peaks result. An explanation for this could lie in the crystal structure and complex deformation mechanisms of low quartz, the main constituent for loess particles, and that each mechanism has a characteristically sized product. This accounts for the 20 μ m and 40 μ m size modes. A contribution to the deformation systems may be made by internal defects which are found in natural quartz crystals; and it does appear that they may have a contribution to make to silt forming mechanisms.

The variations of the bimodal silt (twin peak) distribution recorded in loess sequences are not random. Both maxima vary significantly in height and area when comparing samples from different stratigraphic units of long loess sequences and reflect a signal that clearly correlates with the stratigraphic position within the studied loess record. The coarser silt peak is pronounced within loess layers, while the finer silt peak B is stronger in stratigraphic layers that correspond with temperate climate conditions. In order to depict the variations within the bimodal silt distribution we developed the twin peak ratio, establishing a quantitative comparison between the two silt peaks.

Analyses of the twin peak ratio in Eurasian loess sequences (e.g. Stari Slankamen and Mosorin, Serbia; Mircea Voda, Romania; Almaty-Remisowka, Kazakhstan) show recurrent long-term trends within the dust record, suggesting that a continuous force triggered the aeolian dust sedimentation on a glacial-interglacial scale. The recurrent long-term trends in the dust transport record represent lasting changes from glacials to interglacials and vice versa, affected by decreasing or increasing aeolian dust transport activities. In consideration of the modern synoptical atmospheric circulation patterns and aeolian dust transport in the region (taking place mainly through cyclones forming along the polar front), we hypothesize that the observed trends are a consequence of the longterm migration (and seasonal duration and permanency) of the Eurasian polar-front during the Pleistocene. As the polar front activity is intimately connected with the development and position of the high level planetary frontal zone the data give insight to long-term aeolian dust dynamics and climate variability of interior Eurasia that are linked with inter-hemispheric climates.

References

- EDEN, D.: The loess of North-East Essex, England. Boreas, 9, 165–177, 1980.
- MACHALETT, B., OCHES, E.A., FRECHEN, M., ZÖLLER, L., HAMBACH, U., MAVLYANOVA, N.G., MARKOVIĆ, S.B. & ENDLICHER, W.: Aeolian dust dynamics in Central Asia during the Pleistocene – driven by the long-term migration, seasonality and permanency of the Asiatic polar front. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, DOI: 10.1029/2007GC001938, 2008, accepted.
- O'HARA-DHAND, K., SMALLEY, I.J. & MACHALETT, B.: Particle size analysis of loess from Ruma brickyard and Titel Plateau, Vojvodina, Serbia. – Sedimentary Geology, 2008, in review.
- SMALLEY, I.J.: Making the Material: The formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. – Quaternary Science Reviews, 14, 645–651, 1995.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Danube Loess Stratigraphy: Serbian Viewpoint

SLOBODAN B. MARKOVIĆ¹), ULRICH HAMBACH²), BJÖRN MACHALETT³), THOMAS STEVENS⁴), GEORGE J. KUKLA⁵), IAN J. SMALLEY⁶⁾, ERIC A. OCHES⁷⁾, WILLIAM D. MCCOY⁸⁾, LUDWIG ZÖLLER²⁾, BJÖRN BUGGLE⁹⁾, MLADJEN JOVANOVIĆ¹⁾, KEN O'HARA DHAND⁵⁾, TIVADAR GAUDENYI¹⁾ & MANFRED FRECHEN¹⁰⁾

| | Don | naubecker |
|----|--|------------|
| | | Loss |
| | Pa | aläoboder |
| | Stra | atigraphic |
| | Contents | |
| | Zusammenfassung | 201 |
| | Abstract | 201 |
| 1. | I. Introduction | 201 |
| 2. | 2. Material – Methods | 202 |
| 3. | 3. Serbian Loess – Stratigraphic Bypass between European and Asian Loess Provinces | 202 |
| | References | 202 |

Löss-Stratigraphie im Donauraum: Der serbische Standpunkt

Zusammenfassung

Nach den Pionierarbeiten von Kukla, FINK, LOŽEK und PECSI zur Stratigraphie der Lößsequenzen im Donauraum wandte sich der Fokus der internationalen Lößforschung den mächtigen Löß-Paläoboden-Abfolgen in China und Zentralasien zu. Neuere Forschungsarbeiten betonen allerdings wieder die Bedeutung der danubischen Lösse, insbesondere der Lößprofile im südlichen Donauraum Südosteuropas (Serbien). Dennoch variieren die lößstratigraphischen Modelle innerhalb Südosteuropas stark und benutzen oft eine komplexe Nomenklatur, was zum Teil mit der historischen Separation einzelner Forschungsgruppen zusammenhängt und zum anderen den unterschiedlich komplett erhaltenen Lößprofilen und ihrem variierenden Aufbau Rechnung trägt. Da die serbischen Lößprofile relativ vollständig erhalten sind und damit kontinuierliche Altersmodelle ermöglichen, besteht die Möglichkeit, auf Basis der Lößsequenzen in Serbien ein einheitliches lößstratigraphisches Modell für das Mittel- und Spätpleistozän im Donauraum zu entwickeln.

Abstract

After KUKLA, FINK, LOŽEK and PECSI had created their classical Danube loess stratigraphic models the focus of loess researchers has shifted to the thick loess-paleosol sequences of China and Central Asia. However, recent research has begun to highlight the significance of Danubian loess sequences, particularly the exposed sequences in the southern Danube basin in Serbia. The stratigraphic models used in the Danube basin vary between countries and often use complex nomenclature. This is in part due to historial separation of research groups and the predominantly incomplete preservation of loess sequences in the region. However, because of the relative completeness of the loess record, and the length of time represented in the sequences, the exposures of loess in Serbia provide the opportunity to develop a unified stratigraphic model for Middle and Late Pleistocene loess in the Danube basin.

Serbien

¹⁾ SLOBODAN B. MARKOVIĆ, MLADJEN JOVANOVIĆ, TIVADAR GAUDENYI, University of Novi Sad, Chair of Physical Geography, Faculty of Sciences, Trg Dositeja Obradovića 3, 21000 Novi Sad.

UDRADOVICA 3, 21000 NOVI SAD.
 ULRICH HAMBACH, LUDWIG ZÖLLER, Chair of Geomorphology, University of Bayreuth, 95440 Bayreuth, Germany.
 BJÖRN MACHALETT, University of Bayreuth, Chair of Geomorphology, D 95440 Bayreuth, Germany; University of South Florida, Department of Geology, 4202
 E. Fowler Ave. SCA 528, Tampa FL 33620, USA; Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), S3 Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, D 30655 Hannover, Germany.
 THOMAS STEVENS, Kingston University, School of Earth Sciences and Geography, Penrhyn Road, Kingston upon Thames, Surrey KT1 2EE, UK.
 GEORGE J. KUKLA, KEN O'HARA DHAND, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Rt. 9W, Palisades NY 10964, USA.
 IAN J. SMALLEY, Giotto, Midlands Loess Group, Nottingham Trent University, Nottingham NG1 4BU, UK.
 ERIC A. OCHES, University of South Florida, Department of Geology, 4202 East Fowler Avenue, SCA 528, Tampa Florida 33620, USA зí

⁶

ERIC A. OCHES, University of South Florida, Department of Geology, 4202 East Fowler Avenue, SCA 528, Tampa, Florida 33620, USA. WILLIAM D. McCoy, University of Massachusetts, Department of Geosciences, Amherst, Massachusetts 01003, USA.

BJÖRN BUGGLE, Soil Physics Department, University of Bayreuth, Soil Physics Department, D 95440 Bayreuth, Germany

¹⁰) MANFRED FRECHEN: Leibniz Institute for Applied Geosciences, Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany.

1. Introduction

The Danube is an important "loess river" and its basin is a significant and widespread loess region that includes many countries and different recent and palaeoenvironments. Given the large number of classic loess sequences contained in the basin, and the great number of loess scholars who have lived and worked in the region, it is surprising that there are not more basin-wide studies of the Danubian loess (SMALLEY et al., accepted).

The pioneering investigations of the Austrian and Czech sections provided the chronostratigraphic framework for KUKLA's (1975, 1977) celebrated correlations of loess-paleosol sequences and deep-sea sediments. These crucial stratigraphic advances demonstrated the enormous stratigraphic potential and palaeoclimatic significance of the Danubian loess deposits. However, a comprehensive investigation of Danube loess stratigraphy still does not exist.

The aim of this study is to summarize the existing loess stratigraphic models in the Danube area and to underline the importance of a Serbian loess stratigraphic system as an important link between the temporal and spatial stratigraphic models of "classical" central European and Asian loess provinces.

2. Overview of Danube Loess Stratigraphy

Loess-palaeosol sequences in the middle and lower part of the Danube river basin contain the oldest and most complete climatic and environmental records in central and southeastern Europe of the last two million years (e.g. KUKLA, 1977). The Danube loess belt covers about 200,000 km² in 11 countries: Germany, Austria, Czech Republic, Slovakia, Hungary, Croatia, Serbia, Romania, Bulgaria, Moldova, and Ukraine. In all these countries, loess-paleosol stratigraphic models have been defined locally, rather than in a basin-wide scheme. The most important sites have been described as Krems, Stanzendorf, Červeny Kopec, Paks, Stari Slankamen, Batajnica, Koriten, Viatovo, Mircea Voda, and Novaya Etuliya. Most of these sections reach into the geomagnetic Matuyama chron. On the basis of magnetostratigraphy, soil stratigraphy, diverse palaeoenvironmental proxies and absolute and relative chronologies, it has been possible to correlate the sites and reconstruct the approximate climatic development of the basin over the late Early, Middle and Late Pleistocene. Major environmental shifts affected the area during the Middle Brunhes, about 450,000 years ago, and in the uppermost Matuyama, about 800,000 years ago. In spite of general stratigraphic similarities, direct interprofile correlations of loesses from the Alps to the Black sea coast and longer distance with the Asian loess-palaeosol sequences are limited because of climatic and environmental differences within the basin, as well as at larger continental scales.

3. Serbian Loess – Stratigraphic Bypass between European and Asian Loess Provinces

Loess stratigraphy is quite uniform in the Vojvodina region, largely because of the predominance of plateau depositional conditions (MARKOVĆ et al., 2006, 2007, 2008), similar to that in the central Chinese loess plateau (e.g. KUKLA, 1987; KUKLA & AN, 1989). MARKOVIČ et al. (2008) designated the units nomenclature following the Chinese loess stratigraphic system (e.g. KUKLA, 1987; KUKLA & AN, 1989) but inserted the prefix "V", referring to the Vojvodina region. Similar loess stratigraphic models recently developed in Bulgaria (JORDANOVA & PETERSEN, 1999; JORDANOVA et al., 2007) and Romania (PANAIOTU et al., 2001). Based on these recent stratigraphic interpretations we suggest that it is possible to assign a basin-wide stratigraphic scheme for Danubian loess deposits.

References

- JORDANOVA, D. & PETERSEN, N. (1999): Paleoclimatic record from a loess-soil profile in northeastern Bulgaria II. Correlation with global climatic events during the Pleistocene. – Geophysical Journal International, **138**, 533–540.
- JORDANOVA, D., HUS, J. & GEERAERTS, R. (2007): Palaeoclimatic implications of the magnetic record from loess/palaeosol sequence Viatovo (NE Bulgaria). – Geophysical Journal International, **171**, 1036–1047.
- KUKLA, G.J. (1975): Loess Stratigraphy of Central Europe. In: BUT-ZER, K.W. & ISAAC, L.I. (eds.): After Australopithecines, 99–187, Mouton Publishers, The Hague.
- KUKLA, G.J., (1977): Pleistocene land-sea correlations. Earth Science Review, 13, 307–374.
- KUKLA, G.J. (1987): Loess Stratigraphy in Central China. Quaternary Science Reviews, 6, 191–219.
- KUKLÅ, G.J. & AN, Z. (1989): Loess Stratigraphy in Central China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 72, 203–225.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E., SÜMEGI, P., JOVANOVIĆ, M. & GAUDENYI, T. (2006): An introduction to the Upper and Middle Pleistocene loess-paleosol sequences of Ruma section (Vojvodina, Yugoslavia). – Quaternary International, **149**, 80–86.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E.A., MCCOY, W.D., GAUDENYI, T. & FRE-CHEN, M. (2007): Malacological and sedimentological evidence for "warm" climate from the Irig loess sequence (Vojvodina, Serbia). – Geophysics, Geochemistry and Geosystems, 8, Q09008, doi:10.1029/2006GC001565.
- MARKOVIĆ, S.B., BOKHORST, M, VANDENBERGHE, J., OCHES, E.A., ZÖLLER, L., MCCOY, W.D., GAUDENYI, T., JOVANOVIĆ, M., HAMBACH, U. & MACHALETT, B. (2008): Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, North Serbia. – Journal of Quaternary Science, 23, 73–84.
- PANAIOTU, C.G., PANAIOTU, C.E., GRAMA, A. & NECULA, C. (2001): Paleoclimatic record from a loess-paleosol profile in southeastern Romania. – Physics and Chemistry of the Earth (A), 26, 893–898.
- SMALLEY, I., O'HARA-DHAND, JARY, Z., JEFFERSON, I. & MACHALETT, B. (accepted): Rivers and loess: significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. – Quaternary International.

| | ABHAND | LUNGEN | DER | GEOLO | GISCHE | N BUNDI | ESANSTALT |
|---------|------------------|----------------|--------------|---------------|---------------|------------------|-------------------|
| C | Abh. Geol | . BA. ISSN 037 | 8-0864 ISI | BN 978-3-853 | 16-043-5 Band | 62 S.203–205 | Wien, August 2008 |
| Ver | änderter | Lebens | raum | – ges | tern, h | eute un | d morgen |
| Hauptve | ersammlung der l | Deutschen Qua | rtärvereinig | gung e.V. (DE | UQUA) in Wien | : 31. August – (| 6. September 2008 |

Reaktion terrestrischer Ökosysteme im östlich mediterranen Raum auf die extremen und abrupten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse in MIS 2-4: Hochauflösende palvnologische Untersuchungen und absolute Datierungen an einem neuen Kern von Tenaghi Philippon

ULRICH C. MÜLLER*), JÖRG PROSS*), ULRICH KOTTHOFF*), GERHARD SCHMIEDL**), MELANIE SIERRALTA***), KIMON CHRISTANIS****) & CHRONIS TZEDAKIS*****)

> Griechenland Dansgaard-Oescher-Ereignis Klimageschichte Pollenanalvse

Inhalt

| | Zusammenfassung | 203 |
|----|-------------------------------|-----|
| | Abstract | 203 |
| 1. | Untersuchungsgebiet | 204 |
| 2. | Material und Methoden | 204 |
| З. | Fragestellung | 204 |
| 4. | Ergebnisse und Interpretation | 204 |
| | Dank | 205 |
| | Literatur | 205 |

Zusammenfassung

Um die Reaktion terrestrischer Ökosysteme im östlich mediterranen Raum auf die abrupten Dansgaard-Oeschger-(D-O-)Klimaereignisse in MIS 2, MIS 3 und MIS 4 zu rekonstruieren, wurden an einem neuen Bohrkern von Tenaghi Philippon im Drama-Becken (NE-Griechenland) hochauflösende palynologische Untersuchungen und absolute ¹⁴C- und ²³⁰Th/U-Datierungen durchgeführt. Die Untersuchungen zeigen, dass der Mangel an Niederschlägen im östlich mediterranen Raum unter glazialen Bedingungen stärker ausgeprägt war als im Holozän. Wärmemangel war hingegen selbst unter hoch-glazialen Bedingungen kaum der limitierende Faktor. Alle D-O-Ereignisse (selbst die mit einer Dauer von unter 200 Jahren) führten im östlich mediterranen Raum kurzzeitig zu einer starken Ausbreitung der Baum- und Gehölzvegetation, was auf eine kurzzeitige Zunahme der Niederschläge schließen lässt. Der Kurvenverlauf der Baumpollen-Häufigkeit im Profil Tenaghi Philippon zeigt eine bestechende Übereinstimmung mit den grönländischen 8¹⁸O-Kurven, so dass zwischen dem nordatlantischen Klimasystem und den mediterranen Subtropen eine enge Kopplung auch im Verlauf der extremen und abrupten D-O-Ereignisse anzunehmen ist.

Response of Terrestrial Ecosystems in the Eastern Mediterranean to Abrupt Dansgaard-Oeschger Events during MIS 2-4: High-Resolution Palynological Analysis and Absolute Dating at a New Core Taken from Tenaghi Philippon

Abstract

To reconstruct the response of terrestrial ecosystems in the Eastern Mediterranean to abrupt Dansgaard-Oeschger (D-O) events during MIS 2, 3, and 4, we performed high-resolution palynological analysis and absolute ¹⁴C- und ²³⁰Th/U-dating at a new core taken from Tenaghi Philippon in the Drama Basin, NE Greece. The investigations show that the lack of precipitation in the eastern Mediterranean was even stronger under glacial boundary conditions than during the Holocene. Temperature was rather not the limiting factor even during full glacial conditions. All D-O events (including those with duration below 200 years) were associated with a temporary strong spread of tree taxa in the Eastern Mediterranean. This suggests a shortterm increase of precipitation during D-O events. The total tree pollen record of Tenaghi Philippon shows an impressive agreement with the δ^{18} Orecords known from Greenland. Therefore a strong coupling between the North Atlantic climate system and the subtropical Mediterranean is indicated for the course of extreme and abrupt D-O events.

^{*)} ULRICH C. MÜLLER, JÖRG PROSS, ULRICH KOTTHOFF, Goethe-Universität Frankfurt, Institut für Geowissenschaften, Altenhöferallee 1, D 60438 Frankfurt. ulrich.mueller@em.uni-frankfurt.de.

 ^{**)} GERHARD SCHMIEDL, Universität Hamburg, Geologisch-Paläontologisches Institut, Bundesstraße 55, D 20146 Hamburg.
 ***) MELANE SIERRALTA, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Stilleweg 2, D 30655 Hannover.
 ****) KIMON CHRISTANIS, University of Patras, Department of Geology, Rio-Patras, Hellas GR 265 00, Griechenland.

^{*****)} CHRONIS TZEDAKIS, University of Leeds, School of Geography, Earth and Biosphere Institute, LS2 9JT, UK.

1. Untersuchungsgebiet

Tenaghi Philippon (41°10'N, 24°20'E, 40 m NN) liegt im Drama-Becken 20 km westlich der Stadt Kavala in der griechischen Region Makedonien. Das Ost-West-verlaufende intra-montane Becken misst ca. 50 km Länge und 10 km Breite und wird von den griechischen Rhodopen umfasst: im Süden vom Pangaion-Gebirge (bis zu 1956 m NN), im Osten vom Lakani-Gebirge (bis 1300 m NN) und im Norden vom Falakro-Gebirge (bis zu 2231 m NN). Es entwässert durch ein sich westlich anschließendes Becken über den Strimon östlich von Chalkidiki in die nördliche Ägäis. Das Untersuchungsgebiet liegt heute alternierend zwischen dem winterlichen Einfluss der niederschlagsreichen Westwinddrift und dem sommerlichen Einfluss der Etesien als Teil der trockenen Monsunwinde. Die an sommerliche Trockenheit angepasste Hartlaubvegetation wird dadurch begünstigt.

Das tektonisch absinkende Drama-Becken birgt eine über 200 m mächtige Quartärabfolge aus Niedermoortorfen, Torfmudden und Mudden, wie aufgrund von Bohrungen aus den 60er Jahren bekannt wurde. Die an diesen Bohrkernen durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen (WIJMSTRA, 1969; WIJMSTRA & SMIT, 1976; VAN DER WEIL & WIJMSTRA, 1987a, 1987b) zeigen eine kontinuierliche Abfolge der Interglazial/Glazial-Zyklen der letzten 980 ka (MOMMERSTEEG et al., 1995). Paläomagnetische Untersuchungen belegten die Umkehr zwischen der Brunhes- und der Matuyama-Epoche bei einer Teufe von 134 m (MOMMERSTEEG et al., 1995). Die in der Region häufig auftretenden Aschelagen wurden damals leider nicht bearbeitet. Nach einer erneuten Evaluation der alten palynologischen Daten reicht das kontinuierliche Archiv sogar bis 1300 ka zurück (TZEDAKIS et al., 2006). Demzufolge birgt das Drama-Becken ein für das terrestrische Europa einzigartiges Quartär-Archiv.

Die vor 40 Jahren durchgeführten Arbeiten beschränkten sich jedoch auf pollenanalytische Untersuchungen mit einer für heutige Begriffe zu geringen Auflösung (Probenabstand: 20 cm im überwiegenden Teil, 10 cm in den oberen 20 m). Durch eine erneute Forschungsbohrung bot sich die Möglichkeit, an diesem einzigartigen Archiv aktuelle Fragestellungen, wie z.B. die Auswirkung kurzfristiger Klimaänderungen auf terrestrische Ökosysteme mit entsprechend hoher zeitlicher Auflösung und absoluten Datierungen zu untersuchen.

2. Material und Methoden

Die von der Wilhelm-Schuler-Stiftung (Tübingen), von den Berufungsmitteln PROSS (Frankfurt) und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierte und in 2005 von der Fa. Stölben (Zell a. d. Mosel) niedergebrachte Forschungsbohrung erbrachte einen 60-m-Bohrkern von ausgezeichneter Qualität (Kerngewinn über 98%). Diese Qualität war nur durch den Einsatz von Rammkernverfahren möglich, während hingegen die zunächst eingesetzten drehenden Verfahren kein befriedigendes Ergebnis erzielten.

Nach ersten palynostratigraphischen und lithologischen Untersuchungen sowie absoluten Datierungen umfasst der neue Tenaghi-Philippon-Kern eine lückenlose Abfolge der letzten 280 ka (MIS 1 bis 8) mit 10 Tephra-Lagen. Die Untersuchungen an diesem Archiv werden von den Arbeitsgruppen PROSS (Frankfurt), CHRISTANIS (Patras) und TZEDAKIS (Leeds) in Kooperation mit den AGs FRECHEN (Hannover), GROOTES (Kiel) und WULF (Austin, Texas) durchgeführt.

Im Beitrag zur DEUQUA 2008 werden die hochauflösenden palynologischen Untersuchungen und die Ergebnisse der absoluten ¹⁴C- und ²³⁰Th/U-Datierungen für das Intervall von 7 bis 70 ka BP (entspricht 4-19 m unter GOK) präsentiert. Das Intervall 70 bis 130 ka BP wird derzeit von der AG TZEDAKIS bearbeitet. Im Intervall 7 bis 70 ka BP wurden 450 Pollenproben mit einer durchschnittlichen Zählsumme von 452 Pollenkörnern pro Probe (Min.: 302, Max.: 789) und einem Probenabstand von 1,3 bis 5 cm (durchschnittlicher Probenabstand 3,33 cm) untersucht. Dies entspricht einer zeitlichen Auflösung von durchschnittlich 140 Jahren.

Die bisher erzielten Ergebnisse der AG FRECHEN belegen, dass die Niedermoortorfe von Tenaghi Philippon für ²³⁰Th/U-Datierungen geeignet sind, wodurch eine absolute Zeitkontrolle auch jenseits der Radiokohlenstoff-Methode möglich ist.

3. Fragestellung

Im vorliegenden Beitrag wird der Frage nachgegangen, wie terrestrische Ökosysteme im östlich mediterranen Raum auf die extremen und abrupten Dansgaard-Oeschger-(D-O-)Ereignisse in MIS 2 bis 4 reagieren. Die Untersuchungen wurden gezielt am neuen Tenaghi-Philippon-Kern durchgeführt, da dieser ein kontinuierliches Sedimentarchiv des fraglichen Intervalls bietet. Zudem liegt das Untersuchungsgebiet innerhalb oder nahe glazialer Vegetationsrefugien (GLIEMEROTH, 1999; TZEDAKIS et al., 2002). Dies hat den Vorteil, dass die Vegetation ohne zeitliche Verzögerung durch Migration auf abrupte klimatische Erwärmungen, wie sie bei den D-O-Ereignissen die Regel sind, reagieren kann. Im Gegensatz dazu kann die Vegetationsdynamik in Mitteleuropa nur die D-O-Ereignisse widerspiegeln, die für eine Einwanderung um die alpine Gebirgsbarriere hinreichend lange Dauer besitzen (MÜLLER et al., 2003).

4. Ergebnisse und Interpretation

Im DEUQUA-Tagungsbeitrag 2008 werden die am neuen Tenaghi-Philippon-Kern für das Intervall von 7 bis 70 ka BP durchgeführten hochauflösenden palynologischen Untersuchungen in Kombination mit den Ergebnissen der absoluten ¹⁴C-, ²³⁰Th/U-Datierungen präsentiert. Diese Daten lassen durch die starke Dominanz der Steppenelemente Artemisia, Chenopodiaceae und Gramineae erkennen, dass der Mangel an Niederschlägen im östlich mediterranen Raum unter glazialen Rahmenbedingungen noch stärker ausgeprägt war als im Holozän. Das geringfügige, doch regelmäßige Auftreten wärmeliebender Baumarten (z.B. verschiedene Quercus-Arten, Ostrya, Corylus, Ulmus, Tilia und Fagus) lässt hingegen erkennen, dass Wärmemangel im östlich mediterranen Raum selbst unter hoch-glazialen Bedingungen kaum der limitierende Faktor war. Dieser palynologische Befund deutet auf eine im Vergleich zum Holozän stark verkürzte Regenzeit im Vorfrühjahr hin. Offenbar erreichte der winterliche Einfluss der feuchten Westwindzone den östlich mediterranen Raum unter glazialen Rahmenbedingungen wesentlich kürzer und/oder weniger stark als im Holozän. Für die hoch-glazialen Phasen in MIS 2 und 4 könnte dies durch die geringe Obliguität und die daraus resultierende geringe Saisonalität erklärt werden. In Phasen geringer Obliguität müsste die jahreszeitliche Nord-Süd-Verlagerung der Westwinddrift um einige Breitengrade eingeengt werden, so dass sie den östlich mediterranen Raum im N-Winter kaum noch erreicht.

Die am neuen Tenaghi-Philippon-Kern durchgeführten Untersuchungen lassen jedoch auch erkennen, dass im untersuchten Intervall sämtliche D-O-Ereignisse, d.h. die Ereignisse # 1 bis # 19, durch ein Signal mit hoher Amplitude zum Ausdruck kamen. Alle D-O-Ereignisse führen im östlich mediterranen Raum zu einer starken Ausbreitung der Baum- und Gehölzvegetation einschließlich verschiedener *Quercus*-Arten, *Ulmus, Tilia* und *Corylus*. Selbst D-O-Ereignisse mit einer Dauer von unter 200 Jahren, wie z.B. die Ereignisse mit der #2, 3, 4 oder 18, führten im östlich mediterranen Raum zur starken Ausbreitung der Baumund Gehölzvegetation. Dies belegt, dass aufgrund der Lage von Tenaghi Philippon in den glazialen Refugien die Reaktion der Vegetation auf abrupte klimatische Ereignisse ohne Verzögerung durch Migration stattfindet.

Die D-O-Ereignisse mit der #8, 12 und 14 traten in ihrer Intensität hinsichtlich der Ausbreitung feuchte- und wärmeliebender Baum- und Gehölzvegetation besonders hervor. Der palynologische Befund lässt für alle D-O-Ereignisse eine abrupte und kurzzeitige Zunahme der Niederschläge erkennen. Diese Zunahme hängt wahrscheinlich mit einem während der D-O-Ereignisse kurzzeitig verstärkten winterlichen Einfluss der Westwinddrift auf den östlich mediterranen Raum zusammen. Die zwischengeschalteten Stadiale wurden wiederum von einer an sehr trockene Bedingungen angepassten Steppenvegetation dominiert, in der mitunter erste Halbwüstenvertreter erkennbar sind.

Der Kurvenverlauf der Baumpollen-Häufigkeit im Profil Tenaghi Philippon zeigt eine bestechende Übereinstimmung mit den grönländischen δ^{18} O-Kurven, so dass zwischen dem nordatlantischen Klimasystem und den mediterranen Subtropen eine enge Kopplung auch im Verlauf der extremen und abrupten D-O-Ereignisse anzunehmen ist. Demnach hatten die für die Erklärung der grönländischen D-O-Ereignisse herangezogenen abrupten Reorganisationen der thermohalinen Zirkulation im Nord-Atlantik (vgl. BROECKER, 1997; RAHMSTORF, 2002; ALLEY et al., 2003) auch direkte Auswirkungen auf den Feuchtigkeitshaushalt im östlich mediterranen Raum.

Dank

Wir danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft (PR 651/3-2) und der Wilhelm-Schuler-Stiftung (Tübingen) für die Förderung der Forschungsbohrung und der Bearbeitung des neuen Kerns Tenaghi Philippon.

Literatur

- ALLEY, R.B., MAROTZKE, J., NORDHAUS, W.D., OVERPECK, J.T., PETEET, D.M., PIELKE, R.A.JR., PIERREHUMBERT, R.T., RHINES, P.B., STOCKER, T.F., TALLEY, L.D. & WALLACE, J.M.: Abrupt climate change. – Science, **299**, 2005–2010, 2003.
- BROECKER, W.S.: Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: will man-made CO_2 upset the current balance? Science, **278**, 1582–1588, 1997.
- GLIEMEROTH, A.K.: Der weite Weg der europäischen Waldbäume. Biologie in unserer Zeit, **29**, 12–17, 1999.
- MOMMERSTEEG, H.J.P.M., LOUTRE, M.F., YOUNG, R., WIJMSTRA, T.A. & HOOGHIEMSTRA, H.: Orbital forced frequencies in the 975 000 year pollen record from Tenaghi Philippon (Greece). – Climate Dynamics, **11**, 4–24, 1995.
- MÜLLER, U.C., PROSS, J. & BIBUS, E.: Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramoos pollen record. – Quaternary Research, 59, 235–245, 2003.
- RAHMSTORF, S.: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, **419**, 207–214, 2002.
- TZEDAKIS, P.C., LAWSON, I.T., FROGLEY, M.R., HEWITT, G.M. & PREECE, R.C.: Buffered tree population changes in a Quaternary refugium: Evolutionary implications. – Science, **297**, 2044–2047, 2002.
- TZEDAKIS, P.C., HOOGHIEMSTRA, H. & PÄLIKE, H.: The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and longterm vegetation trends. – Quaternary Science Reviews, 25, 3416–3430, 2006.
- VAN DER WIEL, A.M. & WIJMSTRA, T.A.: Palynology of the 112.8–197.8 m interval of the core Tenaghi Philippon III, middle Pleistocene of Macedonia. – Review of Palaeobotany and Palynology, 52, 89–117, 1987a.
- VAN DER WIEL, A.M. & WIJMSTRA, T.A.: Palynology of the lower part (78–120 m) of the core Tenaghi Philipppon II, middle Pleistocene of Macedonia, Greece. – Review of Palaeobotany and Palynology, 52, 73–88, 1987b.
- WIJMSTRA, T.A. & SMIT, A.: Palynology of the middle part (30–78 metres) of the 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). – Acta Botanica Neerl., 25, 297–312, 1976.
- WIJMSTRA, T.A.: Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece. – Acta Botanica Neerl., 18, 511–527, 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008

Neue Vorstellungen zur Genese der südbaltischen Nehrungen, erläutert am Beispiel Darss – Zingst – Hiddensee

MICHAEL NAUMANN*) & REINHARD LAMPE**)

2 Abbldungen

Deutschland Ostsee Holozän Nehrung Meeresspiegel

Inhalt

| | Zusammenfassung Abstract | ••• | ••• | ••• | ••• | ••• | | ••• | ••• | • • | ••• | • | | ••• | ••• | ••• | | ••• | ••• | • • | ••• | ••• | ••• | • | | | ••• | ••• | ••• | ••• | | ••• | ••• | ••• | | ••• | ••• | ••• | ••• | ••• | • | ••• | ••• | ••• | ••• | ••• | ••• | ••• | • • | 20 20 |)7)7 |
|----|-----------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|---|-----|-----|-----|-----|---|-----|-----|-----|-----|---|-----|-----|-------|-----|-----|-----|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----------|----------|
| 1. | Untersuchungsgebie | ət | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 20 | 07 |
| 2. | Fragestellung | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 20 | 08 |
| З. | Aktuelle Ergebnisse | | | | | | • | | | | | • | | | | | | | | • • • | | | • • | • • • | • • | | | | | | • • | • • | | | | | | | | | • • | | | | | | | | | 2 | 10 |
| | Literatur | | • • | •• | ••• | | • | • • | • • | | • • | • | • • | | | • • | • | | • • | • • • | | • • | • • | • • • | • • | • • | | • • | • • | | • | • • | | | • • | | • • | • • | •• | | • • | | • • | • • | | •• | • • | • • | | 2 | 10 |

Zusammenfassung

Das Nehrungssystem Darss – Zingst – Hiddensee und umliegende Gewässer (Südwestliche Ostseeküste) wurden geomorphologisch untersucht, um offene Fragen über die Genese im Zuge des postglazialen Meeresspiegelanstiegs zu klären. Während für andere Nehrungen der südlichen Ostsee die Entstehung durch Erosion glazial entstandener Kliffe und Küstenlängstransport des Materials relativ klar ist, bildet in diesem Raum die Sedimentbilanz die Kernfrage. Die Erarbeitung eines geologischen Strukturmodells in Verknüpfung mit Datierungen eines räumlichen Probenmusters liefert mögliche Antworten.

New Answers to the Genesis of the Southern Baltic Barrier Island Systems – Darss – Zingst – Hiddensee as an Example

Abstract

The barrier island system Darss – Zingst – Hiddensee, surrounding back sided lagoons, and Baltic Sea are in focus of geomorphology studies. The open question in that case is the sediment balance and direction of material transport. Other barrier islands at the southern Baltic Sea coast developed by erosion of close situated glacial uplands and longshore transport. For the study area such a sediment distributor is missing. Answers can be delivered by modelling the geological structure in combination with a wide spread of dating.

1. Untersuchungsgebiet

Das Nehrungssystem Darss – Zingst – Hiddensee befindet sich zentral an der deutschen Ostseeküste im Bundesland Mecklenburg-Vorpommern (Abb. 1). Es erstreckt sich etwa 30 Kilometer von West nach Ost, beginnend mit dem Reff- und Riegen-System des Neudarss und dem südlich darin integrierten pleistozänen Inselkern des Altdarss. Östlich schließt sich die Nehrung Zingst, nachfolgend das Seegatt Pramort und das etwa 15 km lange Windwatt mit den Barriereinseln des Großen Werder, den kleinen Werder-Inseln und die im östlichen Teil durch Aufspülung oberflächlich devastierte Insel Bock an. Als östliche Begrenzung des Sytems verläuft von Nord nach Süd die Insel Hid-

^{*)} MICHAEL NAUMANN, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D 17487 Greifswald; Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), Sektion Marine Geologie. michael.naumann@io-warnemuende.de.

^{**)} REINHARD LAMPE, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D 17487 Greifswald.



Lage des Untersuchungsgebiets.

densee, mit dem an der Nordspitze 72 m/NN aufragenden Pleistozänkern des Dornbusch. Im Süden von Darss – Zingst werden zum Festland flache rückseitige Lagunen abgegrenzt, die regional als "Boddengewässer" bezeichnet werden (von West nach Ost: Saaler Bodden, Bodstedter Bodden, Barther Bodden, Grabow). Im Osten bilden die Libbenbucht, Vitter Bodden, Schaproder Bodden und Kubitzer Bodden den Übergang zur Insel Rügen. Nach Norden schließt sich die Ostsee in Form der relativ ebenen bis maximal in 10 m Wassertiefe ragenden flachmarinen Falster-Rügen-Platte an.

2. Fragestellung

An der südlichen Ostsee ist die Morphodynamik aus der Interaktion von postglazialem Meeresspiegelanstieg mit der glazial vorgeformten Landschaft geprägt. Der finale Anstieg von etwa 20 m im Zuge der Littorinatransgression seit etwa 8.000 BP (LAMPE, 2005) ist dabei von maßgeblicher Bedeutung, da vorangehende Stadien der Ostsee nur in geringem Maße die heutige Küstenlinie erreicht haben. Im Zuge dessen bestehen nach KLIEWE & JANKE (1982, 1991) zwei Szenarien in Abhängigkeit der Anstiegsgeschwindigkeit, indem mit hohen Raten von bis zu 2,5 cm/a ein Ertrinken der Paläolandschaft ohne große Veränderungen vonstattengeht und erst mit verlangsamtem Anstieg eine Veränderung der spätglazialen Landschaft einsetzt. Gegensätzliche Ansätze (HURTIG, 1954) gehen von einem ständigen Wandel der Küsten auch unter hohen Transgressionsraten aus. In allen Ansätzen werden dabei pleistozäne Kliffe erodiert und das Material durch größtenteils Küstenlängstransport zu jungen holozänen Barrieresystemen akkumuliert.

Nach aktuellen Studien zur Sedimentbilanz an der südlichen Ostsee (HOFFMANN & LAMPE, 2007) ist die Größe des Liefergebietes in Korrelation von Abrasionsraten und Volumina der Nehrungen für die Bereiche der Insel Usedom und Rügen schlüssig. Eine Ausnahme bildet der Raum Darss – Zingst, da das Verhältnis von Liefergebietgröße in Form des pleistozänen Kliffs im südlichen Teil des Darss (Altdarss) zum Sedimentvolumen von Neudarss, Zingst und Windwatt mit den Barriereinseln Großer Werder, Kleine-Werder-Inseln und Bock relativ klein ist.

Vorangehende Untersuchungen (KOLP, 1982; JANKE & LAMPE, 1998; SCHUMACHER, 2000) im Bereich Darss – Zingst geben jedoch einen ähnlichen Geneseverlauf mit Dominanz von West–Ost-gerichtetem Küstenlängstransport des Materials an. Als Datengrundlage dienen Oberflächenkartierungen, historische Karten und Korrelationen zu anderen Nehrungssystemen. Tiefreichende Untersuchungen zum Sedimentaufbau gestalteten sich in der Vergangenheit als schwierig, da große Teile des Untersuchungsgebiets militärisches Sperrgebiet waren und nachfolgend als Kernzone des Nationalparks Vorpommersche Boddenlandschaft deklariert wurden.

Im Rahmen des SINCOS-II-Projekts "Sinking Coasts" wurde die Untersuchung des Raumes Darss – Zingst – Hiddensee neu angegangen. Das Gesamtprojekt modelliert interdisziplinär die Interaktion zwischen Geosystem, Klimasystem und Ökosystem des südbaltischen Raums im Verlauf der Littorinatransgression.

Der Raum ist durch vernachlässigbare rezente isostatische Bewegungen (DIETRICH & LIEBSCH, 2000) und Tiden-


beeinflussung gekennzeichnet, wodurch die Interaktion der zwei Parameter Meeresspiegelanstieg und Sedimentverfügbarkeit modellhaft untersucht werden kann. Mit Hilfe eines geologischen Strukturmodells und verschiedener Datierungsverfahren soll die Genese nachvollzogen und offene Fragen der Sedimentbilanz sowie die Interaktion der Küste auf variierende Meeresspiegelanstiegsraten beantwortet werden. Die Ergebnisse können nachfolgend in weitaus komplexer agierenden Küstenbereichen genutzt werden, um weitere Parameter, wie z.B. das Wirken von Gezeiten, besser aufzulösen.

3. Aktuelle Ergebnisse

Die Untersuchungen geben erstmalig Aufschluss über den Sedimentaufbau des Zingst und des östlich angrenzenden Windwatts mit den Werder-Inseln. Zusätzlich wurden die südlich angrenzenden Boddengewässer und das nördliche Seegebiet sowohl sedimentologisch als auch mit Hilfe von geophysikalischen Methoden (Side-Scan-Sonar, Sedimentecholot) untersucht, um Aussagen über die geomorphologische Situation zu treffen. Auf dem Darss und auf Hiddensee wurden die vorhandenen Altdaten genutzt und Gebiete mit geringer Datendichte näher untersucht.

Einen Überblick über den geologischen Aufbau liefert ein von Süd nach Nord gerichteter Profilschnitt durch das Untersuchungsgebiet (Abb. 2). Der Verlauf der marinen Basis lässt pleistozäne Aufragungen unter der rezenten Nehrung erkennen. Im Zuge des steigenden Meeresspiegels entstanden davon südlich gelegene vernässte Bereiche und beruhigte Randgewässer (heutige Bodden), in denen teilweise mächtige Torfe aufwuchsen. Im weiteren Verlauf konnte dort durch die geringe Strömungsbeeinflussung des Wasserkörpers feinklastisches Material in Form von Mudden akkumuliert werden. Zusätzlich fällt auf, dass der Nehrungskörper fast ausschließlich aus Feinsanden aufgebaut ist. Schürfe an Strandwallstrukturen spiegeln nicht das klassische grobklastische Korngrößenspektrum in Form von Kiesen und Grobsanden wider. Im nördlichen Seeraum lagert marines Material nur in geringen Mächtigkeiten von häufig wenigen Dezimetern. Eine Ausnahme bildet der Plantagenetgrund (Abb. 2 - Bohrung Nr. 1). Dort lagern etwa zwei Meter mächtige Fein- und Mittelsande. In einigen Gebieten vor Hiddensee und dem Windwatt wurden erstmals an der Küste marine Mudden im Offshorebereich anstehend entdeckt.

Zusätzlich wurde mit Hilfe von Side-Scan-Sonar-Aufnahmen eine von Süden nach Norden mäandrierende Struktur beginnend im Flachwasser nördlich der Ortslage Zingst bis zur 10-m-Isobathe nachgewiesen. Dieses wird als Paläoflusslauf interpretiert und könnte der rezent in die südlichen Boddengewässer mündenden Barthe zugeordnet werden, die darüber in frühere Ostseestadien entwässert hat. Entlang der Struktur stehen großflächig Torfe subaquatisch an und etwas östlich wurden verwachsene Baumstubben und -stämme entdeckt, die den Schluss auf eine Paläoflussauenlandschaft erlauben.

Diese Befunde liefern zahlreiche Hinweise für einen neuen Ansatz zur paläogeographischen Entwicklung des

Gesamtraums Fischland – Darss – Zingst. Die aktuelle Vorstellung weicht von der bisherigen Vorstellung eines ausschließlichen West–Ost-gerichteten Materialtransports ab. Dafür spricht das zu 95 % feinklastische Sedimentspektrum der Nehrung, das nicht primär auf ein glaziales Kliff als Liefergebiet deutet. Zusätzlich müsste bei dieser Transportrichtung der Paläoflusslauf oberflächlich zugeschüttet sein.

Die Befunde deuten stark auf einen Materialtransport aus dem nördlichen Seegebiet hin, bei dem mit steigendem Meerespiegel das Material über die Ebene der Falster-Rügen-Platte bewegt wurde. Das Vorhandensein von oberflächlich anstehender lagunärer Sedimentation im Offshorebereich vor Hiddensee und dem Windwatt weist auf eine Barriere in diesem Gebiet hin, die rezent erodiert ist. Das Material strandet an den sich im rezenten Nehrungskörper befindenden spätglazialen Aufragungen, die in diesem Zuge ebenfalls aufgearbeitet wurden. Das führt zu einer vertikal gerichteten Sedimentation und Progradation nach Norden. Die Sedimentationsgeschwindigkeiten und Transportrichtungen werden mit Hilfe eines küstenlongitudinal, -transversal und -vertikal verlaufenden Probenmusters anhand von OSL-Datierungen überprüft, um die Genesevorstellungen aus den Geländebefunden zu stützen.

Literatur

- DIETRICH, R. & LIEBSCH, G.: Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **28** (6), 615–623, 2000.
- HOFFMANN, G. & LAMPE, R.: Sediment budget calculation to estimate Holocene coastal changes on the southwest Baltic Sea (Germany). – Marine Geology, **243**, 143–156, 2007.
- HURTIG, T.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Ein Beitrag zur Küstengeschichte der Ostsee. – Deutscher Verlag der Wissenschaften, 148 S., Berlin 1954.
- JANKE, W. & LAMPE, R.: Die Entwicklung der Nehrung Fischland Darβ – Zingst und ihres Umlandes seit der Litorina-Transgression und die Rekonstruktion ihrer subrezenten Dynamik mittels historischer Karten. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd., **112**, 177–194, 1998.
- KLIEWE, H. & JANKE, W.: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nördlichen Küstengebiet der DDR. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **126**, 65–74, 1982.
- KLIEWE, H. & JANKE, W.: Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **135**, 1–15, 1991.
- KOLP, O.: Entwicklung und Chronologie des Vor- und Neudarßes. Petermanns Geographische Mitteilungen, **126**, 85–94, 1982.
- LAMPE, R.: Late-glacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast review and new results. Quaternary International, **133/134**, 121–136, 2005.
- SCHUMACHER, W.: Zur geomorphologischen Entwicklung des Darsses ein Beitrag zur Küstendynamik und zum Küstenschutz an der südlichen Ostseeküste. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **28** (6), 601–613, 2000.



OSL-Datierungen von Küstensanden des Nehrungssystems Zingst – Werder – Bock (Deutsche Ostseeküste)

TONY REIMANN*), MICHAEL NAUMANN**), SUMIKO TSUKAMOTO*) & MANFRED FRECHEN*)

Deutschland Ostsee Küstensediment Geochronologie Optisch Stimulierte Lumineszenz

Inhalt

| Zusammenfassung | 211 |
|---|---|
| Abstract | 211 |
| Einleitung und Untersuchungsgebiet | 211 |
| Vorstellungen zur Küstenentwicklung | 212 |
| Geochronologie und Probenentnahmemuster | 212 |
| Lumineszenzarbeiten und Ergebnisse | 212 |
| Literatur | 212 |
| | Zusammenfassung Abstract Einleitung und Untersuchungsgebiet Vorstellungen zur Küstenentwicklung Geochronologie und Probenentnahmemuster Lumineszenzarbeiten und Ergebnisse |

Zusammenfassung

Zur geochronologischen Verankerung der holozänen und rezenten Küstenprozesse des Nehrungssystems Zingst – Werder – Bock (Deutsche Ostseeküste) wurden OSL-Datierungen von Dünen-, Strand- und flachmarinen Sanden durchgeführt. Mit Hilfe der gewonnenen Resultate werden bestehende Modelle und Vorstellungen zur Küstenentwicklung geprüft und spezifiziert. Ebenfalls soll die Anwendungsmöglichkeit der OSL-Datierungsmethode für küstendynamische Fragestellungen an der mitteleuropäischen Ostseeküste getestet und präzisiert werden.

OSL Dating of Litoral Sands of the Barrier Island System Zingst – Werder – Bock (Baltic Sea)

Abstract

The aim of this study is to establish a geochronological frame for the Holocene and subrecent coastal development of the barrier spit system Zingst – Werder – Bock (German Baltic Sea Coast). Therefore we apply OSL dating methods to dune, beach and shallow-marine coastal sand samples. With the help of the dating results, we want to prove and specify the existing concepts of the coastal evolution in this area. Furthermore, we want to improve the OSL dating methods and its applications for coastal research issues of the central-European Baltic Sea.

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich an der Deutschen Ostseeküste und erstreckt sich vom Ostzingst im Westen über die Werder Inseln bis zum Bock im Osten. Es handelt sich um den östlichsten Abschnitt der Nehrungskette Fischland – Darß – Zingst, die der vorpommerschen Ausgleichsküste als westlichster Teil zugerechnet wird. Die Halbinsel- bzw. Inselkette baut sich aus pleistozänen Aufragungen auf, die durch holozäne Strand- und Dünenbereiche verbunden sind. Die vorgestellte Arbeit enthält OSL-Datierungen (OSL = Optisch Stimulierte Lumineszenz) von holozänen Strand- und Küstensedimenten (z.B. Strandwälle, Dünenbildungen) für den Bereich der deutschen Ostseeküste.

^{*)} TONY REIMANN, SUMIKO TSUKAMOTO, MANFRED FRECHEN, Institut f
ür Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Sektion S3: Geochronologie und Isotopenhydrologie, Stilleweg 2, D 30655 Hannover. Tony.Reimann@gga-hannover.de

^{**)} MICHAEL NAUMANN, Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), Sektion Marine Geologie.

2. Vorstellungen zur Küstenentwicklung

In den letzten 10 Jahren fanden zahlreiche Untersuchungen statt, welche den geologisch/sedimentologischen Aufbau, die pleistozän/holozänen Entwicklungen und die subrezente Küstendynamik des Fischland-Darß-Zingst-Systems rekonstruierten (JANKE & LAMPE, 1998; SCHUMACHER, 2002; LAMPE, 2002, 2005; KAISER, 2006). Die Entwicklung des heutigen Nehrungssystems folgt danach auf die Litorina-Transgression (ca. 7800 Jahre BP) und fand in einem spätpleistozän bis frühholozän geprägten Gelände statt.

Die Bildung von Nehrungen wird nach FORBES et al. (1995) im Wesentlichen von der geologisch/morphologischen Situation (Sedimentverfügbarkeit, Ablagerungsraum), von Meeresspiegelschwankungen und klimatischen Faktoren, wie z.B. der Wind- und Wellendynamik, gesteuert. Ein Zusammenspiel von Erosions- und Akkumulationsprozessen führte zu einer Sedimentumorganisation und hatte beispielsweise die Abtrennung von Meeresbuchten und das Zusammenwachsen von Inselkernen zum Ergebnis. Durch diese Prozesse entwickelte sich die typische Bodden-Ausgleichsküste (für den Ostseeraum siehe HOFF-MANN et al. [2005]).

3. Geochronologie und Probenentnahmemuster

Bisherige geochronologische Untersuchungen in diesem Raum beschränkten sich auf Radiocarbon- und OSL-Datierungen im küstenabgewandten Bereich (Bodden) und haben die zeitliche Verankerung von Torfhorizonten und Bodenbildungen zum Gegenstand (LAMPE, 2005; KAISER, 2006). Die Datierung von Küstensedimenten (Strandwällen und Dünen) mit Hilfe moderner OSL-Methoden und damit die präzise zeitliche Einordnung ihrer Ablagerung werden in dieser Arbeit dargestellt. Dieses ermöglicht eine direkte und kontinuierliche Rekonstruktion der Küstenentwicklung. Radiocarbon-Datierungen eignen sich in diesem Sedimentationsmilieu nur in geringem Maße, weil das vorhandene organische Material (z.B. Holzstücke, Muschelschill) nach dem Absterben oftmals umgelagert wurde und generell nur selten vorzufinden ist.

Für die OSL-Datierungen wurden an 7 Standorten Bohrungen abgeteuft und drei Schürfe gegraben. Von diesen 10 Standorten wurden insgesamt 16 Proben für die OSL-Messung bearbeitet. Die Probenauswahl folgte dabei einem räumlichen Muster. Es wurden Proben in der Abfolge eines West–Ost-verlaufenden Profils (Ostzingst, Großer Werder, Bock) und jeweils einer Landwärts-seewärts-Sequenz (Düne – Strand – Flachwasser) genommen. Zusätzlich wurden an fünf Standorten jeweils zwei Proben in einer vertikalen Abfolge bearbeitet, um die zeitliche Einordnung eines dreidimensionalen räumlichen Musters zu erhalten.

4. Lumineszenzarbeiten und Ergebnisse

Die Proben setzen sich überwiegend aus der Fein- und Mittelsandkomponente zusammen und wurden daher nach der herkömmlichen Grobkorn-Aufbereitungsmethode (z.B. LANG et al., 1996) für die OSL-Datierung vorbereitet. Für die Messungen wurde ein modifiziertes SAR-Messprotokoll entwickelt. Die Bestimmung der Dosisraten erfolgte mit Hilfe γ -spektrometrischer Messungen der natürlichen Radioaktivität des umgebenden Sediments. Erste Ergebnisse zeigen, dass sich die Sandproben und das entwickelte Messprotokol gut für die OSL-Datierung eignen und reproduzierbare Resultate liefern. Auch sind erste OSL-Alterseinschätzungen verträglich zum beschriebenen stratigraphischen Kontext.

Alle Ergebnisse der Messungen werden auf dem Poster vorgestellt und diskutiert. Mit ihrer Hilfe sollen die bisherigen Vorstellungen zur holozänen und subrezenten Entwicklung des Nehrungssystems zeitlich präzise eingeordnet werden. Auch werden Aussagen zur Dynamik des Sedimentationsprozesses und der Meeresspiegelschwankungen angestrebt. In diesem Kontext sollen bisherige Vorstellungen zur Küstenentwicklung geprüft und präzisiert werden.

Literatur

- FORBES, D.L., ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G., SHAW, J. & JENNINGS, S.C.: Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. – Marine Geologie, **126**, 63–85, 1995.
- HOFFMANN, G., LAMPE, R. & BARNASCH, J.: Postglacial evolution of coastal barriers along the West Pomeranian coast, NE Germany. – Quarternary International, **133/134**, 47–59, 2005.
- JANKE, W. & LAMPE, R.: Die Entwicklung der Nehrung Fischland Darß – Zingst und ihres Umlandes seit der Litorina-Transgression und die Rekonstruktion ihrer subrezenten Dynamik mittels historischer Karten. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd., **112**, 177–194, 1998.
- KAISER, K., BARTHELMES, A., CZAKÓ PAP, S., HILGERS, A., JANKE, W., KÜHN, P. & THEUERKAUF, M.: A Lateglacial palaeosol cover in the Altdarss area, southern Baltic Sea coast (northeast Germany): investigations on pedology, geochronology and botany. – Netherlands Journal of Geoscience, 85/3, 197–220, 2006.
- LAMPE, R.: Holocene Evolution and coastal dynamics of the Fischland – Darss – Zingst peninsula. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 27, 155–163, 2002.
- LAMPE, R.: Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. Quarternary International, **133/134**, 121–136, 2005.
- LANG, A., LINDAUER, S., KUHN, R. & WAGNER, G.A.: Procedures used for optically and Infrared Stimulated Luminescence Dating of Sediments in Heidelberg. – Ancient TL, **14**, H. 3, 7–11.
- SCHUMACHER, W.: Coastal evolution of the Darss Peninsula. Greifswalder Geographische Arbeiten, 27, 165–168, 2002.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



2"Die vier Felder von Memmingen" – Neues oder vermeintlich Neues aus PENCKS Typregion

KONRAD RÖGNER*)

Deutschland Allgäu Eiszeit Hochterrasse Deckenschotter

Inhalt

| | | 213 |
|----|---------------------|-----|
| | Abstract | 213 |
| 1. | Einleitung | 213 |
| 2. | Stand der Forschung | 213 |
| З. | Eigene Ergebnisse | 214 |
| | l iteratur | 215 |

Zusammenfassung

Die Region der "vier Felder von Memmingen" stand und steht seit den Arbeiten PENCKS immer wieder im Zentrum der Forschungen bezüglich der Gliederung des Eiszeitalters. Die Ergebnisse PENCKS bezüglich der Würm-, der Riß- und der Mindeleiszeit haben weiterhin Bestand, wobei die Rißeiszeit in mindstens zwei Eisvorstöße zu gliedern ist, welche von einem Interglazial getrennt werden. Der günzeiszeitliche Deckenschotter ist hingegen in die Donaueiszeiten-Gruppe zu stellen.

The so Called "Vier Felder von Memmingen" – New Results from PENCK'S Type Region

Abstract

The area near Memmingen (PENCK's Region for the subdivision of the Quaternary, the so called "vier Felder von Memmingen") stays always in the focus of Quaternary research. The results of PENCK concerning the Würm, the Riß and the Mindel glaciation have validity until now, while the Rissian glaciation has to be subdivided into two ice-advances, separated by an interglacial. The Günzian sediments have to be shifted into the Donau-glaciation.

1. Einleitung

Spätestens seit A. PENCK im Jahr 1898, ermüdet sitzend, am Falkensporn bei Ittelsburg sein tetraglaziales Gliederungsprinzip des Eiszeitalters erkannt hatte (siehe PENCK, 1899), kommt der oben genannten Memminger Region eine besondere Bedeutung zu. Diese besondere Bedeutung wird in PENCKS gemeinsam mit E. BRÜCKNER verfasstem Werk "Die Alpen im Eiszeitalter" (1901–1909) deutlich, denn sie dient praktisch als exemplarisch (als Typregion) für alles, was danach beschrieben und erklärt wird. Dementsprechend sind auch die beigegebenen Abbildungen (Fig. 2, 3 und 4) zu bewerten. Ein Bezugnehmen gilt auch für alle Quartärforscher gerade dann, wenn sie die "klassischen" Bezeichnungen von Würm bis Günz benutzen, um Teile des Quartärs zu benennen oder zu gliedern.

2. Stand der Forschung

Seit den PENCKschen Forschungsergebnissen galt das Interesse mehrfach/vielfach den vier Feldern von Memmingen. Dass die Ergebnisse der verschiedenen Bearbeiter durchaus unterschiedlich sind, liegt in den vorzufindenden Sachverhalten begründet, die schon den grundlegenden Abbildungen PENCKS (Fig. 2, 3 und 4) zu entnehmen sind.

*) Prof. Dr. KONRAD RÖGNER, Ludwig-Maximilians-Universität München, Department für Geographie, Luisenstr. 37, D 80333 München. k.roegner@geographie.uni-muenchen.de.

- 1) Es treten zwei verschiedene Niederterrassensysteme (Würm) mit unterschiedlicher Oberflächen- und unterschiedlicher Schotterbasishöhe auf.
- Ebenso verhält es sich mit den Hochterrassen (Riß), die wiederum in zweifacher Ausbildung vorliegen.
- Das Grönenbacher Feld, Typregion des Mindel, zeigt ein starkes Ansteigen der Schotterbasis nach Westen hin, aber eine horizontale Oberfläche.
- 4) Das Hochfeld, Typregion des Günz, zeigt sich in zwei ganz unterschiedlichen Relikten, den Schotterkuppen von Kronburg und Hohem Rain einerseits und dem eigentlichen Hochfeld, der Schotterplatte zwischen Schrattenbach und Theinselberg andererseits. Diese beiden günzzeitlichen Ablagerungen weisen aber eine deutlich unterschiedliche petrographische Zusammensetzung auf (SINN, 1972). Außerdem war der oberere oder ältere Deckenschotter für PENCK derjenige Stapelplatz, auf dem von ihm alles, was älter als Mindel war, "deponiert" wurde.

Aus dem kurz Skizzierten (Punkte 1–4) ergaben sich zumindest teilweise (zwangsläufig) die divergierenden Ergebnisse der Epigonen. Sie zeigen auch, dass PENCK – nachdem er das tetraglaziale System etabliert hatte – seinem "großen Wurf" folgte, auch wenn er selbst bei manchem Geländebefund Zweifel an "nur" vier Eiszeiten hatte.

EBERL (1930) und auch SCHAEFER (ab 1950) führten die deutlich höhere Zahl der vorgefundenen, verschiedenen pleistozänen Ablagerungen zum einen auf mehrere selbständige Gletschervorstöße während der "klassischen" Würm-, Riß- und Mindelvereisungen zurück, zum anderen gliederten sie aber aus der Masse des günzzeitlichen älteren Deckenschotters die Donaueiszeitengruppe (EBERL) und die Biberkaltzeitengruppe (SCHAEFER) aus, welche sie der Günzeiszeit voranstellten. Alle folgenden Bearbeiter kamen mit diesem erweiterten PENCKschen Gliederungsrahmen aus.

Dabei war LÖSCHER (1976) der Erste, der den PENCKSchen älteren Deckenschotter ("klassisch" Günz) der Donaueiszeitengruppe zuwies. Da er sich aber gerade im Bereich südlich von Memmingen, der außerhalb seines Arbeitsgebietes lag, weniger auf die eigenen Feldresultate als auf die Ergebnisse SINNS (1972) stützte, wurden LÖSCHERS Ergebnisse zu wenig beachtet, zumindest was die Memminger Region betraf.

Dies wird auch deutlich, wenn man die in einer Habilitationsschrift niedergelegten Ergebnisse BECKER-HAUMANNS (2005) bewertet. Letztlich unterscheidet sich seine stratigraphische Gliederung der älteren Deckenschotter nur in Nuancen von der LÖSCHERS.

In den folgenden Ausführungen wird gezeigt werden, dass die Ergebnisse PENCKS bezüglich der Würm-, der Riß- und der Mindeleiszeit in der Memminger Region bestehen bleiben.

3. Eigene Ergebnisse

- Die würmzeitlichen Schotter liegen in zwei verschiedenen Ablagerungsbereichen vor, der höheren Fellheimer Terrasse und der tieferen Erolzheimer Terrasse. Die Gründe für das Vorliegen zweier, deutlich verschieden hoher Niederterrassenfelder sind in einem Talwechsel vom Memminger Trockental in das so genannte Canyon-Tal der heutigen Iller zu suchen. Ursache: Flussdynamik.
- 2) Das Auftreten von zwei verschiedenen rißeiszeitlichen Niveaus wird auf paläoklimatische Ursachen zurückgeführt. Die Rißeiszeit setzt sich zumindest aus zwei verschiedenen, durch warmzeitliche/interglaziale Verhältnisse getrennten, Vorlandvergletscherungen zusammen. In einer älteren Phase wurde die obere Hochter-

rasse (Hawanger Feld), in einer jüngeren die untere Hochterrasse (Hitzenhofer Feld) abgelagert.

Beiden Schotterfeldern, von welchen das ältere ins heutige Günztal zieht, das jüngere dem bayerischen Rothtal folgt, fehlt eine eindeutige Verzahnung mit den Moränen der Rißeiszeit. Die Moränen des Hawanger Feldes sind vermutlich abgetragen oder unter den weit vorspringenden Endmoränen der Würmeiszeit (südlich Grönenbach) begraben. Das Hitzenhofer Feld wurzelt entsprechend der württembergischen Ergebnisse an Moränen, welche dem sogenannten Doppelwallriß zugeordnet werden, die folglich ins mittlere und nicht ins jüngere Riß gehören.

Allerdings ist es möglich, mit paläopedologischen Ergebnissen eine Gliederung der beiden Hochterrassen durchzuführen, die eindeutig auf die oben genannte Warmzeit zwischen den beiden Gletschervorstößen hinweisen.

PENCK hatte das zweifache Auftreten der Hochterrasse durch eine Bifurkation südlich des Bauhofer Berges (Hochfeld von Eisenburg) erklärt.

- 3) Das Grönenbacher Feld stellt sich als einheitliche Schüttung während des Mindelhochglazials dar. Es wurzelt an dem mächtigen Endmoränenwall von Brandholz-Manneberg, wie es schon PENCK gesehen hatte, und es endet am Schärtelesspitz südwestlich von Memmingen. Das Grönenbacher Feld muss – darf – braucht nicht untergliedert zu werden, weder in 10 (zehn !, entsprechend SCHAEFER [1973]), noch in zwei unterschiedliche Schotterkörper (EBERL, 1930; BECKER-HAUMANN, 2005). Wie schon durch die Oberfläche erkenntlich, baut sich das genannte Feld aus einem einheitlichen Schotterkörper auf, der an seiner Basis allerdings einige (erklärbare) Unregelmäßigkeiten aufweist.
- 4) a) Kronburg und Hoher Rain werden im regionalen und überregionalen Zusammenhang entgegen der PENCKschen Altersansprache nicht in die Günzeiszeit, sondern mit LÖSCHER (1976) in die Donaueiszeitengruppe gestellt. Sie bilden einen ursprünglich zusammenhängenden Schotterkörper, der sehr stark erodiert ist. Zwischen diesem Schotterstrom und dem östlich des Memminger Trockentals aufragenden Hochfeld (Schrattenbach-Theinselberger oder Böhener Schotter) existierte während der Ablagerung ein Höhengebiet aus OSM, in dessen Bereich sich dann die jüngeren Flüsse eingeschnitten und die Talböden für die Ablagerung der mindel, riß- und würmzeitlichen Schotter geschaffen/vorbereitet haben.
 - b) Das Hochfeld PENCKS setzt sich im Eisenburger Schotterfeld fort (LÖSCHER & SINN, 1983) und zieht nach Norden in Richtung Zusamplatte (LÖSCHER, 1976). Das Hochfeld besteht aus einem einheitlichen Schotterkörper der Donaueiszeit, der im Süden (ab Böhen) von jüngeren Moränen der Mindel-, der Riß- und der Würmeiszeit überlagert wird. Eine stärkere Gliederung in mehrere Schotterkörper, wie sie von STEPP (1981) durchgeführt wurde, ist nicht haltbar. Auch finden sich keine Anzeichen für die von BECKER-HAUMANN (2005) vorgefundenen haslachzeitlichen Schotter/Moränen.
- 5) Sucht man nun nach dem günzzeitlichen Schotter PENCKS in der Memminger Region, so muss man den Blick nach Osten (und nach Norden) wenden, dort liegt im Zadels-Stephansrieder Schotter (RÖGNER, LÖSCHER & ZÖLLER, 1988; RÖGNER & LÖSCHER, 1993) eine günzzeitliche Ablagerung vor, die sich zwischen den PENCKschen Hochfeldschotter am Bauhofer Berg (Eisenburger Schotter) und den mindelzeitlichen Schotter von Schwaighausen (östlich des Eisenburger Schotters gelegen) einordnet.

Der günzeiszeitliche Zadels-Stephansrieder Schotter bildet nicht den Rinnenrand eines Untrasried-Stephansrieder Schotters, er ist ein über viele Kilometer zu verfolgender Schotterstrom, der in der Schotterkuppe im Ungerhauser Wald endet. Die stratigraphische Stellung des Stephansrieder Schotters als zur Günzeiszeit zugehörend, erfährt ihre Bestätigung durch Ergebnisse vor Spülbohrungen bei Ollarzried. Die Spülbohrungen wurden von JERZ aufgenommen, sind seit 1975 publiziert, wurden aber nicht hinreichend genug berücksichtigt.

Literatur

- BECKER-HAUMANN, R.: Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluviatiler Terrassenkörper – Die prärisszeitliche Chronologie und Paläogeographie des Illergletschergebiets, Bayerisches Alpenvorland. – 330 S., 118 Abb., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Borntraeger) 2005.
- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahme im Bereich des Lech- und Illergletschers. – Augsburg (Filser) 1930.
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H.: Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes. – Geologica Bavarica, 74, 99–130, München 1975.
- LÖSCHER, M.: Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lechplatte. – Heidelberger geographische Arbeiten, 45, Heidelberg 1976.
- LÖSCHER, M. & SINN, P.: Ein weiterer Beitrag zur Quartärstratigraphie und Paläogeographie des "Eisenburger Schotterfeldes" nördlich Memmingen. – Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft München, 68, 67–88, München 1983.

- PENCK, A.: Die vierte Eiszeit im Bereich der Alpen. Vorträge des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse, **39**, 1–20, Wien 1899.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bände, Leipzig (Tauchnitz), 1901–1909.
- RÖGNER, K.: Ein Vorschlag zur Gliederung pleistozäner Ablagerungen im deutschen Alpenvorland basierend auf Ergebnissen aus der südlichen Iller-Lech-Platte. – Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft München, 87, 235–273, 3 Tab., München 2004.
- RÖGNER, K., LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L.: Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). – Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F., Suppl. Band **70**, 51–73, Stuttgart (Borntraeger) 1988.
- RÖGNER, K. & LÖSCHER, M.: Die fluvial-periglazialen Schotter östlich Memmingen (Bayerisch-Schwaben). – Mitteilungen Geogr. Ges. München, 78, 85–111, München 1993.
- SCHAEFER, I.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50.000. München 1957.
- SCHAEFER, I.: Das Grönenbacher Feld. Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit A. Penck. – Eiszeitalter und Gegenwart, 24, 115–200, 1973.
- SINN, P.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. – Heidelberger Geogr. Arbeiten, 37, Heidelberg 1972.
- STEPP, R.: Das Böhener Feld Ein Beitrag zum Altquartär im Südwesten der Iller-Lech-Platte. – Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft München, 66, 43–68, München, 1981.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Luminescence Dating of the Upper Part of the Stari Slankamen Loess Sequence (Vojvodina, Serbia)

ESTHER SCHMIDT*), BJÖRN MACHALETT**), SLOBODAN B. MARKOVIĆ***), NEBOSJA MILOJKOVIVIĆ***), SUMIKO TSUKAMOTO*) & MANFRED FRECHEN*)

> Serbien Vojvodina Löss Lumineszenzdatierung Chronostratigraphie

Contents

| | Zusammenfassung | 217 |
|----|--------------------|-----|
| | Abstract | 217 |
| 1. | Introduction | 217 |
| 2. | Geological Setting | 218 |
| З. | Measurements | 218 |
| | References | 218 |

Lumineszenz-Datierung des oberen Teils der Stari-Slankamen-Löss-Schichtfolge (Vojvodina, Serbien)

Zusammenfassung

Die mittel- und spätpleistozäne Löss-Paläobodenabfolge am Aufschluss Stari Slankamen setzt sich aus sieben Lösslagen und acht zwischengeschalteten Bodenkomplexen zusammen. Um einen zuverlässigen geochronologischen Rahmen für den letztglazialen Zyklus zu etablieren, wurden Lumineszenzdatierungen an 12 Proben aus dem oberen Abschnitt des untersuchten Profils durchgeführt.

Abstract

A detailed Middle and Late Pleistocene loess-palaeosol sequence is exposed at the Stari Slankamen section in the Vojvodina region (Serbia) consisting of seven loess layers intercalated by eight pedocomplexes. In this study we present results of luminescence dating of 12 samples collected from the upper part of the Stari Slankamen loess sequence in order to establish a more reliable chronological framework for this part of the sequence.

1. Introduction

Loess-palaeosol sequences are sensitive indicators of palaeoclimatic conditions and represent a potential archive to understand glacial-interglacial variability registered in long continental records. The sequences in the Vojvodina (Serbia) are among the oldest and most complete loess sequences in Europe and provide important information of local and regional environmental processes and conditions during the Middle and Late Pleistocene (MARKOVIČ et al., 2006). Reliable numeric age estimates are still lacking for most of the detailed loess successions, and hence, an appropriate interpretation of the terrestrial climate archives as well as the correlation between loess-palaeosol sequences of the Vojvodina region with other European loess records are difficult. Previous studies published luminescence ages obtained from the Stari Slankamen loess site based on thermoluminescence measurements. The

^{*)} ESTHER SCHMIDT, SUMIKO TSUKAMOTO, MANFRED FRECHEN, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), Section 3: Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany. Esther Schmidt: Esther.Schmidt@gga-hannover.de.

^{**)} BJÖRN MACHALETT, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), Section 3: Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany; Chair of Geomorphology, University of Bayreuth, Bayreuth, Germany.

^{**)} SLOBODAN B. MARKOVIĆ, NEBOSJA MILOJKOVIĆ, University of Ňovi Sad, Ćhair of Physical Geography, Novi Sad, Serbia.

dates of the described soil F_2 show a close grouping at ~75 ka, the TL dates of the soil F_3 indicate an age of about 125 ka and the soil horizons F_4 and F_5 have been assigned a minimum age of >186 and >315 ka (SINGHVI et al., 1989). According to SINGHVI et al. (1989) the TL dates suggest that the F_3 soil probably represents the last interglacial corresponding to marine oxygen isotope substage 5e, and soil F_2 probably can be correlated with substage 5a.

Since the late 1990s there has been significant development within trapped charge dating including optically stimulated luminescence (OSL) dating and helped to obtain a more accurate time range for the depositional ages of loess sediments.

This study presents the first OSL dating results from the Stari Slankamen loess site.

2. Geological Setting

The Vojvodina region situated in the southeastern part of the Pannonian basin in the area of the confluence of the rivers Danube, Sava and Tisza is rather a lowland area covered by loess and loess-like sediments reaching a thickness of up to 55 m (MILOJKOVIĆ et al., 2007). It is regarded as a key section for understanding and reconstructing the palaeoclimatic and palaeoenvironmental conditions in southeastern Europe particularly with regard to its geographical position between the palaeoenvironments of Europe and Asia and their past atmospheric circulation systems (STENDER et al., 2007). Loess-palaeosol sequences in the Vojvodina region were first described by MARSIGLI (1726), who also gave a first description of the loess-palaeosol sequence at Stari Slankamen (MARKOVVIĆ et al., 2004, 2006, 2007).

The loess section of Stari Slankamen is located in the Vojvodina region in the north-eastern part of the Srem Loess Plateau on the right bank of the Danube near by the river mouth of the Tisza into the Danube. The profile exposes an about 45 m thick series of seven loess layers intercalated by eight pedocomplexes.

During the fieldwork samples for luminescence dating were taken at close intervals between the Holocene soil and the first weakly developed pedocomplex (4 samples), above the first strongly developed soil (3 samples) and underneath this soil (3 samples).

3. Measurements

Luminescence dating enables to estimate the age of the last daylight exposure of sediments (AITKEN, 1998). This dating technique has been significantly improved over

recent years and is widely used to establish confident chronologies of loess records. The aim of this investigation is to carry out a more reliable chronological frame for the loess deposits by an OSL dating study. The OSL measurements were carried out on the uppermost twelve samples of the profile assuming a correlation to the penultimate and last interglacial-glacial cycle.

The SAR protocol was conducted on polymineral and quartz fine-grains (4–11 μ m) to estimate equivalent dose (D_e). The dose rates for all samples were obtained by high resolution gamma spectrometry. For the polymineral fine-grains, two different techniques, infrared stimulated luminescence (IRSL) in the blue and post-IR OSL signals in the UV using the double SAR technique, have been employed and compared with the quartz results. Investigations related to the saturation of OSL signals, anomalous fading, and the feldspar contribution to the post-IR OSL signals will be presented.

The ongoing research is part of a PhD study in the frame of the "Leibniz Pakt für Forschung und Innovation" at the GGA-Institute in Hannover.

References

- AITKEN, M.J. (1998): An introduction to optical dating. Oxford (Oxford University Press).
- MARKOVIĆ, S.B., KOSTIC, N.S. & OCHES, E.A. (2004): Paleosols in the Ruma loess section (Vojvodina, Serbia). – Rev. Mex. de Cienc. Geol., **21**/1, 79–87.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E., SÜMEGI, P., JOVANOVIĆ, M. & GAUDENYI, T. (2006): An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. – Quat. Int., **149**, 80–86.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E.A., MCCOY, W.D., FRECHEN, M. & GAU-DENYI, T. (2007): Malacological and sedimentological evidence for "warm" glacial climate from the Irig loess sequence, Vojvodina, Serbia. – Geoch., Geophys., Geosys., **8**, H. 9.
- MILOJKOVIĆ, N., LUKIĆ, T., MACHALETT, B. & MARKOVIĆ, S.B. (2007): Highly resolved rubification indices recorded at the Stari Slankamen loess site (Vojvodina, Serbia). – Geophys. Res. Abstr., 9.
- SINGHVI, A.K., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R.K. (1989): Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian basin (east-central Europe): a suggestion for a revised chronology. – Chem. Geol., **73**, 307–317.
- STENDER, J., MACHALETT, B., FRECHEN, M., LUKIĆ, T., MILOJKOVIĆ, N. & MARKOVIĆ, S.B. (2007): Stari Slankamen loess sequence (Vojvodina, Serbia) – Implications for past atmospheric circulation patterns of Eurasia. – Proceedings of the 3rd Alexander von Humboldt International Conference on The East Asian Monsoon, past, present and future, Beijing 2007.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Palaeomagnetic Investigations in the Loess/Palaeosol Sequence Aschet in Upper Austria

ROBERT SCHOLGER*) & BIRGIT TERHORST**)

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 49 Oberösterreich Löss Paläoboden Magnetostratigraphie

Contents

| | Zusammenfassung | . 2 | 19 |
|----|------------------------------|-----|----|
| | Abstract | . 2 | 19 |
| 1. | Introduction | . 2 | 19 |
| 2. | Paleomagnetic Investigations | . 2 | 20 |
| 3. | Conclusions | . 2 | 20 |
| | Acknowledgements | . 2 | 20 |
| | References | . 2 | 20 |

Paläomagnetische Untersuchungen in der Löss-Paläoboden-Schichtfolge von Aschet (Oberösterreich)

Zusammenfassung

Auf der Basis von paläopedologischen Analysen wurde unter Einbeziehung der paläo- und gesteinsmagnetischen Untersuchungen eine Chronostratigraphie für die Löss-/Paläoboden-Sequenz Aschet entwickelt.

Das Profil befindet sich auf der klassischen Günz-Terrasse und enthält fünf interglaziale Paläoböden, die von Lössschichten getrennt werden. Diese Profilsituation deutet auf ein Alter für die Terrassenablagerung von mindestens OIS14 hin. Eine magnetische Exkursion im basalen Profilabschnitt konnte der Exkursion "Calabrian Ridge 3" zugeordnet werden, welche einem Alter von 580 ka entspricht.

Abstract

On the base of palaeopedological analyses a chronostratigraphy for the loess/palaeosol sequence Aschet, derived from magnetic excursion stratigraphy and climate related magnetic proxies is developed.

The profile of the covering layers is situated on the top of the classical Günz terrace and includes five interglacial paleosols separated by loess layers, thus indicating a terrace age of OIS14 at minimum.

A magnetic excursion observed in the lowermost part of the profile was tentatively assigned to CR3 (Calabrian Ridge 3), which established an age estimate of ca. 580 ka (isotope stage 15).

1. Introduction

The loess/palaeoosol sequence Aschet in Upper Austria includes five palaeoosols with different intensity of pedogenesis. It represents the Middle Pleistocene covering layers on top of a classical fluvioglacial Günz terrace (TERHORST, 2007). According to earlier palaeoomagnetic investigations all palaeoosols have formed during the Brunhes Chron (KOHL & KRENMAYR, 1997). Notably, none of the geomagnetic excursions that occurred during this time period, have

been observed during the earlier investigations of this profile, which could possibly be attributed to their very limited sampling density.

The new comprehensive palaeoomagnetic investigations aimed at providing more detailed information concerning the chronostratigraphic setting of the sedimentary succession. Additional determinations of rock magnetic parameters aimed at a quantified reconstruction of the climate

^{*)} ROBERT SCHOLGER, Paleomagnetic Laboratory Gams, Chair of Geophysics, Dep. Applied Geosciences and Geophysics, University of Leoben, Austria.

^{**)} BIRGIT TERHORST, University of Vienna, Department of Geography and Regional Research, Austria. birgit.terhorst@univie.ac.at.

changes gained from changes in sediment magnetic properties. Variations in pedogenic formation of in situ formed magnetic phases in interbedded loess/palaeoosol sequences are strongly controlled by climate (EVANS & HELLER, 1994).

2. Palaeoomagnetic Investigations

Two profiles of 12 meters thickness were excavated, and 580 oriented samples were taken for laboratory investigations by using 8 ccm standard palaeoomagnetic sampling cubes. Most samples could be fully demagnetized by means of alternating-field demagnetization in up to 15 steps between 2 and 140 mT and the contribution from high coercivity components was generally low. Samples that exposed significant intensity of remanence after alternating-field treatment, were subsequently consolidated using non-magnetic stone-strengthener, and demagnetized thermally in the temperature range between 200°C and 590°C. The demagnetizations and additional mineral magnetic experiments proved that the magnetic remanence mainly resided in two different magnetite-like phases; however, both phases carried very similar vector components. The majority of the samples yielded characteristic remanence directions aligned in the direction of the recent earth magnetic field, which is virtually indistinguishable from the mid-pleistocene magnetic north direction. Though, six zones with partly strong deflection from the magnetic north direction indicating evidence for geomagnetic excursions could be recognized in this study. The climate related rock magnetic parameters yielded strong variation with depth in accordance with the lithology.

3. Conclusions

Several marker horizons with strongly enhanced magnetic susceptibility, remanence intensity and other magnetic parameters could be distinguished.

The presented preliminary chronostratigraphy for the loess/palaeoosol sequence Aschet derived from magnetic excursion stratigraphy and climate related magnetic prox-

ies was based on the palaeopedological interpretation of the profile (TERHORST, 2007).

Recent compilations of internationally reputed excursions during the Brunhes Chron (COE et al., 2004; SINGER et al., 2002) and isotope curves (LISIECKI & RAYMO, 2005) served as a reference frame. A magnetic excursion observed in the lowermost part of the profile was tentatively assigned to CR3 (Calabrian Ridge 3), which established an age estimate of ca. 580 ka (isotope stage 15) for the soil formation. Among other observations, a striking match of the magnetic susceptibility variation with depth and the oxygen isotope curve was evident. It has to be mentioned, that absolute age determinations using OSL analyses yielded significantly younger ages for the samples from the lower part of the section (M. FIEBIG, Vienna, pers. comm., 2006).

Acknowledgements

Financial support for this study was provided by the Austrian Academy of Sciences.

References

- COE, R.S., SINGER, B.S, PRINGLE, M. & ZHAO, X.: Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: Palaeoomagnetic directions, 40Ar/39Ar ages and implications. – Earth Planet. Sci. Lett., 222, 667–684, 2004.
- EVANS, M.E. & HELLER, F.: Magnetic enhancement and palaeooclimate: study of a loess/palaeoosol couplet across the Loess Plateau of China. – Geophys. J. Int., **117**, 257–264, Huddersfield 1994.
- KOHL, H. & KRENMAYER, H.G.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – 77 S., Wien (Geol. B.-A.) 1997.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18 records. Palaeooceanography, **20**, 1–17, Washington D.C. 2005.
- SINGER, B.S., RELLE, K.A., HOFFMAN, A., BATTLE, C., LAJ, C., GUIL-LOU, H. & CARRACEDO, J.C.: Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. – J. Geophy. Res., **107** (B11), 2307, doi: 10.1029/2001JB001613, 2002.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008



Two Types of Loess – Two Sets of Origins: The Danubian and Ukrainian Loesses Compared

IAN SMALLEY, KEN O'HARA-DHAND & PETER WYNN*)

Donaubecken Löss

Contents

| | Zusammenfassung Abstract | | · · · | · · · · | ••• | ••• | ••• | · · · | ••• | ••• | · · · | ••• | ••• | · · · | ••• | · · · | · · · | | ••• | ••• | ••• | ••• | · · · | · · · | •• | ••• | ••• | · · · | •• | • • | 221 221 |
|----|-----------------------------|----------|-------|-------------|---------|---------|-----|-------|---------|-----|-------|-----|-----|-------|---------|-------|-----------|-------|-----|-----|-----|-----|-------|-------|----|-----|-----|-------|----|-------------|------------|
| 1. | Introduction | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 221 |
| 2. | The Differences | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 222 |
| 3. | Conclusions | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 222 |
| | References | | | | | | | | | | | | | | | | | • • • | | | | | | | | ••• | | | | | 222 |

Zwei Löss-Typen – zwei Herkunftsgebiete: Donau-Löss und ukrainischer Löss im Vergleich

Zusammenfassung

Geochemische Untersuchungen an Lössablagerungen in Südosteuropa lassen offensichtlich unterschiedliche Herkunftsgebiete des äolischen Ausgangsmaterials für die Lösse in Serbien, Rumänien und in der Ukraine erkennen. Für die serbischen Lösse kommt überwiegend die Schwemmebene der Donau, und damit das danubische Einzugsgebiet, als Herkunftsgebiet in Frage, was den Zusammenhang zwischen dem alpidischen Vergletscherungssystem und den Lössen im Donauraum unterstreicht. Hingegen scheint der Löss der Ukraine vorwiegend aus dem Einzugsgebiet des Fennoskandischen Inlandeises zu stammen.

Abstract

Recent geochemical investigations indicate discernable differences between loesses from Serbia, Romania and Ukraine. The Serbian loess fits the definition of mountain loess; the Ukraine material is seen as glacial/ice-sheet loess. European loess appears to divide into glacial loess to the east and mountain loess to the west. The loess in the Danube basin appears to be definitely mountain loess; old ideas of glacial input should perhaps be discounted.

1. Introduction

BUGGLE et al. (2008) made a study of three sets of loess samples: from Batajnica/Stari Slankamen, Voyvodina, Serbia [B-SS]; from Mircea Voda, a site on the Dobrudja plateau in Romania [MV]; and from Stary Kaydaky, about 2 km south of Dniepropetrovsk City in Ukraine [SK]. On the basis of a whole range of geochemical tests they discovered that these three loess regions were remarkably distinctive. We are mostly concerned with the Serbian B-SS and Ukrainian SK samples, the most widely separated geographically, and, it would appear, the most distinctly separated in terms of mode of origin. BUGGLE et al. (2008) suggested that the B-SS Voyvodina loess was derived from Danubian alluvial material, and that the SK Ukrainian material was from glaciofluvial sediments related to the Fennoscandinavian ice sheet. It would appear that B-SS is "mountain" loess and the SK loess is "glacial/ice-sheet" loess. It has been suggested that these are the two major types of loess and that the great bulk of the World's loess deposits can be divided between these two categories. It has further been proposed that there are only two major glacial/ice-sheet deposits in the World: those in Central North America and those comprising the

^{*)} IAN SMALLEY, KEN O'HARA-DHAND,PETER WYNN, Giotto Loess Research Group, Waverley Materials Project, Nottingham Trent University, Nottingham NG1 4BU, UK. ian.smalley@ntu.ac.uk.

USWR loess – the great loess sheets in Ukraine and southwestern Russia. The SK loess falls nicely into the USWR loess.

2. The Differences

If the very simplest classification/division is applied, Europe appears to be divisable neatly into two loess zones: to the east is the USWR loess - the glacial loess; to the west is mostly mountain loess - i.e. the Danubian deposits and Alpine derived deposits associated with the Rhine. Now that the loess in Belgium and the UK is widely regarded as Alpine material transported by the proto-Rhine it is difficult to locate any significant glacial loess in western Europe. The "northern band" may still exist. The northern band gained credence when loess in Europe was seen as a "periglacial accumulation"; if the glacial link is weakened it may be that the northern band loses its identity. The loess in Poland has been characterised as glacial loess but looked at from a geomorphological viewpoint it looks much more like mountain loess - derived from the mountains to the south rather than from the glaciers to the north.

The loess under consideration is classic, primary loess – the "Urloess" of PECSI & RICHTER (1996, p. 130). The B-SS loess is absolutely classical west European loess (in the sense that mountain = west and glacial = east) and it represents such a fantastic deposit because many great rivers bring mountain material into the Voyvodina region. Great rivers also supply the USWR loess and deliver glacial material across a widespread region. What really distinguishes the loess deposits is the formation mechanism for the original particles. The classification event occurs before the long river transportation and before the aeolian elevation and deposition. BUGGLE et al. (2008) provide striking support for the concept of the importance of loess "material".

Thirty years ago SMALLEY & LEACH (1978) reviewed loess origins for the Danube basin loess; they made what BUG-GLE et al. called a review of the geomorphodynamic system of the region and its relation to loess deposition. Their proposals need to be examined in the light of the BUGGLE et al. results, in particular since they tended to overemphasize the role of glaciation and the formation of glacial/ice-sheet loess. The Carpathian mountains were neglected as sources of loess material and attempts were made to force glacial material from the "northern band" into the Danube basin system. This approach should be reversed; the dominant material in the Danube basin is mountain loess (as defined by SMALLEY & DERBYSHIRE [1990]) and not glacial loess. A much more satisfactory picture of loess material origin and disposition is gained if this approach is taken.

3. Conclusions

The SMALLEY-LEACH idea that the Sava is not a loess material supplying river, because it is far from glacial fringes, is wrong. The Sava is a loess supplying river, and it supplies mountain loess; it has obvious mountain connections. The Voyvodina district is rich in loess material because so many rivers carry loess material into this region. BUGGLE et al. mentioned the role of the River Inn in passing, but did not investigate. It seems reasonable to predict that the Inn loess will be similar to the B-SS loess; the Danube basin can be seen as a large but fairly homogeneous system (although it may be that Alpine and Carpathian contributions can be distinguished). SMALLEY & LEACH saw it in this light and the 1978 paper appears to have been the first basinwide study (proposed by MARTON PECSI, then President of the INQUA Loess Commission). But SMALLEY & LEACH only reviewed the data and made proposals and suggestions; BUGGLE et al. have produced some remarkable and revealing geochemical results, which point the way forward in investigating the origins of loess material and loess deposits.

References

- BUGGLE, B., GLASER, B., ZOELLER, L., HAMBACH, U., MARKOVIC, S., GLASER, I. & GERASIMENKO, N. (2008): Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). – Quaternary Science Reviews. doi:10.1016/j.quascirev.2008.01.018 [extracts in Loess Letter 60 October 2008 Special DEUQUA- Danubian Loess issue].
- PECSI, M. & RICHTER (1996): Loess: Herkunft Gliederung Landschaften. – Zeitschrift für Geomorphologie: Neue Folge, Supplementband **98**, 381 p.
- SMALLEY, I.J. & DERBYSHIRE, E. (1990): The definition of ice-sheet and mountain loess. Area, 22, 300–301.
- SMALLEY, I.J. & LEACH, J.A. (1978): The origin and distribution of the loess in the Danube basin and associated regions of East-Central Europe – A review. – Sedimentary Geology, **21**, 1–26, also www.geo.edu.ro/sgr/mod/downloads/PDF/Smalley-SedGeo-1978.pdf.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juni 2008

Palaeoecological Investigations on the Loess Profile of Duttendorf in the Northern Alpine Foreland

REINHARD STARNBERGER*), BIRGIT TERHORST**) & JEAN NICOLAS HAAS*)

4 Text-Figures

Salzburg Oberösterreich Quartär Salzachgletscher Löss Österreichische Karte 1 : 50.000 Sedimentologie Blätter 44, 45, 46 Palynologie

Contents

| | / | |
|----|--|-----|
| | Zusammenfassung | 223 |
| | Abstract | 223 |
| 1. | | 224 |
| 2. | Loess as a Palaeoclimatic Information Source | 224 |
| 3. | European Loess | 224 |
| 4. | Regional Setting | 224 |
| 5. | Scientific History of the Salzach Glacier Region | 224 |
| 6. | Materials and Methods | 226 |
| | 6.1. Analysis of Pollen and Extrafossils | 226 |
| | 6.2. Macro Remains | 226 |
| | 6.3. Molluscs | 226 |
| 7. | Results | 226 |
| 8. | Discussion | 227 |
| 9. | Conclusions | 228 |
| | References | 228 |

Paläoökologische Untersuchungen des Lössprofils von Duttendorf im Nördlichen Alpenvorland

Zusammenfassung

An Lößablagerungen der Lokalität Duttendorf, im Periglazialraum des pleistozänen Salzachgletschers (OÖ) gelegen, wurden sedimentologische, paläopedologische und paläoökologische Untersuchungen durchgeführt. In der hier präsentierten Neu-Aufnahme des Profils wurden erstmals Untersuchungen von Pollen und Makroresten unternommen. Der obere Teil des Lößprofils wurde im letzten Hochglazial abgelagert, was durch eine frühere Radiokarbondatierung an fossilen Molluskenschalen sowie neuere OSL-Datierungen belegt ist. Der Pollengehalt aus acht ausgewählten Proben zeigt das Bild eines offenen Graslandes, vor allem im oberen Teil des Profils, mit etlichen krautigen Arten. Die Anwesenheit von hygrophilen Arten deutet auf humidere Bedingungen zu hochglazialen Zeiten hin, als bisher vermutet, und die (zumindest) zeitweilige Präsenz von offenen Gewässern. Dies wird durch den sedimentologischen Befund sowie die Malakofauna bestätigt.

Abstract

Sedimentological, palaeopedological and palaeoecological investigations were carried out on the periglacial loess deposits of Duttendorf (Austria) in the forefield of the Pleistocene Salzach glacier. In the re-investigations presented here, first analysis of pollen and macro remains content of the loess deposit is presented. The upper loess section was positioned into the Last Glacial Maximum (OIS 2) by an earlier radiocarbon date of mollusc shells, which is confirmed by a recent OSL date. The pollen content of eight selected samples shows the picture of an open grassland, especially in the upper loess section, with several herbal taxa. The presence of hygrophilous plant species points to more humid high glacial conditions than previously supposed and the (at least) temporal presence of open water bodies. The sedimentological account and especially the malacofauna underpin this picture.

^{*)} MAG. REINHARD STARNBERGER, JEAN NICOLAS HAAS, Universität Innsbruck, Institut für Botanik, Abteilung Palynologie und Archäobotanik, Sternwartestraße 15, A 6020 Innsbruck. Email: Reinhard.Starnberger@uibk.ac.at.

^{**)} Prof. Dr. BIRGIT TERHORST, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung. birgit.terhorst@unive.ac.at.

1. Introduction

Loess has grown more and more important as a palaeoclimatic record during the 20th century (PYE, 1987; KUKLA & CILEK, 1996; MUHS, 2007), a fact that is underpinned by numerous studies from loess regions around the world, especially China, Central Asia and Europe.

In Europe, the period of the last glaciation seems to be best preserved (ROUSSEAU, 2007), although older Quaternary sequences are known e.g. from the classical site at Krems (Austria) (FINK & KUKLA, 1977). While recently some very detailed studies on loess sequences in Western Europe were carried out e.g. at Nussloch in Germany (ANTOINE et al., 2001), the number of new works from Europe remains limited. This is the case especially for palaeoecological works, although a number of such studies from sites around the world have shown that loess sequences can contain a sufficient amount of palynological content.

This makes it additionally interesting to perform such investigations on sediments in the Northern Alpine foreland. In the following, first palaeoecological investigations at the Loess deposits in Duttendorf (Upper Austria) are presented.

2. Loess as a Palaeoclimatic Information Source

Loess-palaeosol-sequences (LPS) are a valuable information source for Quaternary Science. They offer information about past climatic and environmental conditions and changes, which in many cases is not available from other types of terrestrial deposits (ANTOINE et al., 2001; SMALLEY et al., 2001; ROUSSEAU et al., 2007). While loess is generally produced and deposited under cold climatic conditions, palaeosols evolve under temperate and warm conditions (interstadial/interglacial). Thus, stratigraphical sequences of loess deposits and fossil soils/palaeosols represent climatic and environmental change over long time periods (KUKLA, 1977; KUKLA & CILEK, 1996).

Important efforts in loess research were made throughout Europe and other parts of the world during the 20th century, especially since the INQUA (sub)commission on loess was established under the Austrian scientist Julius FINK in 1962 (SMALLEY et al., 2001; ZÖLLER & SEMMEL, 2001). Recently, a new loess map for Europe was presented (HAASE et al., 2007). According to the simplified definition of PYE (1987, 1995), loess is a terrestrial windblown clastic sediment, which is composed predominantly by silt-sized particles (~20-40 µm diameter) of quartz, feldspar, mica and clay mineral particles. Typical loess contains up to 10 % of fine sand (>63 μ m), and a clay (<4 μ m) portion of up to 20 % is not unusual. Following PYE (1995), two essential criteria qualifying sediments as loess can be pointed out: a) the deposit consists principally of wind deposited silt, b) accumulation occurred sub-aerially.

Today, loess is considered to be highly connected with Quaternary glaciation, which, due to the distribution of land masses, in the past took place predominantly in the Northern hemisphere. Consequently, the largest loess covered areas occur in North America (Great Plains) and Eurasia (Western, Central and Eastern Europe; Central Asia and China). The largest loess areas in the Southern Hemisphere can be found in Southern South America, from La Pampa to Patagonia (SMALLEY, 1995; ROUSSEAU, 2001; MUHS, 2007).

3. European Loess

The European loess is the westernmost part of the world's largest and most voluminous loess belt that con-

tinues eastwards to Central Asia and, finally, to the Chinese Sea (PYE, 1987; ROUSSEAU et al., 2007). The first loess map for Europe was produced by GRAHMANN (1932). In a new map by HAASE et al. (2007), the loess deposits from the European part of Russia, Ukraine, the Northern Caucasus, East Europe, the Balcan region, Central and Western Europe are differentiated after thicknesses, loess types and loess-like sediments. After ROUSSEAU et al. (2007), the European loess is mainly composed of guartz, next to feldspars, carbonates and clay minerals, and generally lies outside the great Pleistocene glaciation areas of Fennoscandia and the Alps. The best preserved LPS in Europe originate from the last glacial cycle, but sequences ranging far back into the older Pleistocene (>~400 ka) can also regularly be found (e.g. BOLIKHOVSKAYA & MOLODKOV, 2006; ROUSSEAU et al., 2007). One of the best studied loess profiles in Europe is situated at Nussloch/Germany (ANTOINE et al., 2001; ROUSSEAU et al., 2002). Text-Fig. 1 gives an overview of the loess distribution in the Northern Alpine foreland of Germany and Austria and the last Pleistocene Last Glacial Maximum (LGM) extent of approx. 22 ka ago.

4. Regional Setting

The central part of the Northeastern Alps is defined by the Inn valley, which is the largest drainage system in the Eastern Alps, as well as by the Salzach and Enns valleys (VAN HUSEN, 1997). Of all the large Pleistocene glaciers in the Northern Alpine foreland (like the Rhine, the Isar-Loisach or the Inn glaciers), the Salzach glacier was the last one to the East, followed only by relatively small glaciers. The former Salzach glacier area is situated in the present-day's bordering region between Austria and Germany and is named after the river Salzach (see Text-Fig. 2).

The loess profile of Duttendorf (Austria; 48° 09' 39" N, 12° 50' 13" W; 420 m a.s.l.) is situated approximately 40 km north of the city of Salzburg and 110 km east of Munich (Text-Fig. 1), ca. 5 kilometres north of the LGM moraines and only a few hundred meters south of the Riss moraines of the former Salzach glacier. Today's average annual mean temperature and precipitation sums are 8.6°C and 865 mm.

At this location, the river Salzach eroded up to 60 / 80 m into the Pleistocene and Miocene sediments, forming a large natural escarpment on a steep slope next to the riverbank.

5. Scientific History of the Salzach Glacier Region

The Northern Alpine foreland in Europe has always been one of the "hot spots" for Quaternary research, and even before Albrecht PENCK and Eduard BRÜCKNER established their fundamental theory of the four major Pleistocene glaciations (Günz, Mindel, Riss, Würm) based on fieldwork throughout the European Alps and their forelands (PENCK & BRÜCKNER, 1909/11), E. BRÜCKNER wrote his PhD thesis on the Pleistocene Salzach glacier (BRÜCKNER, 1886). Since then, over a hundred years of intensive research has led to some detailed insights into the Quaternary history and landscape genesis of that area (e.g. GÖTZINGER, 1936; WEINBERGER, 1950, 1954, 1955, 1957; EBERS, 1952, 1955, 1960), cumulating in a glacio-morphological map of the Pleistocene Salzach glacier region (EBERS et al., 1966). Later, and amongst others, EICHLER & SINN (1974), GRIMM et al. (1979), DOPPLER (1980, 1982), ZIEGLER (1983) and DOPPLER & GRIMM (1983) focused on the German northwestern part of the former Salzach glacier. TRAUB & JERZ



Text-Fig. 1.

The Eastern Alps during the last glacial maximum (LGM) and today's loess distribution in their Northern foreland. Glacial extents and end moraines after EHLERS & GIBBARD (2004); loess types and distribution after HAASE et al. (2007).

(1975) were the first to investigate the loess deposits of Duttendorf, where they could produce a LGM radiocarbon date out of fossil mollusc shells, resulting in an age of 21,650±250 years BP (uncalibrated [TRAUB & JERZ, 1975]), which after MONEGATO et al. (2007) corresponds to an age of 25,912–25,044 calibrated years BP. After KOHL (2000) and VAN HUSEN (2004) this date remained the only absolute dating for the last glacial maximum of the Salzach glacier until recent time.

The latest results of detailed investigations on the Eastern (German) part of the Salzach glacier region were presented by GRIMM et al. (1979). Some following works from the German part of the Salzach glacier region focus on small investigation areas or on specific aspects of the area (e.g. DOPPLER, 1982; ZIEGLER, 1983; DOPPLER & JERZ, 1995; STRATTNER &

Text-Fig. 2.

Overview of the Pleistocene Salzach glacier and its periglacial areas together with the position of the Duttendorf site and some other selected loess sites (Grünhilling, St. Georgen, Gunderding and Altheim; black asterisks).

Glacier extents according to EHLERS & GIBBARD (2004).



ROLF, 1995; JERZ, 1999). For the glacial and periglacial areas of the Austrian parts of the region, the investigations of WEINBERGER (1950, 1954, 1955, 1957), cumulated in a monography on the Pleistocene Salzach glacier (EBERS et al., 1966), still represent the Austrian state of the art in most cases. In recent times, re-investigations especially on the periglacial regions of the Pleistocene Salzach glacier were carried out, resulting in numerous pedostratigraphical informations and OSL datings especially on Middle and Upper Pleniglacial LPS from the Inn terraces in the periglacial area of the Salzach glacier (TERHORST et al., 2002).

All these investigations form a very good basis for further works, especially in the periglacial area of the Salzach glacier, where many questions still remain to be answered.

6. Materials and Methods

In 2005 four sediment samples from the calcareous and fossiliferous upper part of the loess profile at Duttendorf, first described by TRAUB & JERZ (1975), were tested for their palaeoecological content (pollen, NPPs and macro remains). The results of this analysis give a first insight into the vegetation composition during the accumulation phase of the Upper loess at Duttendorf (STARNBERGER et al., 2008). The encouraging results from the Duttendorf loess led to the decision to proceed with further studies in more detail and for the entire profile, including the basal loess deposits as well as the underlying fossil soil horizon (STARNBERGER et al., accepted).

6.1. Analysis of Pollen and Extrafossils

In order to analyse the representative content of pollen, extrafossils, charcoal and other botanical and zoological microremains, a selection of eight sediment samples was made (10 g each). Samples were first sieved in order to get the grain fraction between 7 and 150 μ m, and were then treated with HCl, hydrofluoric acid (HF), and Acetolysis, according to the standard procedure for pollen analysis following SEIWALD (1980) and MOORE et al. (1991). In order to get insights into the concentration of all palynomorphs, marker spikes (*Lycopodium*) were added following STOCK-MARR (1971). Palynological analysis was performed by using the reference collection of the Institute of Botany (University of Innsbruck) and identification literature as MOORE et al. (1991), FAEGRI & IVERSEN (1989), as well as BEUG (2004).

6.2. Macro Remains

For analysis of macro content of the loess sediment, 400 g of each sample was sieved with water in order to get the grain size fraction between 150 and 250 μ m. The samples from the upper loess (DD-N-1 to DD-N-5) additionally were treated 2–3 min with ultrasound before sieving, in order to destroy anorganic aggregates.

6.3. Molluscs

The molluscs from the fossiliferous upper loess in Duttendorf were already investigated in detail by TRAUB & JERZ (1975). Our own malacological analyses were therefore restricted to the sieving of few relatively small sediment samples from the most fossiliferous sections of the profile (STARNBERGER et al., 2008; STARNBERGER et al., accepted). Here, five mollusc species were determined to species level. Additionally and in contrast to the work by TRAUB & JERZ (1975) also *Clausilia rugosa parvula* occurred in small amounts in the sieved samples from the lower section of the upper loess. The presence of *Columella columella, Pupilla muscorum densegyrata* and *Arianta arbustorum alpicola* confirm the cold climatic conditions, under which the high glacial fauna must have lived. Classical Index taxa for interstadials were not found. However, from the molluscal taxa represented in this study, *Trochulus hispidus* (syn. *Trichia hispida*) and *Arianta arbustorum* are extraordinarily dominant. Especially the strong dominance of the relatively large mollusc *Arianta arbustorum* is quite unusual for loess faunas. On the other hand, small molluscs are relatively rare in the Duttendorf loess section, unlike in other comparable loess studies.

7. Results

The pollen concentration throughout the whole profile is relatively low, with values between 36 and 297 grains per 1 g of sediment, which is comparable to other studies performed in loess sediments (e.g. FRENZEL, 1964A; SUN et al., 1997; ROUSSEAU et al., 2001; FENG et al., 2007; see Text-Fig. 3). However, the high amounts of Cichoriaceae in most of the samples (see below) are remarkable and point to possible selective preservation conditions. In the pollen diagram, elements considered as local flora (Cichoriaceae, water plants) were excluded from the total sums in order to calculate percentage values.

The sedimentological characteristics of the loess deposits, like the repeated presence of pebbles and the deposition of the material in a channel structure leads to the interpretation that not all of the sediments are from aeolian genesis. More likely, the sediment was at least partially swept together and reworked by water, resulting in an alluvial loess. The analysis of palynomorphs, macro remains and mollusc shells underpins this idea: in the pollen diagram especially the upper section ("Upper Loess", 200 cm and above) contains water plant pollen like Typha latifolia-type and Potamogeton, besides numerous algae cysts, spores from wetland ferns like Cystopteris fragilis and (reworked) dinoflagellates. Further, the malacological fauna, which is also concentrated in this upper section of the profile, consists mainly of more or less hygrophilous species. According to LOŽEK (1964, 2001) a mollusc assemblage such as the one found at Duttendorf may indicate a spectrum from typical loess steppe to humid woodland habitats.

Text-Fig. 4 shows a comparison between pollen groups and molluscs: the hygrophilous Arianta arbustorum dominates most parts of the upper loess in the profile (from 200 cm up to 10 cm depth), with varying abundances. The lowest section of the upper loess (around 200 cm) starts with small amounts together with Succinella oblonga and Trochulus hispidus, altogether indicating rather humid conditions. The pollen information refines this picture into a mixture of Pinus-dominated woodland and rather diverse open grassland with some indicators of humid conditions. At about 150 cm, Arianta arbustorum reaches its overall highest values, connected with some amounts of Succinella oblonga and Trochulus hispidus. Also, the tree pollen percentages rise slightly, while herb values are low, and several hydrophilous taxa appear, indicating water bodies in the near surroundings. At about 100 cm the index loess species Columella columella appears, however in very small amounts, indicating cold and high glacial conditions, together with Pupilla muscorum densegyrata, another typical loess species. Succinella oblonga shows high percentages, and also Trochulus hispidus is present. The pollen spectrum changes into a rather open grassland mixed with Pinus communities. In the zones at 50 and 10 cm, Columella disappears, while Pupilla remains present in small numbers. Arianta reaches another maximum at 50 cm, together with Trochulus hispidus, which grows into even larger percentages at around 10 cm, whereas Arianta arbustorum almost disappears. The vegetation remains dominated by grasses and herbs and some scattered woodland elements from 100 to 50 cm, while the



Pollen data from selected loess sediment horizons from Duttendorf. From left to right: Arboreal pollen, non-arboreal (herb) pollen, and extrafossil taxa (see text for details).

wetland indicators decrease again into smaller values. At 10 cm depth, the picture is guite the same, but with lower arboreal and higher herb percentages.

8. Discussion

The classification of the Duttendorf profile is of special interest due to the geomorphological position of the sediments. The radiocarbon dating of 21,650±250 (= 25,912-25,044 calibrated [MONEGATO et al., 2007]) years BP performed earlier (TRAUB & JERZ, 1975) on the upper part of the profile could be generally confirmed by an OSL dating from the same stratigraphical position (50 cm depth) which gives a slightly younger age of approx. 21,500 (±2,300) years BP (Prof. Dr. Manfred FRECHEN, GGA Hannover; see STARNBERGER et al. [2008]; STARNBERGER et al. [accepted]). Thus, the time of deposition of the upper part of the loess can clearly be assigned to the Last Glacial Maximum (OIS 2). Pollen, macro remains and especially the malacofauna underpin the high glacial origin of the sediment. Comparison of the dating results at Duttendorf with



Text-Fig. 4.

Comparison between the malacofauna described by TRAUB & JERZ (1975) and the pollen groups, both from the loess profile at Duttendorf. At the right hand, the OSL date from 50 cm depth (below the upper limit of the loess) is added.

OSL dates performed on loess deposits on the nearby Innterraces shows that the time span of the deposition at Duttendorf falls into the first and older phase of loess accumulation in the larger area, with the oldest high-glacial deposits dated to 22,600±3,300 years BP in Altheim (TER-HORST et al., 2002). So, the absolute datings at the Duttendorf site can be used to estimate a maximum age of the gravel outwash ("Niederterrasse") at this location.

The results of the pollen and macro remains analysis additionally contribute to the picture of a cold, open grassland, which has been drawn before e.g. by FRENZEL (1964a) for lower Austria. On the other hand, several indicators for humid conditions point to a damper climate and the (at least temporal) influence of flowing water: in the lower part of the upper loess section, the high amounts of shells from Arianta arbustorum, a species that indicates rather mesic to damp open landscapes, occur with a peak of algae cysts. In depths of around 100 cm, Pupilla muscorum is more abundant than Columella columella, pointing to steppe conditions (ROUSSEAU, 2001). This fits to the fact, that, in order to grow, the ice volume of a glacier requires low temperatures but also enough supply of moisture (see ROUSSEAU, 2001, p. 164). It is remarkable, that the high-glacial loess steppe sediments contain rather few Poaceae pollen (except for the sample at 10 cm depth), a fact that is hard to interpret, but is already reported e.g. by FRENZEL (1964a). Also, the presence of some arboreal pollen, mainly from Pinus, does not fit into the traditional picture of a treeless dry steppe landscape in central Europe during OIS 2.

The lowermost sample from the supposedly redeposited palaeosol which is to be correlated with the sediments from the last interglacial (Eemian) after TRAUB & JERZ (1975) is, as already mentioned above, not only sedimentologically, but also from the palynological point of view, very different from all other samples: It indicates a dense coniferous forest with some thermophilous, deciduous elements scattered in. Characteristic last interglacial species like Carpinus, Taxus, Hedera or Buxus, reported from other localities in the Northern Alpine foreland like Mondsee (Austria; KLAUS, 1987; DRESCHER-SCHNEIDER, 2000), Samerberg (Bavaria; GRÜGER, 1979) or Jammertal (Germany; MÜLLER, 2000) were not found. This points to a chronostratigraphical position younger than Eemian age of these Duttendorf sediments, although reworking of fossil Eemian soil material through cryoturbation cannot be excluded.

9. Conclusions

The upper pleniglacial origin of the upper loess section at the Duttendorf site was already shown by a radiocarbon date (TRAUB & JERZ, 1975) and was confirmed by a OSL dating in the present work. The sedimentological characteristics, malacofauna, pollen and macro remains from this upper loess section point to more humid conditions at the onset of OIS 2 (150 and 200 cm depth), while the OSL date of 21,500 years BP at the Profile (50 cm) is located together with pollen and molluscs who indicate cold and dry conditions.

The lower loess section, classified as middle pleniglacial formation, clearly differs in sedimentological characteristics as well as in pollen and macro remains content, showing changing climatic conditions of cold to temperate phases, without a characteristic upper pleniglacial malacofauna.

The classification of the basal fossil soil material as Eemian palaeosol by TRAUB & JERZ (1975) cannot be supported by this re-investigation.

Finally, the loess profile at Duttendorf seems to represent a special situation due to its palaeogeomorphological situation, the relative closeness to the LGM tongue of the Salzach glacier and the exceptional richness in the mollusc remains of *Arianta arbustorum alpicola*. The presented results lead to the conclusion that there might be a potential for further palaeoecological and palaeoclimatological investigations in the loess area of the western part of Upper Austria, and besides other sites already mentioned (Gunderding, Altheim), there are more locations which are worth being investigated in the future (e.g. Grünhilling and St. Georgen, see Text-Fig. 2).

References

- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., ZÖLLER, L., LANG, G., MUNAUT, A.-V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M.: High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosols sequences, Upper Rhine Area, Germany. – Quaternary International, **76/77**, 211–229, 2001.
- BEUG, H.-J.: Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – München (Dr. Friedrich Pfeil) 2004.
- BOLIKHOVSKAYA, N.S. & MOLODKOV, A.N.: East European loesspalaeosol sequences: Palynology, stratigraphy and correlation. – Quaternary International, **149**, 24–36, 2006.
- BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geographische Abhandlungen I (1), Vienna 1886.
- DOPPLER, G.: Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit dem nordwestlichen Altmoränengebiet des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern). – Phil. Dissertation, University of Munich, Munich 1980.
- DOPPLER, G.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7941 Trostberg. – Bayer. Geolog. Landesamt, Munich 1982.
- DOPPLER, G. & GRIMM, W.-D.: Mittel- und Altpleistozän des Salzach-Vorlandgletschers. – In: International Union for Quaternary Research, Stratigraphic commission (ed.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13.–20. September 1983, 203–228, Munich 1983.
- DOPPLER, G. & JERZ, H.: Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geologica Bavarica, 99, 7–53, 1996.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R.: The Riss-Würm interglacial from West to East in the Alps: an overview of the vegetation succession and climate development. – Netherlands Journal of Geosciences, **79** (2/3), 233–239, 2000.
- EBERS, E.: Die mindel-ri
 ß-interglaziale Landoberfl
 äche am Westrand des Salzachvorlandgletschers. – Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952.
- EBERS, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. – Eiszeitalter und Gegenwart, 6, 96–109, 1955.
- EBERS, E.: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadialprofil von Hörmanting/Obb. – Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 64–76, 1960.
- EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL NEGRO, W.: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Veröffentlichungen der Gesellschaft für Bayerische Landeskunde, 19–22, München 1966.
- EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (ed.): Quaternary Glaciations Extent and Chronology. Part I: Europe. – Amsterdam (Elsevier) 2004.
- EICHLER, H. & SINN, P.: Zur Gliederung der Altmoränen im westlichen Salzachgletscher-Gebiet. – Zeitschrift für Geomorphologie, 18, 133–158, 1974.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J.: Textbook of Pollen Analysis. London (John Wiley & Sons) 1989.
- FENG, Z.D., TANG, L.Y., MA, Y.Z., ZHAI, Z.X., WU, H.N., LI, F., ZOU, S.B., YANG, Q.L., WANG, W.G., DERBYSHIRE, E. & LIU, K.B.: Vegetation variations and associated environmental changes during marine isotope stage 3 in the western part of the Chinese Loess Plateau. – Paleogeography, Paleoclomatology, Paleoecology, 246, 278–291, 2007.
- FRENZEL, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen. Eiszeitalter und Gegenwart, 15, 5–39, 1964a.
- FRENZEL, B.: Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrande der Alpen. Verhandlungen der zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, **103/104**, 110–143, 1964b.
- FINK, J. & KUKLA, G.: Pleistocene climates in central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai event. – Quaternary Research, 7, 363–371, 1977.

- GÖTZINGER, G.: Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich, Wien 1936.
- GRAHMANN, R.: Der Löss in Europa. Mitteilungen der Gesellschaft für Erkunde Leipzig, 51, 5–24, 1932.
- GRIMM, W.-D., BLÄSIG, H., DOPPLER, G., FAKHRAI, M., GORONCEK, K., HINTERMAIER, G., JUST, J., KIECHLE, W., LOBINGER, W.H., LUDEWIG, H., MUZAVOR, S., PAKZAD, M., SCHARZ, U. & SIDIROPOULOS, T.: Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzach-Vorlandgletschers (Oberbayern). – In: C. SCHLÜCHTER (ed.): Moraines and Varves, 101–114, Balkema, Rotterdam 1979.
- GRÜGER, E.: Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – Geologica Bavarica, 80, 87–103, 1979.
- HAASE, D., FINK, J., HAASE, G., RUSKE, R., PÉCSI, M., RICHTER, H., ALTERMANN, M. & JÄGER, K.-D.: Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1 : 2,500,000. – Quaternary Science Reviews, 26, 9/10, 1301–1312, 2007.
- JERZ, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8041 Traunreut. – Bayer. Geolog. Landesamt, Munich 1999.
- KLAUS, W.: Das Mondsee-Profil: R/W-Interglazial und vier Würm-Interstadiale in einer geschlossenen Schichtfolge. – In: D. VAN HUSEN (ed.): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich. Eine Typusregion des Würm-Glazials, Mitt. D. Komm. F. Quartärforschung Österr. Akad. d. Wiss., 7, 3–18, Wien (Verlag der Österr. Akad. d. Wiss.) 1987.
- KUKLA, G.: Pleistocene land-sea correlations. 1: Europe. Earth-Science Reviews, 13, 307–374, 1977.
- KUKLA, G. & CILEK, V.: Plio-Pleistocene megacycle: Record of climate and tectonics. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **120**, 171–194, 1966.
- KOHL, H.: Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Linz (Oberösterreichischer Museal-Verein) 2000.
- LOŽEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy Ústr. Úst. Geol., **31**, Prague 1964.
- LOŽEK, V.: Molluscan fauna from the loess series of Bohemia and Moravia. – Quaternary International, 76/77, 141–156, 2001.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L.: Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, 68, 284–302, 2007.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E.: Pollen analysis. London (Blackwell Scientific Publications) 1991.
- MUHS, D.R.: Loess deposits, origins and properties. In: ELIAS, S.A. (ed.): Encyclopedia of Quaternary Science, 1405–1418, Rotterdam 2007.
- MÜLLER, U.C.: A Late-Pleistocene pollen sequence from the Jammertal, south-western Germany with particular reference to location and altitude as factors determining Eemian forest composition. – Vegetation History and Archaeobotany, 9, 125–131, 2000.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig (Tauchnitz), 1909/11.
- PYE, K.: The nature, origin and accumulation of loess. Quaternary Science Reviews, 14, 653–667, 1995.
- PYE, K.: Aeolian Dust and Dust Deposits. London (Academic Press) 1987.
- QUATROCCHIO, M.E., BORROMEI, A.M., DESCHAMPS, C.M., GRILL, S.C. & ZAVALA, C.A.: Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene–Holocene, southern Pampa (Argentina): Evidence from palynology, mammals and sedimentology. – Quaternary International, in press.
- ROUSSEAU, D.-D.: Loess biostratigraphy: new advances and approaches in mollusk studies. – Earth Science Reviews, 54, 157–171, 2001.
- ROUSSEAU, D.-D., GERASIMENKO, N., MATVIISCHINA, Z. & KUKLA, G.: Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. – Quaternary Research, 56, 349–356, 2001.

- ROUSSEAU, D.-D., DERBYSHIRE, E., ANTOINE, P. & HATTÉ, C.: Loess Records: Europe. – In: ELIAS, S.A. (ed.): Encyclopedia of Quaternary Science, 1440–1456, Rotterdam 2007.
- SEIWALD, A.: Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols IV: Natzer Plateau – Villanderer Alm. – Ber. Nat.-med. Ver. Innsbruck, 67, 31–72, 1980.
- SMALLEY, I.: Making the material: The formation of silt sized primary mineral particles for loess deposits. – Quaternary Science Reviews, 14/7–8, 645–651, 1995.
- SMALLEY, I.J., JEFFERSON, I.F., DIJKSTRA, T.A. & DERBYSHIRE, E.: Some major events in the development of the scientific study of loess. – Earth Science Reviews, 54, 5–18, 2001.
- STARNBERGER, R., TERHORST, B., RÄHLE, W., PETICZKA, R. & HAAS, J.N.: Das Lößprofil von Duttendorf. Paläoökologische Untersuchungen in den quartären Sedimenten von Duttendorf (Oberösterreich). – Quartär, 55, 135–142, 2008.
- STARNBERGER, R., TERHORST, B., RÄHLE, W., PETICZKA, R. & HAAS, J.N.: Palaeoecology of Quaternary periglacial environments during OIS-2 in the forefields of the Salzach Glacier (Upper Austria). – Quaternary International, accepted.
- STOCKMARR, J.: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – Pollen et Spores, **13**, 615–621, 1971.
- STRATTNER, M. & ROLF, C.: Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deckschicht-Profilen im bayerischen Alpenvorland. – Geologica Bavarica, 99, 55–101, 1995.
- SUN, X., SONG, C., WANG, F. & SUND, M.: Vegetation History of the Loess Plateau of China during the last 100.000 years based on pollen data. – Quaternary International, **37**, 25–36, 1997.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J.: Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. – Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd., 127, 213–232, 2002.
- TRAUB, F. & JERZ, H.: Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 11(2), 175–193, 1975.
- VAN HUSEN, D.: Die Ostalpen in den Eiszeiten. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt (Map 1 : 500.000), Vienna 1987.
- VAN HUSEN, D.: LGM and late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. – Quaternary International, 38/39, 109–118, 1997.
- VAN HUSEN, D.: Quaternary Glaciations in Austria. In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.J. (eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 1–13, Amsterdam (Elsevier) 2004.
- WEINBERGER, L.: Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 1, 176–186, 1950.
- WEINBERGER, L.: Über glaziofluviatile Schotter bei Mauerkirchen und deren Löße. – Geologica Bavarica, **19**, 231–257, 1953.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazial-Erscheinungen im östlichen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. – Göttinger Geographische Abhandlungen, 15, 1954.
- WEINBERGER, L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. – In: Exkursionen zwischen Salzach und March, Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich, 7, Vienna, 7–34.
- WEINBERGER, L.: Bau und Bildung des Ibmer Moos-Beckens. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, 99/2–3, 224–236, 1957.
- ZIEGLER, J.H.: Verbreitung und Stratigraphie des Jungpleistozäns im voralpinen Gebiet des Salzachgletschers in Bayern. – Geologica Bavarica, 84, 153–176, 1983.
- ZÖLLER, L. & SEMMEL, A.: 175 years of loess research in Germany long records and "unconformities." – Earth-Science Reviews, 54, 19–28, 2001.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Juni 2008

A Higher Sea Level During the Holocene in Sardinia? – New Findings Based on ¹⁴C and OSL Dating

Christine Thiel*), Mauro Coltorti**), Egidia Melis***), Danila Patta***), Sumiko Tsukamoto*) & Manfred Frechen*)

> Italien Sardinien Holozän Meeresspiegelschwankung Radiokarbondatierung Lumineszenzdatierung

Contents

| | Zusammenfassung | . 2 | 31 |
|----|------------------------|-----|----|
| | Abstract | . 2 | 31 |
| 1. | Introduction | . 2 | 31 |
| 2. | Geological Setting | . 2 | 32 |
| З. | Samples and Methods | . 2 | 32 |
| 4. | Results and Discussion | . 2 | 32 |
| | References | . 2 | 32 |

War der Meeresspiegel bei Sardinien im Holozän höher? Neuergebnisse aus ¹⁴C- und Lumineszenz-Datierungen

Zusammenfassung

Neue geologische Karten von Sardinien gaben Anlass, das Alter und die Bedeutung zahlreicher quartärer Ablagerungen zu überdenken. Um strittige Fragen zu klären, wurden an ausgewählten, in der Vergangenheit häufig untersuchten Aufschlüssen Proben sowohl für Radiokarbon- als auch für OSL-Datierungen entnommen. Die Ergebnisse lassen darauf schließen, dass Sardinien nicht, wie zumeist angenommen, tektonisch stabil war und der Meeresspiegel im Holozän zeitweilig höher lag als der heutige.

Abstract

New geological maps of Sardinia presented new evidence and perspectives which gave rise to a large debate on the age and significance of some Quaternary deposits. To solve the open questions, samples for radiocarbon and OSL dating were taken at various key sites along the coast of Sardinia. The results suggest that Sardinia is not tectonically stable as generally supposed and that the Holocene sea level was temporarily higher than the present-day level.

1. Introduction

The Mediterranean island of Sardinia is located between the Tyrrhenian and Balearic Sea, both being extensional and opening embryonic ocean basins far from the actively rising Apennine chain. It has been considered a stable area with an estimated mean sea level for the Mediterranean during the Last Interglacial at ca. 5 m asl (LAMBECK et al., 2004). Late Miocene marine deposits rest at ca. 700 m asl to the north of the Campidano basin suggesting a long term uprising. Moreover, in the same area and almost at the same elevation Middle Pliocene Basaltic flows create a mesa landscape. These basalts are also found at depths of over 300 m below the sea level in boreholes of the Campidano area (POMESANO CHERCHI, 1971) revealing more complicated tectonic movements in a long term perspective. On a shorter time scale, the MIS 5e notches (Tyrrhenian stage), that are well known along the Orosei Gulf, vary in elevation between 8 and 12 m while at Calamosca (Cagliari Gulf), which is the type locality of the Tyrrhenian

^{*)} CHRISTINE THIEL, SUMIKO TSUKAMOTO, MANFRED FRECHEN, Leibniz Institute for Applied Geosciences, Stilleweg 2, D 30655 Hannover.

^{**)} MAURO COLTORTI, Dipartimento di Scienze della Terra, Via di Laterina 8, I 53100 Siena, Italy.

^{***)} EGIDIA MELIS, DANILA PATTA, PROGEMISA S.p.A., Via Contivecchi 7, I 09122 Cagliari, Sardinia, Italy.

transgression, the Tyrrhenian stage is found at a maximum elevation of 3.8 m. At Calasetta, on the northern shore of the S. Antioco Island, the MIS 5e can be observed at sea level (CAROBENE & PASINI, 1987; COLTORTI et al., 2007). In recent years, an intense debate has started regarding the sea level changes along the coast of Sardinia, and more generally in the Mediterranean, during the Holocene (ANTONIOLI, 2007; COLTORTI et al., 2007). In fact, based on a review of the existing data around the Italian coasts, ANTONIOLI (2007), following the results reported in LAM-BECK et al. (2004), and ANTONIOLI et al. (2007) stated that the present day level is the highest during the last 10 ka. On the contrary, following field evidence resulting from some of the new geological mapping of Sardinia (APAT, 2005; APAT, in press), COLTORTI et al. (2007) stated that many beach deposits previously attributed to the Tyrrhenian stage are in fact Holocene in age.

To support the field observations and clear any doubts, a series of samples were collected in the type localities of Is Arenas (Cagliari Gulf), Scala'e Croccas (Orosei Gulf), Santa Separata (northernmost tip of Sardinia) and Capo S. Marco (Oristano Gulf) for ¹⁴C and OSL dating in order to have a review of all the most intriguing deposits along the Sardinian coasts.

2. Geological Setting

The Is Arenas site is a beach ridge to the rear of the Poetto beach and to the north of the S. Elia Cape, the latter splitting the Cagliari Gulf in two. The previous correlation of these slightly cemented sandy gravelly beaches to the MIS 5e marine high stand was mostly based on

- 1) their elevation of ca. 5-6 m asl,
- 2) the claim that few Strombus bubonius were found in this area and
- the result of Isoleucine Epimerisation datings (ULZEGA et al., 1982; ULZEGA & HEARTY, 1986; HEARTY et al., 1986; BELLUOMINI et al., 1986; KINDLER et al., 1997).

APAT (2005) and COLTORTI et al. (2007) claim a Holocene age because

- the beach ridge lies inside a downcutting valley affecting the Late Pleistocene and Early Holocene alluvial terraces,
- 2) they dam the present day alluvial deposits and
- 3) evidence of a deep weathering profile is missing.

The deposits at Scala 'e Croccas are beach ridges located more than 1 km inland from the present day coastline. It is made of sandy and gravelly material reaching an elevation of ca. 4–5 m asl. The correlation to MIS 5e is again associated to the previous map of this area. However, more recent works for the new geological map showed that these sediments belong to a series of beach ridges that rest seaward from an inactive sea cliff that marks the Holocene transgressional inner edge, cutting alluvial fan deposits that, in the south at Cala Gonone, cover the Tyrrhenian notches.

The Santa Reparata outcrop is located to the east of the isthmus connecting Capo Testa with the rest of Sardinia in its northernmost tip. This site was at first investigated by ULZEGA et al. (1982) and later ULZEGA & HEARTY (1986). In the opinion of these authors the coarse beach sands and gravels, which are very rich in molluscs but without *Strombus bubonius*, rest below aeolian deposits attributed to the Last Glaciation. On the contrary, a detailed stratigraphic investigation revealed that these deposits generated notches and seal fractures affecting the aeolianites and are therefore younger in age. Many datings are available for the aeolianites in the area indicating a Late Pleistocene age (APAT, in press), but again, like in many other sections of Sardinia, the ¹⁴C dating of marine shells gave unreliable ages due to

possible re-crystallisation. However, along the cliff these deposits evidently create a marine notch that affects slightly cemented and loose aeolian deposits whose sedimentation was interrupted by an organic soil.

The Capo S. Marco (Tharros Peninsula) deposits are located on the southwestern side of the promontory, close to the lighthouse. The sequence is composed of coarse gravels and boulders containing marine shell resting unconformably over cemented aeolianites and are locally creating a notch in these deposits at ca. 6–7 m asl. The inner edge of a marine terrace laterally connected with these deposits also rests at this elevation. Impressively, this sequence can be followed almost continuously to the eastern side of the promontory where the notch is located at ca 1.5 m asl, indicating important tectonic movements.

3. Samples and Methods

Recent excavations at Is Arenas exposed organic mud at ca. 9 m below the surface, which was used for radiocarbon dating. The layer contains lagoonal shells (*Ceritium, Cardium,* etc.). Three samples were taken for OSL dating in the overlying sandy layers as well as in a nearby abandoned quarry.

Four samples of loose, middle to coarse grained sands were collected for OSL at the beach ridges of Scala 'e Croccas and one sample of cemented aeolianite at Capo S. Marco. Special treatment with hydrochloride acid was needed to dissolve the carbonate cementation of the aeolianite.

At Santa Reparata, one sample for OSL was collected from aeolian deposits and the organic soil interrupting the aeolian sedimentation was taken for radiocarbon dating.

Coarse grained quartz $(100-200\,\mu\text{m})$ was used for the OSL measurements, and the De values of the samples were obtained by a SAR protocol. The dose rate was calculated using high-resolution gamma-ray spectrometry. The OSL ages were obtained by dividing the De values with the dose rate.

4. Results and Discussion

The results of the Is Arenas section indicate that the beach ridges evolved in historical times. The reason for that could be the rapid slope erosion following deforestation and later long shore drifting of sediments coming from the Riu Corongiu, a major stream creating a large fan delta to the north of the Poetto beach.

The deposits of Capo S. Marco can be attributed to the Holocene, thus indicating not only a higher sea level than the present-day one but also ongoing noteworthy tectonic movements in this part of Sardinia.

Furthermore, the Capo S. Marco and Santa Reparata deposits are associated with a clear marine notch whose mean elevation reflects the mean sea level (CAROBENE & PASINI, 1987). At least an elevation of ca 1–1.5 m asl is documented in both sites and in the latter, it reaches a mean elevation of ca 6–7 m asl on the western side of the promontory confirming not only that the present day mean sea level is not the highest reached during the Holocene but also that Sardinia is tectonically not stable, just like the rest of Italy and the Mediterranean. Thus, it is rather difficult to establish the mean sea level during the MIS 5e and the Holocene because of the variable local response to neotectonic movements that affected also the "stable" areas such as Sardinia.

References

ANTONIOLI, F.: I depositi tirreniani nell'area del Molentargius. – Il Quaternario, **20** (1), 93–99, 2007.

- ANTONIOLI, F., ANZIDEI, M., LAMBECK, K., AURIEMMA, R., GADDI, D., FURLANI, S., ORRÙ, P., SOLINAS, E., GASPARI, A., KARINJA, S., KO-VAČIĆ, V. & SURACE, L.: Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. – Quaternary Science Reviews, 26, 2463–2486, 2007.
- APAT: Note Illustrative alla Carta Geologica alla scala 1 : 50.000 F.557 Cagliari. – 240 pp., 2005.
- APAT: Note Illustrativa alla Carta Geologica alla scalla 1 : 50.000 F.411 Bocche di Bonifacio. – in press.
- APAT: Note Illustrativa alla Carta Geologica alla scalla 1 : 50.000 F.564 Carbonia. – in press.
- BELLUOMINI, G., BRANCA, M., DELITALA, L., PECORINI, G. & SPANO, C.: Isoleucine Epimerization Dating of Quaternary Marine Deposits in Sardinia, Italy. – Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 62, 109–117, 1986.
- CAROBENE, L. & PASINI, G.: Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale). – Boll. Soc. Adriatica di Sienze, Trieste, 64, 5–36, 1987.
- COLTORTI, M., BARCA, S. & MELIS, E.: Stable or mobile sea-level, stable or mobile Sardinia during the Holocene: evidence from the Cagliari Gulf. – Il Quaternario, **20** (1), 87–91, 2007.

- HEARTY, P.J.: An Inventory of Last Interglacial (sensu lato) Age Deposits from the Mediterranean Basin: A Study of Isoleucine Epimerization and U-Series Dating. – Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 62, 51–69, 1986.
- KINDLER, P., DAVAUD, E. & STRASSER, A.: Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e). – Palaeo, **133**, 1–25, 1997.
- LAMBECK, K., ANTONIOLI, F., PURCELL, A. & SILENZI, S.: Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. – Quaternary Science Reviews, 23, 1567–1598, 2004.
- POMESANO CHERCHI, A.: Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna). – Memorie della Società Geologica Italiana, 10, 1–16, 1971.
- ULZEGA, A. & HEARTY, P.J.: Geomorphology, Stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary Marine Deposits in Sardinia. – Z. Geomorph., Suppl.-Bd. **62**, 119–129, 1986.
- ULZEGA, A., OZER, A., LECCA, F., LEONE, G. PECORINI, C., SPANO, C. & CORDY, M.J.: Excursion Table-Ronde Tyrrhenian de Sardaigne. – INQUA, 88 S., 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Das Quartär im Lithostratigraphischen Lexikon von Deutschland

STEFAN WANSA*), CHRISTIAN HOSELMANN**), LUTZ KATZSCHMANN***) & HANS-JÜRGEN STEPHAN****)

1 Tabelle

Deutschland Quartär Pleistozän Lithostratigraphie

Inhalt

| | Zusammenfassung | 235 |
|----|---|-----|
| | Abstract | 235 |
| 1. | Das Lithostratigraphische Lexikon "Litholex" im Internet" | 236 |
| 2. | Regeln für die lithostratigraphische Literatur | 236 |
| З. | Nomenklatorische Probleme im Quartär | 236 |
| 4. | Stand und Perspektiven | 237 |
| | Literatur | 237 |

Zusammenfassung

Im Lithostratigraphischen Lexikon (LithoLex) der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) sollen die in Deutschland vorkommenden lithostratigraphischen Einheiten bis zur Hierarchieebene der Formation beschrieben und öffentlich zugänglich gemacht werden. Das LithoLex wurde als Internet-Datenbank entwickelt und wird auf der Homepage der BGR gepflegt: www.bgr.bund.de/litholex.

Die Subkommission Quartär der DSK hat Vereinbarungen zur konkreten Vorgehensweise bei der Erstellung von LithoLex-Definitionen getroffen, wobei Fragen der Nomenklatur und der Hierarchie besondere Beachtung fanden. Im Anschluss wurde mit der systematischen Bearbeitung von Begriffen begonnen. Die Arbeitsgruppe (AG) Norddeutsches Vereisungsgebiet konzentriert sich zunächst auf die Beschreibung der glaziären Sedimente, die AG Periglazialraum befasst sich derzeit vorrangig mit fluviatilen, limnischen und äolischen Ablagerungen.

Bisher sind 20 Begriffe aus dem Quartär durch die Subkommission freigegeben und in der LithoLex-Datenbank allgemein recherchierbar. Die konsequente Fortführung der Bearbeitung hängt in starkem Maße von den personellen Kapazitäten in den Geologischen Landesdiensten ab.

The Quaternary in the Lithostratigraphic Encyclopedia of Germany

Abstract

The lithostratigraphic units of Germany will in future be described and publicised down to formation level within the lithostratigraphic encyclopaedia (LithoLex) of the German Stratigraphic Commission (DSK). LithoLex is a web database hosted by the Federal Institute of Geosciences and Natural Resources (BGR) under www.bgr.bund.de/litholex.

The Quaternary subcommission of the DSK has agreed upon specific approaches for defining LithoLex units with special regard to aspects of nomenclature and hierarchy and has subsequently commenced the systematic description of stratigraphic terms. The working group on the North German glaciated area concentrates on the description of glacial sediments, the working group on periglacial environments on fluvial, limnic and aeolian deposits.

So far the LithoLex database contains 20 terms from the Quaternary, its further development hinging on available personnel capacities of the Federal Geological Surveys.

*) STEFAN WANSA, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 34, D 06118 Halle.

- wansa@lagb.mw.sachsen-anhalt.de. CHRISTIAN HOSELMANN, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D 65203 Wiesbaden. **) c.hoselmann@hlug.de.
- LUTZ KATZSCHMANN, Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Carl-August-Allee 8–10, D 99423 Weimar. lutz.katzschmann@tlug.thueringen.de.
- ****) Hans-Jürgen Stephan, Köhlstraße 3, D 24159 Kiel. hjuergenstephan@t-online.de

1. Das Lithostratigraphische Lexikon "LithoLex" im Internet

Angeregt u.a. durch die Internet-Datenbank der lithostratigraphischen Einheiten von Österreich "Lithstrat", die derzeit 1500 Begriffe umfasst (vorwiegend aus dem Tertiär), hat die Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK) im November 2003 beschlossen, das Projekt "Lithostratigraphisches Lexikon" zu realisieren. Damit sollen die in Deutschland vorkommenden lithostratigraphischen Einheiten zumindest bis zur Hierarchieebene der Formation nach von der DSK vorgegeben Richtlinien beschrieben und öffentlich zugänglich gemacht werden. Das LithoLex wurde durch eine Arbeitsgruppe der DSK als Internet-Datenbank (Access) entwickelt und wird auf der Homepage der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR) gepflegt: www.bgr.bund.de/litholex. Für die fachlichen Inhalte sind die Subkommissionen der DSK verantwortlich. Sie prüfen und beschließen die eingereichten Datenblattentwürfe. Anschließend werden die bestätigten Entwürfe durch Administratoren der Subkommissionen in eine Eingabe-Datenbank überführt und zur Einstellung in die Internet-Datenbank an die BGR (Frau Dr. A. KÖTHE) gesandt. Das LithoLex wurde am 7. 8. 2006 mit ca. 80 Datensätzen im Internet freigeschaltet. Es beinhaltet derzeit ca. 240 Begriffe und befindet sich noch in einer relativ frühen Aufbauphase.

2. Regeln für die lithostratigraphische Nomenklatur

Die international gültigen Regeln für die lithostratigraphische Begriffswelt finden sich u.a. bei STEININGER & PILLER (1999). Danach sollen die Namen lithostratigraphischer Einheiten binär aus einem geographischen und einem hierarchischen Teil bestehen, die beide substantivisch zu verwenden sind. Der geographische Begriff soll die Typuslokalität bezeichnen, der hierarchische muss eindeutig lithostratigraphisch definiert sein. Es ist generell auf eine strikte Trennung zwischen chronostratigraphischen und lithostratigraphische Begriffen zu achten. Dabei werden lithostratigraphische Einheiten nur durch den Wechsel in der Lithologie unterschieden und können diachron sein. Als Grundeinheit der lithostratigraphischen Hierarchie gilt die Formation. Sie muss mindestens im Maßstab 1:10000 kartierbar und als Fläche darstellbar sein.

Die geltenden nomenklatorischen Regeln erfordern oft die Einführung neuer Begriffe, was dem Bestreben nach der Wahrung der Stabilität der Nomenklatur widerspricht. Im LithoLex sollen deshalb auch traditionelle Begriffe beschrieben werden, die weiterhin gebräuchlich sind, aber den nomenklatorischen Anforderungen nicht genügen. Sie werden in der Datenbank als "revisionsbedürftig" gekennzeichnet.

3. Nomenklatorische Probleme im Quartär

Im Unterschied zu anderen Systemen basiert die Gliederung des Quartärs auf dem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten, so dass der Klimatostratigraphie chronostratigraphische Bedeutung zukommt. Die aktuelle klimatostratigraphische Gliederung ist in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2002) veranschaulicht. Eine detaillierte Beschreibung der Kalt- und Warmzeiten, Stadiale und Interstadiale wurde mit dem Band "Stratigraphie von Deutschland – Quartär" (LITT, 2007) vorgelegt, der auch eine wesentliche Grundlage für die Bearbeitung der Litho-Lex-Begriffe bildet. Die quartären Bildungen werden seit ca. 100 Jahren lithogenetisch gegliedert und über verschiedene Methoden den Klimaabschnitten zugeordnet. Dieses Prinzip findet sich auf allen geologischen Karten wieder, indem die Kartiereinheiten des Quartärs klimatostratigraphisch und lithogenetisch geordnet werden. Die etablierte lithostratigraphische Begriffswelt besteht deshalb meist aus einer klimatostratigraphischen und einer lithogenetischen Komponente (z.B. Elster-Grundmoräne). Dies steht im Widerspruch zu den o.g. Regeln für lithostratigraphische Bezeichnungen sowie zur Forderung nach einer klaren Trennung von Litho- und Chronostratigraphie. Im Quartär Deutschlands ist die geforderte Nomenklatur bisher nur vereinzelt angewendet worden.

4. Prinzipien für die LithoLex-Bearbeitung des Quartärs

Die Subkommission Quartär der DSK hat im Dezember 2003 die Bildung von drei regionalen Arbeitsgruppen beschlossen, die zu einem wesentlichen Teil aus Mitarbeitern und Pensionären der Staatlichen Geologischen Dienste bestehen. Dies ist in der besonderen Relevanz der Lithostratigraphie für die Geologische Landesaufnahme begründet. Die für das norddeutsche Vereisungsgebiet und den Periglazialraum zuständigen Arbeitsgruppen haben zunächst in enger Abstimmung untereinander folgende grundlegende Prinzipien für die LithoLex-Bearbeitung aufgestellt:

- Die Stabilität der stratigraphischen Nomenklatur soll weitgehend gewahrt bleiben. Weitreichende Umbenennungen etablierter Begriffe werden abgelehnt, weil dafür keine praktische Notwendigkeit besteht und keine allgemeine Akzeptanz zu erwarten ist. Die klimatostratigraphischen Teile der lithostratigraphischen Namen sollen, soweit die Zuordnung gesichert ist, erhalten bleiben. Ihre Streichung zugunsten eines geographischen Namens würde einen Rückschritt bedeuten und verwirrend wirken. Die lithogenetischen Namensteile sind ebenfalls oft unverzichtbar.
- O Eine hierarchische Gliederung der lithostratigraphischen Einheiten ist möglich und sinnvoll. Sie erfordert jedoch oft die Bildung ternärer (dreiteiliger) Begriffe. Die Hierarchisierung soll sich an vergleichbaren Definitionen in Nachbarländern orientieren. Als Formationen werden meist relativ große Einheiten betrachtet, die mehrere Faziesbereiche umfassen können. Es wird sich daher als notwendig erweisen, in angemessenem Umfang auch Subformationen, ggf. sogar Bänke, für das LithoLex zu beschreiben.
 - Die glaziären Bildungen aus einem Vereisungszyklus sollen den Rang einer Formation erhalten, die einzelnen Grundmoränen und Schmelzwasserbildungen stellen Subformationen dar. Die großräumige Verwendung regional geprägter Termini kann nur bei sicherer Korrelation der Einheiten umgesetzt werden.
 - Die Nieder-, Mittel-, Haupt- und Oberterrassen eines Flusses (bzw. Flussabschnittes) werden jeweils als Formationen und die einzelnen Terrassenkörper als Subformationen bezeichnet (Tab. 1).
 - Die Paläoböden sollen als lithostratigraphische Einheiten definiert werden und in der Regel den hierarchischen Rang der Subformation erhalten. Die Paläoböden sind künftig ohne Beugung und mit Bindestrich zu schreiben (z.B.: "Lohne-Boden" statt "Lohner Boden").
- O Die Arbeitsgruppen strukturieren ihre Aktivitäten zu den Begriffsdefinitionen nach Bildungsräumen der Sedimente. Schwerpunkt der AG Norddeutsches Vereisungsgebiet sind zunächst die glaziären Sedimente, die

| Tabelle 1. Lithostratigraphische Einhe | siten am Mittelrhein. | | | | | | |
|---|---------------------------------------|--|---|--|--|--|--|
| Chronostratigraphie | Lithostratigraphische Einheit | Typische Bezeichnung | Synonyme (Auswahl) | | | | |
| Obereleietezën | Mittelrhein-Niederterrassen-Formation | Jüngere Niederterrasse | Niederterrassen NT1-NT3 Untere/obere NT Talboden-Terrassen | | | | |
| | | Ältere Niederterrasse | Sohlen-Terrassen Engtalboden-Terrassen Talgrundterrassen t_{R10} - t_{R11} | | | | |
| | | Obere Mittelterrasse | Mittelterrassen Untere/obere MT Jüngere/ältere MT | | | | |
| Mittelpleistozän | Mittelrhein-Mittelterrassen-Formation | Mittlere Mittelterrasse | Talwegterrasse Talhangterrasse Gehänge-Terrassen | | | | |
| | | Untere Mittelterrasse | Muffendorfer Terrasse Engtalhang-Terrassen t_{R9} t_{R7} | | | | |
| | | Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse | Hauptterrrassen Untere/mittlere/obere HT | | | | |
| Unternleistezän | Mittalrhain Haunttarrasson Formation | Jüngere Hauptterrasse | Hochtalboden-Terrassen Flur-Terrassen | | | | |
| omerpierstozan | | Ältere Hauptterrasse | Talrand-Terrassen Altpleistozäne Terrassen Hauptdiluvial-Terrasse | | | | |
| | | Ältere unterpleistozäne Terrassenfolge | Plateauterrassen t _{R1} -t _{R6} | | | | |

AG Periglazialraum befasst sich gegenwärtig vorrangig mit fluviatilen, limnischen und äolischen Ablagerungen.

O Die lithostratigraphische Definition allgemeiner lithogenetischer Einheiten erscheint nicht zwingend notwendig. So sind Lösse, Moore, Fließerden etc. hinreichend in der Geologischen Kartieranleitung der Staatlichen Geologischen Dienste (www.geol-ka.de) und dem Geologischen Jahrbuch (HINZE et al., 1989) definiert.

5. Stand und Perspektiven

Nachdem die regionalen Arbeitsgruppen in den Jahren 2004 und 2005 Vereinbarungen zur konkreten Vorgehensweise bei der Erstellung von LithoLex-Definitionen getroffen hatten, ist im Anschluss mit der systematischen Bearbeitung von Begriffen begonnen worden. Auf der Sitzung der Subkommission Quartär im Mai 2007 in Bonn wurden die ersten 13 Definitionsentwürfe für die Einstellung in die LithoLex-Datenbank freigegeben, weitere 7 Entwürfe wurden auf der Sitzung im November 2007 in Grubenhagen bestätigt, so dass das Quartär derzeit mit 20 Begriffen (17 Formationen, 3 Subformationen) im LithoLex vertreten ist. Es handelt sich dabei vorwiegend um Beschreibungen glaziärer Ablagerungen in Norddeutschland: Blumenthal-Formation, Bordesholm-Formation, Brandenburg-Formation, Brügge-Formation, Ellund-Formation, Goldelund-Formation, Hagenow-Formation, Kraak-Formation, Leck-Forma-Sehberg-Subformation, Mecklenburg-Formation, tion. Wandelwitz-Formation, Warleberg-Subformation und Warnow-Formation. In Mitteldeutschland sind die EhringsdorfFormation, Leipzig-Glaziär-Formation und Zeitz-Glaziär-Formation definiert worden. Im Rhein-Main-Gebiet wurden die Untermain-Hauptterrassen-Formation und die Hauptmosbach-Subformation beschrieben, weiterhin aus dem Rheingebiet die Mittelrhein-Hauptterrassen-Formation.

Eine Reihe weiterer Datenblattentwürfe sowie einige Aktualisierungen bestehender Definitionen liegen vor. Die Bearbeitung soll entsprechend den vereinbarten Prinzipien konsequent fortgeführt werden. Eine exakte Zeitplanung ist jedoch nicht möglich, da die Realisierung in starkem Maße von den personellen Kapazitäten in den Geologischen Landesdiensten abhängt.

Literatur

- Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Geologie: Geologische Kartieranleitung Allgemeine Grundlagen. – Geologisches Jahrbuch Reihe G, 9, 3–135, Hannover 2002.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland. 2002.
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H.: Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25000 (GK 25). – Geologisches Jahrbuch Reihe A, **112**, 3–243, Hannover 1989.
- LITT, T. (ed.): Stratigraphie von Deutschland Quartär. Eiszeitalter und Gegenwart, 56(1/2), 1–138, Stuttgart 2007.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg (CFS), **209**, 1–19, Frankfurt 1999.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



Datierung von LGM und Eisrandlagen der Jüngeren Dryas in der NW- und SW-Türkei und Diskussion im überregionalen Vergleich

CONRADIN ZAHNO*), NAKI AKÇAR*), VURAL YAVUZ**), PETER W. KUBIK***) & CHRISTIAN SCHLÜCHTER*)

3 Abbildungen

Türkei Jüngere Dryas Vergletscherung Oberflächenexposition Datierung

Inhalt

| | ZusammenfassungAbstract | 2 | 39 39 |
|----|---|---|----------|
| 1. | Aktuelles Zirkulationsregime über Anatolien und Einführung in die Problematik | 2 | 39 |
| 2. | Geologische Disposition und Resultate in den einzelnen Untersuchungsgebieten | 2 | 41 |
| | 2.1. Uludağ (NW-Türkei) | 2 | 41 |
| | 2.2. Dedegöldağ (SW-Türkei) | 2 | 42 |
| 3. | Diskussion der Resultate im überregionalen Vergleich | 2 | 43 |
| | Literatur | 2 | 44 |

Zusammenfassung

Sowohl auf Uludağ (Mt. Uludağ, 2542 m.ü.M., NW-Türkei) als auch im Muslu-Tal des Dedegöl-Gebirges (Dedegöldağ; Mt. Dipoyraz, 2992 m.ü.M., SW-Türkei) können sedimentäre und geomorphologische Belege später oberpleistozäner Vergletscherungen untersucht werden. Von gletschertransportierten Blöcken, abgelagert auf End- und Seitenmoränen, wurden Oberflächenproben entnommen und deren Expositionsalter mit Hilfe der kosmogenen Nuklide ¹⁰Be und ²⁶Al in Quarz bestimmt. In den Untersuchungsgebieten datieren die letzten maximalen Gletscherausdehnungen innerhalb von ca. 20–22 ka (Uludağ) und ca.19,5–26,6 ka (Dedegöldağ). Spätglaziale Gletscheroszillationen sind beiderorts morphologisch erkennbar. Auf Uludağ datiert ein mindest einphasiger Eisvorstoß in die Zeit der Jüngeren Dryas.

Dating of LGM and Glaciation of Younger Dryas Age in Northwestern and SoutheasternTurkey

Abstract

The northern slope of Uludağ (Mt. Uludağ, 2542 m asl., NW Turkey) as well as the Muslu valley in the Dedegöldağ area (Mt. Dipoyraz, 2992 m asl., SW Turkey) display sedimentary and geomorphological records of late Upper Pleistocene palaeoglaciations. With the aim to establish a chronology of palaeoglacier change, surface samples from glacially transported boulders, deposited on terminal and lateral moraine ridges, were collected and processed for surface exposure dating with ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz. In the study areas, the last maximal palaeoglacier extensions could be dated between circa 20–22 ka (Uludağ) and circa 19.5–26.6 ka (Dedegöldağ), and morphologically, Lateglacial glacier fluctuations could be distinguished. On Uludağ, dating evidence supports the occurrence of a Younger Dryas glacier re-advance.

1. Aktuelles Zirkulationsregime über Anatolien und Einführung in die Problematik

Die räumlich komplexen und saisonal kontrastreichen klimatologischen Verhältnisse über der anatolischen Halbinsel lassen sich mit der geographischen Lage und Einbettung und der topographischen Konfiguration Anatoliens erklären. Eingebettet zwischen dem Schwarzen Meer im Norden, der Ägäis im Westen und dem östlichen Mittelmeer im Süden liegt Anatolien zwischen 26-45°E und 36-42°N (Abb. 1), also im räumlichen und saisonalen Einfluss-

^{*)} CONRADIN ZAHNO, DR. NAKI AKÇAR, Prof. CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Universität Bern, Institut für Geologie, Baltzerstraße 1+3, CH 3012 Bern.

zahno@geo.unibe.ch, akcar@geo.unibe.ch, schluechter@geo.unibe.ch. **) Dr. VURAL YAVUZ, Istanbul Technical University, Faculty of Mines, 80626 Maslak, Istanbul.

Vural@itu.edu.tr.

^{***)} Dr. PETER W. KUBIK, ETH Zürich, Paul-Scherrer-Institut, c/o Institut für Teilchenphysik, CH 8093 Zürich. kubik@phys.ethz.ch.

bereich verschiedener großskaliger atmosphärischer Zirkulationssysteme (WIGLEY & FARMER, 1982; BOLLE et al., 2003): Einerseits bringt die südwärts gerichtete Verschiebung des Polarfront-Jets im Herbst und Winter feuchte Luftmassen und Niederschläge vom Atlantik und Mittelmeer in den zirkum-mediterranen Raum; andererseits bewirkt das stark ausgeprägte winterliche Sibirien-Hoch über dem eurasischen Kontinent das Abfließen polarer kontinentaler Luftmassen aus dem Nordsektor, die jedoch über Anatolien mit intensiven Schneefällen assoziiert sein können, wobei sich das Schwarze Meer als Feuchtequelle identifizieren lässt. Während der Sommermonate etabliert sich, angetrieben durch die Hadley-Zirkulation, ein stabiler subtropischer Hochdruckgürtel über dem Mittelmeerraum. In der Folge entwickelt sich über dem Gebiet des östlichen Mittelmeerraumes ein ausgeprägtes meridionales Luftströmungsregime, welches sich für die trockenen und heißen Sommer verantwortlich zeigt.

Selbstverständlich ist dieses beschriebene generelle "Mediterrane Klima" über Anatolien regional verschieden ausgeprägt oder, wie entlang des Küstenstreifens zum Schwarzen Meer, nicht charakteristisch. Als Gründe hierfür sind hauptsächlich der klimadämpfende Einfluss der umgebenden Ozeane und die küstenparallelen Gebirgsketten des Taurus im Süden und des Pontus in Norden anzugeben. Aufgrund des ausgeprägten Gebirgsniederschlages nehmen die Niederschlagstotale generell von den Küstenregionen gegen das Landesinnere hin ab. Die Küstengebirge agieren als topographische Hindernisse für die anströmenden feuchten Luftmassen und verstärken somit die Kontinentalität Zentralanatoliens (ALPERT et al. 1990; TÜRKEŞ, 1996; CULLEN & DEMENOCAL, 2000; RAICICH et al., 2003; TÜRKEŞ & ERLAT, 2003).

Im Zuge der Geschichte des globalen Klimas hatten Veränderungen in der Intensität und Verschiebungen in der geographischen Position der großskaligen atmosphärischen Zirkulationssysteme sicherlich zu Veränderungen im saisonalen und räumlichen Muster des Niederschlages und der Temperatur über der anatolischen Halbinsel führen müssen. In diesem Zusammenhang sind Gletscher und im Speziellen deren geomorphologischen Belege (z.B. Moränenwälle) wichtige terrestrische Archive zur Rekonstruktion des Paläoklimas in Anatolien (z.B. LOUIS, 1944; ERINÇ, 1952; MESSERLI, 1967; ÇINER, 2004; AKÇAR & SCHLÜCHTER, 2005; AKÇAR et al., 2007, 2008; SARIKAYA et al., in press). Die Probleme, die sich unmittelbar stellen, sind einerseits die Rekonstruktion des Paläoklimas selber (z.B. OHMURA et al., 1992; BENN & LEHMKUHL, 2000; OER-LEMANS, 2005; OSMASTON, 2005) und andererseits die Zeitpunkte, zu denen die rekonstruierten Klimate vorherrschten. Also die Datierung der glazialmorphologischen Belege für die jeweiligen Paläoeisrandlagen. Die direkte Datierung von Moränenrücken ist oftmals schwierig oder umständlich, da datierbares Material z.B. für die Radiokohlenstoffoder Lumineszenz-Methode selten vorhanden bzw. nicht geeignet ist. Als Ausweg bietet sich die Methode der Oberflächenexpositionsdatierung an (z.B. BIERMANN, 1994; CERLING & CRAIG, 1994; GOSSE & PHILLIPS, 2001; WALKER,



Abb. 1

Übersicht über die Untersuchungsgebiete und die im Text erwähnten Standorte. Satellitenbild: NASA World Wind 1.4, July 2004. 2005). Mit Hilfe der durch die kosmogene Strahlung in einer Gesteinsoberfläche produzierten radiogenen Isotope ¹⁰Be oder ²⁶Al (oder anderer geeigneter Isotope) lässt sich die Expositionsdauer einer beprobten Gesteinsoberfläche gegenüber der kosmischen Strahlung bestimmen. Umgemünzt auf die Datierung von Moränenständen heißt das nun im Grundsatz Folgendes: Die Expositionsalter gletschertransportierter und auf Moränen abgelagerter Blöcke ergeben eine Datierung derer Stabilisierung oder schließlich strikt ein Mindestalter für den Abschluss der Moränenbildung.

In unseren Studien fokussieren wir auf zwei Untersuchungsgebiete (Abb. 1): Sowohl auf Uludağ (Mt. Uludağ, 29°10'E, 40°05'N, 2542 m, NW-Türkei) als auch im Muslu-Tal des Dedegöl-Gebirges (Dedegöldağ: Mt. Dipoyraz, 31°19'E, 37°37'N, 2992 m, SW-Türkei) können sedimentäre und morphologische Belege später oberpleistozäner Vergletscherungen untersucht werden. In den folgenden Abschnitten werden die Arbeitsgebiete vorgestellt und unser Beitrag zum aktuellen Wissen der zeitlichen Geschichte und räumlichen Entwicklung der Paläogletscher in Anatolien dargelegt. Der hier vorliegende Text zielt somit hauptsächlich auf den Aspekt der Oberflächenexpositionsdatierungen und den Versuch, zwei lokale Paläogletscherchronologien zu erarbeiten. Abschließend werden die Resultate mit Bezug auf Ergebnisse unterschiedlicher terrestrischer Archive diskutiert.

2. Geologische Disposition und Resultate in den einzelnen Untersuchungsgebieten

2.1. Uludağ (NW-Türkei)

Als alleinstehender und folglich exponierter NW–SEstreichender Gebirgszug nimmt der Uludağ eine besondere Stellung im Nordwesten der Türkei ein. Niederschlagsmessungen von der Klimastation auf 1877 m.ü.M. zwischen 1970–2001 (Türkischer Staatlicher Meteorologischer Dienst) belegen einen mittleren Jahresniederschlag (Jan – Dez) von 1496 mm, wovon ca. 36 % (534 mm) im Winter (Dez – Jan – Feb) und 11 % (165 mm) während der Sommermonate (Jun – Jul – Aug) fallen. Die mittlere Jahrestemperatur liegt bei 4,8°C, das Sommermittel (Jun – Jul – Aug) bei 13,0°C und das Wintermittel (Dez – Jan – Feb) bei –3,1°C. Verglichen mit den Klimadaten der Stadt Bursa am nordöstlichen Hangfuß auf 100 m.ü.M. sind alle drei Niederschlagsmittelwerte der Höhenstation Uludağ mehr

als doppelt so hoch und die Temperaturmittel durchwegs rund 10°C kälter. Aufgrund seiner exponierten Lage und der Saisonalität des Niederschlages stellt der Uludağ eine Feuchtigkeits- und Schneesenke in Nordwesten der Türkei dar, die sogar den Betrieb von Wintersportanlagen zwischen 1750 und 2220 m.ü.M. erlaubt.

Nordabhang des Mt. Zirve (2468 m.ü.M.) überlagern das anstehende granitische Festgestein (Abb. 2). Der lithologische Kontakt zwischen dem diskordant eingedrungenen granitischen Pluton und den synklinal eingefalteten Marmoren (vgl. KETIN, 1947; TOLUN, 1955; VAN DER KAADEN, 1958, 1959; BRINKMANN, 1976) ist an der lateralen Basis des westlichen Kares aufgeschlossen. Zwei Karnischen definieren das obere Ende des Akkumulationsgebietes eines Paläogletschers, der talwärts bis auf ca. 1850 m.ü.M. floss (ausgezogene Line in Abb. 2) (vgl. Louis, 1944). Die Oberfläche der glazigenen Sedimente ist onduliert, aber in drei klar unterscheidbare Niveaus durch zwei steil einfallende Abhänge abgegrenzt, die als ehemalige Eisrandlagen interpretiert werden (gestrichelte und punkt-gestrichelte Linien in Abb. 2). Klar definierte Moränenrücken wurden selten angetroffen, einzig auf ca. 2220 m.ü.M. schließen zwei Moränenwälle den Ausgang des westlichen Kares ab (gepunktete Linie in Abb. 2) (vgl. ERINÇ, 1949, 1952; BIR-MAN, 1968). Die größte Ausdehnung des Zirve-Gletschers wird durch die Verteilung von gletschertransportierten granitischen Blöcken und Marmoren angezeigt (ausgezogene Linie in Abb. 2, wobei das Zungengebiet nicht abgebildet ist), und darüber hinaus durch das Auftreten von Tor-Verwitterungsformen im stark verwitterten anstehenden granitischen Fels. Als Ursprung der eistransportierten granitischen Blöcke wird der lithologische Kontakt an der Basis der Kare vermutet.

Die hauptsächlich aus Marmoren und granitischen Ge-

steinen zusammengesetzten glazigenen Sedimente am

Die glazialmorphologische Disposition am Nordabhang des Mt. Zirve wurde schon früh z.B. von BIRMAN (1968) erkannt und beschrieben, wobei seine Darstellung der größten Eisausdehnung (<1850 m.ü.M) nicht nachvollzogen werden konnte. Seine postulierte Altersgliederung der interpretierten Paläoeisrandlagen, die er ausgehend vom "early or middle Wisconsin" bis ins "post-Wisconsin" stellt, beruht auf einer relativen Gliederung, die auf ausgezählten Verhältnissen von frischen zu verwitterten granitischen Blöcken entlang von Moränenrücken basiert. Dieses Beispiel zeigt die dringende und grundsätzliche Notwendigkeit absoluter Datierungen zur Erstellung von Paläogletscherchronologien. Mit diesem Hintergrund wurden entlang der morphologisch und petrologisch eingegrenzten maximalen Eisrandlage bis auf ca. 1850 m.ü.M. Oberflächenproben eistransportierter Blöcke granitischer Zusammensetzung entnommen und für die Oberflächenexpositionsdatierung mit Hilfe der in situ produzierten kosmogenen Isotope ¹⁰Be



Abb. 2.

Geomorphologische Situation des Uludağ. Das Gebiet der LGM-Gletscherzunge ist nicht abgebildet. Für weitere Details siehe Text. Foto: N. AKÇAR, 2006.

und ²⁶Al aufbereitet. Ebenfalls wurden Oberflächen zweier Tor-Verwitterungsformen beprobt, die proximal aber klar außerhalb der Verbreitung der glazigenen Lockersedimente liegen (also außerhalb der vermuteten größten Vereisung bis auf ca. 1850 m.ü.M.). Die durchgeführten Untersuchungen zeigen, dass die distalsten granitischen Blöcke nicht später als vor ca. 20-22 ka abgelagert wurden, also während des frühen Marinen Isotopen-Stadiums (MIS) 2, was somit ins generelle Konzept einer Maximalvereisung während des Last Glacial Maximum (LGM) passt. Die beprobten Oberflächen der Tor-Verwitterungsformen ergaben in beiden Fällen, sowohl für ¹⁰Be als auch für ²⁶Al, Oberflächenexpositionsalter zwischen 40-50 ka. Diese Befunde erhärten, dass der Zirve-Paläogletscher zur Zeit des LGM eine Maximalausdehnung erreichte, die durch die distalste Ablagerung eistransportierter Marmore und granitischer Blöcke abgegrenzt wird. Weiter muss davon ausgegangen werden, dass die Tor-Formen als morphologische Landschaftselemente älter als 40-50 ka sind. Die fortlaufende Zerlegung dieser Formen (z.B. entlang von Diskontinuitäten) und die umsäumende Anlagerung dieser Blöcke (wie in Abb. 2 abgebildet) legt diesen Schluss nahe, da folglich a priori nicht die ursprünglichen Tor-Oberflächen beprobt werden konnten.

Zwei Oberflächenproben von Blöcken, die auf dem äußeren Wall der vorgefundenen Moränenstaffel auf ca. 2220 m.ü.M. (gepunktete Linie in Abb. 2) abgelagert wurden, datieren auf ca. 11,3 ka bzw. 12,3 ka. Die Eisrandlage ist somit in die Jüngere Dryas (ca. 12,7-11,5 ka) zu stellen. Ob allenfalls der innere Wall ebenfalls der Jüngeren Dryas zugeordnet werden kann, lässt sich zurzeit nicht mit Datierungen belegen. Der morphologische Umstand aber, dass der innere Moränenwall dieselbe Eisausdehnung wie der äußere Wall anzeigt, spricht tendenziell für einen zweiphasigen Gletschervorstoß während des Jüngere-Dryas-Stadials. Aufgrund der bisher dargelegten Ergebnisse müssen die übrigen Eisrandlagen zwischen der Maximalausdehnung während des LGM und dem Eisvorstoß zur Zeit der Jüngeren Dryas intermediären spätglazialen Stadien des Zirve-Gletschers entsprechen (Abb. 2).

2.2. Dedegöldağ (SW-Türkey)

Als Teil des westlichen Zentraltaurus liegt das N–S-streichende Dedegöl-Gebirge ca. 100 km nordöstlich der am Mittelmeer liegenden Küstenstadt Antalya (Abb. 1). TÜRKEŞ (1996) definiert das intramontane Gebiet um den Beyşehirsee (Abb. 1) – eingegrenzt zwischen dem konti-

nentalen zentralanatolischen Hochland, mit einer mittleren Höhe von rund 1130 m.ü.M., und der mediterranen Küste im Süden – als Teil der Übergangszone zwischen dem mediterranen und zentralanatolischen Niederschlagsregime mit moderaten Winter- und Frühjahrsniederschlägen. Der Einfluss des Taurusgebirges auf die regionalen jährlichen mittleren Niederschlagstotalen zwischen der der Küste und der dem Landesinneren zugewandten Seite ist beträchtlich: So erhielt die Stadt Beysehir (1129 m.ü.M.), am südöstlichen Ende des Beyşehirsees gelegen, zwischen 1970 und 2001 im Jahresmittel rund 484 mm Niederschlag und somit ca. 55 % weniger als die Stadt Antalya an der Mittelmeerküste. Für Dedegöldağ selber schätzen DELANNOY & MAIRE (1983) den mittleren Jahresniederschlag zwischen 2000 und 3000 m.ü.M. auf mehr als 1500 mm und charakterisieren die klimatischen Bedingungen als feucht submediterran mit ausgeprägten Winterniederschlägen.

Wir untersuchten das W-E-orientierte und von der Aktivität eines Paläogletschers überprägte Muslu-Tal auf der östlichen, landeinwärts gerichteten Seite des Dedegöldağ. Das Tal ist ca. 3 km lang und durch drei Steilstufen in drei flache Niveaus unterteilt, wobei die obere Steilstufe den Talabschluss bildet und das tiefste Niveau das ehemalige Gletschervorfeld bezeichnet. Der anstehende Fels im Muslu-Tal gehört zum präkambrischen Grundgebirge und besteht aus epimetamorphen feinkörnigen Sandsteinen und Schiefern, die im Untersuchungsgebiet diskordant von geringmächtigen karbonzeitlichen sedimentären Sandsteinen und Kalken überlagert werden. Die obere Steilstufe und der obere Teil des Dedegöl-Gebirges sind von karstanfälligen Karbonatserien (mit mehr als 1000 m Mächtigkeit) der mittleren und oberen Trias aufgebaut (DUMONT & MONOD, 1976; DELANNOY & MAIRE, 1983; SENEL, 1984, 1997). Zwei 50-100 m mächtige Seitenmoränen (ausgezogene Linien in Abb. 3) verlängern das Tal bis auf ca. 1400 m.ü.M., verfüllen das im rechten Winkel dazu streichende Haupttal und bilden eine Wasserscheide auf ca. 1450 m.ü.M. Das Muslu-Tal entwässert in den ca. 650 km³ gro-Ben und mit nur etwa 10 m Wassertiefe relativ seichten Beysehirsee. Eine diffuse Endmoränenstaffel wurde auf ca. 1550 m.ü.M. vorgefunden (gestrichelte Linie in Abb. 3). Weitere Belege für die ehemalige Präsenz eines Muslu-Gletschers sind ca. 200 Höhenmeter weiter talaufwärts gelegen: vom Eis parallel zur Talachse überschliffene Felsoberflächen.

Entlang der Krete der beiden Seitenmoränen wurden gletschertransportierte Blöcke für die Oberflächenexposi-

tionsdatierung beprobt. Die Blöcke sind stratigraphische Glieder des präkambrischen Grundgebirges bzw. der karbonischen Sandsteine. Gemäß dem ¹⁰Be-Oberflächenexpositionsalter muss eine Gletschervorstoßphase vor ca. >26,6 ka eingesetzt haben, die sich während des MIS 2 zu einer Maximalausdehnung bis auf ca. 1400 m.ü.M.

Abb. 3. Ansicht auf das Zungengebiet des ehemaligen Muslu-Getschers. Für weitere Details siehe Text. Foto: N. Akçar, 2005.



entwickelte. Die Eiszunge dieses Talgletschers löste sich nicht vor ca. 19,5 ka von ihrer distalsten Position. Die sich weiter talaufwärts befindende Moränenstaffel ist folglich jünger als ca. 19,5 ka und höchstwahrscheinlich ins Spätglazial zu stellen.

3. Diskussion der Resultate im überregionalen Vergleich

Bereits LOUIS (1944) und darauf aufbauend MESSERLI (1967) besprechen die Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung in Anatolien, wobei die untersuchten glazialen Morphologien und Sedimente dem Gletschermaximum der klassischen Würmeiszeit zugeschrieben werden. MESSERLI (1967) berechnete bedeutende würmzeitliche Schneegrenzdepressionen von generell "eher weniger als 1200 m" für das östliche Mittelmeerbecken, die eine Folge veränderter Klimaverhältnisse über der anatolischen Halbinsel sind. Sedimente, für die aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung und/oder dem Verwitterungsgrad ein prä-würmzeitliches Alter anzunehmen ist, wurden im Bolkardağ (Zentraltaurus), auf Mt. Erciyes (Kappadokien) und im Kavussahap (SE Taurus) beschrieben (Abb. 1) (MESSERLI, 1967; ÇINER, 2004). Die genaue zeitliche Gliederung all dieser pleistozänen Sedimente bleibt unklar, da absolute Datierungen meist fehlen (CINER, 2004). Die relativ neue Methode der Oberflächenexpositionsdatierung ermöglicht es hingegen, für glaziale Morphologien ein absolutes Alter zu bestimmen. Die gewonnenen Resultate aus den Untersuchungsgebieten sollen nun mit Daten unterschiedlicher terrestrischer Archive verglichen und so in einen überregionalen Kontext gestellt werden.

Die Gegenüberstellung der vorliegenden Resultate vom Uludağ (NW-Türkei) und Dedegöldağ (SW-Türkei) ergibt ein konsistentes Bild der Vergletscherungsgeschichte mit der letzten maximalen Ausdehnung während des LGM im MIS 2. Im Vergleich wurden die spätglazialen Gletscherfluktuationen vom Zive-Gletscher auf Uludağ in einer grö-Beren morphologischen Dichte abgebildet. Dieser Eindruck könnte damit zusammenhängen, dass der untersuchte Kargletscher wegen seiner kurzen Reaktions- und Anpassungszeiten und der geologischen Situation Änderungen in den klimatischen Randbedingungen schneller in eine korrespondierende morphologische Eisrandlage umzusetzen vermochte. In Anatolien waren bis anhin keine Gletschervorstöße während der Phase der Jüngeren Dryas durch absolute Datierungen belegt. Auf Uludağ konnte nun ein mindestens einphasiger Gletschervorstoß in die Zeit der Jüngeren Dryas datiert werden. Aufgrund der vorliegenden Daten kann auch der spätglaziale Wiedervorstoß der Gletscher im Kavron-Tal des Kackar-Gebirges zwischen 13,0 und 11,5 ka als eine Reaktion auf veränderte Klimaverhältnisse während der Periode der Jüngeren Dryas vermutet werden (AKÇAR et al., 2007). Diese Ergebnisse ergänzen die bisherigen terrestrischen Belege für die Präsenz dieser klimatisch ungünstigen Phase in Anatolien, wie beispielsweise die Vegetationsentwicklung, Seespiegelschwankung und Sauerstoffisotopensignatur gespeichert in den laminierten Seesedimentkernen aus dem Vansee (Abb. 1; WICK et al., 2003).

Aufgrund der direkten hydrologischen Anbindung des Muslu-Tals an den Beyşehirsee sollten in dessen Sedimenten weitere Informationen bezüglich der Vergletscherungsgeschichte seines Einzugsgebietes gespeichert sein. Aufgrund fehlender morphologischer Spuren ehemaliger Seestände über dem heutigen Wasserniveau rekonstruierte ROBERTS (1980) die Paläolimnologie mit Hilfe von 17 Sedimentkernen aus der Südhälfte des Sees. Unter den organischen Lagen, die er in den Kernen vorfand, ist die stratigraphisch tiefstliegende Schicht mit 50-150 cm Mäch-

tigkeit auch die markanteste. Die Radiokarbondatierung dieses Materials ergab ein Alter von 24'025 14C a BP und wird als eine "marsh"-Bildung am Rand des Beysehirsees interpretiert, der etwa 10 % seiner aktuellen Fläche besaß (vgl. ROBERTS, 1991; ROBERTS & WRIGHT, 1993). Mindestens eine weitere undatierte organische "marsh"-Schicht liegt in stratigraphisch höherer Position. Beide organischen Bänder sind zwischen dunkel grau-grünen mergeligen Tonen eingelagert. Es wird angenommen, dass diese Sedimente limnischen Ursprungs sind und, da der Fels in den Seesedimentbohrungen nicht erreicht wurde, die kontinuierliche Existenz des Sees mindestens seit 24'025 14C a BP belegen (ROBERTS, 1991). Die organischen Lagen repräsentieren folglich regressive Seespiegel in der Vergangenheit des Beyşehirsees. Außerdem besteht zwischen dem Beysehirsee und dem rund 200 km weiter östlich gelegenen Konya-Becken (Abb. 2) eine hydrologische Verbindung via Suglasee und Balikliavi-Rinne. Schwermineraluntersuchungen an spätpleistozänen Sedimenten im Konya- und Beyşehir-Suğla-Becken (DE RIDDER, 1965; ROBERTS, 1980) zeigen, dass zur Zeit des letzten bedeutenden Seespiegelhochstandes des spätpleistozänen Konvasees zwischen ca. 23-17 ¹⁴C ka BP (ROBERTS et al., 1999) Wasser und Sedimente vom Beysehir-Suğla-Becken in die Konya-Depression gelangten und somit in beiden Becken, Beyşehir und Suğla, hohe Seespiegel erreicht werden mussten. Die genaue Abgrenzung dieses letzten bedeutenden Seespiegelhochstandes im Konya-Becken ist gegen die obere, jüngere Grenze hin unklar (ROBERTS et al., 1999), da die Wahrscheinlichkeit besteht, dass Sedimente während der nachfolgenden intensiven ariden Phase zwischen 17-12 ¹⁴C ka BP (ROBERTS et al., 1999) bzw. 17-15,4 14C ka BP (FONTUGNE et al., 1999) durch Winderosion ausgeblasen wurden. FONTUGNE et al. (1999) andererseits rekonstruierte und datierte fünf Schwankungsperioden zwischen ca. 22-17 ¹⁴C ka BP, wobei drei Seespiegelhochstände mit zwei Austrocknungsereignissen alternieren. Gesichert scheint eine frühe Phase des Seespiegelhochstandes zwischen 27,2-24,6 ka (U-Th; ROBERTS et al., 1999) bzw. >22,1-20,6 ¹⁴C ka BP (FON-TUGNE et al., 1999). Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die einsetzende Gletschervorstoßphase um ca. >26.6 ka im Dedegöl-Gebirge in etwa parallel mit dem im Beysehirsee nach 24'025 14C a BP beginnenden Seespiegelanstieg ablief, und auch im Konya-Becken um ca. 27,2 ka (U-Th) die letzte bedeutende Seespiegelhochstandsphase einsetzte.

Weitere aktuelle gletscherchronologische Befunde aus SW-Anatolien kommen vom Mt. Sandiras (2295 m) rund 300 km westlich des Dedegöl-Gebirges (Abb. 1; SARIKAYA et al., in press). ³⁶CI-Oberflächenexpositionsalter weisen auf eine maximale Vergletscherung vor rund 20,4 ka bis ca. 1900 m.ü.M. hin, gefolgt von einem zweiten Vorstoß bis ca. 19,6 ka. Weitere vergleichende ¹⁰Be-Oberflächenexpositionsdatierungen können auch aus NE-Anatolien, dem Kaçkar-Gebirge (Abb. 1), herangezogen werden (AKÇAR et al., 2007, 2008): Analog zum Dedegöl-Gebirge muss eine Eisaufbauphase >26,0 ka eingesetzt, und die Gletscher anschließend während des LGM eine maximale Position erreicht haben, von der sie sich nicht später als vor ca. 18,3 ka loslösten.

Die vorliegenden Daten und Befunde unterschiedlicher Untersuchungen ergeben somit ein einheitliches Bild: Der Beginn des letzten bedeutenden Seespiegelhochstandes im Beyşehir- und Konya-Becken und der Eisaufbau in den untersuchten Gebirgen Anatoliens muss als Reaktion auf dieselben veränderten klimatischen Randbedingungen interpretiert werden, worauf die Gletscher in unterschiedlichen Gebieten Anatoliens während des LGM ein morphologisch eingrenzbares und datierbares Maximum erreichten. Spätglaziale Gletscherschwankungen wurden morphologisch abgebildet, und auf Uludağ belegen Expositionsdatierungen einen mindestens einphasigen Gletschervorstoß während der Jüngeren Dryas.

Literatur

- AKÇAR, N. & SCHLÜCHTER, C.: Paleoglaciations in Anatolia: a Schematic Review and First Results. – Eiszeitalter und Gegenwart, 55, 102–121, 2005.
- AKÇAR, N., YAVUZ, V., IVY-OCHS, S., KUBIK, P.W., VARDAR, M. & SCHLÜCHTER, C.: Paleoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: Field and cosmogenic exposure dating evidence. – Quaternary International, **164/165**, 170–183, 2007
- AKÇAR, N., YAVUZ, V., IVY-OCHS, S., KUBIK, P.W., VARDAR, M. & SCHLÜCHTER, C.: A case for a downwasting mountain glacier during Termination I, Verçenik valley, northeastern Turkey. – Quaternary Research, 23(3), 273–285, 2008.
- ALPERT, P., NEEMANN, B.U. & SHAY-EL, Y.: Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. – Tellus, 42A, 65–77, 1990.
- BENN, D.I. & LEHMKUHL, F.: Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. – Quaternary International, 65/66, 15–29, 2000.
- BIERMANN, P.R.: Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. – Journal of Geophysical Research, 99 (7B), 13885–13896, 1994.
- BIRMAN, J.H.: Glacial Reconnaissance in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 79(2), 1009–1026, 1968.
- BOLLE, H.-J., MENENTI, M. & RASOOL, I.: Mediterranean Climate Variability and Trends. 372 S., Berlin (Springer-Verlag) 2003.
- BRINKMANN, R.: Geology of Turkey. 158 S., Stuttgart (F. Enke Verlag) 1976.
- CERLING, T.E. & CRAIG, H.: Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22, 273–317, 1994.
- ÇINER, A.: Turkish glaciers and glacial deposits. In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part 1: Europe, 419–429, Amsterdam (Elsevier Publishers) 2004.
- CULLEN, H.M. & DEMENOCAL, P.B.: North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. – International Journal of Climatology, 20, 853–863, 2000.
- DELANNOY, J.J. & MAIRE, R.: Le massif du Dedegöl Dag (Taurus occidental, Turquie). Recherches de géomorphologie glaciaire et karstique. – Bulletin de l'Association de Géographes français, 60 (491), 43–53, 1983.
- DUMONT, J.F & MONOD, O.: La serie carbonatée triasique du massif du Dipoyraz Dağ (Taurus occidental, Turquie). – Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), 87, 19–32, 1976.
- ERINÇ, S.: Glazialmorphologische Untersuchungen auf dem Uludağ (NW-Anatolien). – Turkish Geographical Review, **11/12**, 79–94, 1949.
- ERINÇ, S.: Glacial Evidences of the Climatic Variations in Turkey. Geografiska Annaler, **34**(1–2), 89–98, 1952.
- FONTUGNE, M., KUZUCOUĞLU, C., KARABIAIKOĞLU, M., HATTÉ, C. & PASTRE, J.-F.: From Pleniglacial to Holocene: a ¹⁴C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. – Quaternary Science Reviews, **18**, 573–591, 1999.
- GOSSE, J.C. & PHILLIPS, F.M.: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – Quaternary Sciences Reviews, **20**, 1475–1560, 2001.
- KETIN, I: Über die Tektonik des Uludağ-Massivs. Turkish Geological Society, 1, 59–88, 1947.
- LOUIS, H.: Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Geologische Rundschau, **34**, 447–481, 1944.
- MESSELI, B.: Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. – Geographica Helvetica, 22(3), 105–228.

- OERLEMANS, J.: Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. – Science, **308**, 675–677, 2005.
- OHMURA, A., KASSER, P. & FUNK, M.: Climate at the equilibrium line of glaciers. Journal of Glaciology, **38** (130), 397–411, 1992
- OSMASTON, H.: Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area × Altitude, the Altitude × Altitude Balance Ratio and the Area × Altitude Balance Index methods and their validation. Quaternary International, **138/139**, 22–31, 2005.
- RAICICH, F., PINARDI, N. & NAVARRA, A.: Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. – International Journal of Climatology, **23**, 173–186, 2003.
- DE RIDDER, N.A.: Sediments of the Konya Basin, central Anatolia, Turkey. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1, 255–254, 1965.
- ROBERTS, N.: Late Quaternary Geomorphology and Palaeoecology of the Konya Basin, Turkey. – Unpublished Ph.D. thesis, London University, London 1980.
- ROBERTS, N.: Late Quaternary Geomorphological Changes and the Origins of Agriculture in South Central Turkey. – Geoarchaeology, 6(1), 1–26, 1991.
- ROBERTS, N. & WRIGHT, H.E, Jr.: Vegetational, Lake-Level, and Climatic history of the Near East and Southwest Asia. – In: WRIGHT, H.E., Jr, KUTZBACH, J.E., WEBB, T., III, RUDDIMAN, W.F., STEET-TERROTT, A.F. & BARTLEIN, P.J. (eds.): Global Climates since the Last Glacial Maximum, 194–220, Minneapolis (Minnesota Press) 1993.
- ROBERTS, N., BLACK, S., BOYER, P., EASTWOOD, W.J., GRIFFITHS, H.I., LAMB, H.F., LENG, M.J., PARISH, R., REED, J.M., TWIGG, D. & YIĞITBAŞIOĞLU, H.: Chronology and stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Konya Basin, Turkey: Results from the KOPAL Project. – Quaternary Science Reviews, **18**, 611–630, 1999.
- SARIKAYA, M.A., ZREDA, M., ÇINER, A. & ZWECK, C.: Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandiras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. – Quaternary Science Reviews, in press.
- SENEL, M.: Discussion on the Antalya nappes. In: TEKELI, O. & GÖN-CÜOĞLU, M.C. (eds.): The Geology of the Taurus belt. Mineral Research and Exploration Institute (MTA), 41–51, Ankara 1984.
- ŞENEL, M.: Türkiye Jeoloji Haritalari, Isparta patrasi, 1 : 250 000, No. 4. – General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), 47 S., Ankara 1997.
- TOLUN, R.: A Study on the Concentration Tests and Beneficiation of the Uludağ Tungsten Ore. – Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), **46/47**, 106–127, 1955.
- TÜRKEŞ, M.: Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. – International Journal of Climatology, 18(9), 1057–1076, 1996.
- TÜRKEŞ, M. & ERLAT, E.: Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2000. – International Journal of Climatology, 23, 1771–1796, 2003.
- VAN DER KAADEN, G.: On the Genesis and Mineralization of the Tungsten Deposit Uludağ. – Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), **50**, 33–42, 1958.
- VAN DER KAADEN, G.: Age Relations of Magmatic Activity and of Metamorphic Processes in the Northwestern Part of Anatolia – Turkey. – Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), 52, 15–33, 1959.
- WALKER, M.: Quaternary Dating Methods. 499 S., Chichester, UK (John Wiley & Sons, Ltd), 2005.
- WICK, L., LEMCKE, G. & STURM, M.: Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: highresolution pollen, charcoal, isotropic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. – The Holocene, **13**(5), 665–675, 2003.
- WIGLEY, T.M.L. & FARMER, G.: Climate of the Eastern Mediterranean and Near East. – In: BINTLIFF, J.L. & VAN ZEIST, W. (eds.): Paleoclimates, Paleoenvironments and Human communities in the Eastern Mediterranean region in Later Prehistory, BAR International Series, **133**(i), 3–37, 1982.



Veränderung von Klima und Landschaft in quartären Warmzeit/Kaltzeit-Übergängen – Beispiele aus Mitteleuropa

TATJANA BOETTGER*), ELENA NOVENKO**) & FRANK W. JUNGE***)

1 Abbildung

Im mittel- und osteuropäischen quartären Vereisungsgebiet waren eine Vielzahl von Paläoseen in Form ehemaliger Toteissenken und glaziärer Ausräumungszonen entwickelt. Heute stellen sie mit ihren kontinuierlichen Verlandungsfolgen an glazilimnischen (Bänderschluffe, -tone) und limnischen Seesedimenten (Torf, Seekreide) ein aus-



Abb. 1.

Ergebnisse isotopengeochemischer Untersuchungen an Eem-Profilen in Mittel- (Gröbern, Neumark-Nord) und Osteuropa (Ples) (PAZ*: nach MENKE & TYNN [1984]; IR-OSL-Datierungen nach DEGERING & KRBETSCHEK [2007]).

*) TATJANA BOETTGER, UFZ, Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung – UFZ, Department Isotopenhydrologie, Theodor-Lieser-Straße 4, D 06120 Halle. tatjana.boettger@ufz.de.

**) ELÉNA NOVENKO, Russische Akademie der Wissenschaften, Institut für Geographie, Labor für Evolutionäre Geographie, Staromonetny 29, 109017 Moskau. elenanov@mail.ru.

***) FRANK W. JUNGE, S\u00e4chsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Karl-Tauchnitz-Stra\u00dfe 1, D 04107 Leipzig. junge@saw-leipzig.de. gezeichnetes Archiv insbesondere für die Rekonstruktion von Landschaft und Klima in den Zeiträumen großskaliger natürlicher Klimawechsel (Warmzeit/Kaltzeit-Übergänge und umgekehrt) dar. Eine detaillierte und verifizierbare Analyse dieser Zeiträume wird mit der Anwendung eines Spektrums voneinander unabhängiger paläoklimatischer Methoden (Palynologie, Isotopengeochemie) möglich.

Im Vortrag werden Beispiele unserer Untersuchungen von mittel- und osteuropäischen Seesedimentfolgen des Frühsaaleglazials (Mitteldeutschland: Profil Profen), des Zeitraums Saalehochglazial - Eem-Interglazial - Frühweichselglazial (Saale-Elbe-Gebiet: Profile Gröbern, Neumark-Nord, Klinge; Russland, Wolga-Gebiet: Ples, Valdai) und des Übergangs Weichselspätglazial - Holozän (Saale-Gebiet: Plinz, Geiseltal/Krumpa) vorgestellt. Zusammen mit Ergebnissen von Baumringuntersuchungen verschiedener Zeiträume (Eozän, Spätglazial, Holozän) wird das Potenzial des natürlichen Klimawandels in Hinblick auf Variabilität, Amplitude und Geschwindigkeit verdeutlicht. Es zeigt sich, dass der natürliche Gang des Klimas in den Übergangszeiträumen durch zunehmende Instabilitäten gekennzeichnet ist, die mit charakteristischen Fluktuationen in der Vegetation und den sie bestimmenden Klimaparametern (z.B. Nachweis mehrerer natürlicher Erwärmungs- und Abkühlungsphasen im Eem/Frühweichsel-Übergang, Abb. 1) einhergehen. Die beobachteten Instabilitäten von Landschaft und Klima in den guartären Warmzeit/Kaltzeit-Übergängen (und umgekehrt) machen dies als allgemeingültiges natürliches Signal für derartige Zeiträume wahrscheinlich und lassen den gegenwärtig beobachteten "anthropogen verursachten" Klimawandel in einem neuen Licht der Interpretation erscheinen.

Literatur

- BOETTGER, T. et al. (2007): Indications to short-term climate warming at the very end of the Eemian in terrestrial records of Central and Eastern Europe. – In: SIROCKO, F. et al. (eds.): "The Climate of Past Interglacials", Developments in Quaternary Science, **7**, Elsevier, 265–274 (ISBN-13: 978-0-444-52955-8).
- BORISOVA, O.K. et al. (2007): Vegetation and climate changes during the Eemian and Early Weichselian in the Upper Wolga region (Russia). – Quat. Sci. Rev., **26**, 19–21, 2574–2585.
- DEGERING, D. & KRBETSCHEK, M.R. (2007): Dating of interglacial sediments by luminescence methods. In: SIROCKO, F. et al. (eds.): Developments in Quaternary Science, **7**, 157–172, Elsevier.
- JUNGE, F.W. et al. (2008): Early Saalian landscape dynamics in the Saale-Elbe region (Profen opencast mine, Central Germany): fluvial sedimentation, vegetation history and geochemistry. – Zschr. Dtsch. Ges. Geowiss. (ZdGG), **159**/2 (in Druck).
- MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 76, 3–120.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008



50 Millionen Jahre Karstifikation (Eozän bis Holozän) in Mitteldeutschland

LOTHAR EISSMANN*)

2 Abbildungen

Zu den beeindruckendsten Erscheinungen auf der Erde zählt zweifellos die ober- und unterirdische chemische Auflösung der Karbonat- und Salzgesteinsformationen einschließlich Anhydrit bzw. Gips und der damit einhergehende Landschaftswandel. Seine wahre und oft jahrmillionenlange Geschichte zu rekonstruieren, ist meist nur dort möglich, wo sich die Prozesse in einer gut stratifizierbaren Sedimentfolge im Hangenden des von der Korrosion befallenen Gebirges, vor allem angezeigt durch Fazies- und Mächtigkeitsänderungen, spiegeln. Das heute auf einer Fläche von über 500 km² abgebohrte und über hunderte Quadratkilometer erschlossene braunkohleführende mitteldeutsche Gebiet zwischen Harz und Elbe mit Schichtenfolgen vom frühen Eozän bis zum jüngsten Holozän darf heute europaweit zu den "klassischen Regionen" zählen, wo die Rekonstruktion der Karstifikation einer zechstein-



Karte der subterranen Verkarstung der zechsteinzeitlichen Anhydrit-Karbonatfolge in der südlichen Leipziger Tieflandsbucht (Weißelsterbecken) mit einer Intensitätseinschätzung.

I = Buntsandstein (T1); II = mariner (P21-4) bzw. terrestrischer Zechstein (P21-3); III = Unterrotliegendes; PA = Proterozoikum; O = Ordovizium.
 1 = Subrosion vorwiegend im Mitteleozän (vor Bildung des Sächsisch-Thüringischen Unterflözes); 2 = Subrosion im späten Mitteleozän (Zeitraum Sächsisch-Thüringisches Unterflöz); 3 = Subrosion im Obereozän bis tiefen Unteroligozän; 4 = Subrosion nach dem Unteroligozän, wahrscheinlich vorwiegend Miozän ("Löcher"); 5 bis 7 = Erdfälle in der frühen Elstereiszeit bzw. Holsteinwarmzeit (?) bzw. frühen Saaleeiszeit; 8 oben = vermutete saxonische Bruchstörungen, 8 unten = Verlauf einer subrosionswirksamen varistischen Struktur; 9 = epirogene Senkung: stark bzw. schwach; 10 = epirogene Hebung: stark bzw. mäßig.

^{*)} LOTHAR EISSMANN: Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Karl-Tauchnitz-Straße 1, D 04107 Leipzig.



zeitlichen Salz-Anhydrit-Kalkstein-Dolomit-Folge über Jahrmillionen möglich geworden ist. Die Auflösung erfolgte sowohl vom Ausstrich dieser Folge her, also regulär, als auch von tektonischen Störungszonen und sattelartigen Aufwölbungen, also irregulär. Sie verlief teils flächenhaft sanft, teils "punktförmig" und hinterließ einige 100 lochartige und beckenförmig-talartige Strukturen ("Dolinen"), die bis zur Basis der lösungsfreundlichen Gesteinsformation hinabreichen können. Bezüglich der Führung von Braunkohle können so genannte Kessel und Löcher unterschieden werden. In jenen erreicht ihre Mächtigkeit stellenweise 75 bis über 100 m, damit die fünf- bis zwanzigfache Stärke der Normalmächtigkeit, in diesen kann die Kohle völlig fehlen. Der Auflösungsmechanismus hinsichtlich Lagerstät-

Abb. 2.

Subterrane Verkarstung der zechsteinzeitlichen Anhydrit-Kalkstein-Dolomit-Folge in der südlichen Leipziger Tieflandsbucht (Weißelsterbecken), abgebildet im känozoischen Deckgebirge.

- A) Schematischer geologischer Schnitt.
 Schwarz: Braunkohlenflöze des Mitteleozäns bis Untermiozäns; X = Flöz X; I = Sächsisch-Thüringisches Unterflöz (Mitteleozän); II = Bornaer Hauptflöz; III = Thüringer Hauptflöz (Obereozän); IV = Böhlener Oberflöz (Unteroligozän); Bi = Bitterfelder Flöz (Untermiozän). Ungegliederte Sande, Schluffe, Tone: ZS = (höhere) Zeitzer Sande; DS = Domsener Sande; HT = Haselbacher Ton (Obereozän bis tiefes Oligozän).
- Gepunktet (über IV): marine und brackische Feinsande und Schluffe des Unter- bis Oberoligozäns (Rupel/Chatt); T1 = Buntsandstein; P2 = Zechstein; P1 = Unter-bis Oberrotliegendes; O = Ordovizium; PR = Riphäikum. Schema der subrogenen Strukturtypen im känozoischen Lockergebirge, ihre Interferenz und der Verkarstungsablauf mit einer Einschätzung der Verkars-
- B) tungsintensität.
 - Balken: Im Schemaschnitt indirekt ausgewiesene Verkarstung der Zechsteinfolge.

1 = epirogene Senkung: stark bzw. mäßig bzw. gering; 2 = epirogene Hebung

teninhalt und "subrogener" Lagerung hat über große Flächen das Abbaugeschehen maßgeblich bestimmt. In Graphiken und Fotodokumentationen sollen Voraussetzung, Ablauf und Vielfalt der Lagerungsfolgen des faszinierenden Verkarstungsphänomens stichpunktartig und mit der Betonung der Ursachen seines zyklenhaften Ablaufes zwischen Frühtertiär (bis Oberkreide) und jüngstem Quartär vorgestellt werden.

Literatur

- EISSMANN, L. (1985): 50 Millionen Jahre Subrosion Über Persistenz und Zyklizität von Auslaugungsprozessen im Weißelsterbecken. -Geophys. u. Geol., Geophys. Veröff. d. KMU Leipzig, III/2, 31-65, Berlin.
- HÜBNER, J. & BEUGE, P. (1980): Zusammenhänge zwischen geologischem Untergrund und Flözbildung am Beispiel der Braunkohlenlagerstätte Wallendorf. - Z. Angew. Geol., 26/10, 494-498.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008


From Willendorf to Molodova – New Insights on the Climatic Background and Chronology of the Middle Pleniglacial in Central Europe

PAUL HAESAERTS*), PHILIP R. NIGST **), BENCE VIOLA*) & GERHARD TRNKA****)

Between 45 and 30 ka BP we recognize the replacement of Neanderthals by anatomically modern humans and the transition from Middle to Upper Palaeolithic. One of the central questions in the transition period discussion is the age of the Early Aurignacian, especially the question if an Aurignacian prior to 36,5 ka BP is present in Central Europe and its relation to the various transitional industries. As a contribution to this discussion new data gained at Willendorf II (Middle Danube Basin) and Molodova V (East Carpathian Area) will be presented. Both sites constitute the core of a renewed regional pedosedimentary sequence with a chronological frame based on a large set of consistent radiocarbon dates on high quality charcoal. The conjunction of these complementary sequences provides for the first time an almost complete palaeoclimatic record for the period from 25 to 50 ka uncal BP. This approach confirms the predominance of highly unstable environmental conditions during OIS 3 on the scale of the European Continent and allows new insights on the distribution in a global perspective, of a large set of Palaeolithic occurrences ranging from Mousterian to Gravettian, including Early Upper Palaeolithic, Bohunician, Szeletian and Aurignacian.

^{*)} PAUL HAESAERTS, Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brussels, Belgium.

^{**)} PHILIP R. NIGST, Department of Human Evolution, Max-Planck Insitute for Evolutionary Anthropology, Leipzig.

^{***)} BENCE VIOLA, Universität Wien, Department für Anthropologie.

^{****)} GERHARD TRNKA, Universität Wien, Institut für Ur- und Frühgeschichte,



Dune Development on the Swiss Plateau – Landscape Evolution since the Late Pleistocene Constrained by Luminescence and Radiocarbon Dating

ALEKSANDRA HEER*), IRKA HAJDAS**), SALLY LOWICK***), FRANK PREUSSER***) & HEINZ VEIT*)

Dunes are known from different areas in the river plains of the NW Alpine foreland: Rhine Valley, Swiss Plateau, Lower Wallis Valley and south of Lake Geneva. Following the last deglaciation 17'500 a BP (IVY-OCHS et al., 2004) opportunities for dune development have been assumed during the Oldest Dryas, 17'050 a BP, prior to reafforestation in the Bolling, 14'500 a BP, and again during the Younger Dryas, 12'500 a BP (e.g. MEYER-WOHLFAHRT, 1986; VAN DER MEER, 1982). Due to the lack of numerical dating and before the advent of OSL, different ages and models to explain the dune genesis have been discussed.

New investigations, including soil mapping, geochemistry, sedimentology as well as luminescence dating of the dune sands and radiocarbon dating of underlying and intercalating organic material have been carried out on the Swiss Plateau dune field in an area called Großes Moos. This dune field consists of four main sandy dune-ridges divided by flat plains mainly covered by peat, River Aare deposits and lake sediments. Based on soil studies, the best developed soils (luvisols) occur on the outermost dune (Islerendüne) while less developed cambisols and arenosols are widespread. Following the assumption that the luvisols mark the oldest, undisturbed part of the dune, the sedimentation ages of the underlying dune sand have been obtained using luminescence dating. The results suggest dune activity during the Younger Dryas up to the Boreal; consequently the overlying luvisol is of Holocene age. The next three dunes, placed closer to the present edge of Lake Neuchâtel, reveal a higher stage of anthropogenic degradation but also give an insight to the start of the dune formation. Both luminescence and radiocarbon ages suggest the formation of the Nusshof Dune from the Middle Atlantikum (8'000 a BP) up to the Subboreal (5'500 a BP). The next younger, Witzwiler Dune I, was active during the Older Subatlantikum (2'100 a BP), the underlying peatcontaining colluvium has been dated to the end of the Subboreal (4'300 a BP). The youngest dune ridge, Witzwiler Dune II, located close to the Lake Neuchâtel, developed during the Medieval Warm Period (900–500 a BP).

The dune-ridges become successively younger from the outermost Islerendüne-Ridge towards the present edge of the Lake Neuchâtel. As their shape along the NE edge and the diminishing age suggest, the lake level changes since the end of the Pleistocene have had an important influence on the development of the dune landscape on the Swiss Plateau.

References

- IVY-OCHS, S. et al. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae geologicae Helvetiae, 97, 47–55.
- MEYER-WOHLFAHRT, B. (1987): Das jüngere Quartär im Westschweizer Seeland. – Revue de Paléobiol., 6/1, 55–80.

VAN DER MEER, J.J.M. (1982): The Fribourg area, Switzerland. A study in quaternary geology and soil development. – Diss. Univ. Amsterdam, Publ. Fys. Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam, 32, 203 pp.

^{*)} ALEKSANDRA HEER, HEINZ VEIT, University of Bern, Institute of Geography, Hallerstraße 12, CH 3012 Bern.

heer@giub.unibe.ch (corresponding author), veit@giub.unibe.ch.

^{**)} IRKA HAJDAS, Ion Beam Physics, Swiss Federal Institute of Technology (ETH Zürich), Schafmattstraße 20, CH 8093 Zürich. hajdas@phys.ethz.ch.

^{***)} SALLY LOWICK, FRANK PREUSSER, Universität Bern, Institut für Geologie, Baltzerstraße 1+3, CH 3012 Bern. lowick@geo.unibe.ch; preusser@geo.unibe.ch.



Die Vollgliederung des Eiszeitalters gespiegelt in den geologischen Aufschlussbefunden Mitteldeutschlands und der Lausitz – einschließlich umweltgeochemischer Befunde

FRANK W. JUNGE*), ROLAND WIMMER**), RALF KÜHNER***) & LOTHAR EISSMANN*)

2 Abbildungen

Der bedeutende Quartärforscher Wolfgang SOERGEL sprach schon in den 1920/30er Jahren von Mitteldeutschland, insbesondere dem Saale-IIm-Gebiet (SOERGEL, 1924), als der Region der "Vollgliederung des Eiszeitalters". Heute ist diese "Vollgliederung" durch Befunde aus den Großtagebauen des Mitteldeutschen und Lausitzer Braunkohlereviers verdichtet, verifiziert und in den Status der Allgemeingültigkeit für das großräumige Klima- und Prozessgeschehen des Quartärs in Zentraleuropa erhoben.

Das ältere Quartär ist gekennzeichnet durch terrassenförmig erhaltene Schotterkörper aus dem frühen Pleistozän. In diesen Abschnitt gehören bedeutende Säugerfundstellen (z.B. Untermaßfeld, Voigtstedt, Süßenborn). Für den Zeitraum der großen skandinavischen Vereisungen gelten Mitteldeutschland und die Lausitz als "klassisches Gebiet" in Bezug auf Abfolge und Forschung. Es ist Verzahnungsraum von Glaziär und Periglaziär, von Ablagerungen des Inlandeises (Bänderton, Grundmoräne, glazifluviatile und -limnische Sedimente) bzw. der Flüsse (Schotterterrassen) und des Windes (Löß). International gebräuchlich sind die Begriffe wie Elster- und Saale-Eiszeit. Aus der ersten sind zwei große, aus der zweiten drei kleinere Eisvorstöße (Oszillationen) im Gebiet bekannt. Der die Bodenfruchtbarkeit maßgebend bestimmende Löß ist vorwiegend saale- und weichseleiszeitlich. An vollständigen Warmzeitfolgen mit reicher Flora und/oder Fauna des jüngeren Quartärs sind aus der Holsteinwarmzeit zwischen Elster- und Saaleeiszeit beispielhaft zu nennen Bil-

zingsleben mit Resten des Homo erectus, Schmerz/Gröbern; aus der Eemwarmzeit zwischen Saale- und Weichseleiszeit Neumark-Nord, Gröbern und Klinge. Der Mensch betrat spätestens in der Holsteinwarmzeit, wahrscheinlich in der späten Elstereiszeit das Gebiet. Berühmte Fundstellen (z.B. Markkleeberg, Wallendorf) mit einem reichhaltigen mittelpaläolithischen Abschlags- und Geräteinventar aus dem Zeitraum Holstein-Frühsaale dokumentieren seine Hinterlassenschaften. Ein komplettes Ensemble an Sedimenten, Strukturen und Erscheinungen des Glazial-(u.a. glazigene Deformationen, Schmelzwasserrinnen) und Periglazialraumes (u.a. Permafroststrukturen, Diapirismus) veranschaulichen den hundertfachen groß- und kleinskaligen Wechsel im natürlichen Klimagang mit seinen Exzessen der maximalen Ausdehnung der skandinavischen Inlandeise und des sibirischen Dauerfrostes. In Graphiken und Fotodokumentationen sollen Ablauf und Vielfalt der Befunde an Lagerungsfolgen und Zeugnissen des Prozessgeschehens des quartären Eiszeitalters aus den eine kongruente Entwicklung genommenen Gebieten Mitteldeutschlands und der Lausitz vorgestellt werden.

Literatur

JUNGE, F.W. & CZEGKA, W. (Hrsg.) (2008): Beiträge zur Regionalen Geologie Mittel- und Ostdeutschlands. – Zeitschr. Dtsch. Ges. f. Geowiss. (ZDGG), **159**/1 und 2.

SOERGEL W. (1924): Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. – Jena (Fischer Verlag).

^{*)} FRANK W. JUNGE, LOTHAR EISSMANN, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Karl-Tauchnitz-Straße 1, D 04107 Leipzig, Deutschland. junge@saw-leipzig.de.

^{**)} RoLAND WIMMER, Ingenieurbüro für Grundwasser GmbH Leipzig, Nonnenstraße 9, D 04229 Leipzig, Deutschland. mail: r.wimmer@ibgw-leipzig.de.

^{***)} RALF KÜHNER, Vattenfall Europe Mining AG, Bereich Geotechnik, Vom-Stein-Straße 39, D 03050 Cottbus. ralf.kühner@Vattenfall.de.



Abb. 1. Stratigraphische Gliederung und Sedimente des Quartärs Mittel- und Norddeutschlands. Skizze: L. EISSMANN.



Abb. 2

Stratigraphische Gliederung und Sedimente des Quartärs der Lausitz. In Anlehnung an LIPPSTREU (1999), Altersangaben nach KRBETSCHEK et al. (2008).



Optisch Stimulierte Lumineszenz-Datierung von Höhleneingangs-Sedimenten – Bedeutung und Potential für die archäologische Forschung anhand afrikanischer und alpiner Fallbeispiele

M.C. MEYER*), Z. JACOBS*), R. ROBERTS*), C. MAREAN**), H. DIBBLE***), M.A. EL HAJRAOUI****) & L. MARJANAK*****)

Die optisch stimulierte Lumineszenz-(OSL-)Datierung hat sich über die letzten Jahrzehnte als eine integrale Methodik in der terrestrischen Quartärforschung etabliert, da sie eine direkte Altersbestimmung vieler spätquartärer Sedimente ermöglicht. Besondere Bedeutung kommt dieser Datierungstechnik im Zeitraum jenseits der ¹⁴C-Methodik zu (>40–50 ka) und für Sedimente, welche kein oder kaum organisches Material für die Radikarbon-Datierung enthalten (wie beispielsweise Löss, fluviatile sowie glaziofluviatile Sedimente).

Die OSL-Technik (und deren Derivate) basiert auf dem folgenden Prinzip: Die natürliche Radioaktivität (Alpha-, Beta- und Gamma-Strahlung) wird von Quarz und Feldspat während der Depositionsphase absorbiert und diese Energie im Kristallgitter gespeichert. Konkret handelt es sich um Elektronen, welche an Kristalldefekten gefangen und festgehalten werden. Durch externe Stimulation (beispielsweise Sonnenexposition während des Sedimenttransportes) werden diese gefangenen Elektronen wieder befreit und das Mineral emittiert ein schwaches Licht (das Lumineszenzsignal). Im Idealfall kommt es dabei zu einer kompletten Entladung der zuvor gespeicherten Energie (d.h. alle während der Depositionsphase aufgefüllten lichtsensitiven Elektronenfallen werden geleert). Mittels der OSL-Technik kann nun der Zeitpunkt, seit welchem das Sediment das letzte Mal verfrachtet (und somit dem Sonnenlicht ausgesetzt) wurde, bestimmt werden. Eine der Grundannahmen hierbei ist, dass es bei der letzten Sedimentverfrachtung zu einer kompletten Nullstellung des Lumineszenzsignals gekommen ist.

Üblicherweise setzt sich ein OSL-Alter einer Probe aus vielen Subproben (single aliquots) zusammen, wobei eine Subprobe wiederum aus vielen Einzelkörnern (multigrains) besteht, d.h. es wird mit der Single-Aliquot-Technik in der Regel das Lumineszenzsignal mehrerer zehner bis tausender Körner gleichzeitig gemessen. Obwohl gut etabliert, birgt dieser Ansatz unter bestimmten Umständen signifikante Nachteile in sich. Wurden zum Beispiel während der letzten Sedimentverfrachtung nicht alle, sondern nur einige wenige Sedimentkörner auf Null gestellt, wird eine Multi-grain-OSL-Datierung ein falsches (zu hohes) Alter erbringen. Weiters ist es unmöglich, mittels dieses Ansatzes eine Vermischung verschieden alter Kornpopulationen zu erkennen oder korrekt zu datieren (Stichwort Bioturbation oder andere Formen von post-depositionaler Sedimentmischung).

Eine der neuesten Entwicklungen auf dem Sektor der OSL-Datierung ist die OSL-Einzelkorndatierung (single grain OSL dating), welche eine rasche und effiziente Lumineszenzmessung an mehreren hundert bis tausend Einzelkörnern ermöglicht (Literaturzitat 1). Dieser Ansatz ist besonders vielversprechend, um beispielsweise fluviatiles und glaziofluviatiles Material mit nur teilweiser Nullstellung des Lumineszenzsignals zuverlässig zu datieren (2, 3). Ein weiterer und besonders interessanter Anwendungsbereich der Single-grain-OSL-Datierung liegt in der Archäologie (4). Weltweit finden sich viele paläolithische Schlüsselsequenzen in Höhleneingangsbereichen, welche mit der ¹⁴C-Technik nicht adäquat altersbestimmt werden können. Die Stratigraphie dieser Höhleneingangssedimente ist in der Regel komplex. So können verschiedene Formen von post-depositionaler Sedimentmischung auftreten, das Sedimentmaterial kann eine nur teilweise Nullstellung erfahren haben oder die Höhlensedimente können mit Quarz bzw. Feldspat, der aus dem Höhlendeckenmaterial stammt, kontaminiert sein (5-7).

Dieser Vortrag erläutert technische sowie statistische Aspekte der Single-grain-OSL-Datierung von Höhleneingangssedimenten anhand von archäologischen Schlüsselsequenzen aus der nördlichen und südlichen Hemisphäre. Die Single-Grain-OSL-Methodik kommt unter anderem zum Einsatz um

- 1) den Ursprung des modernen menschlichen Verhaltens in Südafrika zu datieren,
- die ältesten Funde des modernen Menschen in Nordafrika und den dortigen Übergang des Mittleren in das Späte Paläolithikum zeitlich genau einzustufen sowie
- um die Ankunft des modernen Menschen in Europa und den Untergang der Neandertaler chronologisch zu erfassen.

^{*)} M.C. MEYER, Z. JACOBS, R. ROBERTS, GeoQuest Research Centre, School of Earth and Environmental Sciences, University of Wollongong, New South Wales, Australia

^{**)} C. MAREAN, Arizona State University, Department of Anthropology, Arizona, USA.

^{***)} H. DIBBLE, University of Pennsylvania, Philadelphia, USA.

^{****)} M.A. EL HAJRAOUI, Patrimoine Culturel, Rabat, Morocco.

^{*****)} L. MARJANAK, Croatian Academy of Science and Arts, Zagreb, Croatia.

Literatur

- LIAN, O.B. & ROBERTS, R.G. (2006): Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. – Quaternary Science Reviews, 25 (19–20), 2449–2468.
- OLLEY, J.M., PIETSCH, T. & ROBERTS, R.G. (2004): Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. – Geomorphology, **60**, 337–358.
- DULLER, G.A.T. (2006): Single grain optical dating of glacigenic deposits. – Quatemary Geochronology, 1, 296–304.
- JACOBS, Z. & ROBERTS, R.G. (2007): Advances in optically stimulated luminescence (OSL) dating of individual grains of quartz from archaeological deposits. – Evolutionary Anthropology, 16, 210–223.
- ROBERTS, R., BIRD, M., OLLEY, J., GALBRAITH, R., LAWSON, E., LASLETT, G., YOSHIDA, H., JONES, R., FULLAGAR, R., JACOBSEN, G. & HUA, Q. (1998): Optical and radiocarbon dating at Jinmium rock shelter in northern Australia. – Nature, **393**, 358–362.
- JACOBS, Z., DULLER, G.A.T., WINTLE, A.G. & HENSHILWOOD, C.S. (2006): Extending the chronology of deposits at Blombos Cave, South Africa, back to 140 ka using optical dating of single and multiple grains of quartz. – Journal of Human Evolution, **51**, 255–273.
- 7) DAVID, B., ROBERTS, R.G., MAGEE, J., MIALANES, J., TURNEY, C., BIRD, M., WHITE, C., FIFIELD, L.K. & TIBBY, J. (2007): Sediment mixing at Nonda Rock: investigations of stratigraphic integrity at an early archaeological site in northern Australia and implications for the human colonisation of the continent. – Journal of Quaternary Science, **22**, 449–479.



Neue Ansätze zur Datierung karbonatischer Bergstürze

MARC OSTERMANN & DIETHARD SANDERS*)

Bei karbonatischen Bergstürzen wird das bisher undokumentierte Phänomen der diagenetischen Zementation dieser Sturzstromablagerungen genutzt, um durch die 234U/ ²³⁰Th-Ungleichgewichtsdatierung dieser Zemente ein annäherndes Alter des Bergsturzereignisses zu ermitteln. Großmaßstäbliche Bergstürze, mit einem Volumen von mehr als 106 m³, sind nicht nur ein Hauptprozess von Gebirgserosion und der Massenbilanz von Orogenen, sondern repräsentieren in dicht besiedelten Gebieten, wie den Alpen, auch eine wichtige Bedrohung für Mensch und Infrastruktur. Die Ermittlung der zeitlichen Verteilung von Bergstürzen ist eine Grundvoraussetzung für die Risikoabschätzung zukünftiger Ereignisse und um die möglichen Auslösemechanismen wie Klimaänderung oder Phasen verstärkter Erdbebentätigkeit fassen zu können. Die Alter vieler Bergstürze in den Alpen sind aber immer noch wenig bekannt.

Unsere bisherigen Untersuchungen an wichtigen karbonatischen Bergstürzen in den Alpen hat gezeigt, dass tatsächlich nahezu alle dieser Bergstürze Taschen, dickere Krusten und kleine Stellen besitzen, worin das Bergsturzmaterial als Brekzie zementiert wurde. Wie schon am Fernpass-Bergsturz (Österreich) bewiesen wurde, können Brekzienzemente näherungsweise das Alter des Sturzstromereignisses durch die Altersdatierung des Zementes mit der 234U/230Th-Ungleichgewichtsmethode liefern. Die Gegenprobe der U/Th-Alter durch ³⁶Cl-Oberflächen-Expositions-Alter unterstrich die Richtigkeit der U/Th-Alter und zeigte, dass die U/Th-Alter die vergleichsweise weiten Fehlerbereiche der Expositionsdatierung einschränken (OSTERMANN et al., 2007). Das häufig vorkommende Phänomen der Zementation von Bergsturzablagerungen ist zum jetzigen Zeitpunkt in der geowissenschaftlichen Gemeinde unbekannt. Unsere vorläufigen Daten weisen stark darauf hin, dass man diese Zemente routinemäßig

zur U/Th-Datierung der Ereignisse heranziehen kann. Zusätzlich können unterschiedliche Zementgenerationen, die durch petrographische Analysen unterschieden werden können, zeitliche Grenzen für weitere Entwicklung der Bergsturzmasse nach der Ablagerung geben. Die U/Th-Ungleichgewichtsmethode wurde erst kürzlich erfolgreich zur Datierung von Zementen aus Quartären Ablagerungen wie Hangschuttbrekzien, fluviatilen Konglomeraten und Quelltuffen angewandt (OSTERMANN, 2006). Im Rahmen eines vom FWF erst kürzlich bewilligten Projektes soll die Altersbestimmung 17 ausgesuchter Bergstürze in den Alpen durch sowohl die U/Th-Datierung als auch durch die Oberflächen-Expositionsdatierung mit cosmogenen Radionukliden erfolgen. Die Oberflächen-Expositionsdatierung hat den Vorteil, dass sie das direkte Alter des Bergsturzereignisses ergibt, jedoch streuen die resultierenden Alter mit weiten Standardabweichungen. Die Kombination Oberflächen-Expositionsdatierung und U/Th-Datierung der Zemente hat somit das Potenzial, präzisere Alter von Bergstürzen zu ermitteln, als dies durch eine einzige Methode möglich ist.

Das beginnende Forschungsprojekt hat den Namen "Catastrophic rockslides in the Alps" und ist auf drei Jahre ausgelegt.

Literatur

- OSTERMANN, M., SANDERS, D., PRAGER, C., KRAMERS, J. (2007): Aragonite and calcite cementation in 'boulder-controlled' meteoric environments on the Fern Pass rockslide (Austria): implications for radiometric age-dating of catastrophic mass movements. – Facies, **53**, 189-208.
- OSTERMANN, M. (2006): Uranium/Thorium-age-dating of "impure" carbonate cements of selected Quaternary depositional systems of western Austria: Results, implications, and problems. – Unpubl. Ph. D. Thesis, , 172pp., Univ. of Innsbruck.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juni 2008

*) MARC OSTERMANN, DIETHARD SANDERS, Universität Innsbruck, Institut für Geologie u. Paläontologie. marc.ostermann@uibk.ac.at.



Jungpleistozäne Großsäugerfaunen – Möglichkeiten und Grenzen der Interpretation

MARTINA PACHER*)

Die jungpleistozäne Tierwelt war generell geprägt von einer Vielfalt an spektakulären Großsäugerarten. Auf den ersten Blick scheinen Tiere wie das Mammut, das Wollnashorn oder der Höhlenlöwe durchgehend über ganz Europa verbreitet gewesen zu sein. Im Vergleich zu Kleinsäugern gelten sie daher als chronologisch und klimatisch wenig aussagekräftig. Im Detail sind jedoch regionale und chronologische Unterschiede in der Faunenzusammensetzung von Fundstellen zu erwarten. Die vielfältige landschaftliche Gliederung Europas bot klimatisch und topographisch unterschiedliche Vorraussetzungen, die wahrscheinlich nicht von allen Großsäugerarten zur selben Zeit genutzt werden konnten. Unterschiedliche Ansprüche an Nahrung und Topographie führten zu einem weitaus komplexeren Muster an Ausbreitung und Rückzug von Arten.

Das Erfassen dieser Muster und deren mögliche Korrelation mit klimatischen Ereignissen wird erschwert durch die oftmals lückenhafte zeitliche Auflösung einer Fundstelle. Vor allem in Höhlen ist mit vermischten Fundinhalten zu rechnen, in denen unterschiedlich alte Reste in derselben Schicht abgelagert sein können. Die chronostratigraphische Auflösung kann somit durch direkte Datierung von artlich bestimmbaren Proben verfeinert werden, um zu klären, welche Arten gleichzeitig vorkamen.

Zudem müssen Fundstellen kein exaktes Abbild der Faunenzusammensetzung der Umgebung bieten. Steinzeitliche Menschen und verschiedene Tierarten tragen ebenfalls zur Entstehung von Fundstellen bei. Einerseits kann so ein selektiver Eintrag von bevorzugten Beutetieren entstehen, andererseits können auch direkt an der Fundstelle verstorbene Tierarten akkumulieren.

Generell kann zwischen Aktivitäten von Höhlenbären, Hyänen, anderen Raubtieren und Raubvögeln unterschieden werden. Menschen nutzten bestimmte Plätze als langfristige Lagerplätze oder für kurzfristige Jagdaufenthalte. Nachfolgende Bewohner zerstören und zerstreuen oftmals die Spuren der Vorgänger. Auch die Erhaltungsbedingungen an den Fundstellen können verschieden sein, die ebenfalls die Zusammensetzung der überlieferten Reste beeinflussen können.

Die Rekonstruktion von Faunenzusammensetzungen, bevorzugten Beutetieren und Aktivitäten an einer Fundstelle muss daher oftmals anhand verzerrter und vermischter Fundinhalte erfolgen. Unter Einbeziehung möglichst aller Faktoren, die an einer Fundstelle aktiv waren, ist es dennoch weitgehend möglich, regionale und zeitliche Muster der Großsäugerfaunen und das Subsistenzverhalten der steinzeitlichen Menschen zu rekonstruieren. Einige Beispiele im Vortrag sollen die Möglichkeiten und Grenzen der Interpretation der jungpleistozänen Großsäugerfaunen verdeutlichen.

^{*)} MARTINA PACHER, Station Lunz am See, OEAW und Institut für Paläontologie Wien. Martina.pacher@univie.ac.at.



Neue Daten zur Chronostratigraphie des Schweizer Quartärs

FRANK PREUSSER & CHRISTIAN SCHLÜCHTER*)

1 Abbildung

Die Deckenschotter der Nordschweiz stellen die ältesten eiszeitlichen Ablagerungen der Schweiz dar (GRAF, 1993). Sie fallen nach Kleinsäugerfunden aus zwischengelagerten Hochflutablagerungen in die biostratigraphische Zone MN 17, was einem Alter von 2,3–1,8 Ma entspricht (BOL-LINGER et al., 1993). Nach GRAF (1993) entsprechen die Höheren Deckenschotter fünf Ablagerungsphasen, vermutlich einzelnen Eiszeiten, die durch insgesamt vier Warmzeiten voneinander getrennt werden. Eine genaue zeitliche Zuordnung der morphologisch tiefer liegenden und somit jüngeren Mittleren und Tieferen Deckenschotter ist bisher nicht möglich; vermutlich sind sie ins Untere und frühe Mittlere Pleistozän zu stellen.

Eine komplexe Abfolge des späten Mittel- und Oberpleistozäns lässt sich anhand von Aufschlüssen und Bohrungen aus dem Aaretal und angrenzenden Gebieten rekonstruieren. Die älteste Einheit stellt die so genannte "Schlammmoräne" aus der Bohrung Thalgut dar (SCHLÜCH-TER, 1989) (Abb. 1). Über dieser glazialen Einheit folgen interglaziale Seeablagerungen, die aufgrund der Pollenführung (40 % Fagus, Pterocarya) mit dem Holstein-Interglazial korreliert werden (WELTEN, 1982). Demnach entspricht dieses Interglazial von Thalgut, wenn man Daten aus anderen Profilen zum Vergleich heranzieht, entweder dem Marinen Isotopenstadium (MIS) 9 oder 11 und somit einem Alter von ca. 300 ka oder 400 ka (vgl. BEAULIEU et al., 2001; GEYH & MULLER, 2005). Nach dem Interglazial erfolgte ein Eisvorstoß über den Alpenrand hinaus, der durch die so genannte "Gerzensee Blockmoräne" und darüber folgende Schichten in der Kiesgrube Thalgut belegt ist (SCHLÜCH-TER, 1989). Eine markante Diskordanz, die durch die gesamte Grube zu verfolgen ist, wird als Resultat massiver interglazialer Verwitterung und Erosion interpretiert (Abb. 1). Sedimente, die in diese zeitliche Lücke fallen, wurden in der Bohrung Meikirch identifiziert (PREUSSER et al., 2005). Sedimentologische Untersuchungen, Lumineszenzdatierungen und eine Reinterpretation der Pollendaten von WELTEN (1982, 1988) implizieren, dass der Meikirch-Komplex drei ausgeprägte Warmphasen mit einer interglazial geprägten Vegetation beinhaltet, die zusammen in das MIS 7 zu stellen sind. Eine ähnliche Unterteilung des MIS 7 findet sich im Lössprofil Sierentz (SE Oberrheingraben), wo nach Lumineszenzdatierungen drei ausgeprägte Böden in diese Phase fallen (RENTZEL et al., eingereicht).

Kontrovers diskutiert wurde in der Schweiz die Frage, ob es im MIS 6 zu einem Vorstoß der Gletscher über den Alpenrand hinaus gekommen ist. Wichtige Argumente gegen einen markanten Eisvorstoß zu dieser Zeit sind mit der Reinterpretation der Meikirch-Abfolge entfallen (vgl. PREUSSER et al., 2005); zudem liefern zwei neuere Studien nun erste direkt datierte Hinweise auf eine sehr ausgedehnte Vergletscherung im MIS 6. Zum einen zeigten GRAF et al. (2007) mittels Expositionsdatierungen, dass die Ablagerung der erratischen Blöcke im Jura-Gebirge möglicherweise ins MIS 6 zu stellen ist. Zum anderen ergaben erste Lumineszenzdatierungen der Höhenschotter des Emmentals ebenfalls Alter, die für eine Ablagerung im MIS 6 sprechen (PREUSSER, unpubl. Daten).

Die vorhandene Datenlage zur Chronologie des letzten Glazialzyklus ist im Detail von PREUSSER (2004) zusammengefasst worden und wird deshalb hier nur kurz skizziert. Aus der Schweiz sind die beiden Frühwürm-Stadiale und -Interstadiale von WELTEN (1982, 1988) und WEGMÜL-LER (1992) beschrieben worden. Während des ersten Stadials (MIS 5d, ca. 105 ka) kam es möglicherweise zu einem Vorstoß der Gletscher deutlich über den Alpenrand hinaus (WELTEN, 1982; PREUSSER et al., 2003). Ein weiterer Vorstoß im frühen Würm (MIS 4) ist in der Grube Finsterhennen belegt und auch datiert (PREUSSER et al., 2007), die Datierung weiterer möglicher Befunde ist derzeit im Gange. Das Mittlere Würm (MIS 3) ist am vollständigsten im Profil Gossau beschrieben worden (vgl. PREUSSER et al., 2003) und zeigt eine Alternation zwischen kühlen und etwas wärmeren Phasen. Die spektakulären und multidisziplinär untersuchten Säugetierfunde, vor allem Mammut, von Niederweningen fallen mit einem Alter von etwas 45 ka ebenfalls in diese Zeit (FURRER et al., 2007). Der letzte Gletschervorstoß erreichte das Flachland in der Schweiz kurz nach 30.000 Jahren vor heute (PREUSSER et al., 2007) und vor ca. 20.000 Jahren war dieses wieder eisfrei (Ivy-OCHS et al., 2004).

Literatur

BEAULIEU, J.-L., ANDRIEU-PONEL, V., REILLE, M., GRÜGER, E., TZEDA-KIS, C. & SVOBODOVA, H.: An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. – Quaternary Science Reviews, 20, 1591–1602, Amsterdam 2001.

^{*)} PD Dr. FRANK PREUSSER, Prof. Dr. CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Universität Bern, Institut für Geologie, Baltzerstraße 1+3, CH 3012 Bern, Schweiz

| ion (m) a.s.l. | | bgy | LITHOSTRATIGRAPHY | | | 609019 | nic influence | netic um | stratigraphy elten (1988) | e stratigraphy |
|----------------|----------------------|----------------|---|---|---------|---------|---------------|---------------------|---------------------------------|----------------|
| elevat | | Litholc | named units | lithogenetic description | major L | airu pa | glacige | lithoger continu | Palynos nach W | Climat |
| 620 | it | 000 000 | Rotachewald-Grundmoräne O Münsingen-Schotter | basal lodgement till glaciofluvial gravel upper u. | | _ | | | | |
| 576 | outcrop in gravel pi | 1110°°°°°°1110 | Thalgut-Seetone | lacustrine silt & clay | | F | | | Eem | Interglacial |
| | | | Kirchdorf-Deltaschotter | Delta fore-sets | | | | | | |
| | | | Warven in Thalgut "Schlammmoräne" | laminated glaciolacustrine silt waterlain till | | ┲ | | | Interglacial | |
| | | 000 | Gerzensee-"Blockmoräne" | (glaciolacustrine) Delta fore-sets ⊉ | | | | | | |
| | drilling "CS-SNF-3" | | | Prograding glaciolacustri Deltakomplex | | | | | | |
| | | | "Untere Seetone" = Jaberg-Seetone ? | lacustrine silt & clay | | | | | Interglacial with Pterocarya | Interglacial |
| 462 | | | "Schlammmoräne" | waterlain till | | | | | | |

Schematische Darstellung des Schlüsselprofils von Thalgut (verändert nach SCHLÜCHTER, 1989).

- BOLLIGER, T., FEIFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D.W.: Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Ktn. Zürich). – Eclogae geologicae Helvetiae, 89, 1043–1048, Basel 1996.
- FURRER, H., GRAF, H.R. & MÄDER, A.: The mammoth site of Niederwenigen, Switzerland. – Quaternary International, 164/165, 85–97, Amsterdam 2007.
- GEYH, M.A. & MÜLLER, H.: Numerical ²³⁰Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. – Quaternary Science Reviews, **24**, 1861–1872, Amsterdam 2005.
- GRAF, A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKCAR, N., KUBIK, P.W., BUR-KHARD, M. & SCHLÜCHTER, Ch.: First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratices from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. – Quaternary International, **164/165**, 43–52, Amsterdam 2007.
- GRAF, H.R.: Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Diss. ETH Nr. 10205, 1–151, Zürich 1993.



Successes and Pitfalls of Applying Luminescence Dating to Alpine Deposits

HELENA RODNIGHT*)

Optically stimulated luminescence (OSL) dating combines the measurement of the OSL signal from certain minerals (e.g. quartz, feldspar) with an assessment of the environmental dose-rate to determine the time since the last exposure of a sediment to sunlight. This allows the burial age of a deposit to be found, and thus the timing and rates of geomorphological processes can be known. Because this technique is used to date the sediment itself, it is a valuable geochronological tool in many situations, particularly those where radiocarbon dating is not feasible due to either an absence of suitable material or the deposit being too old. OSL dating can typically be used to determine ages that are between decades and hundreds of thousands of years, so is ideal for late Quaternary landscapes. Since the development of the Single Aliquot Regeneration (SAR) dose protocol (MURRAY & WINTLE, 2000, 2003) the application of OSL dating to quartz has been proven to be successful for samples from a wide range of depositional environments (MURRAY & OLLEY, 2002). Aeolian deposits are most suited to OSL dating because the long exposure time of the grains to sunlight during transport normally ensures that complete bleaching (removal) of the previously accumulated signal occurs. Samples deriving from depositional environments such as fluvial or glacial, however, can also be successfully dated if appropriate measures are taken to detect and overcome the possible problem of partial bleaching (where the previously accumulated signal is not completely removed from every grain).

In Alpine regions, OSL dating offers a lot of potential as a geochronological tool and in the last few years has been applied successfully in various studies (e.g. PREUSSER, 2004; PREUSSER et al., 2001, 2003, 2005, 2007; KLASEN et al., 2007). The majority of the previous work has focussed on the infrared (IR) signal deriving from feldspars, but KLA-SEN et al. (2007) also published results from OSL analyses of quartz. Where possible, quartz is the preferred dosimeter because the physical basis of OSL production is better understood and additionally, feldspar may be subject to a phenomenon termed "anomalous fading" which can lead to an underestimation in the results if not accounted for (e.g. BØTTER-JENSEN et al., 2003). Current research in the Luminescence Laboratory in the Institute of Geology and Palaeontology, University of Innsbruck, is focussing on the application of OSL dating to sediments from the surroun-

ding region (Tirol). Investigations into quartz from the samples collected, however, demonstrate the presence of a number of undesirable luminescence characteristics such as: an "ultra-fast" component; a "fast" component with poor thermal stability; a high level of charge retrapping; and a strong IR stimulated signal. These problems may arise in part as a result of their "young" age (in terms of erosion, transport and re-deposition cycles) (PIETSCH et al., in press). At present research is focussing on developing measurement and/or analytical procedures that can be used to obtain a useable luminescence signal from guartz grains in this area. The development of a suitable protocol will allow OSL dating of various deposits in the region to be performed. This new chronological information will improve our understanding of geomorphological processes in the region and hence further our knowledge of glacial history in the Alps.

References

- BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003b): "Optically Stimulated Luminescence Dosimetry". – Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, R., REITNER, J.M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – Quaternary International, **164/165**, 21–32.
- MURRAY, A.S. & OLLEY, J.M. (2002): Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. – Geochronometria, 21, 1–16.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – Radiation Measurements, **32**, 57–73.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. – Radiation Measurements, **37**, 377–381.
- PIETSCH, T.J., OLLEY, J.M. & NANSON, G.C. (in press): Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz. – Quaternary Geochronology.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Upper Pleistocene in the northern Alpine foreland. – Boreas, 33, 195–210.
- PREUSSER, F., MÜLLER, B.U. & SCHLÜCHTER, Ch. (2001): Luminescence dating of sediments from the Luthern Valley, central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. – Quaternary Research, 55, 215–222.
- PREUSSER, F., GEYH, M.A. & SCHLÜCHTER, Ch. (2003): Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. – Quaternary Science Reviews, 22, 1435–1445.

^{*)} Dr. HELENA RODNIGHT, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A 6020 Innsbruck. helena.rodnight@uibk.ac.at.

PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, C. (2005): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. – Journal of Quaternary Science, **20**, 607–620. PREUSSER, F., BLEI, A., GRAF, H. & SCHLÜCHTER, Ch. (2007): Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. – Boreas, 36, 130–142.



Kosmogene Radionuklid-Testmessungen (¹⁰Be/¹⁴C) am kürzlich eisfrei gewordenen Felsriegel am Rhonegletscher

JOERG M. SCHAEFER*), BRENT GOEHRING*), ROBERT C. FINKEL**), CONRADIN ZAHNO*), ULRICH E. JOERIN*) & CHRISTIAN SCHLÜCHTER*)

Die Verwendung von terrestrischen kosmogenen Nukliden zur Lösung von erdwissenschaftlich und paläoklimatischen Fragestellungen bleibt längerfristig nur erfolgreich, wenn, abgesehen von der methodischen Verfeinerung der kosmogenen Nuklid-Nachweisgrenze, an neuartigen, gewissermaßen "exponierten" Fragestellungen experimentiert werden kann. Der in den letzten sechs Jahren eisfrei gewordene Felsriegel am Rhonegletscher beim Belvédère ist ein solch "exponiertes" Beispiel, um einigen Fragen bei der Verwendung von terrestrischen kosmogenen Nukliden nachzugehen:

- ? Sind in den Oberflächen der Roches moutonnées überhaupt messbare Nuklidkonzentrationen vorhanden?
- ? Sind diese Messungen eventuell reproduzierbar, d.h. von mehreren Stellen des Felsriegels in der Größenordnung vergleichbar?

? Können eventuell die Perioden, während derer der Rhone-Gletscher kleiner war als heute, mit dieser Technik datiert werden?

An vier Proben, wenige Meter vom Rhonegletscher Terminus entfernt, ist bisher die ¹⁰Be-Konzentration gemessen worden. In allen Proben war die Nuklidkonzentration messbar und von gleicher Größenordnung; das "älteste" ¹⁰Be-Minimal-Expositionsalter wurde auf >4000 Jahre bestimmt. Wenn man davon ausgeht, dass der Felsriegel während des LGM's durch den Gletscher abgeschliffen (>5 m) und somit die ¹⁰Be-Uhr auf null gestellt worden ist, stehen wir vor einer interessanten Feststellung: im Laufe des Holozäns muss demzufolge dieser Felsriegel während einiger tausend Jahre eisfrei und exponiert gewesen sein. Zudem hätte der Rhonegletscher der Kleinen Eiszeit den Riegel erosiv kaum überprägt.

^{*)} JOERG M. SCHAEFER, BRENT GOEHRING, LDEO at Columbia University, Palisades NY 10964, USA.

^{**)} ROBERT C. FINKEL, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA 94551, USA.

^{***)} CONRADIN ZAHNO, ULRICH E. JOERIN, CHRISTIAN SCHLÜCHTER, ÜNIVERSITÄT BERN, INSTITUT FÜR GEOLOGIE, CH 3012 BERN.



The "Red Section" in Langenlois (Lower Austria): Micromorphology, Stratigraphy and Geological Implications

LIBUŠE SMOLÍKOVÁ*), PAVEL HAVLÍČEK**), OLDŘICH HOLÁSEK**) & MICHAL VACHEK***)

The research area is located NW of Langenlois/Lower Austria at the "Schenkenbichl" hill, where an outcrop was opened in July 2007 for the establishment of a new vineyard. An about 5 m thick sequence of slope and aeolian sediments with intervening paleosols resting upon the amphibolite of the Rehberg Formation emerging as bedrock in this otherwise gneiss-dominated region of the Bohemian Massif was investigated. The Pleistocene sediments fill an old N–S trending walley north of Langenlois and show striking reddish tint typical of Lower Pleistocene plastosols. According to the micromorphology the deposition commenced during Lower Pleistocene (Cromerian, PK X, B/M paleomagnetic inversion) and continued until the Middle Pleistocene – Holsteinian interglacial. The paleosols (after ISSS-ISRIC-FAO 1998 – Nitisols) are of Rotlehm (Rhodic Nitisols) and Braunlehm type (Haplic Nitisols).

 ^{*)} LIBUŠE SMOLÍKOVÁ, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Ústav geologie a paleontologie, Albertov 6, CZ 12843 Praha – 2, Czech Republic.
**) PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK, Česká geologická služba, Klárov 3, CZ 11821 Praha – 1, Czech Republic.

avel.havlicek@geology.cz; oldrich.holasek@geology.cz. ***) Міснаі Vаснек Ministerstvo zemědělství – Розеткоvú

^{***)} MICHAL VACHEK, Ministerstvo zemědělství – Pozemkový úřad Hodonín, Koupelní 19, 69501 Hodonín, Czech Republic. Michal.Vachek@mze.cz.



Chronologie des vorletzten Interglazials (Marines Isotopenstadium 7) in den Alpen

CHRISTOPH SPÖTL*), DENIS SCHOLZ**) & AUGUSTO MANGINI**)

Die Uran-Thorium-Datierung ist die Methode der Wahl, um Klimaarchive des mittleren und jüngeren Pleistozäns präzise zu datieren. Speläotheme sind dazu die idealen Kandidaten, da sie erstens in Karsthöhlen vor Erosionsprozessen gut geschützt sind und zweitens die Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung des Paläo-Niederschlags aufzeichnen und damit eine direkte Vergleichbarkeit mit polarem Eis bzw. Tiefseesedimenten ermöglichen.

Isotopendaten benthischer Foraminiferen zeigen, dass diese klimagünstige Zeit drei Meeresspiegelhochstände aufwies, die von zwei Intervallen von deutlich abgesenktem Meeresspiegel unterbrochen waren (Marine Isotopenstadien [MIS] 7.5, 7.3 und 7.1 bzw. 7.4 und 7.2). Im grönländischen Eis ist das MIS 7 nicht bzw. höchstens nur reliktisch erhalten.

Im Alpenraum sind Ablagerungen aus diesem Zeitintervall in Form von Oberflächensedimenten zwar mancherorts vermutet worden; eine verlässliche zeitliche Einstufung ist jedoch aus methodischen Gründen kaum möglich. Dies erklärt auch die bekannte Schwierigkeit, die klassische PENCK-BRÜCKNER'sche Morphostratigraphie an die marine Referenz-Stratigraphie anzuhängen.

Untersuchungen an ostalpinen Höhlen brachten nun Proben zutage, die erstmals eine vollständige Aufzeichnung der Klimaänderungen des vorletzten Interglazials für den Alpenraum enthalten.

Speläotheme des Alpenraumes können zwar nur in Einzelfällen direkt in Bezug zur Morphostratigraphie gesetzt werden, erlauben jedoch die Erstellung einer absolut datierten Klima-Stratigraphie, die mittels Isotopendaten direkt mit den Tiefseedaten abgeglichen werden kann.

Die neuen Daten zeigen drei ausgeprägte Isotopen-Maxima vor 240 bis 232, 215 bis 205 und 199 bis 190 kyr, die im Wesentlichen gut mit der orbital getunten Tiefsee-Stratigraphie übereinstimmen, im Detail jedoch auch Unterschiede zeigen. Sehr gut hingegen ist die Übereinstimmung der alpinen Klimadaten mit ebenfalls U-Thdatierten Anzeigern des Meeresspiegels im MIS 7 (Speläotheme in Küstenhöhlen, Korallen, aragonitische Sedimente).

^{*)} CHRISTOPH SPÖTL, Universität Innsbruck, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A 6020 Innsbruck.

^{**)} DENIS SCHOLZ, AUGUSTO MANGINI, Forschungsstelle Radiometrie, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Im Neuenheimer Feld 229, D 69120 Heidelberg.



Klimawandel – Eine Risikolandschaft im Wandel

SILVIO TSCHUDI*)

Der Klimawandel impliziert bei Weitem nicht nur Änderungen in der physikalischen Umwelt, darüber hinaus erfolgen auch wesentliche Änderungen im wirtschaftlichen Umfeld.

Betrachtet man die versicherten Schäden aus Naturkatastrophen der letzten drei Jahrzehnte, so lassen sich markante Spitzen, aber auch eine grundlegende Erhöhung der jährlichen Schadenlast erkennen. Hier sieht sich auch Europa mit steigenden Tendenzen konfrontiert. Von besonderem Interesse sind hier Winterstürme und Überschwemmungen. Langfristig wird Europa mit mehr und stärkeren Stürmen und damit auch höheren versicherten Schäden rechnen müssen. Zu diesem Schluss kommt Swiss Re aufgrund einer Studie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, in welcher zum ersten Mal versicherungstechnische Schadenmodelle mit wissenschaftlichen Klimamodellen gekoppelt wurden, um so den Effekt der Klimaveränderung zu quantifizieren. Neben der Zunahme von Schäden durch Einzelereignisse muss aber auch mit einer erhöhten Klimavariabilität gerechnet werden. Die Konsequenzen davon: heute gültige Schutzmaßnahmen physikalischer und versicherungstechnischer Art müssen zukünftig möglicherweise überdacht werden.

Auf der "anderen" Seite verändert sich aber auch das wirtschaftliche Umfeld. Hier sind insbesondere Änderungen in Bezug auf

- bindende Regularien (lokal bis supra-national; beispielsweise die Protokolle von Kyoto und Bali),
- 2) neue Rechtssprechungen (in Analogie zu "Asbest"), oder
- 3) neue Marktfelder und Kundenbedürfnisse (Karbonemissionshandel, Schutzbedarf etc.) im Auge zu behalten.

Als globales Unternehmen hat sich Swiss Re dazu verpflichtet, das Wissen und die finanzielle Stärke des Unternehmens für Lösungen in den Bereichen Emissionsreduktion und Anpassungen an die leider unvermeidlichen Folgen der Klimaerwärmung einzusetzen. Das Unternehmen verfolgt deshalb eine klare Klimastrategie, in der nachhaltiges Risikomanagement, innovative Produkteentwicklung, betonter Auftritt bezüglich geforderter Maßnahmen und eine Einschränkung der eigenen Emission auf ein klimaneutrales Niveau zentrale Rollen einnehmen.

^{*)} SILVIO TSCHUDI, Swiss Re Germany AG, , Dieselstraße 11, D 85773 Unterföhring bei München.



Early Pleistocene Fluvial History of the Rhine-Meuse in the Southern North Sea Basin (Netherlands)

WIM WESTERHOFF*)

The fluvial history of the southeastern part of the Netherlands shows interplay of three main river systems: Rhine, Meuse and smaller rivers draining the central and northern part of Belgium. Downstream of their confluence, north of Aachen, deposits of Rhine and Meuse are mixed in both Pliocene and Early Pleistocene. Due to a marked change in the lithological and petrographical composition the Upper Pliocene and Lower Pleistocene deposits of the Rhine-Meuse system can be mapped separately from deposits supplied by the northeast draining of rivers coming from Belgium.

Recently revised lithostratigraphical schemes in Germany and the Netherlands resulted in a consistent lithostratigraphical framework that strongly constrains the interrelationship of the fluvial deposits supplied by the Rhine, Meuse, and the Belgian rivers. Tectonics and sea-level movements had a strong control on the Early Pleistocene sedimentation pattern. Up to 120 m thick fluvial deposits occur in the generally subsiding Roer Valley Graben, one of the main tectonic structures in the southern Netherlands. This sequence of fluvial deposits is interrupted by a wedge of shallow marine deposits. However, the general picture of the sedimentation pattern is that the ratio between accommodation space and sediment supply is low during the larger part of the Early Pleistocene. A feature probably related to the position of the southern part of the Netherlands at or nearby the hinge line of the North Sea Basin. In particular during periods of low sea-level, sediments of the Rhine-Meuse system by-passed the southern Netherlands and were deposited further to the north in the North Sea Basin. As a result, the preserved fluvial sequences appear to be discontinuous and may reflect only fragmentary parts of the Early Pleistocene. In the North and Northwest of the Roer Valley Graben the Rhine-Meuse system became part of the vast fluvio-deltaic system of the Eridanos. This major fluvial system originated in the Baltic area and transported huge amounts of sediments into the North Sea Basin from about the Middle Miocene until its starvation at the end of the Early Pleistocene.

Time control on the Early Pleistocene Rhine-Meuse sequences in the Netherlands is poor and traditionally based on pollen-defined stages and substages. It will be discussed that such correlations are much more complex than hitherto thought. Within the stacked fluvial deposits a repetition of similar pollen assemblages occurs while existing gaps are hard to identify. Therefore it is questionable if the discontinuous fluvial record of the Roer Valley Graben can provide a reliable framework for the chronostratigraphical subdivision of the Early Pleistocene.

^{*)} WIM WESTERHOFF, TNO Geological Survey of the Netherlands.