

Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet)

by

Dirk van Husen¹⁾ & Jürgen M. Reitner²⁾

HUSEN, D. van & REITNER, J.M., 2011. Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 19:1–11, Wien.

Zusammenfassung

Das Profil in der ehemaligen Lehmgrube Würzburger in Aschet SW Wels schließt eine ~12 m mächtige Sequenz von Lösslehmlagen und Paläoböden auf. Die Abfolge verdankt ihre ungewöhnliche Mächtigkeit der Position am Rand des Älteren Deckenschotter. Hier wurde der Löss oberhalb der ~65 m hohen Böschung als eine großflächige Wechte akkumuliert. Die große Mächtigkeit der einzelnen Lösslagen führte dazu, dass auch nach deren Verwitterung eine gut differenzierbare Abfolge von Lösslehmlagen und Paläoböden erhalten geblieben ist. Durch die Position in unmittelbarer Nachbarschaft zur Erosionskante ist es auch möglich den Beginn der Lösssedimentation mit der Terrassenbildung des Raumes zu verknüpfen.

Das erste sicher erfassbare Einschneiden der Traun und ihrer Zuflüsse in den Ältern Deckenschotter erfolgte vor der Bildung des Jüngeren Deckenschotter. Dadurch entstand erstmals eine deutliche Terrassenböschung, die verstärkte Lössakkumulation ermöglichte. Das Muster der Abfolge von Lösslehmlagen und Paläoböden erlaubt eine Korrelation zu den bekannten vier Eiszeiten proportional zu ihrer Stärke herzustellen – gemessen an der Eisausbreitung und Terrassenbildung – wie sie durch langjährige, intensive geologische Detailkartierungen des Raumes erfasst ist.

Zu Zeiten einer Vollvergletscherung der Ostalpen mit Gletscherzungen bis ins Vorland kam es zu kräftiger Lösssedimentation. Bei auf den Alpenkörper beschränkten Vergletscherungen während schwächer ausgebilde-

ten Kaltzeiten war diese Akkumulation offensichtlich wesentlich geringer. Die Abfolge lässt eine gute Übereinstimmung mit dem globalen Klimagang, mit seinen unterschiedlich kräftigen Kalt- und Warmphasen, erkennen, wie er durch die Marinen-Isotopen-Stufen oder die Rekonstruktion der globalen Paläotemperatur im antarktischen Inlandeis beschrieben wird.

Die sich daraus ergebende zeitliche Einordnung der Eiszeiten mit ihren Moränen und Terrassenbildungen im Bereich der Ostalpen, sowie der Interglaziale wird auch durch die Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen gestützt.

Summary

A 12-m-thick sequence of loess and paleosols was excavated in the former brickyard (Würzburger) at Aschet/Wels. This exceptionally thick loess developed due to its location at the rim of the „Ältere Deckenschotter“ terrace (Günz glaciation). In this position the loess accumulated on top of the ~65 m high slope in a cornice-like shape. The great thicknesses of each of the main loess layers resulted in the preservation of a well-differentiated sequence of loess layers and paleosols. The formation of a terrace flank due to fluvial incision was the morphological pre-requisite for considerable loess sedimentation. This occurred at the latest before the accumulation of the „Jüngere Deckenschotter“ (Mindel glaciation), when the strong cooling during Marine Isotope Stage (MIS) 12 gave rise to the most extensive glaciers in this area as opposed to the much smaller ones during the Riß (MIS 6) and the Würm (MIS 2) glaciations.

The topmost loess layer (AS 11-16) can safely be correlated with the youngest glacial cycle which is also confirmed by the identification of the Blake geomagnetic excursion and two optically stimulated luminescence (OSL) dates. In the same way, the layers below (AS 9-10) can be correlated with the penultimate glacial cycle (Riß glaciation, MIS 6). The soil layers beneath (AS 8a-7a) document a period without extensive glaciers but harsh

¹⁾ Prof. Dr. Dirk van HUSEN, Simetstraße 18, A-4813 Altmünster, e-mail: dirk.van-husen@aon.at.

²⁾ Mag. Dr. Jürgen M. REITNER, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, e-mail: juergen.reitner@geologie.ac.at

climatic conditions in the Alps, and therefore reduced loess sedimentation as a result of the less pronounced glacial (MIS 8). The loess layer AS 6 and the paleosols AS 7c-7b can be correlated with the strong glacial period of MIS 10 followed by the interglacial of MIS 9. Thus, the thick package including the weathered loess horizons of AS 4e-a and the intensively weathered paleosol of AS 5 represents the very strong glaciation of the Eastern Alps accompanied by strong loess accumulation during the MIS 12 (Mindel glaciation) followed by one of the most pronounced interglacials (MIS 11). This correlation is in agreement with paleomagnetic analyses (SCHOLGER & TERHORST, this volume) indicating that the Emperor-Big Lost-Calabrian Ridge excursion (at 570 ka) occurred within the paleosol of AS 2.

According to this interpretation the „Ältere Deckenschotter“ apparently formed during the cold phase of MIS 16, which is also suggested by previous paleomagnetic investigations in other locations, i.e. sedimentation of the loess deposits within the Brunhes Chron subsequent to 780 ka.

1. Einleitung

Die großflächigen quartären Ablagerungen der Traun-Enns-Platte waren schon früh Gegenstand von geologischen Untersuchungen, deren Ergebnisse das erste Mal in PENCK & BRÜCKNER (1909) zusammengefasst und in ihre überregionale Gliederung einbezogen wurden.

In der weiteren Folge wurden dann, vor allem durch die Arbeiten von H. Kohl, in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts viele neue Erkenntnisse eingebracht, die zu einem wesentlich differenzierten Bild führten, das auch in die geologische Neuaufnahme der Spezialkarte 1:50.000 einfluss. Die fast lückenlose Verknüpfung der Terrassen der Traun-Enns-Platte mit den Endmoränen von Traun-, Alm- und Ennsgletscher ermöglichten die geschlossene Rekonstruktion der geologischen Vorgänge des Mittel- und Jungpleistozäns.

Durch die Möglichkeit der direkte Verknüpfung des Beginns der Lössakkumulation in der Lehmgrube Würzburger mit der Terrassenbildung wird es möglich, die Klima-gesteuerten geologischen Vorgänge mit dem globalen Klimagang in Einklang zu bringen. Dadurch ist auch eine zeitliche Einordnung der Eiszeiten möglich.

2. Geologischer Rahmen (Abb. 1)

Die schluffig, lehmigen Deckschichten des ehemaligen Abbaus der Ziegelei Würzburger liegen über den mächtigen Kiesen des Älteren Deckenschotters am Nordrand der Traun-Enns-Platte (KRENMAYR et al., 1996). Die hier ca. 25 m mächtigen groben Kiese überlagern einen Sockel aus Robulusschlier, der das holozäne Niveau der Traun um ca. 30 m überragt. Die überwiegend karbonatischen Kiese weisen einen deutlichen Anteil an Geröllen von Quarz, Kristallin und Flyschsandstein auf. Entlang

des Steilabfalles zur Traun ist eine weit fortgeschrittene Talrandverkitung entwickelt. Die so gebildeten Konglomerate zergleiten heute stellenweise über den weichen, Schluff reichen Mergeln des Robulusschliers.

Nach Süden zu stehen diese groben Kiese mit sehr blockreichen Kiesen in Verbindung, die gletschernaher Ablagerungen der ältesten nachweisbaren Eiszeit (Günz) im Bereich von Sattledt und Vorchdorf darstellen (KOHL in KRENMAYR et al., 1996; EGGER & VAN HUSEN et al., 2007). Dieser Zusammenhang besteht aber offensichtlich nur mit den jüngsten, im Hangenden auftretenden Kiesen, die weitgehend aus Karbonat- und Flyschsandsteingeröllen gebildet werden. Die quarz- und kristallinreichen Kiese der liegenden Anteile des Älteren Deckenschotters stellen umgelagertes älteres Material dar, das durch sein Geröllspektrum einen noch geringen Materialtransport aus den Alpen anzeigt (KOHL in KRENMAYR et al., 1996)

Der Ältere Deckenschotter bedeckten den gesamten Bereich nördlich des Alpenrandes bis zum Schlier-Hügelland nördlich Lambach und Wels (Abb. 1). In diese ehemalige Platte sind entlang der Traun und ihrer südlichen Zuflüsse noch die Terrassenkörper der Jüngeren Deckenschotter der Hochterrasse sowie jene der Niederterrasse eingesenkt. Wie die Detailkartierung des Raumes für die Geol. Karte 1:50.000 (VAN HUSEN et al., 1989; KRENMAYR et al., 1996; EGGER et al., 1996; EGGER & VAN HUSEN et al., 2007) zeigt, sind diese Kiesschüttungen sedimentologisch und morphologisch klar an die Endmoränen des Traun-, Alm- und Kremsgletschers am Nordrand der Alpen gebunden. Sie werden den letzten drei Eiszeiten (Mindel, Riß, Würm) zugeordnet (Abb. 1).

2.1. Entwicklung der Terrassenkörper (Abb. 1+2)

Älterer Deckenschotter: Wie die Vorkommen des Älteren Deckenschotters bei Lambach und weiter nach Nordosten belegen (KRENMAYR et al., 1996), erstreckte sich deren Kieskörper bis an den Südrand des Schlier Hügellandes zwischen Innbach und Traun.

Den Ergebnissen der Detailkartierung (VAN HUSEN et al., 1989; KRENMAYR et al., 1996; EGGER et al., 1996) folgend, belegt der petrographische Aufbau des Kieskörpers, dass es sich dabei um keine einheitliche Schüttung (VAN HUSEN, 1981; KOHL, 2000) handelt, sondern um eine polyzyklische Bildung, geprägt von Umlagerung und Akkumulation, wodurch auch ältere Ablagerungen in die Morphologie des heutigen Terrassenkörpers einbezogen wurden. Dabei kam es zunehmend zur Einbringung von Karbonat- und Flyschgeschieben, die mit den kristallinreichen älteren Geschieben vermengt wurden. Diese Formung war offensichtlich mit der ältesten nachweisbaren Vorlandvergletscherung (Günz) beendet (VAN HUSEN, 2000) deren proximalen blockreichen Ablagerungen in den hangenden Teilen des Älteren Deckenschotters im Almtal (EGGER & VAN HUSEN et al., 2007) und nördlich Sattledt (KOHL in FINK et al., 1976, 1978) auftreten. Im Bereich der ehemaligen Lehmgrube Würzburger und an der Stelle des bearbeiteten Profils zei-

gen diese jüngsten, nur gering Kristallin führenden Kiese eine gut entwickelte Verwitterung, die zu einer rotbraunen Verfärbung, Kaolinisierung der Kristallingeschiebe und

Veraschung der Dolomite geführt hat. Unmittelbar im Liegenden dieser ca. 1 m mächtigen Verwitterungszone ist eine unregelmäßige, wolkige Verkittung des gering



Abbildung 1: Vereinfachte geologische Karte der Traun-Enns-Platte.

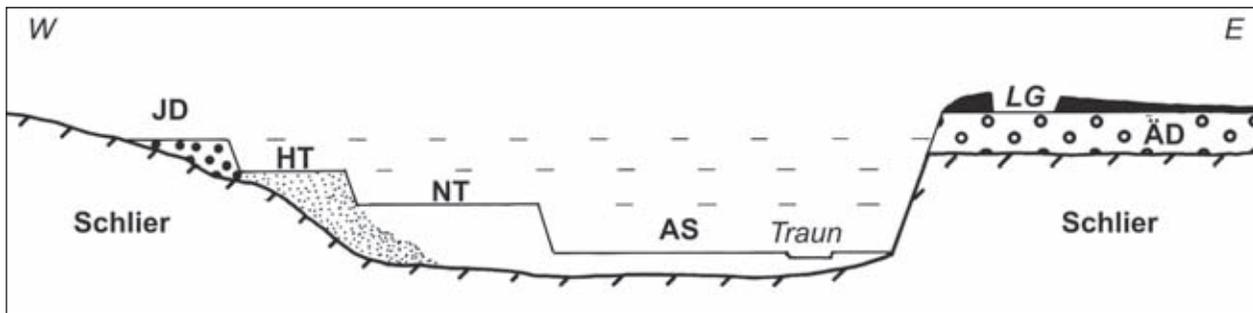


Abbildung 2: Schematisches Profil der Terrassen im Trauntal auf Höhe der Lehmgrube Würzburger (nicht maßstabsgetreu). **Legende:** LG: Lehmgrube, AS: Austufe, NT: Niederterrasse, HT: Hochterrasse, JD: Jüngerer Deckenschotter, AD: Älterer Deckenschotter, schwarz: Deckschichten.

verwitterten Kiesmaterials zu beobachten. Derartige Verwitterungshorizonte sind in vielen Aufschlüssen (vgl. VAN HUSEN, 1999) zu beobachten.

Die gut 1 m mächtige Verwitterungszone, die eine sehr weit fortgeschrittene Bodenbildung (TERHORST et al., dieser Band) belegt, deutet durch ihren Gehalt an Geröllen auf wohl wiederholte Umlagerungsprozesse hin, die in einer flachwelligen ehemaligen Flusslandschaft auch zu erwarten ist. Ob im Zuge der Bildung auch Lössablagerungen von der Verwitterung betroffen waren, kann nur vermutet werden. Die zu beobachtenden Strukturen weisen auch auf solifluidale Verfrachtung derartiger Materialien (Abb. 3) hin, die bis in den Horizont AS3 des Profils reicht. Im Hangenden dieses Horizontes folgt dann eine rund 10 m mächtige Abfolge von Lösslehmlagen und Paläoböden.

Diese Abfolge ist offensichtlich durch eine lokale Änderung der Ablagerungsbedingungen im Bereich der ehemaligen Lehmgrube Würzburger bedingt. Diese führte hier während der Kaltzeiten zu starker lokaler Lössakkumulation mit >10 m Mächtigkeit. Weiter östlich und südlich konnte sich die Lössdecke auf der Hochfläche des Älteren Deckenschotter nur mit ca. 1-3 m Mächtigkeiten entwickeln (KOHL, 2000). Der Grund für diese Änderung wird wohl in der Ausbildung der Erosionskante und der Böschung zur Traun zu suchen sein. Dadurch entstand für die im Alpenvorland während einer Eiszeit vorherrschenden geologisch wirksamen Westwinde (MEYER & KOTTMEIER, 1989) nach dem Aufstieg aus der Stromebene der Traun an der Kante eine Leesituation, die zu verstärkter Lössablagerung (PYE, 1995) führte (Abb. 2).

Wann nach der Ausformung des Älteren Deckenschotter die Erosion einsetzte und die Kante entstand, ist nicht exakt zu rekonstruieren. Hinweise auf ein etwas tiefer liegendes Flussniveau als die Oberfläche des Älteren Deckenschotter gibt die Weiße Nagelfluh im südlichen Bereich der Traun-Enns-Platte (Abb. 1) im Alm- und Kremstal (KOHL, 2000). Diese auffällige, durch helle Karbonate dominierte, kaltzeitliche Schüttung ist vom liegenden Älteren Deckenschotter sowie den hangenden Sedimenten der nachfolgenden Eiszeit durch gut entwickelte interglaziale Paläoböden getrennt (KOHL, 1970, 2000) Der Sedimentkörper ist einige Meter in den Älteren Deckenschotter eingesenkt. Hinweise, ob diese

Rinnenbildung im Älteren Deckenschotter allgemein eingetreten war oder nur auf deren Südrand beschränkt war, kann aber nicht gesagt werden.

Jüngerer Deckenschotter: Die erste, klar auf den gesamten Raum sich erstreckende Erosionsphase erfolgte vor der Akkumulation der Jüngeren Deckenschotter. Dabei wurde die Platte des Älteren Deckenschotter im Raum Wels durch die Traun und ihre Nebenbäche bis in die liegenden Molassesedimente zerschnitten (KRENMAYR et al., 1996). In diesen wurden dann, wie die Reste am Südrand des Schlier-Hügellandes nördlich Gunskirchen und Wels und an der Mündung des Aiterbaches belegen, über die heutige Breite des Trauntales der Jüngere Deckenschotter sedimentiert. Ebenso kam es in den großen Nebentälern wie Aiterbach, Alm, Laudach und Wimbach zur Bildung dieser Terrassenkörper. Die Schüttungen gehen von den mächtigen Endmoränen des Traungletschers und des Kremsgletschers aus (Abb. 1). Sie sind mit diesen genetisch, sedimentologisch und morphologisch verbunden (Glaziale Serie sensu PENCK & BRÜCKNER, 1909).

Hoch- und Niederterrasse: In gleicher Weise sind in den Tälern dann auch die Hochterrasse sowie die Niederterrasse gebildet worden, die ebenfalls von den Endmoränen des Alm- und Traungletschers ausgehen (VAN HUSEN et al., 1989; KRENMAYR et al., 1996, EGGER et al., 1996, EGGER & VAN HUSEN et al., 2007). Hauptsächlich während der fluvioglazialen Akkumulationsphasen dieser drei jüngsten Terrassenkörper sowie auch aller anderen vegetationsarmen Perioden diente die breite Schotterebene der Traun hauptsächlich als Liefergebiet des Lösses, der von den geologisch wirksamen Westwinden (vgl. MEYER & KOTTMEIER, 1989) verfrachtet wurde. Dabei wurden in der Lee-Position östlich der Erosionskante mehr oder weniger mächtige Lösspakete abgelagert, die in den nachfolgenden Warmzeiten das Substrat für die Bodenbildung darstellten (Abb. 3). Die bodenkundliche Detailuntersuchung konnte in der Abfolge mehrere Paläoböden rekonstruieren, die Lösslehme überlagern. Nur zwischen den mittleren Paläoböden (Horizonte AS 7c bis 8a) ist kein Lösslehm erkennbar (TERHORST et al., dieser Band).

Abbildung 3: Verwitterungszone (5.fBt) über dem Älteren Deckenschotter mit solifluidalen Umlagerungen von Lösslehm (L).



2.2. Entwicklung der Deckschichten

Die Klima gesteuerten geologischen Vorgänge der Gletscher- und Terrassenbildung befinden sich somit in direkter Verbindung mit der Entwicklung der Deckschichten auf dem Älteren Deckenschotter.

Im bearbeiteten Profil sind – bis auf eine undeutliche zwischen den Horizonten 7a und 7b – keine Diskordanzen oder Erosionsphasen zu erkennen gewesen, sodass davon ausgegangen werden kann, dass die Deckschichten eine komplette Abfolge darstellen in der nur die Bodenbildungen zu einem Mächtigkeitsverlust in den primären Lössablagerungen geführt haben. Diese Annahme wird auch durch die frühere Bearbeitung (KOHL in FINK et al., 1976, 1978) bestärkt, als bei großflächigen Aufschlussverhältnissen, die Paläoböden als durchgehende Horizonte zu beobachten waren.

Ob es bereits unmittelbar nach der endgültigen Ausformung der Traun-Enns-Platte zu einem Einsenken der Traun und ihrer Zuflüsse kam, ist nicht belegt. Die

Ablagerung der Weißen Nagelfluh im südwestlichen Teil erfolgte in einem gering tiefer liegenden Niveau, das offensichtlich nicht Teil des heutigen Gewässernetzes war (KOHL, 2000). Die parallel zum Älteren Deckenschotter sowie zur kaltzeitlichen Schüttung der Weißen Nagelfluh zu erwartenden Lössablagerungen erreichten offensichtlich im Bereich der Lehmgrube keine große Mächtigkeit. Die, wenn überhaupt abgelagerten, Löss-Sedimente sind in der folgenden Warmzeit verwittert und offenbar im Paläoboden AS 2 (5. fossiler Bt-Horizont) aufgegangen (Abb. 3).

Zeitraum Mindel: Die erste starke Erosion und allgemeine Zerschneidung erfolgte spätestens dann vor der Akkumulation der Jüngeren Deckenschotter, wodurch die Terrassenböschung geschaffen wurde. Das war die Voraussetzung, dass im Bereich der Lehmgrube mächtige Lössablagerungen in der folgenden Mindelzeit akkumuliert wurden. Diese entstanden, parallel zur Akkumulation der Jüngeren Deckenschotter im Trauntal.

Die Ausdehnung der Piedmont-Gletscherzungen (WEINBERGER, 1955 und in FINK et al., 1976, 1978; EGGER et al., 1996; KOHL, 2000; EGGER & VAN HUSEN et al., 2007) und die Mächtigkeit der Endmoränen weisen die Mindeleiszeit als die größte Vergletscherung im Vorland der Ostalpen aus, was wohl als die Folge einer besonders stark ausgeprägten Klimaverschlechterung gesehen werden muss. Der dadurch verstärkte Rückgang der Vegetation, gepaart mit starker Windaktivität als Ursache für die besonders starke Lössakkumulation in diesem Zeitraum, kann als Folge dieser starken Klimaverschlechterung gesehen werden. Dabei spielt wohl auch die extreme Ausdehnung der Gletscher im Flusssystem von Steyrling und Krems (Abb. 1) eine bedeutende Rolle. Die große Ausdehnung des Gletschers im Kremstal wurde durch ein übermäßig starkes Anwachsen des Nährgebietes des Enns-Gletschers um das Gesäuse als Folge einer an sich nur geringfügigen Schneegrenzabsenkungen gegenüber der letzten Eiszeit (Würm) verursacht (VAN HUSEN, 2000). Dadurch wurden alle benachbarten Eisströme auch der Steyr-Krems-Gletscher stark positiv beeinflusst. Letzterer erfüllte mit einer breiten, mächtigen Zunge das Kremstal bis Kremsmünster (KOHL, 2000). Das führte wohl zu einer deutlichen Beeinflussung der lokalen Klimaverhältnisse auf der Traun-Enns-Platte in dessen unmittelbaren Umfeld und dementsprechend zu einer mächtigen Lössakkumulation. Eine ähnliche, wenn auch wesentlich schwächere Beeinflussung der äolischen Sedimentation, muss auch während der Rißeiszeit eingetreten sein, als die Eiszunge des Steyr-Krems-Gletscher bis Wartberg (KOHL, 2000) reichte (Abb. 1).

Jüngere Kaltzeiten: Die im Hangenden des Paläobodens AS 5 (4. fossiler Bt-Horizont) über dem Mindel-Löss folgenden Lösslehmagen deuten, entsprechend ihrer geringeren Mächtigkeiten, auf eine schwächere Aktivität während der sie formenden Kaltzeiten hin, was ja auch proportional zur Ausdehnung der Gletscher ist. So tritt die geringste Mächtigkeit an noch erhaltenen Lössablagerungen einer Eiszeit während der Schüttung der Niederterrasse (Würm) auf (AS 16), als die Zunge des Traungletschers gerade noch den Alpenrand, die des Alm- und Kremsgletschers, als kleine beziehungsweise unbedeutende Lokal-gletscher, diesen bei weitem nicht erreichten. Im Liegenden des Lösses sind dazu auch noch die Oberflächen formenden Vorgänge in den ersten Kaltphasen des Frühwürms (AS 11 + 12) klar erhalten. Sie zeichnen eine sehr gute Übereinstimmung mit der in Profil Mondsee (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) rekonstruierbaren Klimaentwicklung am N-Rand der Ostalpen nach.

Eine deutlich größere primäre Mächtigkeit belegt auch das Lösslehmpaket AS 9, das mit seinem hangenden Paläoboden AS 10 (1. fossiler Bt-Horizont) der vorletzten Eiszeit (Riß) und dem Eem zugeordnet wird (KOHL in KRENMAYR et al., 1996; TERHORST et al., sowie PREUSSER & FIEBIG, dieser Band). Der mächtige Paläoboden zeugt von einer intensiven Verwitterung, die die primäre Lössmächtigkeit stark reduziert haben dürfte. Das steht in

gutem Einklang damit, dass das Eem (MIS 5.5) eines der wärmsten Interglaziale gewesen ist (MASSON-DELMOTTE et al., 2010).

Intensität der Verwitterung: Der zeitliche Abstand der im Vorland der Ostalpen deutlich erfassten Eiszeiten wurde schon früh mit Hilfe der Verwitterungsintensität der glazialen und fluviatilen Sedimente abgeschätzt (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Im Bereich des Traungletschers greift die Verwitterung (Rendsinen, Pararendsinen) in die Würmsedimente im Mittel ca. 0,5 m ein, wobei sich noch häufig verwitterungsresistente Gerölle erhalten haben. In den gleichen Sedimenten der Rißeiszeit ist bereits eine 80-100 cm mächtige Verwitterungsschicht (Parabraun-erde) entwickelt, die nur in ihrem liegendsten Teil noch Gerölle enthält. Im Gegensatz dazu ist auf den Mindelzeitlichen Sedimenten eine mindestens 3-4 m mächtige, völlig entkalkte Verwitterungsschicht entwickelt (KOHL in FINK et al., 1976, 1978).

Gleiche, bis zu 5 m mächtige Verwitterungszonen, die nur noch vereinzelte Geschiebeleichen von Flyschsandsteinen enthielten, konnten auch beim Bau der Pyhrnautobahn auf den Mindelmoränen des Kremstales beobachtet werden. Dieser große Intensitätsunterschied der Verwitterung wurde auf eine größere Zeitspanne zwischen Mindel- und Rißeiszeit zurückgeführt („Großes Interglazial“ PENCK & BRÜCKNER, 1909). Einen weiteren Hinweis darauf stellt ja das Auftreten tiefgreifender Geologischer Orgeln in den Terrassensedimenten dar. Sind sie in den Deckenschottern sehr häufig (VAN HUSEN, 1999), so sind derartige Erscheinungen in den Hochterrassen nicht entwickelt oder nur in oberflächennahen Ansätzen zu finden. Diese Unterschiede deuten besonders auf einen längeren Zeitraum der Einwirkung der chemischen Verwitterung zwischen den beiden Eiszeiten Mindel und Riß hin.

Die Kaltzeitzyklen und ihre Auswirkungen: Im Bereich des Trauntales und der Traun-Enns-Platte sowie in den gesamten Ostalpen sind aus diesem Zeitraum zwischen der Riß- und Mindeleiszeit keine glazialen Sedimente bekannt, die auf eine, einer Eiszeit entsprechenden, Gletscherentwicklung schließen ließen. Ebenso finden sich keine Terrassenkörper, die zwischen dem jüngeren Deckenschotter und der Hochterrasse auf eine eigenständige Terrassenbildung hinweisen. Daraus kann geschlossen werden, dass Kaltzeiten in diesem Zeitraum nicht stark genug ausgeprägt waren um in den Ostalpen einen zumindest nahezu vollen Eiszeitzyklus mit einer Vergletscherung der großen Längstäler und einer Terrassenbildung bis ins Vorland zu bewirken (VAN HUSEN, 2000). Als Folge der tiefen Lage und des geringen Gefälles der großen Längstäler in den Ostalpen kommt es durch eisdynamische Ursachen ja nur bei einer sehr starken Klimaverschlechterung gegen Ende der Eisausbreitung zu einer über den Alpenrand hinaus reichenden, sehr raschen Gletscherausbreitung. Dieser Zustand wurde offensichtlich nur während der vier bekannten Eiszeiten erreicht. Die Gletscherentwicklung in Kaltzeiten mit einer auch nur etwas geringeren Intensität



Abbildung 4: Gesamtes Profil der Deckschichten mit den Lösslehmagen und Verwitterungszonen (Tafeln). Probenpunkte für OSL-Datierung (W 1-11).

blieb offensichtlich auf das Alpeninnere beschränkt und die Sedimentation im Alpenvorland (Kiesschüttungen, Lössbildung) nur gering.

Gleichzeitigkeit von Piedmontgletschern und Maxima der Klimaentwicklung: Wie ^{14}C -Datierungen der letzten Eiszeit zeigen (VAN HUSEN, 2000, MONEGATO et al., 2007) fällt diese ultimative Eisausbreitung in den Ostalpen mit der weltweiten maximalen Abkühlung in den Ozeanen (LISIECKI & RAYMO, 2005) und der Atmosphäre (MASSON-DELMOTTE et al., 2010) zeitlich zusammen. Ein ähnliches Bild ergeben OSL-Daten aus SW-Skandinavien (LARSEN et al., 2009) und Expositionsalter (^{10}Be , ^{21}Ne) aus dem Schweizer Jura (GRAF et al., 2007) für die Isotopenstufe MIS 6.

Die Talgletscher der Alpen haben auf starke Klimaverschlechterungen durch ihre geringere Masse, verglichen mit Eisschilden, empfindlicher aber zeitgleich reagiert. Auch der Abschnitt zwischen den beiden Eiszeiten Mindel und Riß ist in den Deckschichten der Lehmgrube in den Horizonten AS 6 bis AS 8a dokumentiert, obwohl keine Großvergletscherungen oder Terrassensedimente aus diesem Zeitraum im Alpenvorland dokumentiert sind. Stellt der Lösslehm AS 6 mit dem folgenden Paläoboden AS 7c-7b wahrscheinlich das Produkt einer noch deutlicher ausgeprägten Kaltzeit mit nachfolgender warmzeitlicher Verwitterung dar, so können die hangenden Paläoböden AS 7a bis AS 8a als Spuren einstiger, geringmächtiger Lösspakete gedeutet werden, die völlig verwittert sind. Das würde bedeuten, dass die Kaltzeiten dieses Abschnittes proportional zu ihrer Ausprägung und Stärke nur zu gering mächtigen Lössablagerungen im Alpenvorland geführt haben.

Die im gesamten Profil der Deckschichten der ehemaligen Lehmgrube Würzburger offensichtlich parallel laufende Entwicklung der Lösssedimentation mit der jeweiligen Intensität der einzelnen Eiszeiten legt wohl nahe, dass sich letztere in den Mächtigkeiten der Lösslehmungen widerspiegelt.

3. Zeitliche Stellung in Abstimmung mit den Datierungen und anderen Klimaarchiven (Abb. 5)

Entsprechend der geologischen Gegebenheiten und Überlegungen lässt sich die Abfolge von Lösslehmungen und Paläoböden der Lehmgrube Würzburger problemlos mit der Klimaentwicklung in Einklang bringen wie sie durch die benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (RAYMO, 1997; LISIECKI & RAYMO, 2005) oder die Zusammensetzung der Paläoatmosphäre in Eisbohrkernen (MASSON-DELMOTTE et al., 2010) angezeigt wird (Abb. 5).

Die Einordnung der obersten Lösslehmung AS 16 in das Würm-Hochglazial (MIS 2) kann ohne Schwierigkeiten vorgenommen werden. Diese Einstufung wird auch durch die liegenden Straten AS 15 bis AS 11 nahe gelegt, die ja den Klimagang im nördlichen Vorland der Alpen während des Früh- und Mittelwürms (MIS 4 u. 3)

widerspiegeln (GRÜGER, 1989, DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). Das legt eine Einstufung des liegenden Komplexes, bestehend aus dem Lösslehm von AS 9 und dem darauf entwickelten Boden AS 10 (1.fBt), in den vorausgehenden Glazial/Interglazial-Zyklus (MIS 6/5) nahe.

Die Einstufung des obersten Abschnittes der Deckschichten in die beiden letzten Eiszeitzyklen wird auch durch die Position der inversen Polarität des Blake events (SCHOLGER & TERHORST, dieser Band: Abb. 8) sowie die OSL-Daten aus den Lösslehmungen AS 16 und 9 (PREUSSER & FIEBIG, dieser Bd.: Abb. 1) abgesichert.

Den dargelegten Überlegungen folgend, dass die Klimaextreme (Glazial/Interglazial) proportional ihrer Stärke auf die Ausbildung der Sedimente (Löss) und Verwitterung (Bodenbildung) wirken, kann davon ausgegangen werden, dass die im Raum der Traun-Enns-Platte am deutlichsten ausgebildete glaziale Periode auch im stärksten Ausschlag der globalen Klimakurven (MIS 12) abgebildet ist (LISIECKI & RAYMO, 2005). Diese Periode gehört, auch den Paläotemperaturen entsprechend, zu den stärksten Eiszeiten (MASSON-DELMOTTE et al., 2010). Dem entsprechend müsste dann zwangsläufig die mächtige Lössbildung AS 4a-4e dieser Periode zugeordnet werden. Ihre übermäßige Mächtigkeit wird auch durch die besondere lokale Klimasituation in der unmittelbaren Nachbarschaft der großen Gletscherzungen leicht erklärbar (s.o.). Als einen weiteren Hinweis auf diese Zuordnung kann auch der Grad der Verwitterung im Paläoboden AS 5 angesehen werden, der durch eine besonders intensive primäre Verwitterung (TERHORST et al., dieser Band) auf eine Bildung während des ausgesprochen warmen und langen Interglazials (MIS 11, MASSON-DELMOTTE et al., 2010) hinweist. Auf dieses ist sicherlich auch die primäre Anlage der Geologischen Orgeln im Jüngeren Deckenschotter zu suchen.

Entsprechend dieser Zuordnung müssten dann die Horizonte AS 6 - AS 8a aus den Perioden MIS 10 - MIS 7 stammen, womit sich zwangsläufig die etwas schwächere aber deutliche Kaltzeit MIS 10 als Bildungszeitraum für die Lösslehmung AS 6 anbietet. Der hangende Paläoboden AS 7c-7b wäre dann wohl am ehesten in der folgenden Warmzeit MIS 9 entstanden. Diese Einordnung wird auch deutlich durch die paläomagnetischen Untersuchungen (SCHOLGER & TERHORST, dieser Bd.: Abb. 8) gestützt.

Eine Einordnung dieser Lösslage in die erste Kälteschwankung in MIS 7, wie sie durch die OSL-Daten angezeigt wird (PREUSSER & FIEBIG, dieser Bd.: Abb. 2), würde auch der übrigen Entwicklung widersprechen. Einerseits tritt in diesem Zeitraum im N-Atlantik kaum Verfrachtung von Eisbergschutt auf, wie in allen anderen Kaltzeiten mit mächtigerer Lössbildung (MCMANUS et al., 1999; vergleiche auch PREUSSER & FIEBIG, dieser Bd.: Abb. 1).

Andererseits zeigen die Stalagmiten der Spannagel Höhle (Zillertal, Tirol) für diesen Zeitraum 240-190 ka mit seinen drei Warmphasen (MIS 7.5 / 7.3 / 7.1) und den Kaltphasen dazwischen ein durchgehendes Wachstum an, das – während MIS 6 (Riß) unterbrochen – erst

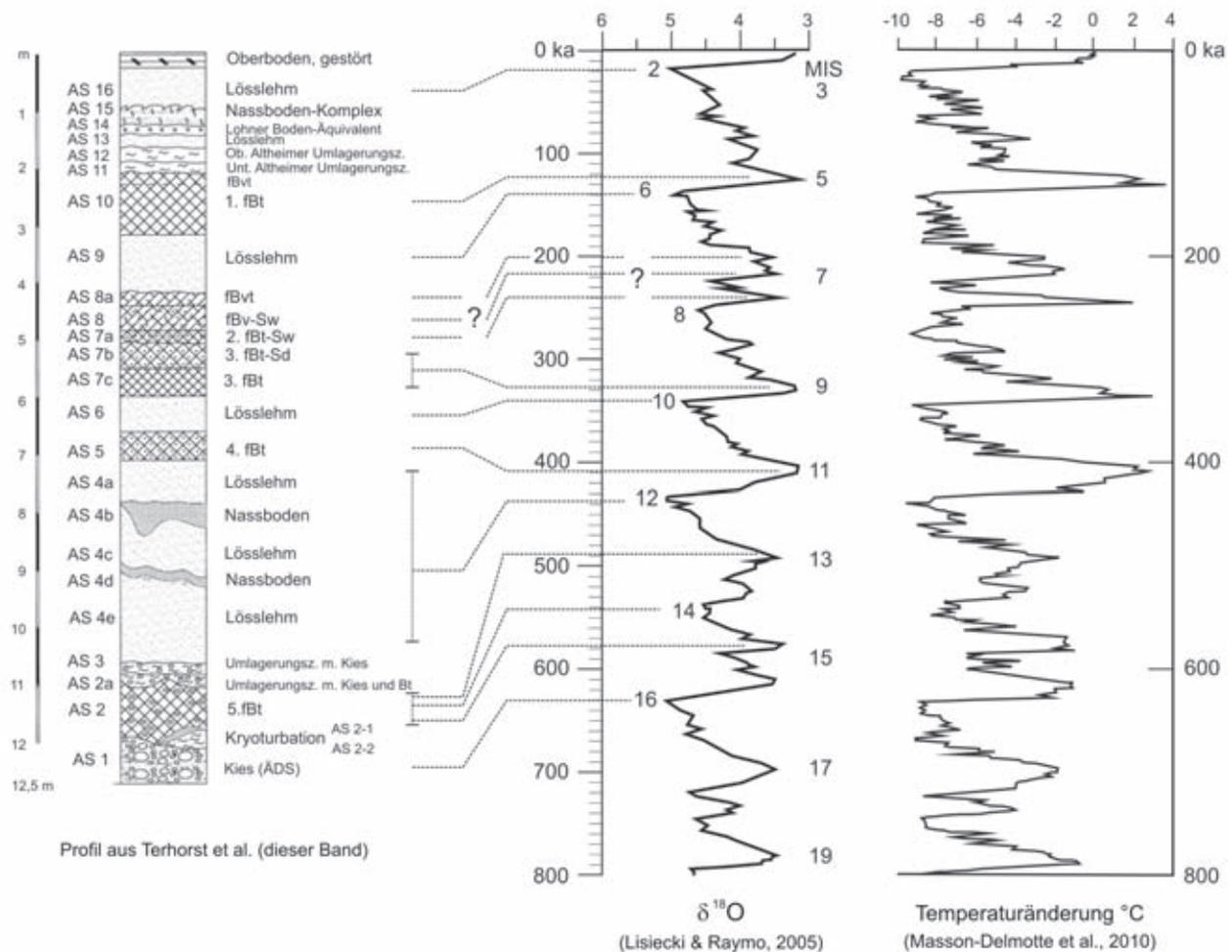


Abbildung 5: Parallelisierung der Deckschichten mit den Marinen Isotopen Stufen (MIS; LISIECKI & RAYMO, 2005) und der Rekonstruktion der Paläotemperatur der zentralen Antarktis (MASSON-DELMOTTE et al., 2010). Die Werte sind je nach geographischer Lage um einen Faktor 1,2 bis 2 kleiner.

wieder ab ca. 125 ka in MIS 5 (Eem) einsetzte (SPÖTL et al., 2008). Das bedeutet aber, dass in der Karsthöhle unter einem Gletscher im MIS 7 ständig genug Wasser vorhanden war, um ein kontinuierliches Wachstum zu gewährleisten, was auf einen temperierten Gletscher mit Schmelzwasser im Sohlbereich hinweist. Nur während der extremen Klimabedingungen der Glazialzeit hat der Status des Gletschers zu „cold-based“ gewechselt. Da die Kaltphasen zwischen MIS 7.5 und 7.3 sowie 7.3 und 7.1 zu keiner Unterbrechung des Wachstums geführt haben, ist anzunehmen, dass in der gesamten Zeitspanne des MIS 7 keine Vollvergletscherung eingetreten ist, die zu einer nennenswerten Lössbildung im Alpenvorland geführt hat.

Dementsprechend ist aber kaum zu erwarten, dass es während der Kaltzeit MIS 8, die nur unwesentlich stärker ausgebildet ist (LISIECKI & RAYMO, 2005) als die Periode zwischen MIS 7,5 und 7,3, zu nennenswerter Lössbildung im Alpenvorland kam, wie die OSL Datierung (PREUSSER & FIEBIG, dieser Bd.) anzeigen würde. Der Zeitabschnitt MIS 8 und 7 dürfte sich somit am ehesten in den Bodenhorizonten AS 7a bis AS 8a dokumentieren, wo es in den kühleren Perioden – wenn überhaupt – nur gering

mächtigen Lössablagerungen entstanden. Diese sind dann in den folgenden Verwitterungsperioden gänzlich in den B-Horizonten aufgegangen. Entsprechend der geochemischen Analyse (REITNER & OTTNER, dieser Band) sind in dem Komplex 7c bis 8a zwei markante Bodenbildungshorizonte dokumentiert, wobei der ältere (3. fossile Bt) eine etwas intensivere Verwitterung anzeigt.

Eine dem geologischen Bild am N-Rand der Alpen entsprechende Charakterisierung dieses Zeitraums stellt der von KUKLA (2005) für N-Europa als Superzyklus der Saalezeit zusammengefasste Zeitraum vom Ende der Elstereiszeit bis zum Beginn des Eem dar. Die Zeitspanne zwischen der Termination V und MIS 6 sei von undeutlich ausgeprägten Kaltzeiten (MIS 10 + 8) charakterisiert, die auf Einstrahlungsanomalien und kürzere Zeitspannen für den Eisaufbau in den hohen Breiten zurückgeführt werden. Diese stellt sich in Europa und besonders in den Alpen weniger durch Sedimente denn durch Verwitterungsvorgänge dar, die sich in mächtigen stark verfärbten Paläoböden dokumentieren. Beobachtungen, die ja früher zur Postulierung des „Großen Interglazials“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909) geführt haben. Nicht so klar kann die Entwicklung im Liegenden des mächtigen Lösspaketes

AS 4a-4e gesehen werden. Wie aus einem Bohraufschluss und seismischen Untersuchungen in der Poebene (MUTTONI et al., 2003) bekannt ist, hat ein krasser Sedimentwechsel um ~870 ka stattgefunden, der mit der ersten starken Abkühlungsphase (MIS 22) zusammenfällt. Sie wird mit einer ersten umfassenden Vergletscherung der Alpen (auch dem Günz) in Verbindung gebracht, die eine verstärkte Erosion am steilen Alpensüdrand gebracht hätte. Ob damals Teile des Älteren Deckenschotter im Norden von diesem Ereignis betroffen waren, kann nicht gesagt werden. Alle erfassten älteren Sedimente am Nordrand der Alpen (RUPP et al., 2008) liegen als grobe Ablagerungen vor und somit ist vor dem Bildungszeitraum des Älteren Deckenschotter kein Sedimentwechsel eingetreten. Außerdem haben alle bisherigen paläomagnetischen Messungen in Deckschichten unmittelbar über dem Älteren Deckenschotter eine Bildung in der Brunhes Chronen erbracht (BIBUS et al., 1996; BRUNNACKER, 1986; BRUNNACKER et al., 1976; STRATTNER & ROLF, 1995), die eine Einstufung in MIS 16 nahe legt.

Die ältesten eiszeitliche Ablagerungen (Günz) im nördlichen Alpenvorland sind ja am Traungletscher durch glaziale Sedimente (KOHL, 2000; EGGER & VAN HUSEN, 2007) sowie im Alm- und Kremstal durch blockreiche proximale Ablagerungen (Moränen bei KOHL in FINK et al., 1976, 1978) mit dem Älteren Deckenschotter verbunden. Diese Verbindung ist auch am Salzachgletscher erfasst (WEINBERGER, 1955). Betrachtet man die Variation der globalen Eisausdehnung (LISIECKI & RAYMO, 2005), so erlaubt dies eine Zuordnung der endgültigen Ausformung des Älteren Deckenschotter in den Zeitraum MIS 16 (VAN HUSEN, 2000), in dem eine der kräftigsten Abkühlungen der letzten 800 ka eintrat (LISIECKI & RAYMO, 2005; MASSON-DELMOTTE et al., 2010), die zu einer Vorlandvergletscherung geführt haben kann.

Bei dieser Einstufung müsste die Verwitterungszone AS 2 die Warmzeit MIS 15 + 13 markieren, in der auch die allfällige Lössablagerung der dazwischen liegenden schwächsten Kaltzeit der letzten 800 ka, MIS 14 (vgl. MASSON-DELMOTTE et al., 2010), aufgegangen wäre. Diese Einstufung der Verwitterungszone AS 2 könnte auch den Ergebnissen der bodenkundlichen Untersuchungen (TERHORST et al., dieser Band) entsprechen. Eine weitere Unterstützung liefert auch die Parallelisierung der in den Bodenschichten erfassten geomagnetischen Exkursion E-BL-CR 3 um 570 - 560 ka vor heute (SCHOLGER & TERHORST, dieser Band). Als weiterer Hinweis kann gewertet werden, dass auch in den südost- bis osteuropäischen Lössgebieten diese beiden Interglaziale nur mit einer gemeinsamen Bodenbildungen vertreten (BUGGLE et al., 2008) sind.

Diese Deutung ist aber nur möglich, wenn die magnetische Exkursion im Horizont AS 4e – wie bei SCHOLGER & TERHORST für möglich gehalten und diskutiert – in den Zeitraum um 469 ka eingestuft wird. Eine Parallelisierung mit der Exkursion CR 2 würde eine Erosionsdiskordanz innerhalb des Lösslehms verlangen, auf die aber in den Sedimenten keinerlei Hinweis zu erkennen war. Auch bei den detaillierten Untersuchungen des Profils als

Grundlage für die paläomagnetischen Untersuchungen durch KOCI (1976) ist kein Hinweis auf eine derartige Diskordanz gefunden worden (KOHL in FINK et al., 1976, 1978). Eine Lösung dieser Frage kann vielleicht durch neue Aufschlüsse (im Bereich der Terrassenkante?) möglich werden.

4. Literatur

- 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, Elsevier.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., ELLWANGER, D., FROMM, K., KÖSEL, M. & SCHREINER, A., 1996. On Pre-Würm glacial and interglacial deposits of the Rhine glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg). — [in:] TURNER, C. (ed.): *The Early Middle Pleistocene in Europe*, 195–204.
- BRUNNACKER, K., 1986. Quaternary Stratigraphy in the Lower Rhine Area and Northern Alpine Foothills. — *Quaternary Science Reviews*, 5:371–379.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOCI, A. & TILLMANN, W., 1976. Die Brunhes/Matuyama-Grenze am Rhein und an der Donau. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 151:358–378, Stuttgart.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R., 2000. Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, 12:39–92, Wien.
- EGGER, H., ANDORFER, G., BRAUNSTINGL, R., FELLNER, D., FRIEDEL, W., VAN HUSEN, D., JARITZ, W., KLEBERGER, J., MANDL, G., MÜLLER, J., PREY, S., SCHÄFFER, G., SCHNEIDER, J. & WINKLER, K., 1996. Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 66, Gmunden, Erläuterungen (2007). — *Geol. B.A.*, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D., FRIK, G., KOHL, H., MOSER, M., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., PREY, S., ROGL, Ch., RUPP, Ch., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYER, A. & TRAINDL, H., 2007. Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 67, Grünau, Erläuterungen 2007. — *Geol. B.A.*, Wien.
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, V., PIFFL, L. & RABEDER, G., 1976 + 1978. Ergänzungsband: Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, 1:1–113; Ergänzungsbd., 1–31, Wien
- GRAF, A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., KUBIK, P. W., BURKHARD, M. & SCHLUECHTER, Ch., 2007. First results of cosmogenic dated pre-last glaciation

- erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. — *Quaternary International*, **164-165**: 43–52, Elsevier.
- GRÜGER, E., 1989. Palynostratigraphy of the Last Interglacial / Glacial Cycle in Germany. — *Quaternary International*, **3-4**:69–79, Elsevier.
- HUSEN VAN, D., 1981. Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **74/75**:197–230, Wien.
- HUSEN VAN, D., BEHBEHANI, A., BRAUNSTINGL, R., CHONDROGIANNI, Ch., HELBIG, I., HORSTHEMKE, E., JANOSCHEK, W., MÜLLER, I., NIESSEN, F., PAVLIK, W., PLÖCHINGER, B., PREY, S., SCHMIDT, H., SCHNEIDER, I., SPERL, H., STRACKENBROCK, I., STURM, M. & WETZEL, B., 1989. Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 65, Mondsee. — *Geol. B.A.*, Wien.
- HUSEN VAN, D., 1999. Geologisch-baugeologische Erfahrungen beim Bau des Eisenbahntunnels Lambach, OÖ. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **90**:137–154, Wien.
- HUSEN VAN, D., 2000. Geological Processes during the Quaternary. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**:135–156, Wien.
- KOHL, H., 1977. Kremsmünster, eine Schlüsselstelle für die Eiszeitforschung im Nördlichen Alpenvorland. — 120. Jahresber. Stiftsgym. Kremsmünster:245–254, Kremsmünster.
- KOHL, H., 2000. Das Eiszeitalter in Oberösterreich. — *Schriftenreihe des OÖ Musealvereins*, **17**:487, Linz.
- KUKLA, G., 2005. Saalian supercycle, Mindel/Riß interglacial and Milankovitch's dating. — *Quaternary Science Reviews*, **24**:1573–1583, Elsevier.
- KRENMAYR, H.G., KOHL, H., ROETZEL, R. & RUPP, Ch., 1996. Geologische Karte, 1:50.000 Blatt 49, Wels, Erläuterungen (1997). — *Geol. B.A.*, Wien
- LARSEN, N.K., KNUDSEN, K.L., KROHN, C.F., KRONBORG, C., MURRAY, A.S. & NIELSEN, O.B., 2009. Late Quaternary ice sheet, lake and sea history of southwest Scandinavia – a synthesis. — *Boreas*, **38**:732–761, Wiley-Blackwell.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. — *Paleoceanography*, **20**:1–17, Rockville, MD.
- MASSON-DELMOTTE, V., STENNI, B., POL, K., BRACONNOT, P., CATTANI, O., FALOURD, S., KAGEYAMA, M., JOUZEL, J., LANDAIS, A., MINSTER, B., BARNOLA, J.M., CHAPPELLAZ, J., KRINER, G., JOHNSEN, S., RÖTHLISBERGER, R., HANSEN, J., MIKOLAJEWICZ, U. & OTTO-BLIESNER, B., 2010. EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. — *Quaternary Science Reviews*, **29**:113–128, Elsevier.
- McMANUS, J.F., OPPO, D.W., CULLEN, J.L., 1999. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. — *Science*, **283**:971–975, AAAS Washington.
- MEYER, H.-H. & KOTTMEIER, Ch., 1989. Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit – abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **39**:10–18.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L., 2007. 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, Elsevier.
- MUTTONI, G., CARCANO, C., GARZANTI, E., GHIELMI, M., PICCIN, A., PINI, R., ROGLEDI, S. & SCIUNNACH, D., 2003. Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. — *Geology*, **31**:989–992.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- PREUSSER, F. & FIEBIG, M., dieser Band. Chronologische Einordnung des Lössprofils Wels auf der Basis von Lumineszenzdatierungen. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **19**:63–70, Wien.
- PYE, K., 1995. The Nature, Origin and Accumulation of Loess. — *Quaternary Science Reviews*, **14**:653–667, Elsevier.
- RAYMO, M.E., 1997. The timing of major climatic terminations. — *Paleoceanography*, **12**:577–585, Rockville, MD.
- REITNER, J.M. & OTTNER, F., dieser Band. Geochemische Charakterisierung der Verwitterungsintensität der Löss-Paläoboden-Sequenz von Wels/Aschet. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **19**:37–45, Wien.
- RUPP, Ch., BRÜGGEMANN, H., CORIC, S., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., ROETZEL, R. & SPERL, H., 2008. Geologische Karte, 1:50.000, Blatt 47, Ried im Innkreis, mit Erläuterungen. — *Geol. B.A.*, Wien.
- SCHOLGER, R. & TERHORST, B., dieser Band. Paläomagnetische Untersuchungen der pleistozänen Löss-Paläobodensequenz im Profil Wels-Aschet. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **19**:47–61, Wien.
- SPÖTL, C., SCHOLZ, D. & MANGINI, A., 2008: A terrestrial U/Th-dated stable isotope record of the Penultimate Interglacial. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **276**:283–292, Elsevier.
- TERHORST, B., OTTNER, F. & HOLAWA, F., dieser Band. Pedostratigraphische, sedimentologische, mineralogische und statistische Untersuchungen an den Deckschichten des Profils Wels/Aschet (Oberösterreich). — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **19**:13–35, Wien.
- STRATTNER, M. & ROLF, Ch., 1995. Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deckschicht-Profilen im bayerischen Alpenvorland. — *Geologica Bavarica*, **99**:55–101, München.
- WEINBERGER, L., 1955. Exkursion durch das österreichische Salzach Gletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. — *Verh. Geol. B.A.*, **7**:34, Wien.