

Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse im Nordalpinen Vorlandbecken Südwest-Deutschlands

Von der Fakultät Geo- und Biowissenschaften der Universität Stuttgart zur Erlangung der
Würde eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung.

vorgelegt von

Dipl.-Geol. Holger Maurer

aus Burgstetten

Hauptberichter: Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Mitberichter: Prof. Dr. Manfred Krautter

Tag der mündlichen Prüfung: 18.05.2006



Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart

Ich versichere, diese Arbeit eigenständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln erstellt zu haben.

Stuttgart, den 31.01.2006

Holger Maurer

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	5
Summary	14
1. Einführung	
1.1. Tektonische Entwicklung des Nordalpinen Vorlandbeckens SW-Deutschlands.....	22
1.2. Stratigraphie und paläogeographische Entwicklung des Nordalpinen Vorlandbeckens SW-Deutschlands.....	34
2. Veröffentlichungen	
2.1. MAURER, H., BUCHNER, E. & SEYFRIED, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern. – Z. dt. geol. Ges. 153/1: 77-91.....	46
2.2. BUCHNER, E., FLÖDL, E., MAURER, H. & SEYFRIED, H. (2005): Volume estimation for the Adelegg Fan (North Alpine foreland basin, Upper Freshwater Molasse, southern Germany). – Z. dt. geol. Ges. 155/2-4: 137-148.....	61
2.3. BUCHNER, E., GRÄSSLIN, M., MAURER, H., RINGWALD, H., SCHÖTTLE, U. & SEYFRIED, H. (2007): Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: consequences for the Ries crater, southern Germany. – ICARUS (im Druck).....	73
2.4. MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007a): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. – ZDGG 158(2) (im Druck).....	91

2.5. MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007b): Rekonstruktion fluvialer Architekturelemente mäandrierender Flusssysteme mittels Paläoböden (Obere Süßwassermolasse, Nordalpines Vorlandbecken SW-Deutschland). – ZDGG 158(2) (im Druck).....	123
3. Danksagung	145
4. Literatur	146
Anhang	
A Tagungsbeiträge mit veröffentlichten Zusammenfassungen.....	157
B Fototafeln	162
C Korngrößen-Analysen.....	166
D Lebenslauf mit wissenschaftlichem Werdegang.....	170

Zusammenfassung

Während der Erdöl- und Ergasprospektion zu Beginn der 50er Jahre rückte das Nordalpine Vorlandbecken (Molassebecken) in den Mittelpunkt des Forschungsinteresses. In den kommenden Jahrzehnten wurden zahlreiche Tiefbohrungen im Molassebecken abgeteuft und somit die Grundlage für eine lithostratigraphische Gliederung der sedimentären Abfolge geschaffen. Die in der nachfolgenden Zeit durchgeführten biostratigraphischen Untersuchungen dienten dem Ziel, eine biostratigraphische Altersabfolge im Nordalpinen Vorlandbecken zu erstellen.

Erst in den letzten 10 Jahren wurde der Versuch unternommen, die bestehende Bio- und Lithostratigraphie mit magnetostratigraphischen Analysen zu erweitern. Bis zur heutigen Zeit gibt es nur wenige sedimentologische und sequenzstratigraphische Untersuchungen zum Ablagerungsmilieu der klastischen Sedimente im Nordalpinen Vorlandbecken Süddeutschlands.

Das Ziel der vorliegenden kumulativen Arbeit war es, in verschiedenen Themenbereichen mit sedimentologischen, paläopedologischen, geophysikalischen und mathematischen Methoden die Ablagerungsverhältnisse im Molassebecken zu rekonstruieren. Es werden verschiedene stratigraphische Altersabschnitte des Nordalpinen Vorlandbeckens in Südwestdeutschland behandelt. Der Schwerpunkt der Untersuchungen wurde dabei auf die ältesten und die jüngsten Sedimentabfolgen im Molassebecken gelegt, die gleichzeitig den Beginn und das Ende der sedimentären Vorlandbecken-Entwicklung repräsentieren.

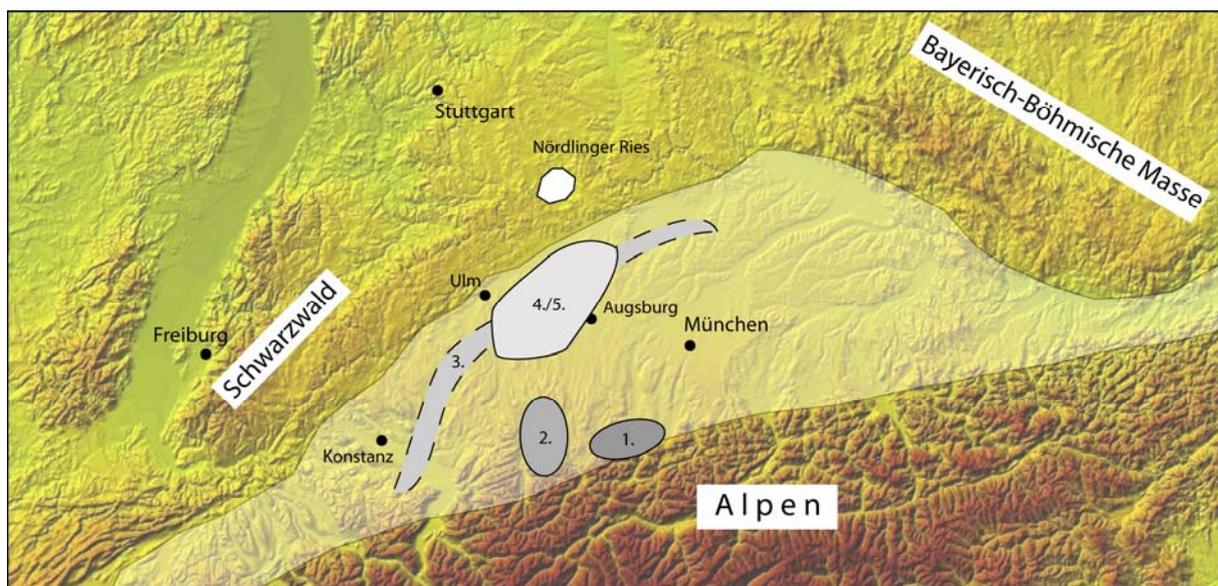


Abb. 1: Satellitenbild des Nordalpinen Vorlandbeckens (aufgehellt) in Süddeutschland. Die Arbeitsgebiete sind mit den Nummern 1 bis 5 gekennzeichnet.

1. MAURER, H., BUCHNER, E. & SEYFRIED, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern. – Z. dt. geol. Ges. 153/1: 77-91.

An der Wende Eozän/Oligozän machte sich der Deckenvorschub des Alpenorogens erstmals durch eine hohe tektonische Subsidenz im Molassebecken bemerkbar. Zusammen mit dem hohen globalen Meeresspiegel führten diese Bedingungen zur Entstehung eines schmalen Meeresarms nördlich der Alpen. Der marine Ablagerungsraum reichte von den Westalpen bis nach Oberösterreich und nahm ab dem Obereozän bis ins Unteroligozän die Sedimente der Unteren Meeresmolasse auf (LEMCKE, 1984; DIEM, 1986; LEMCKE, 1988; Reineck et al., 2001).

Die Interpretationen der frühen Molassesedimente sind zum Teil sehr widersprüchlich. So werden die Ablagerungen der Deutenhausener Schichten einerseits als flachmarine Sedimente mit Süßwassereinfluss (ZÖBELEIN, 1952) und andererseits als fluviatile Sedimente (ZEIL, 1953, 1954) angesehen. KUENEN (1959) und FISCHER (1960, 1979) interpretieren die Sedimente als Turbidite, wobei FISCHER (1979) eine Meerestiefe von über 1000 m annimmt. Für LEMCKE (1973) entspricht der Ablagerungsraum einem „flysähnlichen Trog mit mariner Sedimentation“. Die Interpretation der Mikrofossilien ist ebenfalls strittig. Ostrakoden weisen nach Untersuchungen von WITT (1967) auf ein „brachyhalines“ Milieu zur Zeit der Ablagerung der Deutenhausener Schichten hin. FISCHER (1979) beschreibt dagegen aus den Deutenhausener Schichten tiefmarine Fossilien, die seiner Ansicht nach autochthon sind. Unser Ziel war es daher, die frühesten Ablagerungen im Molassebecken mit sedimentologisch-petrographischen Methoden zu untersuchen, um das Ablagerungsmilieu zu Beginn der Unteren Meeresmolasse zu rekonstruieren.

Wir interpretieren die Abfolge der Deutenhausener Schichten der Ammerschlucht als Ablagerungen eines marinen Hangschürzen-Systems, das im Einflussbereich eines Zopfstrom-Deltas stand. Die gesamte Schichtfolge der Deutenhausener Schichten ist ein Oben-Grob-Zyklothem, das hierarchisch von Oben-Fein- und Oben-Grob-Zyklothemen niedriger Ordnung aufgebaut wird, die bis in den Meterbereich reichen. Mit sedimentologischen Kriterien lässt sich die Formation in ein unteres, mittleres und oberes Glied einteilen. Die unteren Deutenhausener Schichten stellen Ablagerungen von Trübeströmen dar, die überwiegend als unvollständige Bouma-Turbidite ausgebildet sind. Sie wurden im Bereich einer Schluff-dominierten Mündungsbarre eines Verteilerkanals abgelagert und bauten kleine lokale Fächer innerhalb eines Schlamm- und Sand-reichen Hangschürzensystems auf. Der Einfluss des Nesselburg-Fächers wird in den mittleren

Deutenhausener Schichten durch die Ablagerung sandiger Trümmerströme erkennbar. In den oberen Deutenhausener Schichten folgen viskoplastische und Rutsch-Trümmerstrom-Ablagerungen, die schließlich in Sedimente übergehen, die im Bereich der Schlechtwetter-Wellenbasis entstanden. Innerhalb der unteren, mittleren und oberen Deutenhausener Schichten (untere UMM) vollzieht sich ein Trend zur Verflachung der Paratethys, der sich im Hangenden in den Tonmergel-Schichten (mittlere UMM) fortsetzt. Die Baustein-Schichten (obere UMM) stellen mit ihren randmarinen Flachwasser-Sedimenten schließlich den Übergang zur terrestrischen Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse (USM) dar.

In der gesamten Abfolge der Deutenhausener Schichten tritt fein verteilter Pyrit auf. Geländemäßig sichtbare Vorkommen beschränken sich auf die oberen Deutenhausener Schichten, in welchen Pyrit in verschiedenen Ausbildungen zu finden ist. In Konglomeratlagen treten Gerölle bis 8 cm Größe auf, die von einer Pyrit Haut überzogen sind. Außerdem finden sich in Sandsteinen der oberen Deutenhausener Schichten pyritisierte Pflanzenreste, Pyritzemente und Pyritaggregate (Himbeerpyrit). Neben diesen authigenen Bildungen treten auch Pyritkugeln auf, die möglicherweise umgelagert und abgerundet wurden. Diese Erscheinungen zeigen Sauerstoffmangel im Meeresbodenprofil und zumindest zeitweise auch in der bodennahen Wassersäule an. Der Grund dafür könnte neben einer fluvial induzierten Dichteschichtung auch eine zeitweilige Abschnürung von der Paratethys gewesen sein (BALDI, 1984). Das Ablagerungsmilieu war vor allem zur Zeit der oberen Deutenhausener Schichten lebensfeindlich. Unserer Meinung nach, ist das Vorkommen von frühdiagenetischem Pyrit über die ganze Schichtfolge (und gehäuft vor allem in den oberen Deutenhausener Schichten) hinweg sehr gut mit einem Akkumulationsraum zu vereinbaren, der aufgrund seiner isolierten Lage leicht zur Sauerstoffzehrung im Meeresboden und zeitweise sogar in der Wassersäule neigte.

Wir konnten mit unseren Untersuchungen zeigen, dass aus sedimentologischer Sicht das frühe Molassebecken am ehesten mit einem strukturellen See vergleichbar war. Unserer Meinung nach gibt es keine Beweise für die in einem Teil der Literatur unterstellte Paläo-Wassertiefe von über 1000 m (FISCHER, 1979). Während der Ablagerung der unteren Deutenhausener Schichten muss allerdings ein Reliefunterschied bestanden haben, der den Eintrag sandiger Turbidite in das frühe Molassebecken ermöglichte. Der Beginn der Unteren Meeresmolasse war durch starke tektonisch induzierte Subsidenz im Vorlandbecken geprägt, welche ein Übergreifen der Deckenstapelung auf das Vorland anzeigt. Es wurde dabei anfänglich mehr Akkomodationsraum bereitgestellt, als aufgefüllt werden konnte. Möglicherweise lag dies daran, dass zwischen der starken Subsidenz und dem Eintrag entsprechender Sedimentmengen eine Pufferzeit lag. Gegen Ende der UMM zeigt eine

übergreifende Flachwassersedimentation an, dass die Subsidenz-bestimmende Krustenstapelung zurückging und der isostatische Aufstieg des Deckenstapels soviel Abtragungsprodukte bereitstellte, dass der Sedimentationsspiegel nahe am Meeresspiegel lag.

2. BUCHNER, E., FLÖDL, E., MAURER, H. & SEYFRIED, H. (2005): Volume estimation for the Adelegg Fan (North Alpine foreland basin, Upper Freshwater Molasse, southern Germany). – Z. dt. geol. Ges. 155/2-4: 137-148.

Die Sedimentation im Nordalpinen Vorlandbecken wurde zu Zeiten terrestrischer Sedimentation (OSM, USM) von beckenachsialen Flusssystemen und radialen, aus den Alpen austretenden Alluvialfächern geprägt (LEMCKE, 1988; JIN, 1995; SCHOLZ, 1995). In der Vergangenheit gab es verschiedene Ansätze, die Ablagerungen im Molassebecken zu quantifizieren (SCHLUNEGGER et al., 1997a; ZWEIGEL, 1998; SCHLUNEGGER et al., 1998; ZWEIGEL et al., 1998; KUHLEMANN et al., 2002). Trotz zahlreicher im Nordalpinen Vorlandbecken abgeteufte Bohrungen, sind Berechnungen zum Sedimentvolumen mit vielen Unsicherheiten behaftet. So wurden die meisten grobklastischen Ablagerungen am Alpenrand beispielsweise aufgrund ihrer proximalen Lage gefaltet und zum Teil in den orogenen Deckenstapel eingebaut. Andere alluviale Ablagerungen unterlagen nach ihrer Entstehung einer starken quartären Erosion. Alluvialfächer sind jedoch aufgrund ihrer Ausdehnung und ihrer Gestalt von besonderer Bedeutung bei der Berechnung von Sedimentvolumen in Vorlandbecken. Sie stehen in direktem Zusammenhang mit den tektonischen Prozessen im alpinen Hinterland und spiegeln damit in erster Linie Hebungsvorgänge in den Alpen wider (SCHLUNEGGER et al., 1997b; FRISCH et al., 1998; KUHLEMANN et al., 2002).

Das Ziel dieser Veröffentlichung war es, eine einfache Methode zur Volumenberechnung von alluvialen Fächersystemen zu entwickeln. Der Adelegg-Fächer in Süddeutschland stellt einen der großen miozänen Alluvialkörper dar, die am Südrand des Nordalpinen Vorlandbeckens zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse (OSM) geschüttet wurden. Die Zusammensetzung und das Unterlager des Adeleggfächers wurden in der Vergangenheit im Zuge von Erdöl- und Erdgasbohrungen gründlich untersucht (SCHOLZ, 1986, 1995; BRÜGEL, 1998). Aufgrund seiner Entstehung in der Spätphase der Alpenbildung wurde der Alluvialfächer nur leicht deformiert. Zusätzlich unterlag der Adelegg-Fächer im Quartär keiner flächenhaften Abtragung, sondern wurde hauptsächlich in linearer Form erodiert. Aufgrund der vorliegenden Bohrungen sowie mithilfe eines digitalen Geländemodells ist es uns gelungen, das ursprüngliche Volumen des Adeleggfächers vor der glazialen Erosion zu

berechnen. Die Geometrie des Adelegg-Fächers haben wir aus geologischen Felddaten, Bohrungen und über ein hochauflösendes digitales Höhenmodell rekonstruiert.

Der Adelegg-Fächer kann lithologisch nach dem Vorkommen grobklastischer Fazies in einen proximalen, medialen und distalen Abschnitt gegliedert werden. An der proximal/medial-Grenze ist der Alluvialfächer 1150 m, an der medial/distal-Grenze 950 m mächtig. Wir haben berechnet, dass der Adelegg-Fächer ursprünglich eine Länge von 36 km und eine Breite von 39 km aufgewiesen hat. Vor der quartären Erosion betrug die Ausdehnung des Alluvialfächers 1080 km² und das Volumen des Adelegg-Fächers 740 km³. Durch Erosion wurden bis heute etwa 62 km³ Gestein entfernt. Aus der Geometrie und den Mächtigkeiten haben wir die Volumen/Mächtigkeits-Verhältnisse mit 0,64 an der proximal/medial-Grenze und 0,77 an der medial/distal-Grenze berechnet. Unter der Annahme, dass die Mächtigkeit eines Fächers mit seinem Volumen korrelierbar ist, können diese Verhältnisse unserer Meinung nach auch auf andere fossile Alluvialfächer angewendet werden. Vor allem für schlecht erhaltene oder tektonisch überprägte Fächer würde sich somit eine Möglichkeit zur genaueren Modellierung und damit einer besseren Prospektion ergeben.

3. BUCHNER, E., GRÄSSLIN, M., MAURER, H., RINGWALD, H., SCHÖTTLE, U. & SEYFRIED, H. (2006): Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: consequences for the Ries crater, southern Germany. – ICARUS (im Druck).

In den miozänen Ablagerungen des Nordalpinen Vorlandbeckens finden sich distale Auswurfprodukte des Meteoritenkraters Nördlinger Ries (GALL & MÜLLER, 1975; SCHEUENPFLUG, 1980; HEISSIG, 1986; HEISSIG, 1989; BÖHME et al., 2001). Diese als Brockhorizonte bezeichneten Ablagerungen wurden anfangs als vulkanische Bildungen interpretiert (HEROLD, 1969) und später dem Ries-Meteoriteneinschlag vor 14,4 Millionen Jahren (SCHWARZ & LIPPOLT, 2002; BUCHNER et al., 2003; LAURENZI et al., 2003) zugeordnet. Die meisten Funde von Brockhorizonten weisen eine Entfernung zwischen 50 und 80 km vom Rieskrater auf. Allerdings gibt es auch Beschreibungen von Oberjura-Komponenten in der Oberen Süßwassermolasse, die in der nördlichen Schweiz in einer Entfernung von 150 bis 200 km gefunden wurden (HOFMANN, 1973; HOFMANN & HOFMANN, 1992). Für Impaktkrater mit den Ausmaßen des Nördlinger Rieses (Meteorit: 800 m bis 1 km) wird deshalb ohne stichhaltigen Beweis unter terrestrischen Bedingungen eine Transportweite von 200 km angenommen (MELOSH, 1993; TYLER, 2001).

Um eine Aussage über die Herkunft der Brockhorizonte im Nordalpinen Vorlandbecken treffen zu können, haben wir in Zusammenarbeit mit dem Institut für Raumfahrtssysteme mögliche Flugbahnen von Kalksteingeröllen simuliert. Zusätzlich zu den ballistischen Simulationen wurde die Wärmelast der Auswurfprodukte mithilfe eines aerothermischen Wärmemodells berechnet.

Für die Flugbahnsimulationen wurden zunächst die Parameter Startgeschwindigkeit mit 1 bis 3 km/s und der Auswurfwinkel mit 35° bis 65° angenommen. Da in einem frühen Stadium eines Meteoriteneinschlags ein Vakuum auftritt, wurde bei unseren Simulationen eine 10 bis 40 km breite Vakuumzone um das Zentrum des Einschlags vorgegeben. Daran haben wir eine Zone anschließen lassen, in der die Dichte der Atmosphäre von einem Vakuum allmählich bis hin zur Normalatmosphäre zunimmt. Als Referenzprojektil für die Berechnungen wurde von uns das von HOFMANN (1973) beschriebene Oberjura-Geröll mit einer Länge von 24 cm, Breite von 22 cm und Höhe von 15 cm sowie einer Dichte von 2,8 cm³/g herangezogen. Unter der Annahme eines kantigen Gerölls wurde danach mit einem Luftwiderstandsmodell ein ballistischer Koeffizient von 290 kg/m² ermittelt. Für die Flugbahnsimulationen diente uns die in FORTRAN 77 geschriebene Software REENT6D (BURKHARDT, 2000), die über die letzten Jahrzehnte vom Institut für Raumfahrtssysteme zur Berechnung der Flugbahnen von Raumfahrzeugen entwickelt wurde.

Bei unseren Simulationen hat sich gezeigt, dass ein Kalksteingeröll bei einer Startgeschwindigkeit von 2 km/s eine Entfernung von 110 km zurücklegen kann. Für eine Transportweite von 200 km dagegen müssen sämtliche Parameter in Bereiche verschoben werden, die unter terrestrischen Bedingungen nicht nachvollziehbar sind. Ein ballistischer Transport über eine Distanz von 200 km würde eine für irdische Impakte unrealistische Startgeschwindigkeit von 3 bis 4 km/s erfordern. Im Gegensatz zu den „Reuterschen Blöcken“, die in einem Umkreis zwischen 50 und 70 km um den Meteoritenkrater gefunden wurden, können die Funde in der Nordschweiz mit einer Entfernung von etwa 200 km demnach nicht dem Impaktereignis im Nördlinger Ries zugeordnet werden. Gerölle mit einer Entfernung bis zu 110 km vom Ries-Krater können dagegen als distalste Auswurfprodukte des Meteoriteneinschlags angesehen werden.

Bei unseren thermischen Untersuchungen hat sich herausgestellt, dass die Auswurfprodukte ihre maximale Wärmelast und maximalen Drücke in der ersten Hälfte der parabolischen Flugbahn beim Übergang von der Vakuumzone in die atmosphärische Übergangszone erfahren. Während die auf die Ejekta wirkenden Drücke mit etwa dem 15-fachen der Erdbeschleunigung relativ klein bleiben, erreicht die Wärmebelastung mit 650°C einen für Karbonate kritischen Wert. In der nahen Zukunft wollen wir mithilfe von Plasmakanal-

Untersuchungen Berechnungen und Simulationen der thermischen Belastung von Auswurfprodukten des Meteoriten-Einschlags im Nördlinger Ries anstellen.

4. MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007a): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. – ZDGG 158(2) (im Druck).

Die miozäne Obere Süßwassermolasse stellt die jüngste Abfolge der sedimentären Füllung im Nordalpinen Vorlandbecken dar. Zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse erstreckte sich ein breites beckenaxiales Flusssystem von Südostbayern bis in die Schweiz (HOFMANN 1976; LEMCKE, 1984; DOPPLER, 1989). Der Ursprung dieses „Glimmersand-Stromsystems“ wird in den Vorläufern der Salzach, der Enns und des Inn in den Ostalpen vermutet (LEMCKE, 1988). Die zeitliche Gliederung der Oberen Süßwassermolasse erfolgt in SW-Deutschland anhand biostratigraphischer und lithostratigraphischer Methoden (LEMCKE et al., 1953; DEHM, 1951, 1955; ABELE et al., 1955; JERZ & WAGNER, 1978; FAHLBUSCH, 1981; RÖGL & STEINIGER, 1983; GREGOR et al., 1989; HEISSIG, 1989, 1997; DOPPLER, 1989; REICHENBACHER, 1999; BÖHME et al., 2001). Absolute Altersangaben, die in die Zeit der Oberen Süßwassermolasse fallen, beschränken sich in Südwestdeutschland auf Datierungen von Impaktgesteinen des Nördlinger Ries-Impaktes (GENTNER et al., 1963; STÄHLE, 1972; STAUDACHER et al., 1982; BUCHNER et al., 2003). Aufgrund der sedimentologisch-sequenzstratigraphischen Zielsetzung unserer Arbeit wurde von uns die lithologische Gliederung der Oberen Süßwassermolasse von DOPPLER (1989) übernommen.

In der vorliegenden Arbeit haben wir die Ablagerungsverhältnisse der Oberen Süßwassermolasse rekonstruiert. Mithilfe einer Lithofazies- und Architekturelement-Analyse (SCHUMM, 1977, 1981; GALLOWAY, 1981; GALLOWAY & HOBDAI, 1983; MIALL, 1985, 1996; ALLEN & ALLEN, 1990, 2004; BRIDGE, 2003) war es uns möglich, den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse fluviale Systeme zuzuordnen. Um die Ablagerungsverhältnisse zu rekonstruieren wurden in einem ersten Schritt Sedimentprofile für die Aufschlüsse erstellt. Die Sand- und Siltfraktion der Aufschlüsse wurde anschließend gesiebt um charakteristische Kornsummenkurven für die verschiedenen Architekturelemente zu erhalten. Gamma-Log-Messungen an den Sedimentprofilen wurden genutzt um den Tongehalt der Architekturelemente zu ermitteln. Auf der Grundlage der genannten Methoden und durch Korrelationen mit Bohrprofilen wurde schließlich versucht, die Auswirkung des Meeresspiegels auf die Vorlandbecken-Entwicklung zu Beginn der Oberen Süßwassermolasse in Südwest-Deutschland einzuschätzen.

Die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse können anhand unserer Lithofazies- und Architekturanalyse in 11 Architekturelemente unterteilt werden. Ablagerungen der Rinnenfazies bestehen aus Bodenfracht-, Mischfracht- und Suspensionsfracht-Rinnen, sowie aus Altarm-Rinnen, sandigen und kiesigen Barren. Bei den Sedimenten der Überflutungsfläche lassen sich Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Überschwemmungsebenen und Deichbruch-Rinnen unterscheiden. Sedimentologisch lassen sich die lithostratigraphischen Einheiten der Oberen Süßwassermolasse verschiedenen fluvialen Systemen zuordnen. Die Limnische Untere Serie wurde von einem feinklastischen mäandrierenden Flusssystem, die Fluviale Untere Serie von einem sandigen verflochtenen Flusssystem geschüttet. Die Geröllsandserie wird von Ablagerungen eines sandig-kiesigen verflochtenen Flusssystem, die Obere Serie ähnlich der Limnischen Unteren Serie von den Ablagerungen eines feinklastischen mäandrierenden Flusssystems aufgebaut. Die Abfolge der Limnischen Unteren Serie kann aufgrund unserer sedimentologischen und sequenzstratigraphischen Ergebnisse als Produkt eines eustatischen Meeresspiegel-Hochstands interpretiert werden. Kohlige Lagen an der Basis der Limnischen Unteren Serie interpretieren wir als Bildungen der maximalen Flutungsfläche. Die im Hangenden folgende Fluviale Untere Serie weist aufgrund der Geometrie ihres lateral verzweigten Rinnensystems auf die Ablagerung in der nachfolgenden regressiven Phase hin. Die Geröllsandserie enthält die größten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse im Arbeitsgebiet. Sie kann möglicherweise als Tiefstand-Ablagerung interpretiert werden. Die Obere Serie enthält Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems, das sich wahrscheinlich in der nachfolgenden transgressiven Phase gebildet hatte. Eine Ablagerung der gesamten Oberen Süßwassermolasse im Zeitraum zwischen 17,3 und 11,7 Millionen Jahren ist bei einer rein sequenzstratigraphischen Betrachtung unwahrscheinlich. In den Sedimentserien gibt es keine Hinweise auf den Einfluss ausgeprägter Meeresspiegelschwankungen, wie sie beispielsweise zwischen 17,4 und 15,4 Millionen Jahren stattgefunden haben.

5. MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007b): Rekonstruktion fluvialer Architekturelemente mäandrierender Flusssysteme mittels Paläoböden (Obere Süßwassermolasse, Nordalpines Vorlandbecken SW-Deutschland). – ZDGG 158(2) (im Druck).

Die Sedimentsequenz der Oberen Süßwassermolasse besteht im deutschen Teil des Nordalpinen Vorlandsbeckens fast ausschließlich aus Ablagerungen fluvialer Systeme. Es ist uns, wie in Punkt 4 beschrieben gelungen, die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse verschiedenen Flusssystemen zuzuordnen. Bei verflochtenen Flusssystemen ist die Erstellung fluvialer Architekturelemente aufgrund der meist geringen räumlichen Ausdehnung

der Fließrinnen gut zu bewerkstelligen. Dagegen sind die Ablagerungsräume in mäandrierenden Flusssystemen durch ihre enorme Ausdehnung sedimentologisch schwierig zu erfassen (Miall, 1996; Bridge, 2003). Im Falle des mäandrierenden Flusssystems der Unteren Süßwassermolasse nehmen Platt & Keller (1992) beispielsweise eine Fließrinnenbreite von bis zu 600 m und eine Breite der Überschwemmungsebene von bis zu 30 km an.

Um die sedimentologischen Untersuchungen zur Identifizierung der fluvialen Architekturelemente zu unterstützen, haben wir die Ablagerungen der mäandrierenden Flusssysteme der Oberen Süßwassermolasse zusätzlich paläopedologisch untersucht. In Anlehnung an das Pedofazies-Konzept von Bown & Kraus (1987) wurden die Paläoböden zunächst nach ihrem Reifegrad in Entwicklungsstadien eingeteilt. In einem zweiten Schritt haben wir die Böden nach der Deutschen Bodensystematik klassifiziert. Bei unseren Untersuchungen hat sich herausgestellt, dass die pedogene Reife der Paläoböden in den Sedimentprofilen der Oberen Süßwassermolasse in direktem Zusammenhang mit der Entfernung zu den Fließrinnen der mäandrierenden Flusssysteme steht. Böden der Stadien-I und -II haben sich auf Ablagerungen von Naturdeichen oder proximalen Deichbruchfächern gebildet. Paläoböden der Stadien-III und -IV sind überwiegend an Ablagerungen der distalen Überschwemmungsebene gebunden. Aufgrund ihrer pedogenen Merkmale und Gefüge können die Paläoböden häufig als hydromorphe Böden angesprochen werden. Neben typischen Grundwasserböden wie Gleyen, Ramblas und Paternias, können zusätzlich terrestrische Böden wie Pseudogleye, Parabraunerden und Podsole klassifiziert werden.

Die Entwicklung verschiedener Bodenklassen ist neben der Entfernung zu aktiven Fließrinnen vor allem von der Ausbildung fluvialer Architekturelemente abhängig. Dementsprechend sind Podsole vor allem an sandige Ablagerungen und Parabraunerden an tonig-siltige Ablagerungen von Deichbruchfächern gebunden. Pseudogleye haben sich überwiegend auf Naturdeich-Ablagerungen und Sedimenten der Überschwemmungsebene gebildet. Die Entwicklung von Gleyen ist dagegen überwiegend auf morphologische Senken innerhalb der Überschwemmungsebene beschränkt. Lessivierung und Podsolierung der Paläoböden weist auf eine Bildung während eines Klimas mit moderaten bis hohen Niederschlagsmengen, ausgeprägte Pseudovergleyung weist auf einen häufigen Wechsel von Nass- und Trockenphasen im Ablagerungsraum der mäandrierenden Flusssysteme hin. Die pedogenen Merkmale der untersuchten Böden deuten auf ein jahreszeitlich akzentuiertes Klima mit saisonalem Wechsel von starken Niederschlägen mit Trockenphasen zur Zeit der Bodenbildungen hin.

Summary

In the nineteen-fifties the North Alpine Foreland Basin (Molasse Basin) has been extensively investigated during oil and gas exploration. In the following decades numerous deep-drilling programs in the Molasse Basin were carried out, creating the basis for a lithostratigraphic division. In the meantime palaeontologic studies have been made to attempt a biostratigraphic classification. During the last 10 years some magnetostratigraphic studies were carried out to enlarge the existing biostratigraphic and lithostratigraphic classification in the North Alpine Foreland Basin.

Until today few sedimentological and sequencestratigraphic studies have been made to analyse the depositional history and depositional setting of the clastic successions in the German part of the North Alpine Foreland Basin. The aim of this study was a reconstruction of the depositional settings in the Molasse Basin by means of sedimentological, palaeopedological, geophysical and mathematical methods.

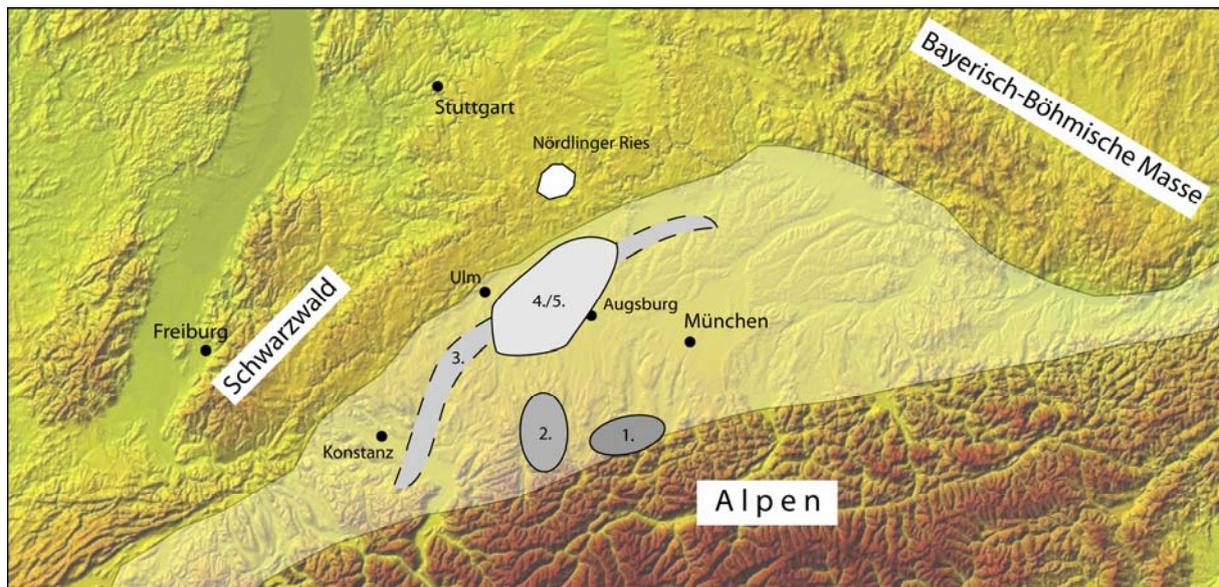


Fig. 1: The North Alpine Foreland Basin in southern Germany (brightened domain). Fields 1 to 5: studied areas.

1. **MAURER, H., BUCHNER, E. & SEYFRIED, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern. – Z. dt. geol. Ges. 153/1: 77-91.**

MAURER, H., BUCHNER, E. & SEYFRIED, H. (2002): How marine is the early basin fill of the North Alpine foreland basin? Considerations on the depositional environment of the Deutenhausen Formation (basal Lower Marine Molasse, south-western Bavaria). - Z. dt. geol. Ges. 153/1: 77-91.

The first study addresses to the Eocene-Oligocene Deutenhausen-Formation representing the earliest Molasse deposits in the North Alpine foreland basin. At the beginning of the Upper Eocene, crustal loading and tectonic subsidence effected a flexural depression in the European crust. This depression was flooded due to a high Paratethys sea-level. The newly originated branch of the Paratethys was characterised by weak east-west-directed currents allocating fine-clastic material within the basin (DIEM, 1986; LEMCKE, 1988; REINECK et al., 2001). Initially small radial fans carried coarse-clastic sediments from the climbing Alps into the Molasse Basin (SCHIEMENZ, 1960). Formerly published interpretations of the depositional environment of the Deutenhausen-Formation, however, are highly controversial ranging from deep-water (>1000 m) fans (KUENEN, 1959; FISCHER, 1960, 1979), shallow brackish seas (ZÖBELEIN, 1952) up to a fluvial system (ZEIL, 1953). The aim of our study was the investigation of the earliest deposits of the Molasse Basin with sedimentological and petrographical methods to reconstruct the palaeo-setting at the beginning of the Lower Marine Molasse.

In southern Germany (Bavaria, Ammer canyon), the basin fill of the North Alpine foreland starts with an approximately 450 m thick succession of mudstones (Deutenhausen Formation) containing conspicuous layers of sandstones, conglomeratic sandstones and conglomerates. The sequence is a coarsening-upward cyclotheme subdivided into lower-order units with coarsening- or fining-up characteristics. Sediments were supplied into a slope apron system covering the interior (southern) flank of the incipient foreland basin. Sandstones from the lower member of the Deutenhausen Formation are mainly Bouma turbidites reflecting sediment distribution along channels and formation of smaller lobes in an over-all muddy environment. The middle member of the Deutenhausen Formation shows sandstones and conglomeratic sandstones most probably derived from sandy debris flows reflecting the progradation of a coarse-grained delta (Nesselburg Fan). The upper member of the Deutenhausen Formation contains some few conglomeratic layers showing features

relatable to slide debris flows and debris flows with Bingham plastic behaviour. We conclude that the latter deposits are slumps forming in a muddy prodelta environment. The succession from sandy turbidites through sandy debris flows to slumps is consistent with a shallowing upward trend otherwise clearly indicated by the following formations of the so-called "Lower Marine Molasse" (terminal Eocene to early Oligocene). In our opinion, the sedimentologic and palaeontologic information provided by the Ammer canyon section is consistent with a subaquatic morphology comparable to (but of course not identical with) a large structural lake. Initially, this depression was invaded by marine waters but became shallower, episodically influenced by freshwater, and occasionally oxygen-starved, as sediment supplied from the approaching Alpine nappe pile gradually outruled subsidence initiated by crustal loading.

2. BUCHNER, E., FLÖDL, E., MAURER, H. & SEYFRIED, H. (2005): Volume estimation for the Adelegg Fan (North Alpine foreland basin, Upper Freshwater Molasse, southern Germany). – Z. dt. geol. Ges. 155/2-4: 137-148.

Until today only few trials were made to quantify the sedimentary basin fill of the North Alpine foreland basin (SCHLUNEGGER et al., 1997a; ZWEIGEL, 1998; SCHLUNEGGER et al., 1998; ZWEIGEL et al., 1998; KUHLEMANN et al., 2002). Uncertainties still are considerable despite the large number of wells drilled for oil exploration. One major source of uncertainty is the volume of coarse clastic deltas or alluvial fans accumulating along the interior side of the foreland basin throughout its entire history (SCHOLZ, 1986; BRÜGEL, 1998). Most of these coarse clastic units are either strongly deformed and only partly accessible to surface observation or are not reached by deep wells, which focused on the more northerly parts of the foreland basin. Younger (mainly OMM and OSM) and only slightly deformed coarse clastic units often are intensely eroded allowing only very rough estimations of the volumes involved. Input of reliable data, however, is crucial for modelling Alpine foreland basin evolution such as comparisons between exhumation/erosion rates in the Eastern Alps and the transfer of particulate load into the growing foreland basin fill (SCHLUNEGGER et al., 1997b; FRISCH et al., 1998; KUHLEMANN et al., 2002). The Adelegg Fan from the Upper Freshwater Molasse is particularly well-suited for a detailed reconstruction of geometric parameters and assessment of the original volume because it is well-accessible for surface studies, its original shape is comparatively well-preserved, only a minor portion has been slightly deformed, and it is penetrated and surrounded by drillholes providing information on the base level of the entire coarse clastic unit (BRÜGEL, 1998). Our calculations are based on a digital elevation model (DEM) covering the entire area of the Adelegg Fan exposed at surface (630 km²). This data base was extended and corrected by integrating valley thalwegs

and crestlines of hills extracted from 33 aerial photographs covering most of the Adelegg hills. Valley thalwegs and crestlines of hills were localized with an Analytical Plotter Zeiss Planicomp P3 and digitized on CAD-Microstation. Export of these data in SCOP (Stuttgart Contour Program) allows us the correction of the existing DEM and the improvement for higher resolution. The resulting DEM was the base for further applications such as construction of isolines, cross-sections, perspective views, and determination of volumina. Our geometrical considerations started from the basic assumption that an alluvial fan can be simplified as a segment of a cone showing a straight (or slightly concave) profile in longitudinal cross-section and a convex profile in latitudinal cross-section. The combination of geological field and borehole data with the DEM and the fact that the Adelegg Fan has mostly preserved its original shape permit the construction of an enveloping sheet matching the former dimensions of the fan as close as possible. The construction of this enveloping sheet requires localization of the following parameters: axis of accumulation (line of maximum thickness), basal plane, and rim of the fan. The goal of this study was to present a method of volume determination and to assess the contribution of coarse-grained alluvial input to foreland basin sedimentation exemplified at the Adelegg Fan. Our study shows that this alluvial fan can be reconstructed in detail providing quantitative information.

The Adelegg Fan has a thickness (distance from enveloping sheet to basal plane) of 1150 m at the proximal/medial facies boundary and 950 m at the medial/distal facies boundary. Under the assumption that thickness correlates with volume (in this case, 740 km³) the numerical (not dimensional) volume/thickness ratio would be 0.64 at the proximal/medial and 0.77 at the medial/distal facies boundary. On the basis of one case study, however, it is not possible to determine whether such ratios reflect a geometric property inherent to alluvial fans in general. If so, the volume of a fan could be calculated from measurement of thickness at crucial facies boundaries. Thickness is a parameter which may be obtained even from tectonically deformed and amputated ancient alluvial fans.

3. **BUCHNER, E., GRÄSSLIN, M., MAURER, H., RINGWALD, H., SCHÖTTLE, U. & SEYFRIED, H. (2005): Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: consequences for the Ries crater, southern Germany. – ICARUS (in print).**

The 14.4 Ma Ries crater in southern Germany is unique as to the state of preservation of its ejecta conserved as a contiguous blanket surrounding mainly the southern part of the crater. Studies on transport and distribution of terrestrial impact ejecta are commonly restricted by

poor preservation and erosion. Due to differing gravitation, density of target rocks, and atmosphere comparison between terrestrial and extraterrestrial impact ejecta is very limited. For impact craters with dimensions such as the Ries crater (corresponding to a 1 km meteorite) it has become a standard reference in textbooks on planetary science that under terrestrial conditions distal translation of boulders may reach as far as 200 km. "Reutersche Blöcke" are limestone boulders in the Molasse Basin, ranging from a few cm³ to more than 1m³ in size occurring to a maximum distance of up to 70 km from the Ries crater rim. Components composing "Ries-Brockhorizonte" possess sizes between 1 and 10 cm. In places the distance to the crater rim surpasses 100 km. Different authors described Upper Jurassic limestone components and sandstones as well as mudstone fragments with affinity to Triassic rocks from northern Switzerland occurring at a distance of almost 200 km from the Ries crater rim alleging genetic relation to the Ries event. It is the purpose of this paper to discuss whether translation of "Reutersche Blöcke" or "Ries-Brockhorizonte" may result from an event such as the Ries impact. Our strategy to resolve this problem is to simulate ejecta trajectories under a variety of physical conditions that could have existed during the Ries impact.

Our simulation includes the following assumptions and variables: 1) boulders are ejected from the interference zone at a very early stage of impact; 2) starting conditions may range between velocities of 1 and 3 km/s and 35° to 65° for the flight path angle; 3) vacuum and transitional conditions at the impact site are incorporated into the density model of the atmosphere; 4) a typical boulder is represented by an adequate aerodynamic drag model; 5) an aerothermal heat model was used to determine heat load.

With a starting velocity of 2 km/s a limestone boulder may cover distances of up to 110 km. However, this velocity is not sufficient to eject a limestone component of 20 x 24 x 15 cm in size over a distance of 200 km, even in the case that all variables were set into unlikely dimensions. Ballistic transport over distances of 200 km and more require a minimum starting velocity of 3 – 4 km/s. Limestone boulders known as "Reutersche Blöcke" (<70 km from Ries crater rim) fall within the reference conditions of our simulations and thus are distal Ries ejecta indeed. Boulders deposited at distances <110 km can be considered as distal Ries ejecta if parameters are stretched towards less likely values. Limestone components accelerated to a starting velocity of 2 km/s and translated to distances <110 km are not likely to show marks of non-tectonic mechanical stress or thermal overprint.

Our simulation shows that RB components are likely to be transported over distances of about 70 km and that maximum flight translation distances may reach up to 110 km. The "Reutersche Blöcke" found at distances of up to 70 km are distal ejecta but boulders alleged

to be Ries components found in Northern Switzerland at distances of up to 200 km are not likely to be related to the Ries event. It is unlikely, however, that RB components would have flown as far as into the St. Gallen area. Hence, we conclude that the Brockhorizont in Northern Switzerland situated at about 200 km from the crater rim is probably not related to the Ries impact event. Our calculations are in contradiction to some of the results of a numerical simulation performed by SHUVALOV (2003). This simulation was carried out for an impact of a meteorite 1 km in size (Ries meteorite: 0,6 – 1 km). It showed that components up to 1 cm in size would be translated to distances of up to 400 km; components <10 cm still would reach 200 km. To our knowledge distal coarse-grained impact ejecta do not occur at such distances on Earth.

4. MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007a): Entwicklung fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken. – ZDGG 158(2) (im Druck).

MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007a): Fluvial systems of the Upper Freshwater Molasse (North Alpine foreland basin, SW-Germany). – ZDGG 158(2) (in print).

The Upper Freshwater Molasse represents the youngest group in the sedimentary basin fill of the North Alpine foreland basin. The succession is mainly composed of channel deposits and fine-clastic sediments belonging to a widespread alluvial plain (DOPPLER, 1989; SCHWERD et al., 1996). The alluvial sequences of the Upper Freshwater Molasse are dominated volumetrically by fine-grained clastics deposited on ancient floodplains. In former times the discussion in this region has been concentrated on the stratigraphic and sedimentological setting of the Brackish Molasse (HAUS, 1952; SCHLICKUM, 1974; REICHENBACHER, 1989, 1993; BUCHNER et al., 1996; BUCHNER, 1998; BUCHNER & SEYFRIED, 1999; REICHENBACHER et al., 2004). The aim of our study was the reconstruction of the depositional setting in times of the Upper Freshwater Molasse. The paper focuses on the sedimentological and pedogenic history of the alluvial system in the lower part of the Upper Freshwater Molasse. Additionally, grain-size curves of the sandy facies were created and gamma-log-measurements of sedimentary sections were made, mainly to distinguish fluvial lithofacies categories and architectural elements.

On the basis of a lithofacies and architectural element analysis, we distinguished different fluvial styles. The “Limnische Untere Serie” was deposited by a fineclastic meandering fluvial system. The following succession of the “Fluviatile Untere Serie” was built by a sandy braided fluvial stream. The “Geröllsandserie” includes coarse-grained sediments deposited

by a gravel-sand braided river. The sequence of the “Obere Serie” illustrates, analogically to the “Limnische Untere Serie”, the deposits of a fineclastic meandering river.

The succession of the “Limnische Untere Serie” represents a vertical stacking of fluvial channels in a floodplain as a result of filling accommodation space. Our sequence stratigraphic interpretation leads to the assumption that the “Limnische Untere Serie” was built in the course of a highstand-system-tract. Coal bearing sediments found at the basis of the “Limnische Untere Serie” displays deposits of the maximal flooding surface. In contrast, the following “Fluviatile Untere Serie” is built by lateral migrating channels. During the deposition of the “Geröllsandserie” numbers of reconditioning horizons can be recognized. In our opinion, the sedimentation of the “Fluviatile Untere Serie” and the “Geröllsandserie” documents the ensuing regressive stage of the eustatic sea-level. The succession of the “Obere Serie” contains vertically stacked fluvial channels in a floodplain, similar to the sequence of the “Limnische Untere Serie”, reflecting the following transgressive stage.

A comparison with the sea-level curve after HAQ et al. (1987), ABREU & ANDERSON (1998) and HARDENBOL et al. (1998) yield different possibilities arranging the time span of the sedimentation of the Upper Freshwater Molasse. In respect of sequence stratigraphic view, a deposition of the entire Upper Freshwater Molasse in the time period between 17,3 and 11,7 Mio a is unlikely. In the sedimentary sequence no hints for the influence of distinctive sea level-fluctuations can be recognised as they have taken place for example between 17,4 and 15,4 Mio a.

5. MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007b): Rekonstruktion fluvialer Architekturelemente mäandrierender Flusssysteme mittels Paläoböden (Obere Süßwassermolasse, Nordalpines Vorlandbecken SW-Deutschland). – ZDGG 158(2) (im Druck).

MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007b): Identification of fluvial architectural elements of meandering systems by paleosols (Upper Freshwater Molasse, North Alpine Foreland Basin, SW-Germany). – ZDGG 158(2) (in print).

In the south-western part of the North Alpine Foreland Basin the Miocene Upper Freshwater Molasse consists of channel deposits and fine-clastic sediments belonging to a widespread alluvial plain. On the basis of lithofacies and architectural element analysis the sedimentary sequences can be subdivided into braided river and meandering river deposits. The sedimentary sequences of the meandering systems include numerous paleosols. In contrast

to braided river sediments, the identification of architectural elements in meandering river deposits is much more difficult because of the spatial extension. In order to support the sedimentological research (e.g. architectural elements) we have examined the depositions of the meandering rivers with palaeopedological methods. In a first step we subdivided paleosols into maturity stages following the pedofacies-concept of Bown & Kraus (1987). In a second step the paleosols were classified after the German Soil Taxonomy.

On the basis of their pedogen characteristics and structures the soils of the Upper Freshwater Molasse can mainly be interpreted as hydromorphic paleosols. In addition to typical groundwater-soils (e.g., Gley, Rambla and Paternia), terrestrial soils (e.g., Pseudogley, Parabraunerde and Podsol) can be classified. The maturity of the paleosols in the floodplain is dominated by clastic input from adjacent channels. In immediate proximity to the active channels, meadow developed paleosols are predominant, formed as Rambla-, Paternia- as well as Pseudogley-soils. In the morphologically lower sections of the floodplain, the fossil soils are predominately developed as Gleysols. With increasing distance to the active channels, the degree of soil development ascends in the depositional area of the meandering systems. Additionally, the highest developed paleosols are located in the distal facies of the floodplain. Our investigations lead to the assumption that the development of specific types of paleosols is directly connected with fluvial architectural elements. Alluvial soils (e.g., Rambla, Paternia) and Pseudogley-paleosols, respectively, are mainly linked to levee deposits. The development of Podsol-paleosols is restricted to crevasse splay deposits. Parabraunerde-paleosols generally form on fine-grained crevasse splay deposits and floodplain fines. Gleysols are not limited to specific fluvial architectural elements but mainly develop in morphological depressions in the floodplain. Leaching, bleaching and mottling of paleosols indicate moderate to high precipitation rates. Pseudogley-paleosols additionally point to an intensive seasonality with respect to the Miocene palaeoclimate.

1. Einführung

1.1 Tektonische Entwicklung des Nordalpinen Vorlandbeckens SW-Deutschlands

Das Molassebecken am nördlichen Rand des Alpenorogens entstand im Zuge der Kollision zwischen dem apulischen Mikrokontinent und der europäischen Platte (PFIFFNER, 1986; PFIFFNER et al., 2002). Die Deckenstapelung hatte zur Folge, dass sich durch tektonisch induzierte Subsidenz an der Stirn des alpinen Gebirges eine Flexur in der europäischen Platte ausbildete (TRÜMPY, 1980; HOMEWOOD et al., 1986; SINCLAIR et al., 1991). Das neu entstandene Vorlandbecken nahm den Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges auf. Aufgrund der stärksten Absenkung an der Front des Alpenkörpers weist das Nordalpine Vorlandbecken im Querschnitt eine keilförmige Geometrie auf (BACHMANN et al., 1987; BACHMANN & MÜLLER, 1991, 1992) (Abb. 2).

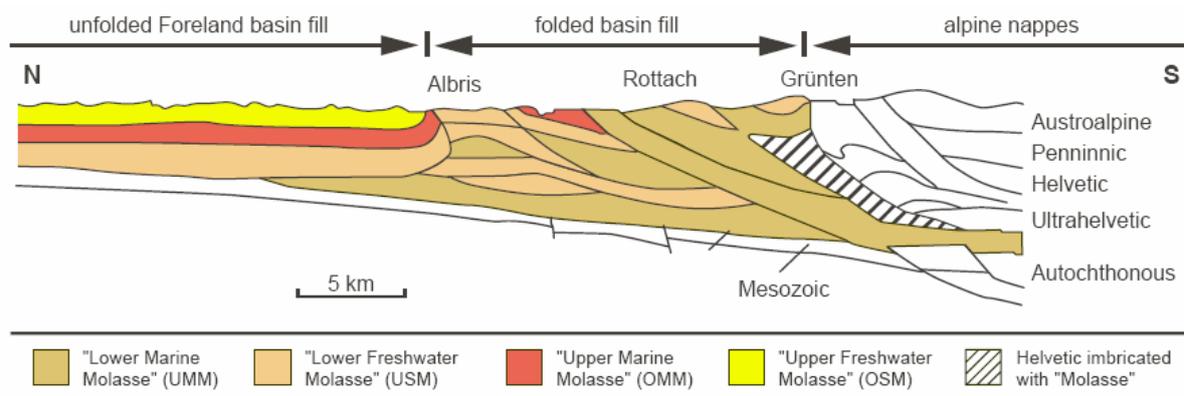


Abb. 2: Architektur des Nordalpinen Vorlandbeckens und seiner strukturellen und lithostratigraphischen Einheiten auf der Transversale Oberstdorf-Kempten-Memmingen; aus BUCHNER et al. (2005), leicht verändert.

An seiner tiefsten Stelle kamen tertiäre klastische Sedimente mit 4 bis 5 km Mächtigkeit zur Ablagerung (LEMCKE, 1984). Das Nordalpine Vorlandbecken weist eine Länge von circa 700 km (von Hochsavoyen bis Niederösterreich) und eine Breite von 30 bis 150 km auf. Der Untergrund des Molassebeckens wird von mesozoischen Sedimenten und dem darunter liegenden variszischen Grundgebirge gebildet (LEMCKE, 1973). Das Grundgebirge enthält eine Reihe von postvariszisch angelegten ENE-WSW streichenden Gräben die einige Kilometer mächtige Permokarbon-Sedimente enthalten (PFIFFNER et al., 2002).

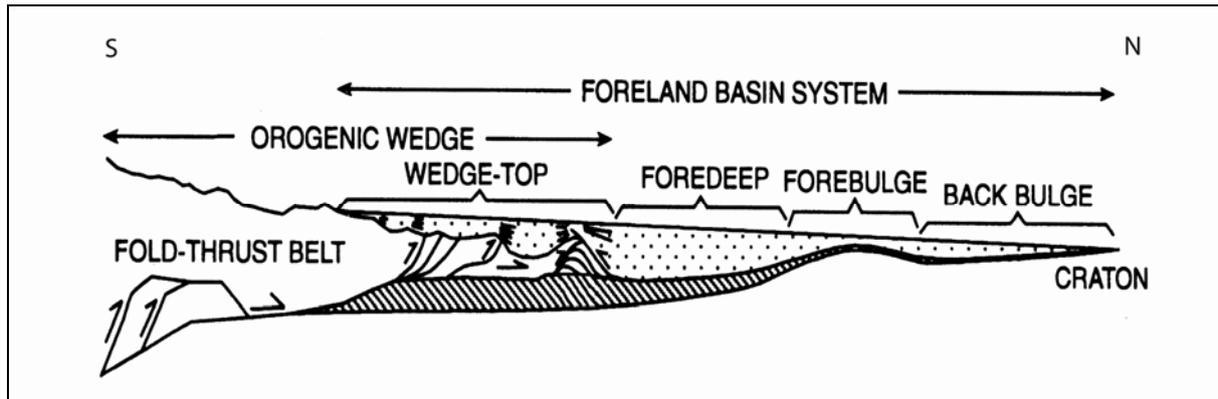


Abb. 3: Schematischer Querschnitt durch das Nordalpine Vorlandbecken mit vorderem orogenen Keil, Vortiefe, Forebulge und Backbulge (aus DECELLES & GILES, 1996; verändert).

Das Nordalpine Molassebecken kann nach DECELLES & GILES (1996) geotektonisch in verschiedene Abschnitte unterteilt werden (Abb. 3). Der orogene Keil an der Stirn des Gebirges wird im Übergang zum Vorlandbecken in einen Falten- und Überschiebungsgürtel sowie einen vorderen, mit Sediment bedeckten Keil gegliedert. Der vordere Keil stellt zusätzlich zusammen mit Vortiefe, Forebulge und Backbulge das System des sedimentären Vorlandbeckens dar. Nach ALLEN et al. (1991) und SINCLAIR & ALLEN (1992) kann die sedimentologische Entwicklung des Nordalpinen Vorlandbeckens in ein anfängliches Tiefwasser-Stadium und in ein darauf folgendes Flachwasser- bzw. terrestrisches Stadium unterschieden werden (Abb. 4). Im ersten Stadium kamen Flyschsedimente auf der ausgedünnten europäischen Kontinentalkruste zur Ablagerung. Das Flyschbecken wurde im Laufe des Eozäns durch den schnellen Vorschub des alpinen Deckenstapels zugeschoben. Im zweiten Stadium erfolgte eine zunehmende Verdickung des Deckenstapels aufgrund der erhöhten mechanischen Kopplung mit der unterlagernden Kruste. Die zuvor abgelagerten Flyschsedimente wurden in den Deckenstapel eingearbeitet. In der europäischen Kontinentalplatte bildete sich durch die Auflast des alpinen Deckenstapels eine Flexur aus. Je nach Lage des Meeresspiegels konnten in der folgenden Zeit marine oder terrestrische Molassesedimente zur Ablagerung kommen.

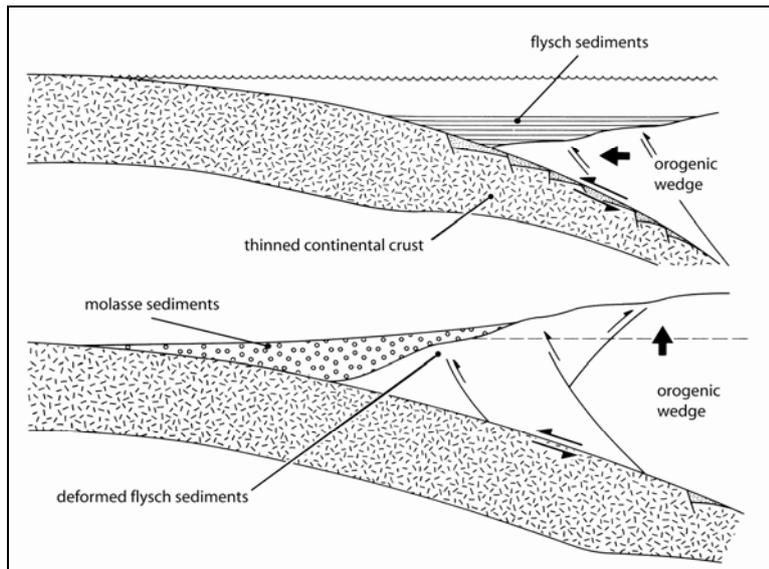


Abb. 4: Entwicklung des Nordalpinen Vorlandbeckens (aus ALLEN et al., 1991; verändert).

Die sedimentäre Entwicklung im Molassebecken wird nach SINCLAIR & ALLEN (1992) und ALLEN (2004) überwiegend vom Deckenvorschub, der Subsidenz (tektonisch und sedimentär), der Sedimentakkumulation und dem Meeresspiegel gesteuert. Der Deckenvorschub des Orogens bewirkt durch seine Auflast eine tektonische Subsidenz im Vorlandbecken (JORDAN, 1981; DECELLES & GILES, 1996). Durch einen fortschreitenden Deckenvorschub wandern die geotektonischen Einheiten (Vortiefe, Forebulge und Backbulge) in Richtung Vorland. Nachdem der Deckenvorschub zum Stillstand gekommen ist folgt der isostatischen Aufstieg des Deckenstapels. Durch die Heraushebung ist der orogene Keil verstärkt der Erosion ausgesetzt, was sich nach JORDAN (1981) in der Sedimentakkumulation im Vorlandbecken widerspiegelt.

Die Sedimentakkumulation im Vorlandbecken wird demnach vor allem durch den Deckenvorschub und die Subsidenz gesteuert. Nach MILLIMAN & SYVITSKI (1992) kann 80 % des Volumens, des ins Vorland gelangenden klastischen Materials, auf den direkten Einfluss der Hebung des Deckenstapels zurückgeführt werden. Im Laufe der Zeit verlagert sich das Depozentrum mehr oder weniger synchron zum Vorrücken der tektonischen Decken in Richtung des Vorlandes. Nach palinspastischen Berechnungen betrug die Verlagerung des Depozentrums während der alpinen Orogenese im Apennin durchschnittlich 5 bis 10 mm/a. Im westlichen Teil des Molassebeckens betrug sie im Oligozän circa 9 mm/a und im Miozän 2 mm/Jahr (HOMEWOOD et al., 1986). Die Auswirkung der Subsidenz auf die

Sedimentakkumulation kann in erster Linie auf die Schaffung von Akkomodationsraum im Molassebecken zurückgeführt werden. Je höher die Subsidenzrate im Vorlandbecken desto mehr Sediment kann bei genügender Bereitstellung akkumuliert werden.

Die Subsidenz im Vorlandbecken setzt sich nach ROYDEN (1993) aus der tektonischen und sedimentären Subsidenz zusammen. Die tektonische Subsidenz entsteht infolge der Auflast des orogenen Deckenstapels, während die sedimentäre Subsidenz auf die Auflast der geschüttete Sedimente zurückgeführt werden kann. Die Subsidenzgeschichte in Vorlandbecken kann in zwei Phasen unterteilt werden. Auf eine initiale Phase tektonisch-kontrollierter Subsidenz folgt eine zweite Phase, die überwiegend von der Sedimentauflast kontrolliert wird (KOMINZ & BOND, 1986). Der Einfluss sowohl der tektonischen als auch der sedimentär verursachten Subsidenz nimmt mit der Entfernung zum Orogen rasch ab. Das Subsidenz-Verhalten der unterlagernden Lithosphärenplatte ist dabei grundsätzlich von der Mächtigkeit, der lithologischen Zusammensetzung und der thermischen Struktur abhängig. Die Krustendicke für das Nordalpine Molassebecken liegt nach seismischen Berechnungen bei 31 km, die Mächtigkeit der Lithosphäre bei 125 km (SINCLAIR, 1996). Während der Orogenese betrug die tektonische Subsidenz im Nordalpinen Vorlandbecken nach Untersuchungen von HOMEWOOD et al. (1986) am Alpenrand durchschnittlich 0,1 mm/a und im Zentrum des Beckens 0,06 mm/a.

Ein weiterer wichtiger Steuerungsfaktor für die sedimentäre Entwicklung stellt nach DECELLES & GILES (1996) die Lage des Meeresspiegels dar. Bei einem hohen Meeresspiegel werden die terrestrischen Faziesräume an die Flanken des Vorlandbeckens zurückgedrängt. Die Reliefenergie an den Rändern des Beckens wird durch die angehobene Erosionsbasis verringert. Zusätzlich wird der klastische Eintrag im marinen Milieu nur in geringem Maße aus dem Molassebecken abgeführt.

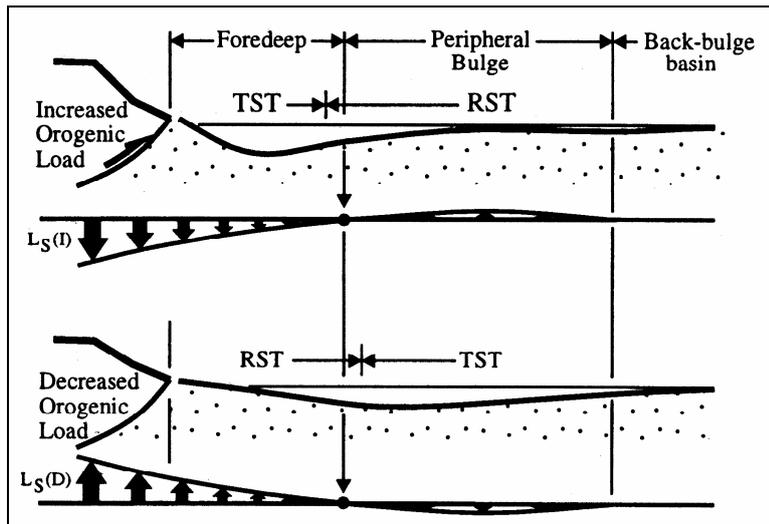


Abb. 5: Auswirkungen von starkem und schwachem Deckenvorschub auf die sedimentären Systemzüge in Vorlandbecken. $L_S(I)$: increased orogenic load (ansteigende Deckenstapelung); $L_S(D)$: decreased orogenic load (abnehmende Deckenstapelung); RST: regressive system tract; TST: transgressive system tract (aus CATUNEANU et al., 1997).

Den Einfluss der Deckenstapelung auf die Ausbildung der sequenzstratigraphischen Systemzüge in Vorlandbecken wurden von CATUNEANU et al. (1997) untersucht. Danach führt eine durch zunehmende Deckenstapelung verursachte Flexur der Kruste dazu, dass sich in den Sediment-Sequenzen der Vortiefe eine Transgression widerspiegeln kann. Im angrenzenden Forebulge (peripheral bulge) kann dieser Vorgang dagegen einen regressiven Trend des Meeresspiegels anzeigen. Bei einer abnehmenden Deckenstapelung führt das Aufsteigen des orogenen Keils zu einem transgressiven Trend im Bereich des Forebulge und einem regressiven Trend in der Vortiefe (Abb. 5).

Untere Meeresmolasse (oberes Eozän bis oberes Oligozän)

Die tektonische Subsidenz im Molassebecken führte zusammen mit einem globalen hohen Meeresspiegel an der Eozän/Oligozän-Wende (~ 36 Mio a) zu marinen Ablagerungsverhältnissen in der Unteren Meeresmolasse (UMM) (Abb. 6). Dass sich zu dieser Zeit schon genug Relief in den Alpen aufgebaut hatte, zeigen erste in die Paratethys der Unteren Meeresmolasse mündende Fächerdeltas (SCHIEMENZ, 1960). So machte sich bereits im Verlauf der Deutenhausener Schichten (untere UMM) der zunehmende Einfluss der grobklastischen Schüttungen des Nesselburgfächers auf den Ablagerungsraum bemerkbar (MAURER et al., 2002). Nach KUHLEMANN et al.

(2002) betrug der Sedimenttransfer aus den Ostalpen ins Molassebecken zu Beginn der Unteren Meeresmolasse etwa 1000 bis $2000 \text{ m}^3/\text{Mio a}$.

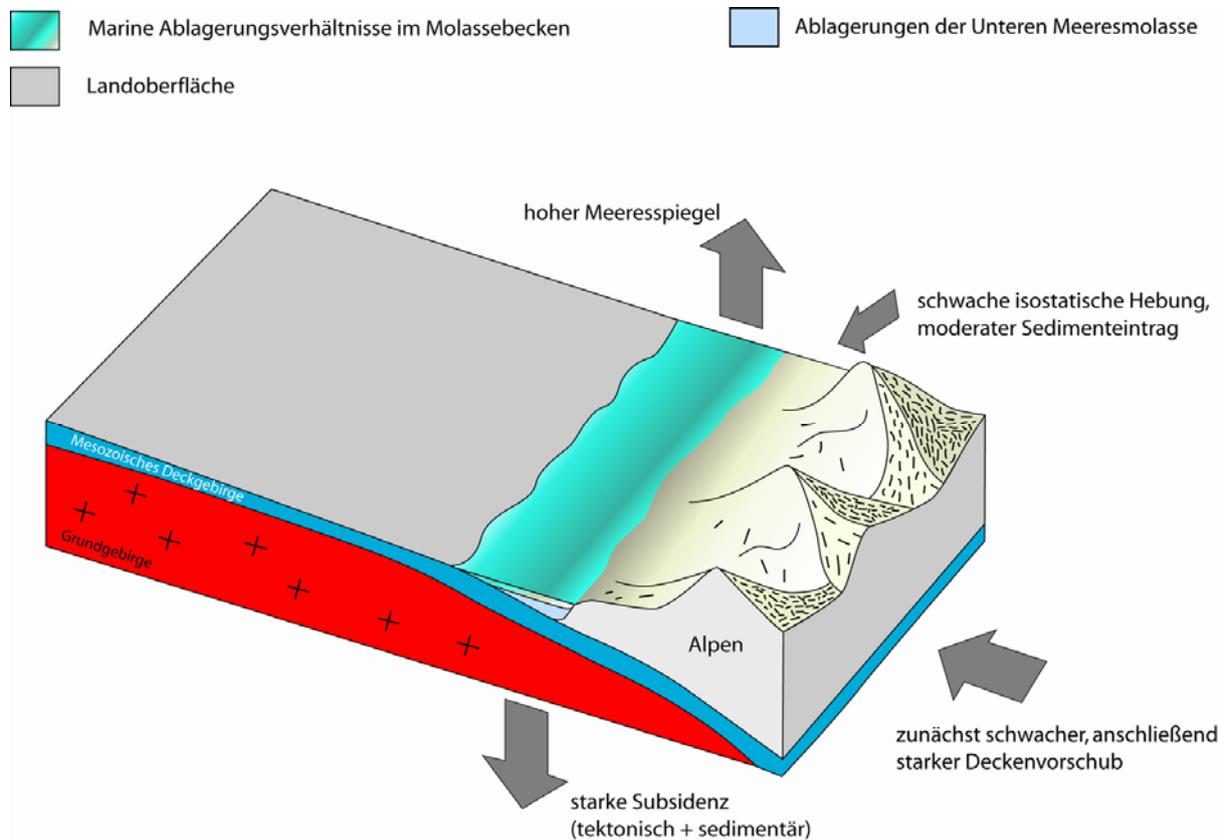


Abb. 6: Tektonisches Modell für die Zeit der Unteren Meeresmolasse.

Vor 31 bis 28 Millionen kam es mit 4000 bis $5000 \text{ m}^3/\text{Mio a}$ zu einem deutlichen Anstieg im Sedimentvolumen des Molassebeckens (KUHLEMANN et al., 2002). Dieser Anstieg wird von KUHLEMANN & KEMPF (2002) auf einen von „magmatischen und tektonischen Prozessen“ verursachten starken isostatischen Aufstieg im alpinen Hinterland vor 32 bis 30 Millionen Jahren zurückgeführt. Nach BLANCKENBURG & DAVIES (1995) sowie SINCLAIR (1997) ist der isostatische Aufstieg mit dem Abreißen der subduzierten Platte verknüpft. Der Wegfall des Plattenzugs führte nach SINCLAIR (1997) zu einem hohen isostatischen Aufstieg des gesamten Orogens und damit zu erhöhten Sedimentschüttungen ins Vorlandbecken. Gleichzeitig fand im mittleren Oligozän eine globale Meeresspiegelabsenkung um circa 200 m statt (VAIL et al., 1977; LEMCKE, 1983; HAQ et al., 1988), was zur Verlandung der Paratethys im Westteil des Nordalpinen Vorlandbeckens führte. Den Zeitpunkt der Regression konnte SCHLUNEGGER et al. (1997c) mithilfe der Magnetostratigraphie auf 30 Millionen

Jahre datieren. Für LEMCKE (1983) war dieser deutliche Meeresspiegel-Rückgang der Grund für das Ende der marinen Verhältnisse und den Beginn der nachfolgenden terrestrischen Fazies (Unteren Süßwassermolasse) im Molassebecken. KUHLEMANN & KEMPF (2002) machen dagegen vor allem den Sedimenteintrag und nicht zwingend den Meeresspiegel-Rückgang für die terrestrischen Faziesbedingungen der Unteren Süßwassermolasse verantwortlich.

Untere Süßwassermolasse (oberes Oligozän bis unteres Miozän)

Mit dem Zurückweichen der Paratethys und den verstärkten Schüttungen aus dem Alpenorogen setzte im Westteil des Nordalpinen Vorlandbeckens die Ablagerung unter terrestrischen Bedingungen ein (Abb. 7). SCHLUNEGGER et al. (1997a) erklären die hohen Sedimentationsraten vor allem der schweizer Alluvialfächer durch Rücküberschiebungen entlang der Insubrischen Linie. In der Folge kam es zu massiven Deckenüberschiebungen im Aare-Massiv, was sich in den grobklastischen Ablagerungen des Höhronen- und Napf-Fächers vor allem zwischen 24 bis 22 Millionen Jahren und 21,5 bis 15 Millionen Jahren widerspiegelt (SCHLUNEGGER et al., 1997a). Der anfallende Verwitterungsschutt aus dem Alpenorogen wurde über radiale Schuttfächer ins Becken geschüttet und beckenaxial von mäandrierenden Flusssystemen im Becken verteilt. Nach KUHLEMANN et al. (2002) lag der Sedimenteintrag aus den Ostalpen ins Molassebecken vor 21 Millionen Jahren bei etwa $5000 \text{ m}^3/\text{Mio a}$. Der Sedimenttransfer aus den gesamten Alpen ins Vorlandbecken erreicht mit $15\,000 \text{ m}^3/\text{Mio a}$ zwischen 23 bis 25 Millionen Jahren seinen Höhepunkt. Die von Westen nach Osten gerichtete Entwässerung zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse führen PFIFFNER et al. (2002) auf eine anfangs stärkere Hebung in den Westalpen zurück. Die Hebung verlagerte sich im Laufe der Unteren Süßwassermolasse nach Osten, was sich im abnehmenden Alter der Alluvialfächer von der Westschweiz bis nach Oberbayern beobachten lässt (SCHIEMENZ, 1960; PFIFFNER et al., 2002). PFIFFNER (1986) geht für das Silvretta-Massiv von Aufstiegsraten von 10 mm/a im mittleren Oligozän und frühen Miozän aus. Am Nordrand des Beckens kam es zurzeit der Untere Süßwassermolasse zur Hebung der Schwäbischen Alb, die das Liefergebiet weiterer alluvialer Sedimente (Ältere Juranagelfluh) darstellte (SCHREINER, 1992).

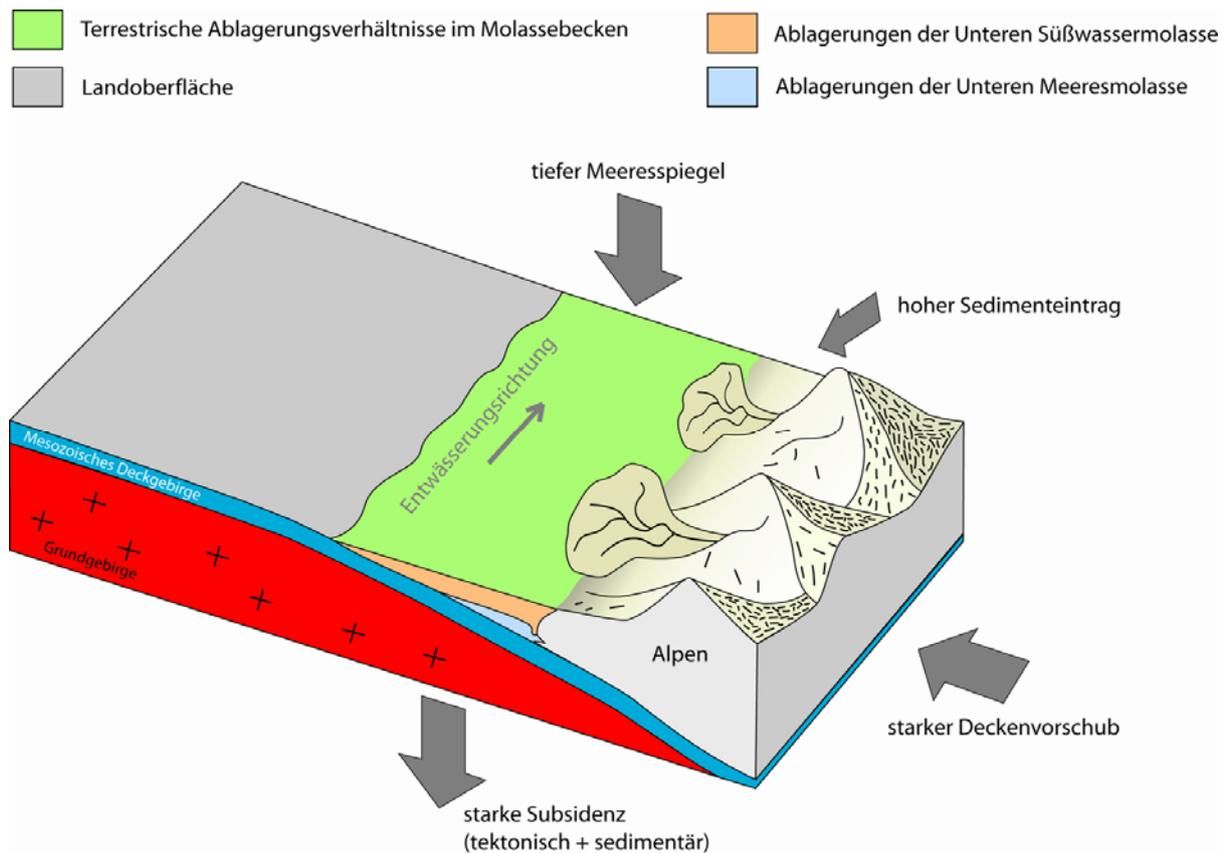


Abb. 7: Tektonisches Modell für die Zeit der Unteren Süßwassermolasse.

Im Zentrum des Molassebeckens wurden dagegen aufgrund des geringen Gefälles und der hohen Subsidenz Sedimente mäandrierender Flusssysteme und palustrin-limnische Sedimente mit Paläoböden abgelagert (KELLER, 1992). Die Sediment-Akkumulationsrate zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse wird von PFIFFNER (1986) für die schweizer Molasse mit 0,4 mm/a angegeben. Der Übergang zur marinen Fazies der Oberen Meeresmolasse vor etwa 20 Millionen Jahren wurde nach ALLEN et al. (1985) und SCHLUNEGGER (1999) durch die hohe Subsidenzrate an der Alpenfront und durch verminderte Sedimentationsraten im schweizer Teil des Molassebeckens begünstigt.

Obere Meeresmolasse (unteres Miozän)

Die burdigale Transgression der Paratethys hatte ihren Beginn im bayerischen Teil des Molassebeckens und setzte sich von dort in Richtung Osten fort (ZWEIGEL, 1998; BERGER, 1985). Möglicherweise setzte die regionale Transgression schon ein, bevor es zu einem globalen Meeresspiegel-Anstieg kam (HAQ et al., 1988; BERGGREN et al., 1995). Aufgrund des verringerten Reliefs im Hinterland kam es vor etwa 21 Millionen

Jahren im deutschen Teil des Nordalpinen Vorlandbeckens zu einem starken Rückgang im Sedimenteintrag (KUHLEMANN & KEMPF, 2002). Nach KUHLEMANN et al. (2002) betrug das aus Ostalpen ins Molassebecken eingetragene Sedimentvolumen vor 20 Millionen Jahren unter $1000 \text{ m}^3/\text{Mio a}$. Im schweizer Teil des Vorlandbeckens wird dagegen eine verstärkte Reliefbildung im alpinen Hinterland angenommen (SINCLAIR et al., 1991; SCHLUNEGGER, 1999). SCHLUNEGGER et al. (2001) sehen den Grund dafür in der Exhumierung verwitterungsresistenterer Gesteine in den Zentralalpen, was ihrer Meinung nach durch petrographische Untersuchungen an Alluvialfächer-Ablagerungen gestützt wird. Der Rückgang des Sedimenteintrags im deutschen Teil des Molassebeckens wird vor allem auf die verstärkte Ost-West-Extension an Seitenverschiebungen in den Ostalpen zurückgeführt (FRISCH et al., 1998; KUHLEMANN & KEMPF, 2002).

Der ersten Transgression der Paratethys folgte eine deutliche Regression, die im Molassebecken als Diskordanz ausgebildet ist (LEMCKE, 1988). Die Aufarbeitung und Erosion der Molassesedimente beträgt in dieser Zeit nach Angaben von ZWEIGEL (1998) zum Teil bis zu 250 Mächtigkeitenmeter. Der Nordrand des Beckens verlagerte sich durch die Regression der Paratethys um Zehnerkilometer nach Süden (BACHMANN & MÜLLER, 1991). Mit dem globalen Meeresspiegelanstieg im unteren Miozän (Burdigalium; ~19 Mio a) erreichte die Paratethys während des zweiten Transgressionszyklus ihre weiteste Ausdehnung nach Norden (Abb. 8). Das im Westen und Osten gleichzeitige Einsetzen der Glaukonit-führenden Küstenfazies zur Zeit des Ottnangium vor 18 Millionen Jahren wird als Beginn einer großflächigen Hebung der Alpen gewertet (LEMCKE, 1988). Besonders die Region um die Schwelle von Amstetten war von der Hebung betroffen, so dass sich das Meer der Paratethys noch innerhalb des Ottnangiums nach Westen bis in die Nordost-Schweiz zurückzog. Dort lässt sich der Meeresspiegel-Abfall nach KELLER (1989) anhand einer weit reichenden Diskordanz nachvollziehen. Die nachfolgende Zeit der Brackwassermolasse war gekennzeichnet von mehreren hochfrequenten Transgressionen und Regressionen (LEMCKE, 1988; BUCHNER et al., 1996).

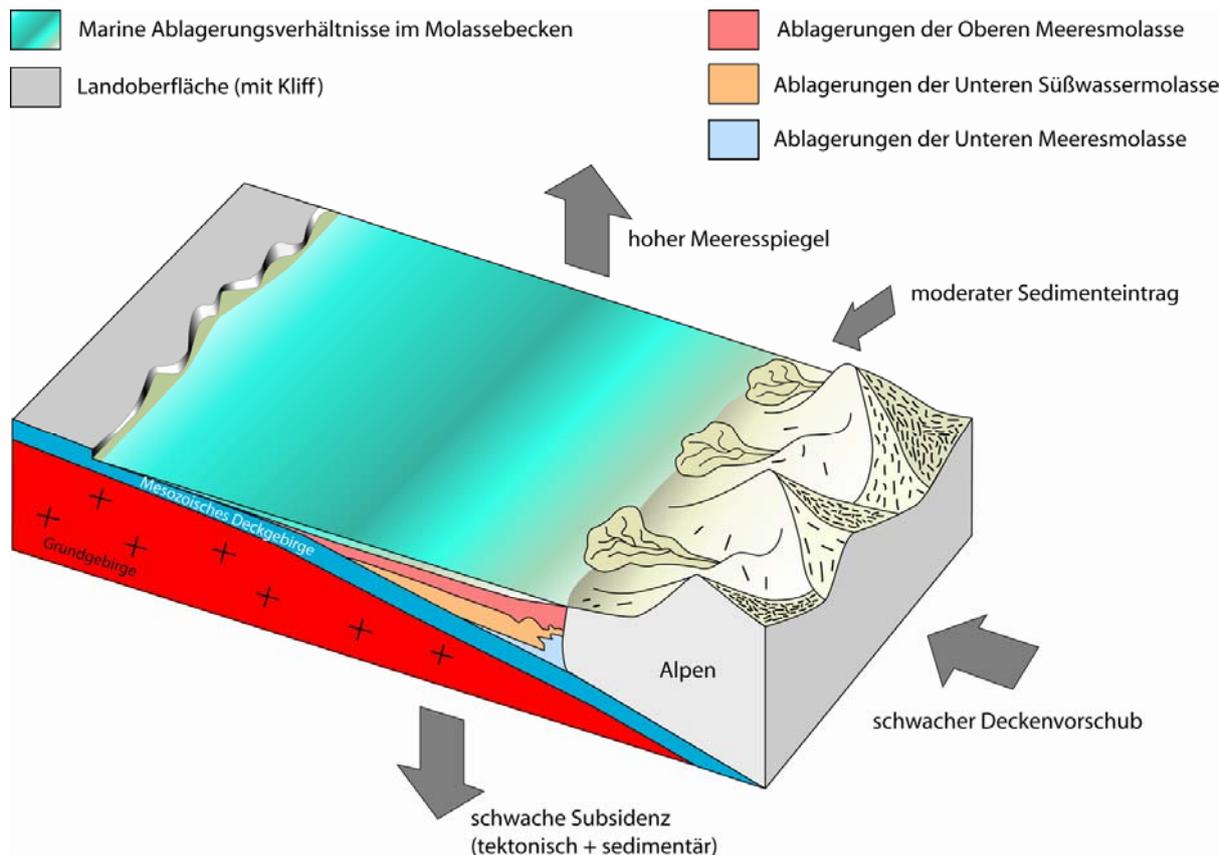


Abb. 8: Tektonisches Modell für die Zeit der Oberen Meeresmolasse.

Im äußersten Nordosten hielt sich über kurze Zeit noch das brackische Restmeer der Oncophora-Schichten, während sich im Gebiet zwischen Bodensee und Lech ein ausgedehnter Krustenkalkboden (Albstein) bildete. Im Nordteil des westlichen Vorlandbeckens schnitt sich während eines Meeresspiegel-Tiefstandes der Graupensand-Fluss in die älteren Molassesedimente ein (bis 60 m) und räumte sie am Albrand zum Teil komplett aus (SCHREINER, 1992; HOFMANN, 1960, 1976; BUCHNER & SEYFRIED, 1999). In der nachfolgenden Zeit kamen in dieser als Graupensandrinne bezeichneten Struktur die Grimmelfinger Graupensande als Incised Valley-Fill zur Ablagerung (BUCHNER et al., 1996) (siehe Kap. 1.2).

Obere Süßwassermolasse (unteres bis oberes Miozän)

Nachdem sich die Subsidenz im Vorlandbecken vor etwa 17 Millionen Jahren verlangsamte (ZWEIGEL, 1998), wurde das Molassebecken mit den zunehmenden Sedimentschüttungen aus den Ostalpen aufgefüllt (Abb. 9). Nach KUHLEMANN et al. (2002) erreichte das geschüttete Sedimentvolumen zwischen 17,5 und 16 Millionen

Jahren mit $2500 \text{ km}^3/\text{Mio a}$ seinen Höhepunkt. In der nachfolgenden Zeit kam es zu mehrfachen lateralen Wechsellagen im Subsidenzverhalten des Nordalpinen Vorlandbeckens, deren Gründe bislang noch unklar sind. Nach KUHLEMANN & KEMPF (2002) besteht möglicherweise ein Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen in den südlichen Zentralalpen. Dass die Subsidenz vor 16,5 Millionen Jahren im Westen größer war, zeigt ein Vergleich der Gesamtmächtigkeiten im Vorlandbecken zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse (Westen: 5 km, Osten: 3 bis 4 km). Zwischen 16 und 14 Millionen Jahren kam es zu einem deutlichen Rückgang des Sedimenteintrags aus den Ostalpen (KUHLEMANN et al., 2001). Das ins Molassebecken geschüttete Sedimentvolumen ging zunächst auf etwa $2000 \text{ km}^3/\text{Mio a}$, dann auf $1000 \text{ km}^3/\text{Mio a}$ zurück. Der Auslöser dafür war möglicherweise der Höhepunkt des gravitativen Kollapses in den Alpen zwischen 16 und 14 Millionen Jahren (ROYDEN, 1983). Als Folge davon kam es zu einer Ostflucht der tektonischen Decken in den Alpen sowie einer Krustenausdünnung und einer starken Extension im Pannonischen Becken. Vor 15,5 bis 15 Millionen Jahren fand nach SCHLUNEGGER et al. (1997) die letzte Deckenstapelung im Helvetikum der Alpen statt, was vor allem ansteigende Akkumulationsraten im Napf-Fächer zur Folge hatte. Mit dem erhöhten Sedimenteintrag ging eine erhöhte Subsidenz im Westteil des Nordalpinen Vorlandbeckens einher, woraus sich eine nach Westen gerichtete axiale Entwässerung im Beckenzentrum entwickelte. Um den Zeitpunkt vor 11 Millionen Jahren erhöhte sich die Sedimentzufuhr aus den Ostalpen nochmals, was durch die Progradation der Alluvialfächer bei gleich bleibender Subsidenz nachgewiesen werden kann. Nach KUHLEMANN et al. (2002) lag der Sedimenttransfer aus den Alpen vor 10 Millionen Jahren bei etwa $1500 \text{ km}^3/\text{Mio a}$. Dieser Anstieg im Sedimentvolumen wurde vor allem durch die Zufuhr von Material aus der Tauern-Region über den Vorläufer des Inn ermöglicht (FRISCH et al. 1998). Die Hebung und Erosion des Molassebeckens begann im Schweizer Teil des Molassebeckens vor 12 bis 11 Millionen Jahren (BERGER, 1996; KUHLEMANN & KEMPF, 2002).

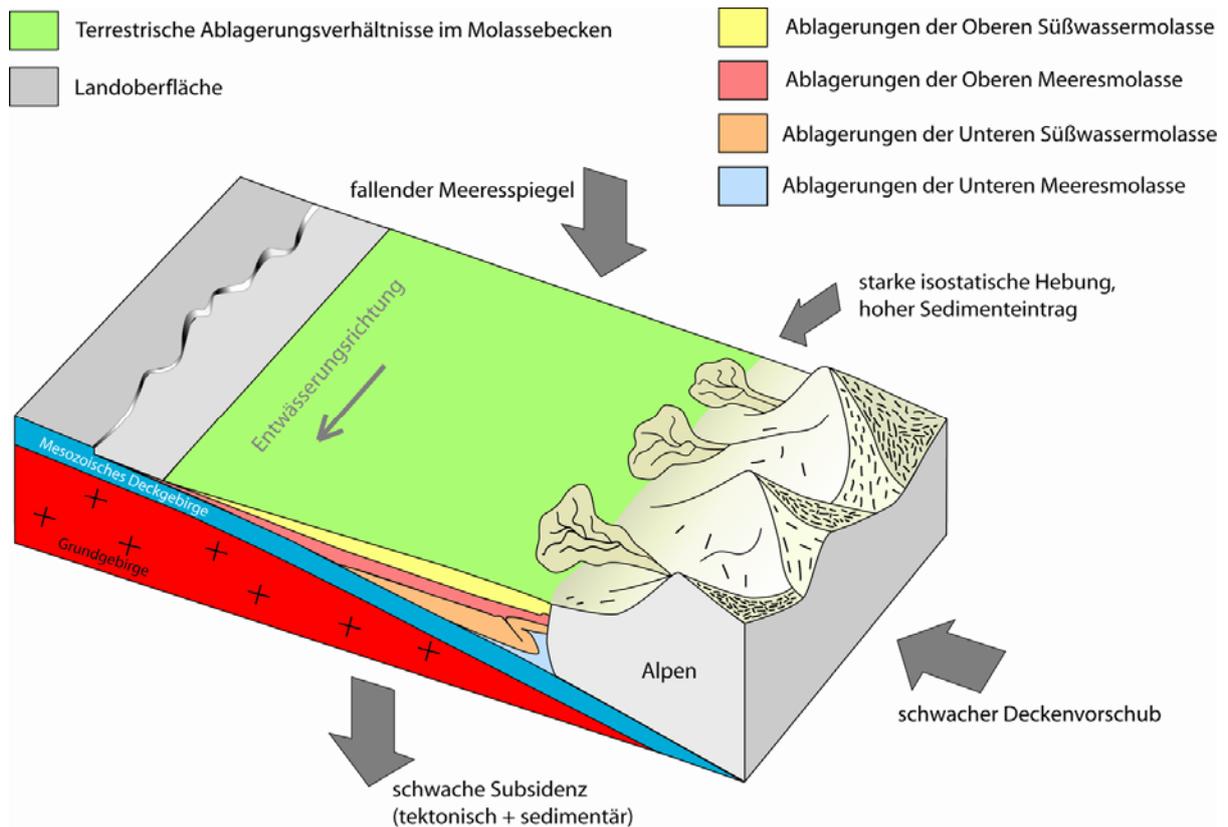


Abb. 9: Tektonisches Modell für die Zeit der Oberen Süßwassermolasse.

1.2 Stratigraphie und paläogeographische Entwicklung des Nordalpinen Vorlandbeckens SW-Deutschlands

Älteste Ablagerungen im Nordalpinen Vorlandbecken (oberes Eozän)

Zur Zeit des Paleozäns (65 bis 53,5 Mio a) weisen verkarstete kreidezeitliche Ablagerungen des Helvetikums und des Oberen Jura darauf hin, dass der Bereich des heutigen Molassebeckens landfest war. Durch tropische Verwitterung entstanden in diesem Bereich stark eisenhaltige Bohnerzlehme, die als Residualprodukte der alten jurassischen Landoberfläche angesehen werden (DOPPLER & SCHWERD, 1996). Im Laufe des Eozäns (53,5 bis 35 Mio a) transgredierte das Meer der Tethys aus dem südlichen helvetischen Faziesraum nach Norden. Durch weiteres Absinken der europäischen Plattform und dem Ausbleiben klastischer Sedimentation wurden vor 36 bis 37 Millionen Jahre die bis zu 60 m mächtigen Lithothamnienkalke abgelagert (BUCHHOLZ, 1989). Die im Hangenden folgenden pelitischen Fischechiefer (bis 30 m Mächtigkeit) kamen nahezu im gesamten süddeutschen Molassebecken zur Ablagerung und enthalten nach FÜCHTBAUER (1964) erstmals alpines Material (Abb. 10). Bei den Fischechiefern handelt es sich um eine Abfolge von dunklen bituminösen Tonmergeln die nach DOHMANN (1991) ein stagnierendes, sauerstoffreduziertes marines Milieu anzeigen. Für SCHWERD (1984) stellen die Fischechiefer-Bildungen (36 bis 34 Mio a) im Molassebecken das Bindeglied zwischen den ältesten Beckenablagerungen und der Molassefazies dar. Entgegen der räumlichen und zeitlichen Trennung bei der Entstehung von Flysch- und Molasse (EINSELE, 2000), ging im Nordalpinen Vorlandbecken nach Ansicht von TRÜMPY (1980) und SINCLAIR (1997) die paleozän-eozäne Flysch-Sedimentation allmählich in die Ablagerungen der eozän-oligozänen Unteren Meeresmolasse über. Die Sedimentationsräume des ultrahelvetischen Flyschs und sein Verzahnungsbereich mit den Ablagerungen des Fischechiefers wurden ihrer Meinung nach jedoch im Unteroligozän tektonisch bereits wieder geschlossen. Im Allgäu und in Oberbayern verzahnen sich die Fischechiefer mit den Deutenhausener Schichten der Unteren Meeresmolasse (DOPPLER & SCHWERD, 1996).

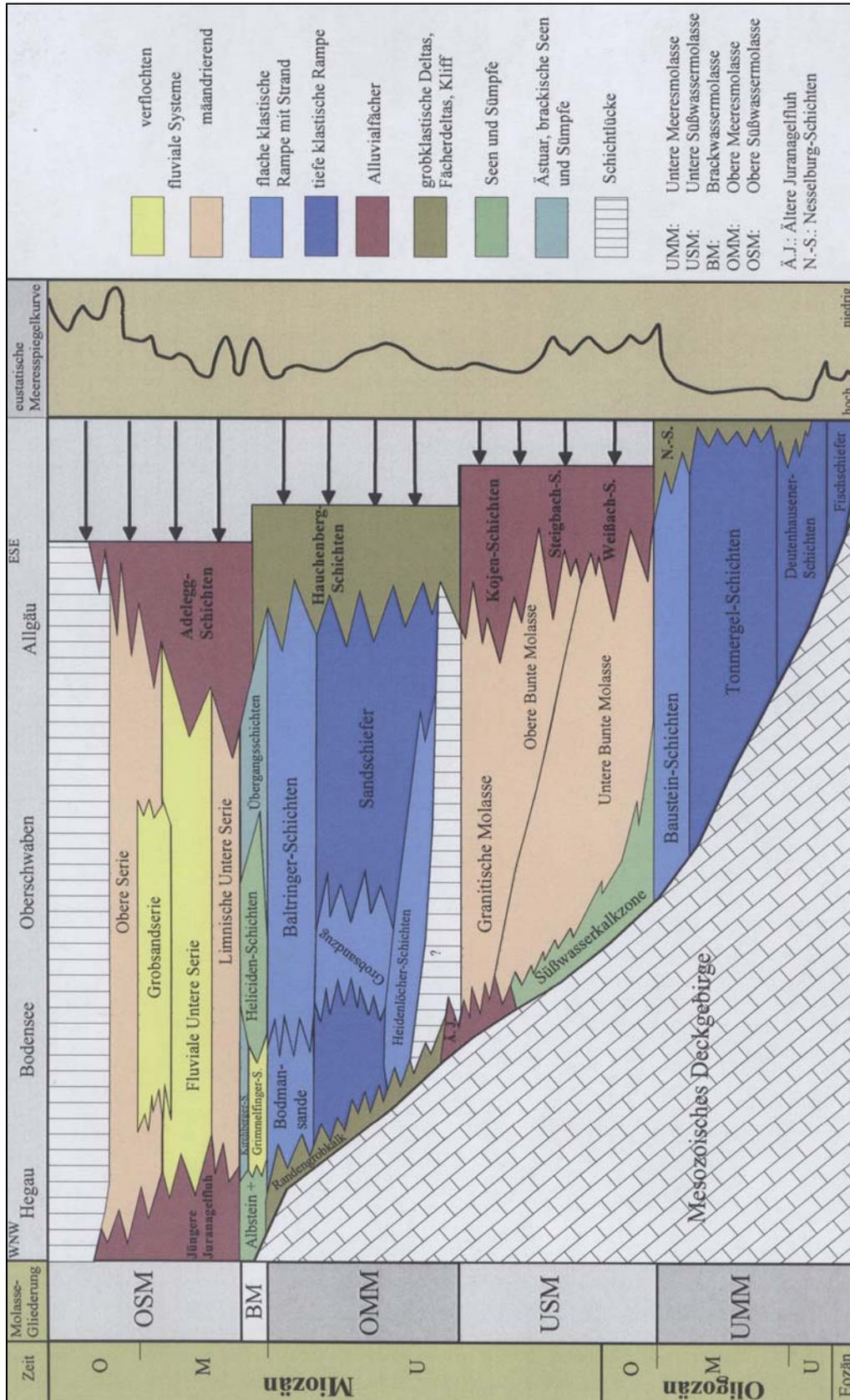


Abb. 10: Lithostratigraphie und Ablagerungsmilieu im südwestdeutschen Nordalpinen Vorlandbecken. Stratigraphische Formationen nach LEMCKE et al. (1953), SCHREINER (1970), HEISSIG (1986), SCHWERD & UNGER (1981), DOPPLER (1989) und DOPPLER & SCHWERD (1996). Meeresspiegel-Kurve nach HAQ et al. (1988) und HARDENBOL et al. (1998).

Untere Meeresmolasse (oberes Eozän bis oberes Oligozän)

Zur Zeit der Unteren Meeresmolasse reichte ein schmaler Meeresarm am Alpenrand entlang von der Gegend des Genfer Sees bis nach Österreich (LEMCKE, 1984, 1988). Bei den frühesten Molasse-Ablagerungen in diesem Meeresbecken handelt es sich überwiegend um dunkle, zum Teil bituminöse, Tonmergelserien. Vor allem im zentralen und nördlichen Molassebecken kamen zu dieser Zeit Coccolithen-führende Mergelkalke und Bändermergel zur Ablagerung (DOPPLER & SCHWERD, 1996). Nach Süden hin verzahnte sich diese feinklastische Beckenfazies mit radialen, aus den Alpen austretenden Fächern (Abb. 11), die erstmals grobklastisches Material ins Vorlandbecken schütteten (SCHIEMENZ, 1960). Im Einflussbereich des Nesselburg-Fächers kamen in der Gegend von Oberbayern die Deutenhausener Schichten zur Ablagerung (ZÖBELEIN, 1952; ZEIL, 1953; FISCHER, 1960, 1979; DIEM, 1986; MAURER et al., 2002).

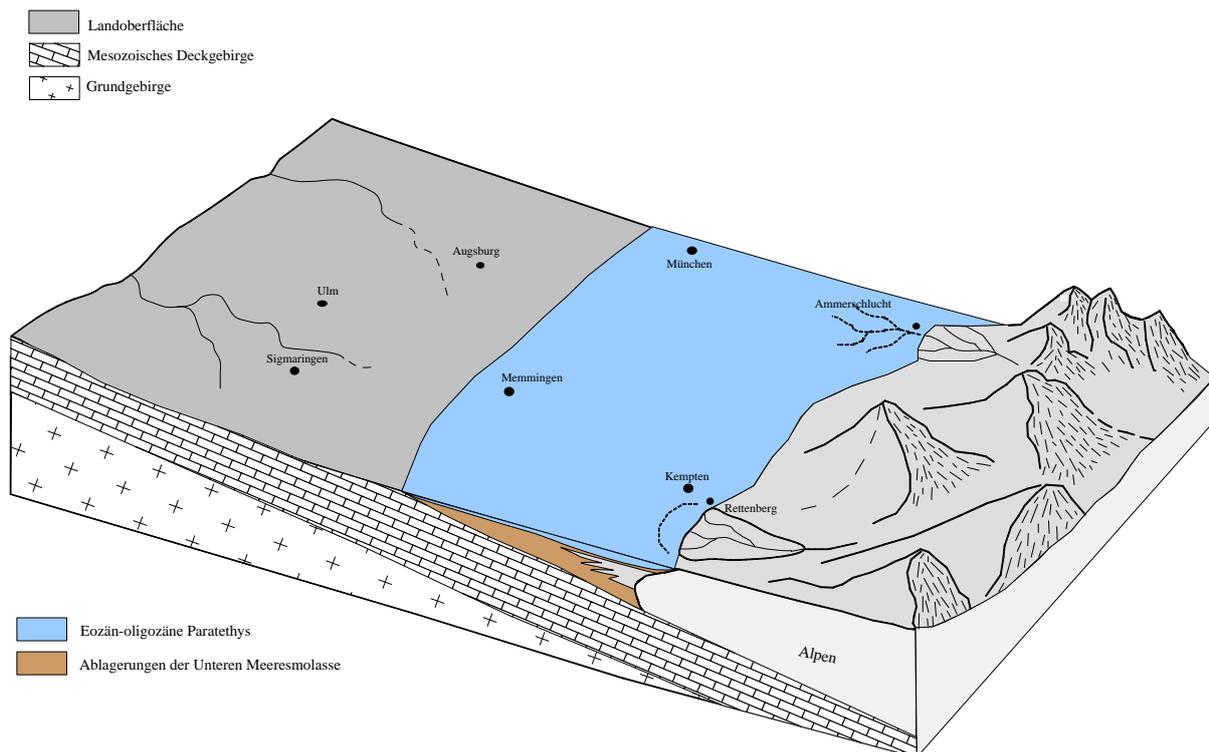


Abb. 11: Paläogeographisches Modell für die Zeit der Unteren Meeresmolasse.

Die Deutenhausener Schichten werden von MAURER et al. (2002) als Ablagerungen eines marinen Hangschürzen-Systems interpretiert, welches im Einflussbereich eines Zopfstrom-Deltas (Nesselburg-Fächer) stand. Mit sedimentologischen Kriterien lässt sich die Formation der Deutenhausener Schichten in ein unteres, mittleres und

oberes Glied einteilen. Die Bouma-Turbidite der unteren Deutenhausener Schichten stellen Ablagerungen von Trübeströmen dar. Der Einfluss des Nesselburg-Fächers wird in den mittleren Deutenhausener Schichten durch die Ablagerung sandiger Trümmerströme erkennbar. In den oberen Deutenhausener Schichten folgen viskoplastische und Rutsch-Trümmerstrom-Ablagerungen, die schließlich in Sedimente übergehen, die im Bereich der Schlechtwetter-Wellenbasis entstanden. Innerhalb der unteren, mittleren und oberen Deutenhausener Schichten (untere UMM) vollzieht sich damit ein Trend zur Verflachung der Paratethys, der sich im Hangenden in den Tonmergel-Schichten (mittlere UMM) fortsetzt. Die Baustein-Schichten (obere UMM) stellen mit ihren randmarinen Flachwasser-Sedimenten schließlich den Übergang zur terrestrischen Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse (USM) dar (Abb. 10). Die Baustein-Schichten zeigen nach DIEM (1986) ein Sturm- und Wellen-dominiertes Ablagerungsmilieu an. Das Ende der Baustein-Schichten vor 30 Millionen Jahren wird von der größten Einzelschwankung des Meeresspiegels seit dem Kambrium ausgelöst (LEMCKE, 1983; BACHMANN & MÜLLER, 1991; ZWEIGEL et al., 1998; JIN et al., 1995). Die Küstenlinie der Baustein-Schichten zog sich aufgrund des enormen Meeresspiegel-Rückgangs von Westen nach Osten zurück, was durch biostratigraphische Daten dokumentiert ist. Magnetostratigraphischen Daten zufolge fand der Übergang der marinen Fazies der Unteren Meeresmolasse zur terrestrischen Fazies der Unteren Süßwassermolasse am Südrand des Nordalpinen Vorlandbeckens schon 2 bis 3 Millionen Jahre vor dem Meeresspiegel-Rückgang statt (KEMPF et al., 1999).

Untere Süßwassermolasse (oberes Oligozän bis unteres Miozän)

Die Küstenlinie des Paratethys-Meeres hatte sich an der Wende vom mittleren zum oberen Oligozän (~ 30 Mio a) in die Gegend östlich von München zurückgezogen und blieb für etwa 9 Millionen Jahre in einer stabilen Position (LEMCKE, 1988) (Abb. 12). Für BERGER (1996) existiert zumindest im Ostteil des Schweizer Molassebeckens ein schmaler Meeresarm am Rande des Alpenorogens, während BÜCHI & SCHLANKE (1977) eine Verbindung bis zur Paratethys für möglich halten. Die dort entstandenen Evaporite und Karbonate werden von REICHENBACHER (1996) aufgrund der Fauna als marin-brackische Bildungen, von PLATT (1992) und PLATT & WRIGHT (1992) als Bildungen im palustrinen Milieu interpretiert. Der Ablagerungsraum im Westen und im zentralen Teil des Nordalpinen Vorlandbeckens

wurde von radialen progradierenden Alluvialfächern aus den Alpen mit einer Mächtigkeit bis zu 3000 m eingenommen (LEMCKE, 1973, 1984; DOPPLER & SCHWERD, 1996). Im Allgäu kamen in dieser Zeit die überwiegend grobklastischen Weissach-, Steigbach- und Kojen-Schichten zur Ablagerung (Abb. 10).

Im schweizer Teil des Molassebeckens entwickelten sich die Hohrone- und Napf-Fächersysteme, welche die feldspatreichen Sande der Granitischen Molasse ins Beckenzentrum schütteten (FÜCHTBAUER, 1958, 1964). Die klastischen, alpinen Schüttungen wurden im Beckenzentrum von einem bis zu 25 km breiten, mäandrierenden, beckenaxialen Flusssystem aufgenommen (PLATT & KELLER, 1992; SCHLUNEGGER et al., 1997) und nach Osten weitertransportiert (FÜCHTBAUER, 1964; BÜCHI et al., 1965; LEMCKE, 1973) (Abb. 12). Im deutschen Teil des Molassebeckens mündete dieses mäandrierende Flusssystem auf der Höhe von München in das Meer der Paratethys (LEMCKE, 1988; JIN, 1995; JIN et al., 1995). Im östlich anschließenden Abschnitt des Molassebeckens lagerten sich mit den Puchkirchener Schichten Sedimente eines submarinen Fächersystems ab (DE RUIG & HUBBARD, 2006).

Am nordwestlichen Rand des Molassebeckens verzahnen sich die Ablagerungen mäandrierender Flusssysteme mit grobklastischen Serien der Älteren Juranagelfluh und weiter westlich entlang der Schwäbischen Alb mit den kalkigen Sumpfbildungen der Ehinger Schichten (HAUS, 1952; LEMCKE, 1973). Die auffällige Dominanz mäandrierender Flusssysteme zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse kann auf die hohe Subsidenz im Vorlandbecken zurückgeführt werden. Grobklastische Schüttungen wurden dadurch unmittelbar am nördlichen (Schwäbischen Alb: Juranagelfluh) und südlichen Rand (Alpenorogen: alpine Nagelfluh) des Vorlandbeckens abgefangen. Der nach Osten gerichtete beckenaxiale Sedimenttransport (FÜCHTBAUER, 1967; LEMCKE, 1973) wurde in der Unteren Süßwassermolasse erst im oberen Aquitanium (~ 23 Mio a) unterbrochen. Im Ostteil des Nordalpinen Vorlandbeckens herrschten zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse tiefmarine Verhältnisse mit der Ablagerung von Schuttströmen und proximalen Turbiditen (MALZER et al., 1993; DE RUIG & HUBBARD, 2006). Die Trogtiefe für die dort abgelagerten Puchkirchener Schichten wird von ZWEIGEL et al. (1998) mit 500 bis 1500 m angenommen.

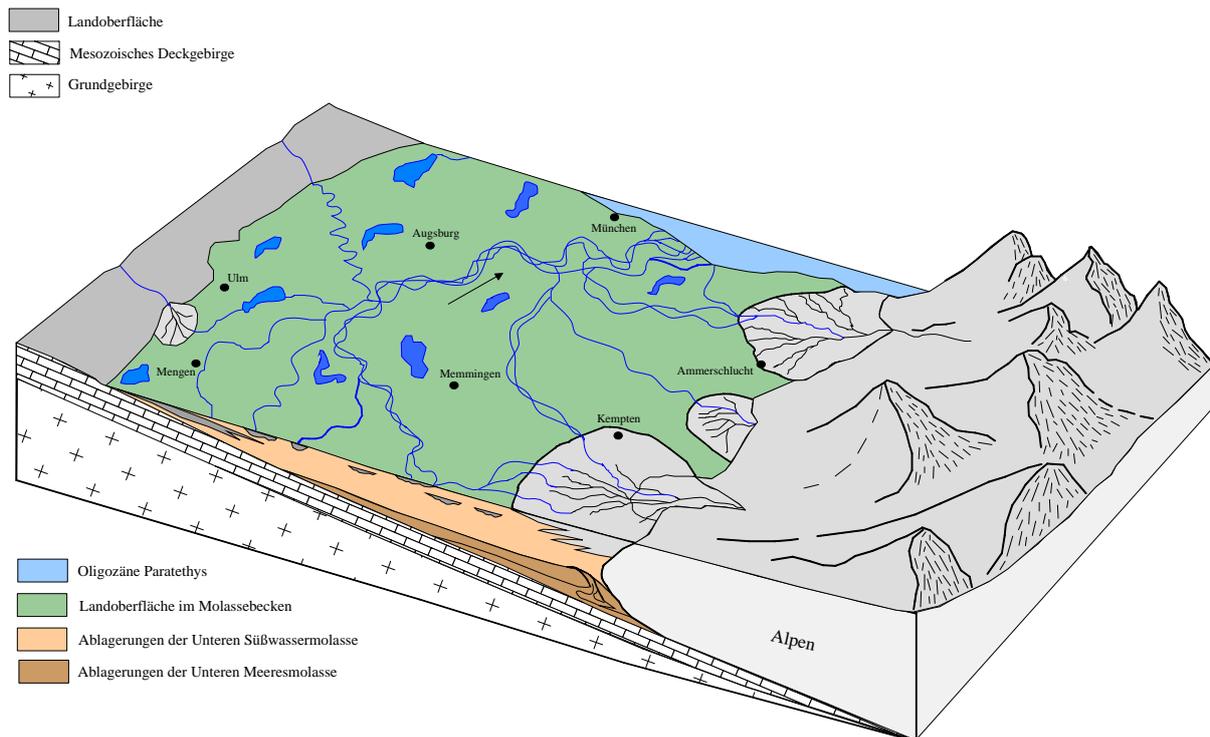


Abb. 12: Paläogeographisches Modell für die Zeit der Unteren Süßwassermolasse.

Obere Meeresmolasse (unteres Miozän)

Die Transgression der Paratethys im Burdigalium hatte ihren Beginn im bayerischen Teil des Nordalpinen Vorlandbeckens und setzte sich von dort nach Westen fort (ZWEIGEL et al., 1998; BERGER, 1985). Zu dieser Zeit existierte eine Verbindung der Paratethys zum westlichen Mittelmeer. Gezeitenwellen liefen sowohl von Westen als auch von Osten durch das flachmarine Molassemeer (HOMEWOOD & ALLEN, 1981; ALLEN, 1984; ALLEN et al., 1985). Im nordwestlichen Abschnitt des Vorlandbeckens bildeten sich Heidenlöcher-Schichten in einem Wellen- und Gezeiten-dominierten flachmarinen Milieu (HOMEWOOD & ALLEN, 1981), während sich im Süden die Sandsteine mit grobklastischen Fächerdeltas verzahnten (KELLER, 1989; SCHOLZ, 1989, 1995) (Abb. 13).

Der ersten Transgression der Paratethys folgte eine regionale Regression, die im Molassebecken als Diskordanz ausgebildet ist (LEMCKE, 1988). Mit dem nachfolgenden globalen Meeresspiegelanstieg im unteren Miozän (Burdigalium; ~ 19 Mio a) erreichte die Paratethys ihre weiteste Ausdehnung nach Norden. Die Transgression des Meeres erfolgte sowohl von der Paratethys im Osten als auch von der Tethys im Westen (BERGER, 1996; KELLER, 1989). Die Paläoströmungsrichtung wechselte von ostwärts zu einer Situation mit keiner bevorzugten Transportrichtung.

Am nördlichen Beckenrand in Süddeutschland kamen in dieser Zeit die Bodman-Sande und die Baltringer-Schichten (~ 18,5 bis 18,2 Mio a) zur Ablagerung (SCHREINER, 1992). Im Bereich der Schwäbischen Alb schnitt das Meer der Oberen Meeresmolasse (OMM) ein Kliff mit vorgelagerter Abrasionsplattform in die Karbonate des Oberjura (GEYER & GWINNER, 1991), und hinterließ dabei die Ablagerungen des Randengrobkalks und der Erminger Turitellenplatte. An der Grenze Ottnagium-Karpatium wechselten die Ablagerungsverhältnisse allmählich von einem marinen Milieu zu einer brackischen Seenlandschaft (DOPPLER, 1989; REICHENBACHER, 1989).

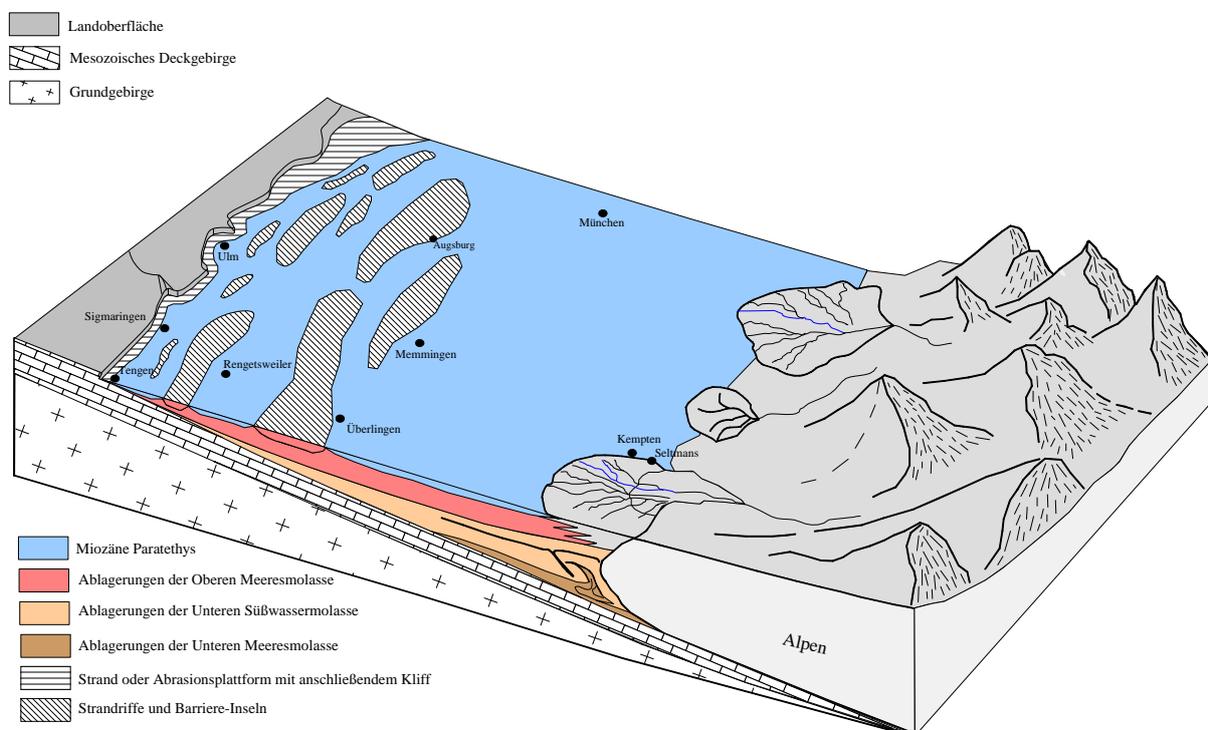


Abb. 13: Paläogeographisches Modell der Oberen Meeresmolasse.

Brackwassermolasse (unteres Miozän)

Das Ablagerungsmilieu der Brackwassermolasse war gekennzeichnet von hochfrequenten eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen (BUCHNER et al., 1996, 1998; ZWEIGEL et al., 1998). Im äußersten Nordosten des deutschen Molassebeckens hielt sich über kurze Zeit noch das brackische Restmeer der Oncophora-Schichten, während sich im Gebiet zwischen Bodensee und Lech ein Krustenkalkboden (Albstein) bildete (RUTTE, 1955; NÄGELE, 1962). Im weiteren

Verlauf der Brackwassermolasse schnitt sich während eines Meeresspiegel-Tiefstandes der Graupensand-Fluss in die älteren Molassesedimente ein und räumte sie zum Teil bis 60 m tief aus (SCHREINER, 1970; BUCHNER & SEYFRIED, 1999; ASPRION & AIGNER, 1999). In der Graupensand-Rinne wurden in der nachfolgenden Zeit die Grimmelfinger Schichten sowie die Kirchberger Schichten abgelagert. Die Ablagerungen der brackischen Kirchberger Schichten gehen vermutlich auf eine regionaler Senkung im Westen des Molassebeckens zurück, in dessen Folge das Meer der Paratethys aus der Nordost-Schweiz nochmals durch marine Ingression in die Graupensandrinne zurückkehrte (LEMCKE, 1953, 1972, 1988; FÜCHTBAUER, 1954; SCHREINER, 1970; REICHENBACHER, 1989; REICHENBACHER et al., 2004). Das süddeutsche Molassebecken verlandete im Zeitabschnitt zwischen dem oberen Ottnangium und dem frühen Karpatium endgültig (RÖGL & STEININGER, 1983).

Das Alter und die Entstehung der Sedimente in der Graupensand-Rinne (Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten) wurden in der Vergangenheit kontrovers diskutiert. Die Bestimmung des Alters der Grimmelfinger Schichten konnte bislang nur durch ihre relative stratigraphische Position zwischen dem Liegenden und dem Hangenden ermittelt werden. Sie sind demnach jünger als die Obere Meeresmolasse und älter als die Kirchberger Schichten. Reichenbacher (1993) stellt das Ende der Oberen Meeresmolasse in das "tiefe mittlere Ottnangien" und die Ablagerung der Kirchberger Schichten in das "tiefere obere Ottnangien" (REICHENBACHER, 1993). Damit bleibt für die Ablagerung der Graupensande das "hohe mittlere Ottnangien" (REICHENBACHER, 1993). LEMCKE (1972) gibt für den Rückzug des Molassemeeres und damit für das Ende der Oberen Meeresmolasse das Obere Ottnangium an. Die Ablagerung der Graupensande stellt er in die Zeit der Wende Ottnangium/Karpatium. Die meisten Bearbeiter setzen für die Graupensande also ein unter- oder mittel-miozänes Alter (~ 18 Mio a) voraus. Eine andere Meinung vertritt SAIER (1985), der bestimmte Phänomene in den Graupensanden mit dem Ries-Ereignis in Zusammenhang brachte und folgerte, dass die Sedimentation der Brackwassermolasse größtenteils erst nach dem Ries-Ereignis stattfand. Das Alter des Ries-Impakts wurde über eine Reihe absoluter Datierungen anhand unterschiedlicher Methoden vorgenommen. Die überwiegende Zahl der Datierungen an Ries-Gläsern aus dem Suevit wurde über die K/Ar-Methode ermittelt, wobei die meisten Datierungen zwischen 14,8 und 15,1 Millionen Jahren lagen (GENTNER et al.,

1961; 1963; 1967; GENTNER & WAGNER 1969; STAUDACHER et al., 1982; BUCHNER et al., 2003). Die Spaltspuren-Alter der Ries-Tektite (Moldavite) lagen zwischen 14,1 und 14,7 Millionen Jahren (GENTNER et al., 1963; 1967; GENTNER & WAGNER 1969). BUCHNER (1998) fand in den Graupensanden stoßwellenmetamorph überprägte Minerale, die vom Meteoriteneinschlag Nördlinger Ries stammen. In weiteren Arbeiten konnte BUCHNER nachweisen, dass die Graupensande nicht um 18 Millionen Jahre, sondern im Wesentlichen nach dem Ries-Impakt abgelagert wurden (BUCHNER et al., 1998, BUCHNER & SEYFRIED, 1999). Nach dem gängigen Ablagerungsmodell für die Brackwassermolasse werden die Grimmelfinger Schichten in der Graupensandrinne von den Kirchberger Schichten überlagert (MOOS, 1925; REICHENBACHER, 1988; ZÖBELEIN, 1995). Die Kirchberger Schichten wurden über biostratigraphische Methoden relativ auf ein Alter von etwa 18 Millionen Jahren datiert. Wenn die Grimmelfinger Schichten an der Basis der Graupensandrinne erst nach dem Ries-Impakt vor weniger als 15 Millionen Jahren abgelagert wurden, könnten die Kirchberger Schichten vor den Grimmelfinger Schichten sedimentiert worden sein. Eine weitere Möglichkeit besteht nach BUCHNER et al. (1998) darin, dass die Kirchberger Schichten tatsächlich im Hangenden der Grimmelfinger Schichten abgelagert wurden und ebenfalls jünger als das Ries-Ereignis sind. Nach eigenen Geländebeobachtungen ist die Überlagerung der Grimmelfinger Schichten durch die Kirchberger Schichten nicht eindeutig gegeben und beschränkt sich auf wenige Aufschlüsse am Nordrand der Rinne. Die Auswertung von Forschungs- und Grundwasserbohrungen (mündl. Mitt. v. Herrn BUCHNER) ergab bislang ebenfalls kein eindeutiges Bild. BUCHNER et al. (1998) haben aus diesem Grund ein alternatives Ablagerungsmodell für die Zeit der Grimmelfinger Schichten vorgeschlagen (Abb. 14). Dieses Modell besagt, dass zunächst die Kirchberger Schichten vor dem Ries-Impakt in einem Ästuar abgelagert wurden und sich die Graupensandrinne erst nach dem Riesereignis als Incised Valley einschnitt. Dabei wurden Teile der Kirchberger Schichten wieder ausgeräumt. Am Nordrand der Rinne entstand danach durch Rutschungen mancherorts eine scheinbare Überlagerung der Graupensande durch die Kirchberger Schichten.

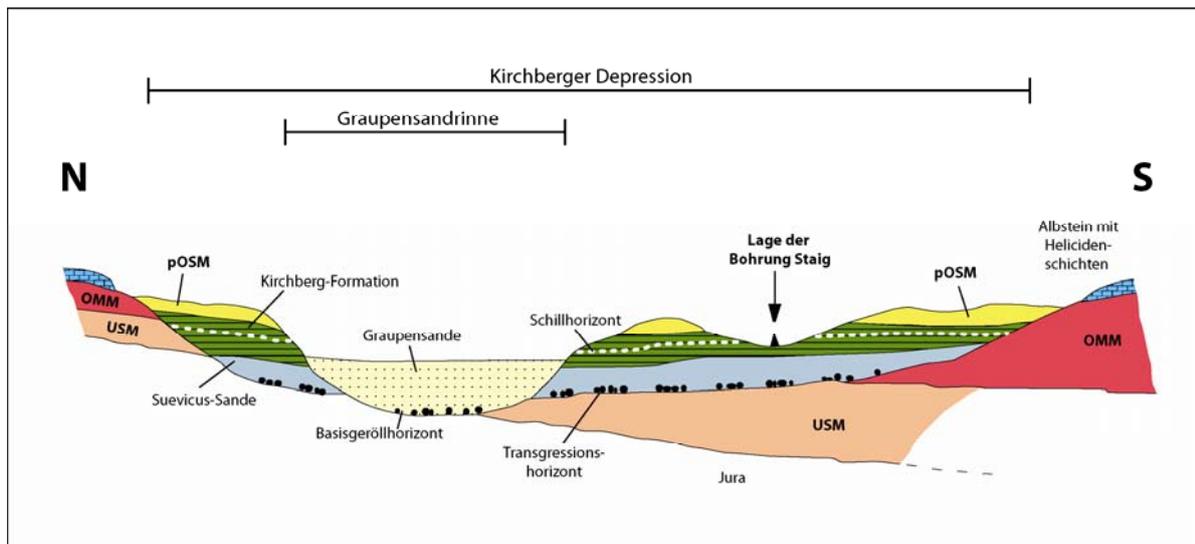


Abb. 14: Modell für die Lagerungsverhältnisse der Brackwassermolasse in der Graupensandrinne; aus BUCHNER et al. (1998). Dargestellt sind die Lagerungsbeziehungen zwischen Suevicus-Sanden, Kirchberger Schichten und Grimmelfinger Schichten. Stark überhöhter N-S-Schnitt für den Bereich der Graupensandrinne südlich von Ulm. USM: Untere Süßwassermolasse; OMM: Obere Meeresmolasse; pOSM: präriesische Obere Süßwassermolasse.

Obere Süßwassermolasse (unteres bis oberes Miozän)

Nach dem vollständigen Rückzug des Paratethys-Meeres aus dem Molassebecken setzte die Ablagerung, ähnlich der Unteren Süßwassermolasse, unter terrestrischen Faziesbedingungen ein (Abb. 15). Von den Alluvialfächern am Alpenrand ausgehend wurde das Sediment im zentralen Molassebecken über verflochtene Flusssysteme nach Westen transportiert (FÜCHTBAUER, 1954; LEMCKE, 1984, 1988; DOPPLER, 1989). Die radialen Alluvialfächer des süddeutschen Vorlandbeckens (Pfänderfächer, Adeleggfächer, Peißenbergfächer) erreichten in der Oberen Süßwassermolasse Mächtigkeiten bis 1600 m (EBERHARD, 1986; LEMCKE, 1988; SCHOLZ, 1995). Nach Norden hin verzahnten sich die grobklastischen Schuttfächer zu Beginn der Oberen Süßwassermolasse mit den feinklastischen Ablagerungen der Bunten Mergelserie, die sich ihrerseits zur schwäbischen Alb hin mit grobklastischen Schüttungen der Jüngerer Juranagelfluh verzahnen (Abb. 10). Im Beckenzentrum wurden zu dieser Zeit die feinklastischen Sedimente der Limnische Untere Serie (Bayerisch-Schwaben) und der Haldenhofmergel (Baden Württemberg) abgelagert (DOPPLER, 1989). Das beckenachbiale Glimmersand-Flusssystem, zunächst nur auf den Nordteil des Molassebeckens begrenzt, weitete sich in der nachfolgenden Zeit auch nach Süden aus (LEMCKE, 1953, 1972, 1984; HOFMANN, 1960, 1976; SCHREINER, 1970). In

Bayerisch-Schwaben wurde die Fluviale Untere Serie, in Baden Württemberg die Steinbalmensande abgelagert.

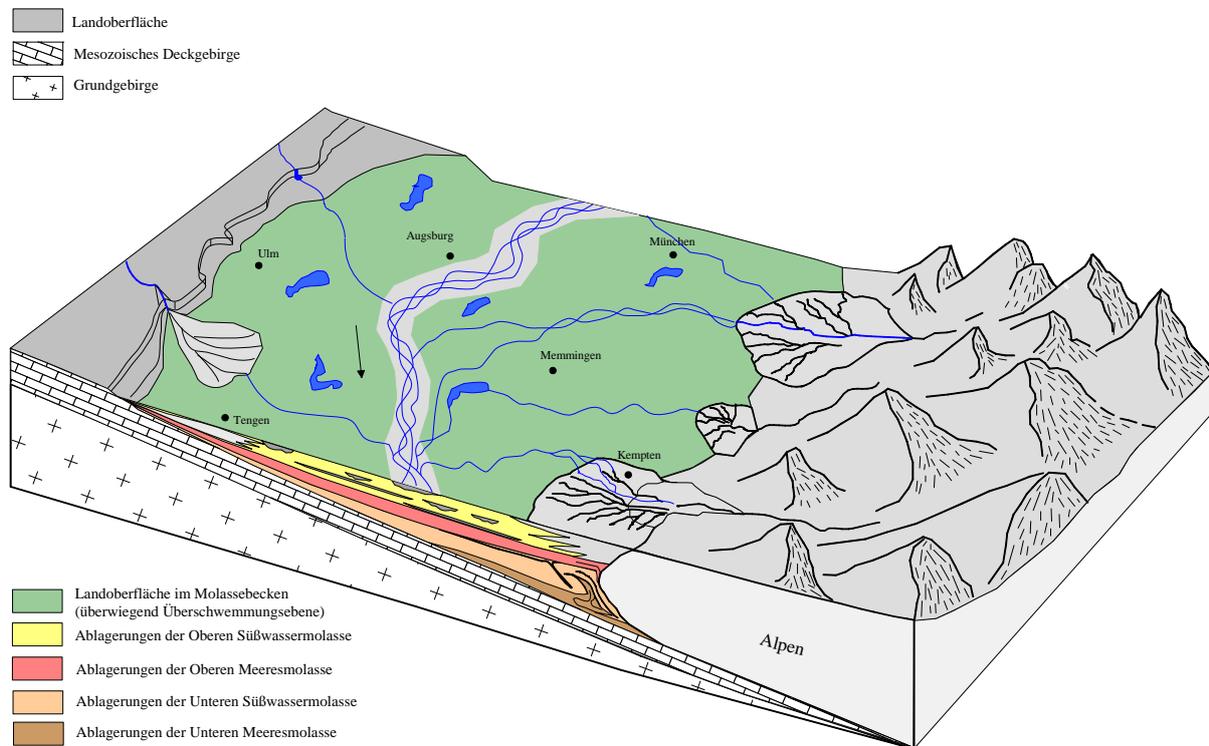


Abb. 15: Paläogeographisches Modell für die Zeit der Oberen Süßwassermolasse.

Im weiteren Verlauf der Oberen Süßwassermolasse wurden aus dem Osten Bayerns Grobsande und Kiese geschüttet, die als Vollsotter bezeichnet werden und nach Westen in Ablagerungen der Erolzheimer Sande und der Geröllsandserie übergehen (DOPPLER, 1989; DOPPLER et al., 2000). Im unteren Bereich dieser fluvialen Abfolge sind distale Auswurfprodukte (Oberjura-Komponenten) des Meteoriteneinschlags im Nördlinger Ries zu finden (PENCK & BRÜCKNER 1901/09, STEPHAN, 1952; HEROLD 1969; GALL & MÜLLER, 1975; HOFMANN, 1976; SCHEUENPFLUG 1980, HEISSIG 1989, BÖHME et al. 2001). Dieser als Brockhorizont bezeichnete Abschnitt in der Oberen Süßwassermolasse wird zeitlich mit dem Ries-Impakt vor 14,4 Millionen Jahren (GENTNER et al., 1963; STÄHLE, 1972; STAUDACHER et al., 1982; BUCHNER et al., 2003) gleichgesetzt. Damit ergibt sich ein weiteres stratigraphisches Problem in der Molasseabfolge. Wenn in den Ablagerungen der Brackwassermolasse bereits Komponenten aus umgelagerten Ries-Auswurfmassen vorhanden sind, können Auswürflinge desselben Ereignisses nicht in den stratigraphisch höheren Schichten der Oberen Süßwassermolasse vorkommen. Zur Klärung dieses stratigraphischen

Problems gibt es aus meiner Sicht zwei Lösungsmöglichkeiten. Die erste Möglichkeit ist, dass die Komponenten der Brockhorizonte in der Oberen Süßwassermolasse keine Auswürflinge des Ries-Impakts darstellen und zeitlich nicht mit diesem Ereignis in Verbindung gebracht werden können. Wenn die Brockhorizonte jedoch zeitlich dem Riesereignis zugeordnet werden können, müssen im Nordalpinen Vorlandbecken zur Zeit des Ries-Impakts bereits längere Zeit terrestrische Faziesbedingungen geherrscht haben und Teile der Oberen Süßwassermolasse waren zu diesem Zeitpunkt schon abgelagert. Das Einschneiden der Graupensandrinne (Brackwassermolasse) fand dann später als bislang angenommen statt und die anschließende Aufsedimentierung (BUCHNER, 1998) spielte sich im Wesentlichen erst nach dem Ries-Ereignis ab. Der letzte Vorstoß der Paratethys in der Graupensandrinne würde demnach parallel zur Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse stattfinden. Dies setzt wiederum voraus, dass brackische Ablagerungen, die stellenweise im Liegenden der Oberen Süßwassermolasse angetroffen wurden, keine Entsprechungen der Kirchberger Schichten darstellen, wie sie beispielsweise bei REICHENBACHER (1993) interpretiert wurden. Es müsste sich dann um Sedimente der ausgehenden Oberen Meeresmolasse handeln, die in der zurückweichenden Paratethys unter brackischen Verhältnissen abgelagert wurden. Die nach Westen gerichtete Entwässerung der fluvialen Systeme bestand im Molassebecken bis ins Pannonium vor 10 Millionen Jahren (SCHWERD et al., 1996). Im bayerischen Teil des Molassebeckens haben die jüngsten Alluvialfächer ein Alter von 11 Millionen Jahren (EBERHARD, 1986). Ab dem frühen Sarmatium lassen sich nach UNGER (1989) Aufarbeitungen östlich von München nachweisen. Die jüngsten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse erreichen ein Alter zwischen 8 und 9 Millionen Jahren (UNGER, 1983).

2. Veröffentlichungen

Z. dt. geol. Ges.

153/1

S. 77–91, 11 Abb.

Stuttgart, Oktober 2002

Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern

HOLGER MAURER, ELMAR BUCHNER & HARTMUT SEYFRIED*

MAURER, H., BUCHNER, E. & SEYFRIED, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern. [How marine is the early basin fill of the North Alpine foreland basin? Considerations on the depositional environment of the Deutenhausen Formation (basal Lower Marine Molasse) in western Bavaria.] – Z. dt. geol. Ges., **153**: 77–91; Stuttgart.

Kurzfassung: Tagesaufschlüsse der Deutenhausener Schichten in der Ammerschlucht (Oberbayern) zeigen Tonmergel- und Sandsteinabfolgen, in die konglomeratische Sandsteine und Konglomerate eingeschaltet sind. Die Schichtfolge ist ein Oben-Grob-Zyklothem, das hierarchisch von Oben-Grob- und Oben-Fein-Zyklothemen niederer Ordnung aufgebaut wird. Die Sedimente wurden über ein Hangschürzensystem ins Molassebecken geschüttet. Die Unteren Deutenhausener Schichten stellen Ablagerungen von Trübeströmen dar, die überwiegend als unvollständige Bouma-Turbidite ausgebildet sind. Sie wurden im Bereich einer distalen schluffdominierten Mündungsbarriere eines Verteilerkanals abgelagert und bauten kleine lokale Fächer innerhalb eines schlammreichen Hangschürzensystems auf. Die Mittleren Deutenhausener Schichten wurden auf einem Schlammhang abgelagert, wobei sich der Einfluss des Nesselburg-Fächers in Form größerer Schüttungen bemerkbar machte, die wir als Ablagerungen sandiger Trümmerströme interpretieren. Die Tonmergel der Oberen Deutenhausener Schichten enthalten geringmächtige Konglomerate, deren Entstehung auf Rutsch-Trümmerströme und viskoplastische Trümmerströme zurückgeht. Diese groben Schüttungen interpretieren wir als Ablage-

rungen von Rutschungen im Bereich eines schlammigen Deltahangs. Innerhalb der Deutenhausener Schichten ist bereits eine Tendenz zur Verflachung der Paratethys Oberbayerns erkennbar, der auch in den hangenden Tonmergel-Schichten und Bausteinschichten deutlich wird. Die sedimentologischen und paläontologischen Befunde aus dem Profil in der Ammerschlucht deuten darauf hin, dass die Morphologie des frühen Molassebeckens viele Merkmale aufweist, die man mit einem großen strukturellen See vergleichen könnte. Dieses Becken war anfänglich marin, wurde aber unter dem Einfluss der Sedimentzufuhr durch den herannahenden alpinen Deckenstapel allmählich flacher, geriet zunehmend unter Süßwassereinfluss und erfuhr zeitweise sogar Sauerstoffzehrung. Wir nehmen an, dass die Wassertiefe zum Beginn der Molasse-Sedimentation sowohl absolut als auch relativ vermutlich deutlich geringer war als bisher in einem Teil der Literatur angenommen wurde.

Abstract: In southern Germany (Bavaria, Ammer canyon), the basin fill of the North Alpine foreland basin starts with an approximately 450 m thick succession of mudstones (Deutenhausen Formation) containing conspicuous layers of sandstones, conglomeratic sandstones and conglomerates. This sequence is a coarsening-upward cyclotheme subdivided into lower-order units with coarsening or fining-up characteristics. Sediments were supplied into a slope apron system covering the interior (southern) flank of the incipient foreland basin. Sandstones from the lower member of the Deutenhausen Formation are mainly Bouma turbidites reflecting sediment distribution along channels and formation of smaller lobes in an over-all muddy environment. The middle member of the Deutenhausen Formation shows sandstones and conglomeratic sandstones most probably derived from sandy debris flows reflecting the progradation of a coarse-grained delta (Nesselburg Fan). The upper member of the Deutenhausen Formation contains some few conglomeratic layers showing features relatable to slide debris flows and debris flows with Bingham

* Anschriften der Autoren: Dipl.-Geol. H. MAURER, Dr. E. BUCHNER, Prof. Dr. H. SEYFRIED, Institut für Geologie, Universität Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart.

plastic behaviour. We conclude that the latter deposits are slumps forming in a muddy prodelta environment. The succession from sandy turbidites through sandy debris flows to slumps is consistent with a shallowing upward trend otherwise clearly indicated by the following formations of the so-called "Lower Marine Molasse" (terminal Eocene to early Oligocene). Formerly published interpretations of the depositional environment of the Deutenhausen Formation, however, are highly controversial ranging from deep-water (> 1000 m) fans to shallow brackish seas. In our opinion, the sedimentologic and palaeontologic information provided by the Ammer canyon section is consistent with a subaquatic morphology comparable to (but of course not identical with) a large structural lake. Initially, this depression was invaded by marine waters but became shallower, episodically influenced by freshwater, and occasionally oxygen-starved, as sediment supplied from the approaching Alpine nappe pile gradually outruled subsidence initiated by crustal loading.

Keywords: stratigraphic units, Upper Eocene, Lower Oligocene molasses, lithostratigraphy, sedimentology, paleoenvironment, deltaic sedimentation

Bavaria, Alpenvorland
TK 25: 8331

1. Einführung

Die nordalpinen Molasse-Sedimente wurden vom späten Eozän bis ins späte Miozän in zwei großen Transgressions-Regressions-Folgen abgelagert. Die erste Folge umfasst die Untere Meeresmolasse (UMM) sowie die Untere Süßwassermolasse (USM), die zweite die Obere Meeresmolasse (OMM) bzw. Obere Süßwassermolasse (OSM). In der vorliegenden Arbeit beschreiben wir den basalen Abschnitt der Unteren Meeresmolasse (UMM), welcher hauptsächlich in einem schmalen Streifen entlang des Alpenorogens abgelagert wurde. Die von uns untersuchten Aufschlüsse sind in der Ammerschlucht in Oberbayern über 450 Mächtigkeitsmeter hervorragend aufgeschlossen (N 47°39' / E 10°59', vgl. Abb. 1). Die Molasseablagerungen entlang der Ammer liegen an der Südflanke der Murnauer Mulde, welche eine der großen strukturellen Einheiten der Faltenmolasse in Süddeutschland darstellt.

Die Untere Meeresmolasse wurde vom späten Eozän bis ins frühe Oligozän (Priabon-

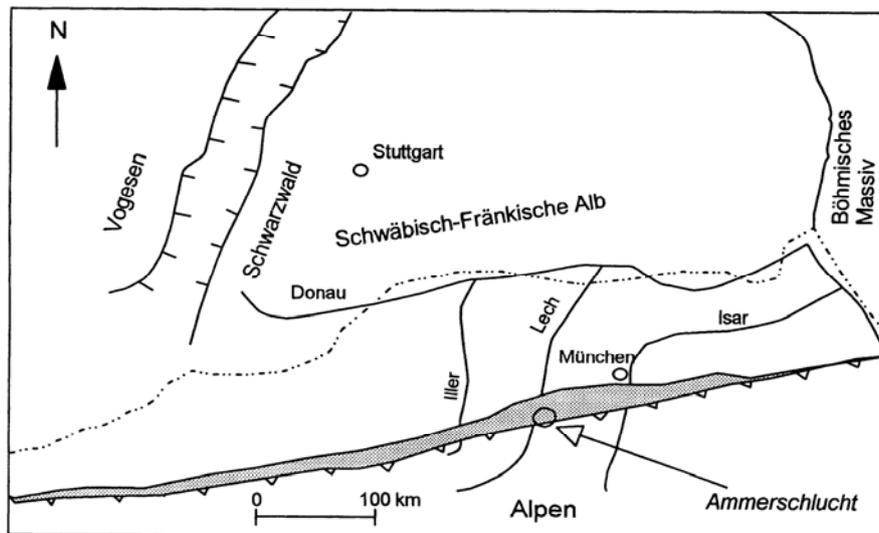


Abb. 1: Übersicht über das nordalpine Vorlandbecken mit der Lage der Ammerschlucht (N 47°39'/E 10°59') in Oberbayern (Kreis). Gestrichelte Linie: heutige Nordgrenze der Molasseablagerungen; grau: Faltenmolasse.

Fig. 1: Sketch map of the North Alpine foreland basin featuring position of the Ammer canyon (circle), northern rim of the foreland basin (dotted line), and outcrops of the early foreland basin fill deformed under the influence of the approaching Alpine nappe pile (shaded area).

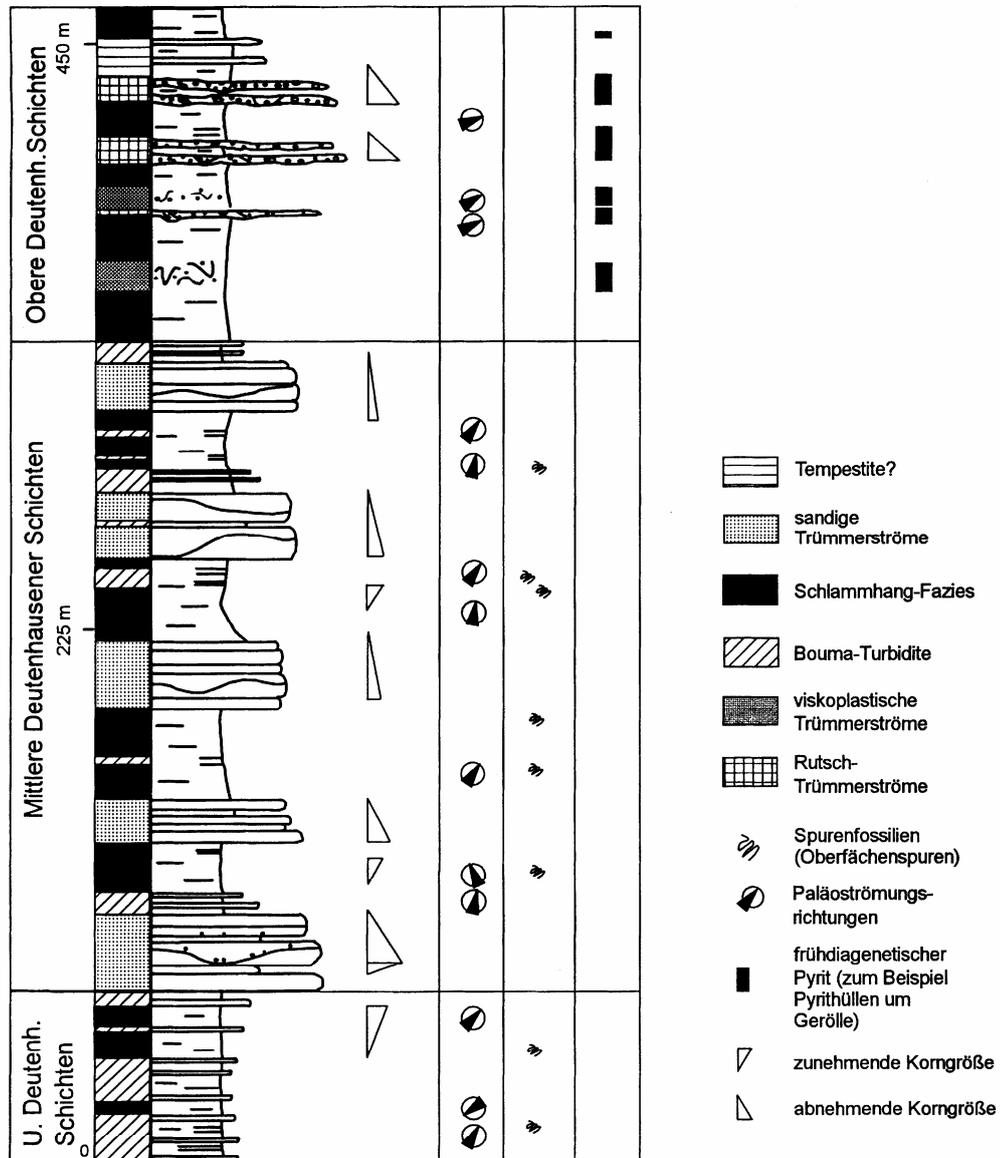


Abb. 2: Übersichtsprofil der Deutenhausener Schichten an der Ammer, Oberbayern.

Fig. 2: Stratigraphic section of the Deutenhausener Schichten as exposed in the Ammer canyon, Bavaria.

Rupel) in einem nördlich der Alpen gelegenen schmalen Meeresarm (ZÖBELEIN 1952) abgelagert. In Oberbayern werden die Sedimente der Unteren Meeresmolasse in drei Abschnitte unterteilt: auf die basalen Deutenhausener Schichten (untere UMM) folgen im Hangenden die Tonmergel-Schichten (mittlere UMM), die

von den Baustein-Schichten (obere UMM) überlagert werden. In der vorliegenden Arbeit wurden die Deutenhausener Schichten petrographisch und sedimentologisch bearbeitet. Sie bestehen hauptsächlich aus Tonmergeln, in die teils mächtige Sandsteine eingeschaltet sind. Untergeordnet treten Konglomerate und kon-

glomeratische Sandsteine auf. In Anlehnung an ZEIL (1953) untergliedern wir diese Serie in drei Abschnitte: die Unteren, Mittleren und Oberen Deutenhausener Schichten (Profil siehe Abb. 2).

Die Interpretationen der frühen Molasse-sedimente sind zum Teil sehr widersprüchlich. ZÖBELEIN (1952) beschreibt die Deutenhausener Schichten als „Flachmeerablagerungen mit vorübergehender Verbrackung“, während ZEIL (1953) den Ablagerungsraum als „brackisch-fluviatil“ ansieht. SCHUDER (1963) bezeichnet Konglomerate in den höheren Deutenhausener Schichten als „ursprünglich fluviatil geschützt“. Er beschreibt das Ablagerungsmilieu als „beckenrandnah, brackisch bis marin“, wobei die Bor-Konzentrationen sogar auf limnische Einflüsse hinweisen sollen. KUENEN (1959) und FISCHER (1960, 1979) interpretieren die Sedimente als Turbidite, wobei FISCHER eine Meerestiefe von 1000 m und mehr annimmt. Er ist der Meinung, dass die Ablagerung der Deutenhausener Schichten oberhalb der CCD, jedoch „mit Tiefseecharakter“ erfolgte. Für LEMCKE (1973) entspricht der Ablagerungsraum einem „fischähnlichen Trog mit mariner Sedimentation“. Die Interpretation der Mikrofossilien ist ebenfalls strittig. Ostrakoden weisen nach Untersuchungen von WITT (1967) auf ein „brachyhalines“ Milieu zur Zeit der Ablagerung der Deutenhausener Schichten hin. FISCHER (1979) beschreibt dagegen aus den Deutenhausener Schichten tiefmarine Fossilien, die seiner Ansicht nach autochthon sind.

2. Beschreibung der Deutenhausener Schichten an der Ammer

2.1. Untere Deutenhausener Schichten

– Mächtigkeit: ca. 25 m, davon ca. 55% Schlammsteine und 45% Sandsteine.

– Petrographie: dünnbankige Fein- bis Mittelsandsteine und überwiegend stark schluffige, graue, laminierte Tonmergel, häufig mit Pflanzendetritus-reichen kohligen Lagen. Auffallend sind Hellglimmer auf den Schichtflächen der Schluff- und Sandsteine. Die Sandsteine der Un-

teren Deutenhausener Schichten sind feldspat-haltige Litharenite. Die Komponenten bestehen zu etwa 30% aus Quarz, der Feldspatanteil besteht überwiegend aus Plagioklasen. Er reduziert sich von etwa 20% in den untersten Abschnitten auf wenige Prozent im Hangenden. Der Lithoklastenanteil ist mit 30-40% innerhalb der gesamten Unteren Deutenhausener Schichten weitgehend konstant. Im Modalbestand der Lithoklasten dominieren Gerölle aus Gneis und Plutoniten, untergeordnet auch aus Dolomiten. Als Schichtsilikate treten in den Lithareniten grünbraune Biotite und Chlorite bis 6% Mengenteil auf, wobei die Dominanz von Chlorit auffällt. Glaukonit ist mit etwa 1%, Schwermminerale (hauptsächlich Granat und Rutil) mit etwa 1-2% Anteil vertreten.

– Diagenese: in den Sandsteinen der Unteren Deutenhausener Schichten wurden durch starke Kompaktion Glimmer und Tonklasten in Porenräume gedrückt, wodurch eine frühdiagenetische Pseudomatrix gebildet wurde. In den verbleibenden Zwickeln treten Zemente aus eisenreichem Kalzit auf, die makro- und mikrokristallin ausgebildet sind. Mineralneubildungen sind hauptsächlich Chlorit, aber auch Kaolinit sowie Dolomit- und frühdiagenetische Pyritneubildungen (Himbeerpyrit). Seltener sind Chlorit- und Feldspat-Auflösungserscheinungen.

– Fossilien: als Spurenfossilien treten selten Weidespuren auf. Ansonsten sind Bruchstücke von Globorotalien und Nummuliten zu beobachten.

– Sedimentologie: die bis zu 50 cm mächtigen, karbonatisch zementierten Sandsteinlagen sind mittel bis schlecht sortiert. Auf den Schichtflächen tritt, wie in den gesamten Sandsteinen der Deutenhausener Schichten, oft eine Anreicherung von Hellglimmer und kohligen Pflanzenresten auf. Die Sandsteine zeigen gradierte Schichtung, Parallelschichtung, Wickelschichtung und Schrägschichtung (Strömungsrippel mit Erhaltung der luvseitigen Lamellen). An den Schichtunterseiten sind häufig Sohlmarken in Form von Kolk-, Schleif-, Stoß-, und Belastungsmarken ausgebildet. Bei den Sandsteinen handelt es sich überwiegend um unvollständige Bouma-Sequenzen, die meistens mit der Tb- oder Tc-Einheit beginnen (Abb. 3). Ein basales gradiertes Intervall (Ta) ist selten (we-

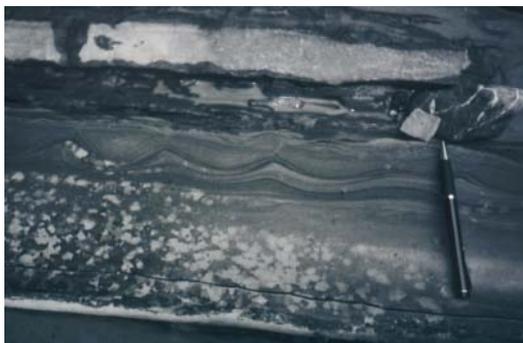


Abb. 3: Typische Ausbildung einer unvollständigen Bouma-Sequenz (T_b - T_d) in den Unteren Deutenhausener Schichten; parallel laminierte T_b -Einheit an der Basis der Sandsteinlage, darüber die T_c -Einheit mit Strömungsrippeln und undeutlich ausgeprägter Wulstschichtung; im Hangenden folgt eine zurückgewitterte parallel laminierte T_d -Einheit.

Fig. 3: Uncomplete Bouma sequence (T_b - T_d) typical for the lower member of the Deutenhausen Formation. Layer starts with parallel lamination (T_b -unit), T_c -unit shows well-developed current ripples, and grain size in T_d (starting near point of pen) is considerably finer than in T_b .

niger als 10% der Turbiditlagen) erhalten und meistens nur als Füllung von Sohlmarken überliefert. Amalgamierung ist selten. T_d -Einheiten sind in der überwiegenden Zahl der Sequenzen vorhanden.

– Paläo-Strömungsrichtungen: die Richtung SSE-NNW dominiert, untergeordnet treten die Richtungen SW-NE und NW-SE auf.

– Faziesinterpretation: die Sandsteine der Unteren Deutenhausener Schichten sind nach ihren Sedimentstrukturen und ihren internen Schichtungsmerkmalen als unvollständige Bouma-Sequenzen ausgebildet. Die Bouma T_b - und T_c -Einheiten dominieren, die T_d -Einheiten sind gut ausgebildet und nur selten amalgamiert (Abb. 3). Soweit wir beobachten konnten, ist ein pelagisches Intervall nur sehr selten entwickelt. Nach unserer Ansicht wurden die Sedimente im Bereich einer schluffdominierten Mündungsbarre eines Verteilerkanals abgelagert. Das stratigraphische Umfeld dieser Ablagerungen legt die Schlussfolgerung nahe, dass es sich hier um ein schlammreiches Hangschürzensystem im Sinne von Reading & Richards (1994) handelt.

2.2. Mittlere Deutenhausener Schichten

– Mächtigkeit: ca. 230 m, davon ca. 55% Schlammsteine, ca. 43% Sandsteine und ca. 2% Feinkonglomerate. Das herausragende Merkmal sind 5 Abfolgen mit bis zu 14 m mächtigen Sandstein-Schichtstapeln. Zwischen den Sandstein-Schichtstapeln liegen bis zu 50 m mächtige Tonmergelstein-Abfolgen. Insgesamt ist in den Mittleren Deutenhausener Schichten ein Trend zur Abnahme der Korngröße (innerhalb der Sandsteine) nach oben hin festzustellen, der jedoch nur zum Teil mit einer Abnahme der Bankmächtigkeit einhergeht.

– Petrographie: bei der Zusammensetzung der mittel- bis grobkörnigen Litharenite bzw. Feinkonglomerate (0,8-3 mm) zeigt sich eine Dominanz schwarzer Kieselkalke bzw. Kieselschiefer und dunkler Dolomite neben Quarz. Der Quarzanteil liegt bei 35-52%. In den Mittleren Deutenhausener Schichten nimmt zum Hangenden hin der Anteil der Dolomit-Lithoklasten von 25% auf über 50% zu. Granit-, Gneis-, Gangquarz- und Glimmerschiefer-Lithoklasten liegen bei 5 bis 30%. Die dominierenden Schichtsilikate sind Biotit und Chlorit (insgesamt max. 5%), der Anteil an Schwermineralen (Granat, Rutil) liegt bei 1-2%, der von Glaukonit bei < 1%.

– Diagenese: wie in den Unteren Deutenhausener Schichten bestehen die Zemente in den Sandsteinlagen auch hier überwiegend aus eisenreichem Kalzit, der hauptsächlich makrokristallin, seltener auch mikrokristallin ausgebildet ist. Eine frühdiagenetische Sprossung der Kalzit-Zemente ist durch die Seltenheit von Punktkontakten im Dünnschliff und durch die fehlende Deformation bei Glimmern und Spurenfossilien belegt. Eine Wachstumszonierung lässt sich nicht erkennen, was auf eine einphasige Abscheidung des Eisenkalzit-Zements hinweist.

– Fossilien: die gefundenen Fossilien beschränken sich auf wenige Nummuliten und auf Bruchstücke nicht klassifizierbarer Foraminiferen. An wenigen Schichtunterseiten geringmächtiger Bouma T_b -c-Sequenzen fanden wir Spurenfossilien vom Typ *Granularia* (Abb. 4).

– Sedimentologie: die Sandsteine der Mittleren Deutenhausener Schichten treten in zwei unterschiedlichen Ausbildungen auf. Einerseits



Abb. 4: Spurenfossilien (*Granularia* sp.) an der Unterseite einer geringmächtigen T_c-Einheit in den Mittleren Deutenhausener Schichten.

Fig. 4: Trace fossils (*Granularia* sp.) on the lower face of a T_c-unit, middle member of the Deutenhausen Formation.

handelt es sich um unvollständige Bouma-Turbidite (oft Tb-d), die höchstens 60 cm mächtig werden. Andererseits treten Sandstein-Schichtstapel auf, die bis zu 14 m mächtig werden können und feinkonglomeratische Lagen mit dunklen Dolomit- und Kieselkalk-Geröllen bis max. 7 mm enthalten.

Die jeweils unterste Bank eines solchen Sandstein-Stapels besitzt, zumindest im basalen Abschnitt der Mittleren Deutenhausener Schichten, oft eine erosive Basis; die darüber folgenden Bänke liegen konkordant übereinander und können einzeln bis zu 1,8 m mächtig werden. Sie zeigen normale, inverse, multiple oder keine Gradierung. Selten lässt sich mit Hilfe eingeregelter Schlickgerölle oder Kohleschmitzen eine undeutliche Parallellamination beobachten. Übergänge können kontinuierlich oder erosiv sein, was auf mehrere Schüttungsereignisse schließen lässt (Abb. 5). Manchmal ist das Erosionsrelief weitspannig-wellig ausgebildet. Die einzelnen Bänke werden von cm-mächtigen schluffigen Lagen getrennt, die häufig bis zu 5 cm mächtige kohlige Lagen enthalten und nicht selten kleinen Strömungsrippeln auflagern (Abb. 6). Die Sandstein-Schichtstapel lassen oft eine zuerst zu- und dann im weiteren Verlauf abnehmende Bankmächtigkeit erkennen, die auch von einer abnehmenden Korn-



Abb. 5: Sandsteinbank innerhalb eines Sandstein-Schichtstapels in den Mittleren Deutenhausener Schichten. Innerhalb der Sandsteinbank weisen einzelne Einheiten unterschiedliche Korngrößen auf und stellen die Ablagerungen mehrerer Schüttungsereignisse dar. Wir interpretieren diese Gesteine als Ablagerungen sandiger Trümmerströme.

Fig. 5: In the middle member of the Deutenhausen Formation, sandstone layers may pile up to units as thick as 14 m typical for sandy debris flow deposits. Internally, these sandstone beds are composed of units differing in grain size and the degree of basal erosion.

größe begleitet ist. Im Hangenden gehen die Sandstein-Schichtstapel in dünn- bis mittelgebänkte Bouma-Sequenzen über (Abb. 7).

Die bis zu 50 m mächtigen Tonmergel-Einheiten enthalten mehrere Oben-Grob- und Oben-Fein-Kleinzyklotheme (Meter bis Dezimeter), die über Bouma-Turbidite in unvollständiger Ausbildung definiert sind. Diese sandigen Turbidite machen bis zu 30% der Gesamtmächtigkeit aus und erreichen individuelle Mächtigkeiten bis 40 cm. Meistens beginnen sie mit Tb- oder Tc-Folgen, an deren Schichtunterseiten Sohlmarken und selten Spurenfossilien (nur Oberflächenspuren) auftreten. Die Sohlmarken sind hauptsächlich als Prall-, Schleif- und Stoßmarken ausgebildet. In den Tb-Intervallen lassen sich manchmal Schlickgerölle und Kohleschmitzen beobachten, die schichtparallel eingeregelt sind.



Abb. 6: Die Ablagerungen sandiger Trümmerströme aus den Mittleren Deutenhausener Schichten (vgl. Abb. 5) werden von cm-mächtigen schluffigen Lagen getrennt, die häufig bis zu 5 cm mächtige kohlige Lagen enthalten und nicht selten kleinen Strömungsrippeln auflagern. Dies deutet auf eine schnell aufeinander folgende Ablagerung der einzelnen Trümmerströme hin.

Fig. 6: Sandy debris flow deposits from the middle member of the Deutenhausen Formation (compare Fig. 5) contain cm-thick silty layers often enriched in very fine plant debris. In most cases, these layers rest upon small current ripples. This points to a rapid supply of the sandy debris flows.

– Paläo-Strömungsrichtungen: in den unteren Abschnitten der Mittleren Deutenhausener Schichten dominiert die Richtung SSW-NNE, in den oberen Abschnitten überwiegt die Richtung WSW-ENE.

– Faziesinterpretation: die Sandstein-Schichtstapel interpretieren wir in Anlehnung an SHANMUGAM (2000) als Ablagerungen sandiger Trümmerströme. Sie werden im Hangenden von unvollständigen Bouma-Sequenzen überlagert, die ihrerseits in Tonmergel-Abfolgen übergehen (Abb. 7). Diese Turbidite interpretieren wir im Sinne von POSTMA (1984) als Ablagerungen aus Suspensionswolken, die sich am Top von Rutschmassen ablösen können. Die dünnbankigen Bouma-Sequenzen, welche in die Tonmergel-Abfolgen eingeschaltet sind, könnten die Ablagerungen kleinerer isolierter Loben auf einem Schlammhang darstellen.



Abb. 7: Massige Sandsteinbank (Ablagerung eines sandigen Trümmerstroms) in den Mittleren Deutenhausener Schichten, die von Bouma-Turbiditen (im Bild links) überlagert wird. Darüber (im Bild links außen) folgt eine mächtige Tonmergel-Abfolge.

Fig. 7: Massive sandy debris flow deposit from the middle member of the Deutenhausen Formation, followed by sandy turbidites (left), and thick mudstones (far left).

gerungen kleinerer isolierter Loben auf einem Schlammhang darstellen.

Insgesamt handelt es sich bei den sandigen Ablagerungen der Mittleren Deutenhausener Schichten vermutlich um Rutschungen auf einem Schlammhang, der unter dem Einfluss eines grobklastischen Deltas stand. Als Faziesmodell käme ein schlamm- oder sandreiches Hangschürzen-System im Sinne von READING & RICHARDS (1994) in Frage. Die vermutlich von einem Zopfstrom-Delta angelieferten Grobsande und Feinkiese dürften das erste Anzeichen auf den sich langsam vorbauenden Nesselburg-Fächer darstellen.

2.3. Obere Deutenhausener Schichten

– Mächtigkeit: ca. 100-120 m, davon ca. 80% Schlammsteine, ca. 13% Sandsteine und ca. 7% Konglomerate, die in zwei stratigraphischen Einheiten im oberen Bereich der Schichtfolge auftreten. Die Abgrenzung der Oberen Deutenhausener Schichten von den Tonmergel-Schichten im Hangenden erfolgt durch das letzte Auftreten geringmächtiger größerer Sandsteine.

– Petrographie: die Schichtfolge der Oberen Deutenhausener Schichten enthält Tonmergel-Abfolgen und untergeordnet Konglomerate und Sandsteine. Im Modalbestand der Sandsteine und Konglomerate dominieren im Grobsand-Korngrößenbereich mikro- und makrokristalline Dolomit-Lithoklasten, die bis 80% des Volumens ausmachen. Auffallend sind dunkle Dolomitgerölle, deren Herkunft bislang ungeklärt ist (Schiemenz 1960). Weniger häufig sind Gneis- und Glimmerschiefer-Lithoklasten sowie Gangquarz-, Kalkstein- und Kieselschiefer-Gerölle. Zudem treten Kalkarenit-Bruchstücke aus dem Flysch auf. Die Lithoklasten in den Konglomeraten sind gut bis sehr gut gerundet. Im Gegensatz dazu besteht die mittelsandige Matrix überwiegend aus schlecht bis mittelgerundeten Dolomit- und Quarzkörnern. Die Gerölle der Konglomeratlagen erreichen bis zu 14 cm Durchmesser und sind häufig von einer dünnen Pyrit-haut überzogen. Andere Pyritbildungen (siehe unten) machen lokal > 5% des Volumens aus.

– Diagenese: die Gerölle der Oberen Deutenhausener Schichten sind häufig mit einer dünnen Pyrit-haut überzogen (Abb. 8). Pyrit tritt zudem in den Sandsteinen als Himbeerpypirit, skelettartiger Pyrit, körniger Pyrit und als Zwickelzement auf. In ausgewaschenen Bereichen dominiert eisenreicher, meist makrokristalliner Kalzitzement. In den Oberen Deutenhausener Schichten konnte vereinzelt die Bildung einer Pseudomatrix aus Kaolinit und von etwa 2-5% spätdiagenetischem Dolomit-Zement beobachtet werden. Glaukonit ist akzessorisch vorhanden; er tritt vor allem in Form detritischer Körner auf. Authigener Glaukonit wurde selten in Schalen umgelagerter Foraminiferen beobachtet.

– Fossilien: vereinzelt enthalten die Sandsteine der Oberen Deutenhausener Schichten Bruchstücke von Nummuliten, Globotruncanen, Discocyclusen und Lithothamnien sind nur innerhalb von Lithoklasten zu beobachten.

– Sedimentologie: die geringmächtigen (< 1,2 m) Konglomerat-Einheiten der Oberen Deutenhausener Schichten sind in zwei verschiedenen Fazies entwickelt. Die erste Fazies zeigt ein matrixgestütztes Gefüge und einen Geröllanteil von 10-30%. Diese Ablage-

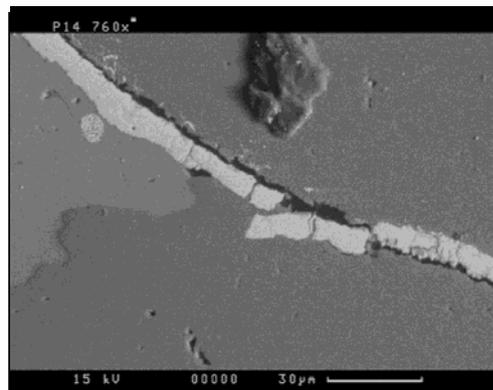


Abb. 8: REM-Aufnahme von Geröllen mit einer Hülle aus frühdia-genetischem Pyrit aus einer Konglomeratlage der Oberen Deutenhausener Schichten.

Fig. 8: SEM micrograph showing early diagenetic pyrite surrounding granules and pebbles from the upper member of the Deutenhausen Formation.

rungen haben eine relativ ebene Basis und eine wellige Oberseite mit konvexer, konstruktiver Geometrie. Sie weisen ein chaotisches Gefüge sowie eine fast reine Tonmergel-Matrix auf. Auffällig ist dementsprechend eine deutliche bimodale Korngrößenverteilung. Die bei den Kieskorngrößen vorherrschenden Dolomitgerölle (bis 10 cm) schwimmen in der Matrix, weswegen ihnen in der regionalen Literatur der Name „Rosinenmergel“ (beispielsweise in Fischer 1979) gegeben wurde (Abb. 9). Auch hier ist die Mehrzahl der Gerölle mit einer Pyrit-haut überzogen.

Die zweite Konglomerat-Fazies zeigt ein komponentengestütztes Gefüge und einen Geröllanteil um 80%. Die Ablagerungen haben eine erosive Basis, sind entweder normal bis invers gradiert oder zeigen keine Schichtung. Selten ist Dachziegellagerung ausgebildet. Geringmächtige konglomeratische Bänke keilen im Aufschluss schon nach wenigen Metern aus. Tonmergel im Liegenden dieser Konglomeratlagen zeigen oft plastische Deformationen (Abb. 10). Häufig treten kleinere Sand-Konglomerat-Lagen in Form von Linsen auf, die isoliert in laminierte Tonmergel-Lagen eingeschaltet sind.



Abb. 9: „Rosinenmergel“ der Oberen Deutenhausener Schichten. Unserer Ansicht nach handelt es sich hier um Ablagerungen eines geröllführenden Schlammstroms (viskoplastischer Trümmerstrom). Die Gerölle stammen vermutlich aus dem Deltafront-Bereich des Nesselburgfächers, die in den Prodelta-Bereich abgerutscht sind.

Fig. 9: Pebbly mudstone (“Rosinenmergel”) from the upper member of the Deutenhausen Formation most probably derived from a debris flows with Bingham plastic behaviour. Granules and pebbles may ultimately have derived from the delta front of a coarse-grained delta (Nesselburg Fan) whence they slumped onto the prodelta slope.

Wir interpretieren die matrixgestützte erste Konglomerat-Fazies als Ablagerungen von viskoplastischen Trümmerströmen, die komponentengestützte zweite Konglomerat-Fazies hingegen sehen wir als das Produkt von Rutsch-Trümmerströmen an.

Die letzte Konglomerat-Einheit der Oberen Deutenhausener Schichten geht im Hangenden in eine Sandstein-Schlammstein-Wechselfolge über, die Oben-Fein- und Oben-Grob-Kleinzyklotheme enthält. Manche Sandsteine zeigen Rippeln oder sind flasrig ausgebildet (Abb. 11). Oft sind die Bänke invers gradiert, wobei die Korngröße im Bereich Schluff bis Grobsand liegt. Aufgrund der Sedimentstrukturen interpretieren wir diese Sandstein-Schlammstein-Wechselfolge als eine Ablagerung, die im Bereich der Schlechtwetter-Wellenbasis entstand.

– Paläo-Strömungsrichtungen: in den Oberen Deutenhausener Schichten dominiert die Richtung WSW-ENE.

– Faziesinterpretation: bei den Oberen Deutenhausener Schichten handelt es sich um Sedi-



Abb. 10: Konglomerat-Abfolge komponentengestützter Rutschtrümmer-Ströme in den Oberen Deutenhausener Schichten. Im Hangenden (links im Bild) folgen Tonmergel-Abfolgen mit geringmächtigen Sandstein-Lagen.

Fig. 10: Grain-supported conglomerates from the upper member of the Deutenhausen Formation, interpreted as slide debris flows. These conglomerates are overlain by mudstones containing thin sandstone beds (left side).

mente, die auf einem schlammigen Hang abgelagert wurden. Die in die Schlammstein-Abfolgen eingeschalteten geringmächtigen Konglomerat-Lagen interpretieren wir als Rutschungen im Bereich eines Deltahangs. Dieser Abhang stand vermutlich unter dem Einfluss eines grobklastischen Flusssystemes. Der Lieferant der Gerölle war der Nesselburg-Fächer, der sich im Verlauf der Ablagerung der Unteren Meeresmolasse von Westen nach Osten vorbaute (Schiemenz 1960). Die abschließende Sandstein-Schlammstein-Wechselfolge belegt eine weitere Verflachung des Ablagerungsraums.

3. Diskussion über die Entstehung der Deutenhausener Schichten

Wie schon eingangs erwähnt, bestehen bei den verschiedenen Bearbeitern hinsichtlich der Ablagerungsmodelle und des Ablagerungsraums



Abb. 11: Die letzte Konglomerat-Einheit der Oberen Deutenhausener Schichten geht im Hangenden in eine Sandstein-Schlammstein-Wechselfolge über. Manche Sandsteine zeigen Rippeln oder sind flaserig ausgebildet. Aufgrund der Sedimentstrukturen interpretieren wir diese Wechselfolge als eine Ablagerung, die im Bereich der Schlechtwetter-Wellenbasis entstand.

Fig. 11: The last conglomerate unit of the upper member of the Deutenhausen Formation grades into an alternation of sandstones and mudstones showing ripple lamination and flaser-like bedding. In our opinion, these deposits may have originated near the storm weather wave base.

sehr unterschiedliche Ansichten. Zusätzlich wird der Fossilinhalt von manchen Autoren als überwiegend autochthon, von anderen jedoch als teilweise oder überwiegend allochthon eingeschätzt. Diese abweichenden Ansichten führten zu einer ganz unterschiedlichen Interpretation der Paläowassertiefe, in der die Deutenhausener Schichten abgelagert wurden.

3.1. Ablagerungsmodelle

Nach KUENEN (1959) haben bei der Ablagerung der Deutenhausener Schichten Trübeströme eine wesentliche Rolle gespielt. Dieser Meinung schließt sich FISCHER (1960, 1979) an. Er sieht in den Ablagerungen rein marine Sedimente, wobei Funde von brackischen und terrestrischen Fossilien in den höheren Deutenhausener Schichten seiner Meinung nach „für einige Verwirrung sorgen“. Seine Deutung des Widerspruchs war der „ausschließliche turbu-

lente Transport“ der Sedimente. Nach DIEM (1986) war das Sedimentationsmilieu der Unteren Meeresmolasse zur Zeit der Deutenhausener Schichten durch mehrere „wenig effiziente, relativ kleine Turbiditfächer“ geprägt. Laut FISCHER (1979) weisen die groben Gerölllagen in den Oberen Deutenhausener Schichten nicht direkt auf einen fluvialen Einfluss hin, sondern wurden mehrfach umgelagert und als „turbidite Tiefenfracht“ beckenwärts transportiert. Er ist der Ansicht, dass die „Flyschsedimentation“ der Deutenhausener Schichten innerhalb des gesamten Schichtkomplexes „keine Veränderung erfährt“.

Nach unseren sedimentologischen Befunden ist innerhalb der Deutenhausener Schichten eine Veränderung der Ablagerungsbedingungen deutlich erkennbar. Die Unteren Deutenhausener Schichten der Ammerschlucht wurden im Bereich einer distalen schluffdominierten Mündungsbarre eines Verteilerkanals abgelagert und bauten kleine lokale Fächer innerhalb eines schlammreichen Hangschürzensystems auf.

Bei den Ablagerungen der Mittleren Deutenhausener Schichten der Ammerschlucht handelt es sich um sandige Rutschungen auf einem Schlammhang, der unter dem Einfluss eines Zopfstrom-Deltas bzw. einer sandreichen Küste stand. Ein geeignetes Faziesmodell wäre ein schlamm- oder sandreiches Hangschürzen-System. Die vermutlich von einem Zopfstrom-Delta angelieferten Grobsande und Feinkiese können als ein erstes Anzeichen auf den sich langsam vorbauenden Nesselburg-Fächer interpretiert werden.

Bei den Oberen Deutenhausener Schichten handelt es sich um Sedimente, die auf einem schlammigen Abhang abgelagert wurden. Die in die Tonmergel-Abfolgen eingeschalteten geringmächtigen Konglomerate interpretieren wir als Rutschungen im Bereich eines Deltahangs. Dieser Abhang stand vermutlich unter dem Einfluss eines grobklastischen Flusssystemes (Nesselburg-Fächer). Auch SCHIEMENZ (1960) beschreibt diese Konglomerate im oberen Teil der Deutenhausener Schichten und bringt sie mit Mündungen zweier von Süden kommender Flüsse in Verbindung. Das Depozentrum lag zwischen Lech und Ammer, wobei in den Deu-

tenhausener Schichten eine ostgerichtete Verlagerung des Fächer-Schwerpunkts vom Lech zur Ammer erfolgte.

An dieser Stelle sei erwähnt, dass wir den oft benutzten Vergleich der Sedimente der Unteren Meeresmolasse mit Flyschsedimenten (beispielsweise bei FISCHER 1979) für wenig sinnvoll halten. LEMCKE (1973) bezeichnet den Sedimentationsraum der Deutenhausener Schichten als „flyschähnlichen Trog mit mariner Sedimentation“ und nennt die Ablagerungen der Deutenhausener Schichten (Untere UMM) und der Tonmergel-Schichten (Mittlere UMM) in Anlehnung an TRÜMPY (1962) „Flyschmolasse“. Nach FÜCHTBAUER (1967) fand der Faziesumschwung zur typischen Molassesedimentation erst am Ende der Tonmergel-Schichten mit dem Einsetzen der Baustein-Schichten (Obere UMM) statt. FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) bezeichnen die Deutenhausener Schichten deshalb sogar als „Nachzügler der Flyschfazies“. Die Flysch- bzw. Molassesedimentation verlief dagegen nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich getrennt. Molassesedimente konnten erst entstehen, als der Flyschtrogl im Wesentlichen zugeschoben war und der alpine Deckenstapel über das Helvetikum hinweg griff.

3.2. Ablagerungsraum

ZÖBELEIN (1952) sieht in den Deutenhausener Schichten „Flachmeerabsätze mit vorübergehender Verbrackung“. ZEIL (1953, 1954) bezeichnete sie sogar als Sedimente eines „fluvial-brackischen“ Ablagerungsraums, welcher als „flaches Litoralgebiet“ anzusehen ist. Die grobklastischen Einschaltungen weisen seiner Meinung nach auf „limnofluviatile Einflüsse“ hin. WICHER & TRIEBEL (in ZEIL 1953) kommen anhand der Ostrakodenfauna ebenfalls zu dem Schluss, dass es sich im Ganzen um „brackisch-fluviatile“ Bildungen handelt, in die vereinzelt marine Lagen eingeschaltet sind. KUENEN (1959) versucht, die brackischen Verhältnisse durch eine zeitweise Abschnürung der Verbindung zum offenen Meer zu erklären, während FISCHER (1979) diese Konstruktion für überflüssig hält, da nach seiner Ansicht keine autochthonen brackischen Faunenvergesellschaftungen auftreten.

SCHUDER (1963) beschreibt das Ablagerungsmilieu als „beckenrandnah und brackisch bis marin“, wobei nach Messungen von Bor-Konzentrationen auch „limnische Einflüsse geltend gemacht werden können“. Die Konglomerate der Deutenhausener Schichten wurden seiner Meinung nach „ursprünglich fluvial geschüttet“. Im Gegensatz zu den genannten Autoren kommt FISCHER (1979) zum Schluss, dass die „rein turbiditischen“ Ablagerungen der Deutenhausener Schichten sowie deren Fossilinhalt nur mit einem tiefmarinen Ablagerungsraum erklärt werden können.

Die meisten Bearbeiter stimmen darin überein, dass es sich beim Ablagerungsraum der Deutenhausener Schichten um einen schmalen Meeresarm handelte. Die von KUENEN (1959) angenommene zeitweilige Abschnürung dieses Meeresarms von der Paratethys im Osten und der fluviale Einfluss des Nesselburg-Fächers dürften in diesem Becken zu brackischen Verhältnissen geführt haben. Unserer Meinung nach ist das Vorkommen von frühdiagenetischem Pyrit über die ganze Schichtfolge (und gehäuft vor allem in den Oberen Deutenhausener Schichten) hinweg sehr gut mit einem Akkumulationsraum zu vereinbaren, der aufgrund seiner isolierten Lage leicht zur Sauerstoffzehrung im Meeresboden und zeitweise sogar in der Wassersäule neigt. Der fluviale Einfluss des Nesselburgfächers wird ab den Mittleren und vor allem in den Oberen Deutenhausener Schichten durch Geröllschüttungen deutlich. Die Annahme eines pelagischen bzw. tiefmarinen Ablagerungsraums, wie ihn FISCHER (1979) fordert, trifft nach unserer Ansicht die tatsächlichen Bedingungen bei der Ablagerung der Deutenhausener Schichten nicht. Es fehlt sowohl eine pelagische Hintergrundsedimentation als auch eine autochthone Fauna, die tiefmarine Faziesverhältnisse anzeigt. Unserer Ansicht nach deutet das Fehlen einer autochthonen Fauna und das zeitweise Fehlen von Spurenfossilien zusammen mit der Seltenheit von authigenem Glaukonit und dem gehäuften Vorkommen von frühdiagenetischem Pyrit auf einen episodisch geschichteten Wasserkörper hin, wobei die Form des Beckens mit derjenigen eines größeren strukturellen Sees vergleichbar wäre. Dafür spricht a) das Fehlen ei-

nes Schelfes mit der charakteristischen räumlichen Trennung von Sand und Schlamm, b) die Dominanz der Schlammsedimentation im Becken und die Beschränkung der gröberklastischen Sedimente auf Punktquellen, c) brackische Faunenelemente, insbesondere in den Oberen Deutenhausener Schichten und d) die zeitweilige räumliche Isolation einzelner Beckenteile (BALDI 1984).

3.3. Fossilinhalt

Für die Rekonstruktion der Paläowassertiefe, in der die Deutenhausener Schichten abgelagert wurden, ist die Einschätzung der Fauna von Bedeutung: nach FISCHER (1979) herrschte während der gesamten Zeit der Deutenhausener Schichten ein „vollmarines Milieu mit Globigerinen und Radiolarien, auch dort, wo diese fehlen“. Außerdem schließt er aufgrund schichtparallel verlaufender Spurenfossilien auf ein „tiefermarines“ Ablagerungsmilieu.

ZEIL (1953) beschreibt Funde von Nummuliten, Discocyclinen, Globotruncanen und Lithothamnienresten, aufgrund derer man auf ein tiefmarines Milieu schließen könnte. Seiner Meinung nach handelt es sich dabei jedoch zweifelsfrei um umgelagertes Material aus „benachbarten helvetischen Bereichen, sowie dem inneralpinen Eozän“.

WICHER & TRIEBEL (in ZEIL 1953) beschreiben eine autochthone Ostrakodenfauna, die ihrer Ansicht nach belegt, dass es sich bei den gesamten Deutenhausener Schichten um „brackisch-fluviatile“ Bildungen handelt. GOERLICH (1953) und WITT (1967) schließen einerseits aus der autochthonen Ostrakodenfauna und andererseits aus dem Fehlen autochthoner Foraminiferen in den höheren Deutenhausener Schichten auf ein „brachyhalines“ Milieu, wobei WITT auf ein völliges Fehlen autochthoner Foraminiferen innerhalb der gesamten Deutenhausener Schichten hinweist.

Eine Vergesellschaftung der von ZEIL (1953), GOERLICH (1953), WICHER & TRIEBEL (in ZEIL 1953) sowie WITT (1967) beschriebenen brackischen Flachwasserfauna mit der von FISCHER (1979) postulierten tiefmarinen Fauna widerspricht sich. Die Spurenfossilien in den

Deutenhausener Schichten, die nach Ansicht von FISCHER (1979) auf ein „tiefermarines“ Ablagerungsmilieu hinweisen, sind kein geeignetes Kriterium für bathymetrische Aussagen. Die Tatsache, dass es sich bei den Spurenfossilien ausschließlich um Oberflächenspuren handelt, weist lediglich auf lebensfeindliche Bedingungen im Bodenprofil des Beckens hin, was durch den mangelnden oder zeitweise fehlenden Wasseraustausch mit der Paratethys im Osten erklärt werden kann. Für diese Verhältnisse sprechen auch die weiter oben angeführten frühdiagenetischen Pyritbildungen sowie das gehäufte Auftreten von kohligem Pflanzendetritus über das gesamte Profil der Deutenhausener Schichten.

3.4. Wassertiefe

Nach Ansicht von FISCHER (1979) herrschten während der Deutenhausener Schichten „marine Sedimentationsbedingungen, oberhalb der CCD, wobei ein Betrag von mehr als 1000 m (Wassertiefe) wahrscheinlich ist“. FISCHER (1979) beruft sich auf KUENEN (1959), demzufolge die benötigte Minimaltiefe in einem Trog ungefähr der größten Sedimentmächtigkeit entspricht. Da die Untere Meeresmolasse in Oberbayern über 1000 m mächtig ist, schließt er daraus, dass auch das Molassebecken zu dieser Zeit mindestens 1000 m tief gewesen sein muss. KUENEN (1959, 1968) bezog seine Aussage jedoch auf eine Sedimentation in einem Flyschtrogtrog, in dem die Beckensubsidenz keine entscheidende Rolle spielt. In einem Vorlandbecken kann aus der Sedimentmächtigkeit dagegen kein direkter Rückschluss auf die Beckentiefe oder die Paläo-Wassertiefe gezogen werden. Das beste Beispiel dafür ist die süddeutsche Obere Meeresmolasse, die eine Maximalmächtigkeit von weit über 1000 m besitzt und trotzdem flachere Wassertiefen nie unterschritten hat. Im Gegensatz zu dem von FISCHER angenommenen Tiefwasser-Charakter der Deutenhausener Schichten beschreibt WITT (1967) Ostrakoden aus dem oberen Teil der Deutenhausener Schichten, die für eine „Ablagerung im Flachwasserbereich“ (litoral bis 130 m) hinweisen.

Wir sehen keinen schlüssigen Beweis für die

von FISCHER angenommene Wassertiefe von 1000 m und mehr. Bei einer solchen Wassertiefe wäre die Ausbildung von Tiefseefächern zu erwarten, die wir in den Deutenhausener Schichten nicht erkennen konnten. Die Ablagerungen entsprechen in weiten Teilen einer typischen Schlammhang-Fazies. Die Wassertiefe dürfte nach oben hin langsam abgenommen haben, was dem allgemeinen Trend zur Verflachung der Paratethys während der Zeit der Unteren Meeresmolasse entspricht.

4. Tonmergel-Schichten und Baustein-Schichten (Mittlere und Obere UMM)

Im Hangenden der Deutenhausener Schichten folgen die bis zu 800 m mächtigen Tonmergel-Schichten. Diese eintönige Formation besteht überwiegend aus schluffigen Tonmergeln. Häufig sind cm-laminierte schluffige Lagen, die reichlich organisches Material und Glimmer enthalten. Sandsteine sind selten und wie die laminierten Schlufflagen als Ablagerungen aus niedrigkonzentrierten Turbulenzströmen zu interpretieren. Einige Rutschhorizonte mit Mächtigkeiten bis zu 8 m können nahe der Basis beobachtet werden, was auf eine kurzzeitig verstärkte Subsidenz schließen lässt. Zum Hangenden hin nehmen die Einschaltungen an Feinsandstein-Lagen zu.

Auch für die Faziesbedingungen bei der Ablagerung dieses mittleren Schichtglieds der Unteren Meeresmolasse wurden im Laufe der Zeit unterschiedliche Ansichten geäußert. SCHIEMENZ (1960) nimmt einen „küstenferneren Ablagerungsort im Meeresarm“ an. Zu dieser Zeit weist der Nesselburg-Fächer eine bedeutende Unterbrechung in der Geröllführung auf, wodurch seiner Meinung nach pelitische Sedimentation überwiegt. Er erklärte diese Unterbrechung mit einer Transgression. Die Strandverschiebung betrug nach SCHIEMENZ etwa 5-10 km nach Süden, wodurch Sandsteine und Tonmergel statt Konglomerate abgelagert wurden. Nach DIEM (1986) stellen die Tonmergel-Schichten die Sedimente eines progradierenden feinklastischen Schelfes dar. Die Häufigkeit von „Arten der Ostrakoden-Gattungen *Cytherea*

und *Loxoconcha*“ weisen nach WITT (1967) auf brackische Verhältnisse während der Ablagerung der Tonmergel-Schichten hin. Das „Zurücktreten der typisch marinen Gattungen und das vollständige Fehlen von Foraminiferen“ lassen seiner Meinung nach auf eine Ablagerung „vergleichbar mit den Deutenhausener Schichten ... im brachyhalinen Brackwasser“ schließen. Die Faunen in den Tonmergel-Schichten sind noch spärlicher als in den Deutenhausener Schichten, was REISER (1986) auf „extrem lebensfeindliche Bedingungen“ zurückführt. Nach seiner Ansicht sind die Foraminiferen in der mergelig-sandigen Abfolge der Tonmergel-Schichten „selten und lassen kaum stratigraphische und bathymetrische Schlussfolgerungen zu“.

Im Dach dieser Formation vollzieht sich der Übergang in die Baustein-Schichten. In der Ammerschlucht enthalten sie vor allem Konglomerate und untergeordnet Sandsteine und Schlammsteine. Konglomeratische Rinnenfüllungen mit Dachziegellagerung, Sandsteine mit Wellenrippel und kleinere Kohleflöze sind eindeutige Kriterien für eine Sedimentation im Bereich eines grobklastischen Deltas. Damit ist eine Verflachung belegt, welche die Interpretation der liegenden Tonmergel-Schichten als Prodelta-Bildungen nahe legt. Das entsprechende Delta stellt wiederum der Nesselburg-Fächer dar. Vor diesem Hintergrund könnten die oben genannten Sandsteine und laminierten Schlufflagen aus den Tonmergel-Schichten als Tempestite interpretiert werden. Auch der Vergleich der Tonmergel-Schichten der Ammerschlucht mit denen des Grünens bei Immenstadt (etwa 80 km westlich der Ammerschlucht) legt diese Interpretation nahe. Am Grünens stellen die Tonmergel-Schichten in ihrem unteren Abschnitt Schlickablagerungen der Übergangszone dar. In ihrem mittleren und oberen Abschnitt weisen sie eine deutliche Beulenschichtung auf. Die Vermutung liegt nahe, dass die Tonmergel-Schichten der beiden Lokalitäten oberhalb bzw. unterhalb der Schlechtwetter-Wellenbasis abgelagert wurden und diese Sedimente damit keinen tiefmarinen Charakter besitzen. Auch nach DIEM (1986) zeigt sich in den Tonmergel-Schichten durch eine nach dem Hangenden zunehmende vertikale Bioturba-

tion eine abnehmende Wassertiefe. Wir sind der Ansicht, dass in den Tonmergel-Schichten der Trend zur Verflachung der Paratethys dieses Gebiets, der sich bereits in den Deutenhausener Schichten andeutet, weiterhin fortsetzt.

5. Pyritbildungen

Feinverteilter Pyrit tritt in den gesamten Deutenhausener Schichten auf. Geländemäßig sichtbare Vorkommen beschränken sich auf die Oberen Deutenhausener Schichten, in welchen der Pyrit in verschiedenen Ausbildungen zu finden ist. Am auffälligsten sind Gerölle bis 8 cm Größe in den Konglomeratlagen, welche von einer Pyrithaut überzogen sind (Abb. 8). Außerdem finden sich in den Sandsteinen der Oberen Deutenhausener Schichten pyritisierte Pflanzenreste, Pyritzemente und Pyritaggregate (Himbeerpyrit). Neben diesen authigenen Bildungen treten auch Pyritkügelchen auf, die möglicherweise umgelagert und abgerundet wurden. Diese Erscheinungen zeigen Sauerstoffmangel im Meeresbodenprofil und zumindest zeitweise auch in der bodennahen Wassersäule an.

Der Grund dafür könnte neben einer fluvial induzierten Dichteschichtung auch eine zeitweilige Abschnürung von der Paratethys gewesen sein. Ein Argument für diese Annahme liefert BALDI (1984), der zeitgleich zu den Ablagerungen der Mittleren und Oberen Deutenhausener Schichten (36-31 Ma) anoxische Phasen im Bereich der Paratethys in Zentral- und Westungarn feststellte.

6. Schlussfolgerungen

1. Bei den Ablagerungen der Deutenhausener Schichten der Ammerschlucht Oberbayerns handelt es sich um Ablagerungen eines Hangschürzen-Systems, wobei ab den Mittleren Deutenhausener Schichten der Einfluss eines progradierenden Deltas (Nesselburg-Fächer) zunimmt. Die gesamte Schichtfolge der Deutenhausener Schichten ist ein Oben-Grob-Zyklothem, das hierarchisch von Oben-Fein- und Oben-Grob-Zyklothem niedriger Ordnung

aufgebaut wird, die bis hinab in den Meterbereich reichen. Mit sedimentologischen Kriterien lässt sich die Formation in ein unteres, mittleres und oberes Glied unterteilen.

2. Die Unteren Deutenhausener Schichten stellen Ablagerungen von Trübestromen dar, die überwiegend als unvollständige Bouma-Turbidite ausgebildet sind. Sie wurden im Bereich einer distalen schluffdominierten Mündungsbarre eines Verteilerkanals abgelagert und bauten kleine lokale Fächer innerhalb eines schlammreichen Hangschürzensystems auf. Der Einfluss des Nesselburgfächers wird in den Mittleren Deutenhausener Schichten durch die Ablagerung sandiger Trümmerströme erkennbar. In den Oberen Deutenhausener Schichten folgen viskoplastische und Rutsch-Trümmerstrom-Ablagerungen, die schließlich in Sedimente übergehen, die im Bereich der Schlechtwetter-Wellenbasis entstanden.

3. Innerhalb der Unteren, Mittleren und Oberen Deutenhausener Schichten (Untere UMM) vollzieht sich ein Trend zur Verflachung der Paratethys, der sich im Hangenden in den Tonmergel-Schichten (Mittlere UMM) fortsetzt. Die Baustein-Schichten (Obere UMM) stellen mit ihren randmarinen Flachwasser-Sedimenten schließlich den Übergang zur terrestrischen Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse dar.

4. Unserer Meinung nach gibt es keine Beweise für die in einem Teil der Literatur unterstellte Paläo-Wassertiefe von 1000 m und mehr. Während der Ablagerung der Unteren Deutenhausener Schichten muss allerdings ein Reliefunterschied bestanden haben, der den Eintrag sandiger Turbidite in das frühe Molassebecken ermöglichte.

5. Der Beginn der UMM war durch starke Subsidenz im Vorlandbecken geprägt, welche auf das Übergreifen der Deckenstapelung auf das Vorland zurückzuführen ist (JIN et al. 1995). Es wurde dabei anfänglich mehr Akkommodationsraum bereitgestellt als aufgefüllt werden konnte. Möglicherweise lag dies daran, dass zwischen der starken Subsidenz und dem Eintrag entsprechender Sedimentmengen eine Pufferzeit lag. Gegen Ende der UMM zeigt übergreifende Flachwassersedimentation an, dass die subsidenzbestimmende tangentialen Krusten-

stapelung zurückging und der isostatische Aufstieg des Deckenstapels sowie Abtragungsprodukte bereitstellte, dass der Sedimentationspiegel nahe am Meeresspiegel lag.

7. Danksagung

Wir bedanken uns bei Frau Francisca VERAGARCIA für die Bearbeitung unseres Bildmaterials. Für die Bestimmung der Spurenfossilien bedanken wir uns bei Herrn Dr. Manfred KRAUTTER. Für stete Diskussionsbereitschaft danken wir Frau Dr. Hannelore KRAWINKEL. Unser besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Reinhard GAUPP, Universität Jena, der uns umfangreiches Literatur- und Kartenmaterial zur Verfügung stellte und uns auf Geländeaufschlüsse in der Unteren Meeresmolasse aufmerksam machte.

8. Schriftenverzeichnis

- BALDI, T. (1984): The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. – *Eclogae geol. Helv.*, **77/1**: 1-27; Basel.
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.*, **79/2**: 493-559; Basel.
- FISCHER, W. (1960): Stratigraphische und tektonische Beobachtungen im Gebiet der Murnauer Mulde und Steineberg Mulde (Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg). – *Bull. Ver. Schweizer. Petrol. – Geol. u. Ing.*, **27**: 39-57; Basel.
- (1979): Gesteine, Marken und Spuren der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse, Latorf/Rupel, Oberbayern). – *Der Aufschluß*, **30**: 441-462; Heidelberg.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. – *Geol. Rdsch.*, **56**: 266-300; Stuttgart.
- & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. – *Sediment-Petrologie*, Teil II: 726 S.; Stuttgart.
- GOERLICH, F. (1953): Ostracoden der Cytherideinae aus der Tertiären Molasse Bayerns. – *Senckenbergiana*, **34**: 117-148; Frankfurt.
- JIN, J., AIGNER, T., LUTERBACHER, H.P., BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1995): Sequence stratigraphy and depositional history in the southern German Molasse Basin. – *Marine and Petroleum Geology*, **12**: 929-940; (Elsevier).
- KUENEN, PH.H. (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. – *Eclogae geol. Helv.*, **51**: 1009-1021; Basel.
- (1968): Turbidity currents and organisms. – *Eclogae Geol. Helv.*, **61**: 525-544; Basel.
- LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des Alpenvorlandes. – *Geologica Bavarica*, **69**: 5-48; München.
- POSTMA, G. (1984): Slumps and their deposits in fan delta front and slope. – *Geology*, **12**: 27-30; Boulder.
- READING, H.G. & RICHARDS, M. (1994): Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. – *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **78**: 792-822; Tulsa.
- REISER, H. (1986): Die Foraminiferen der Bayerischen Oligozän-Molasse. – *Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie*. – *Diss. Univ. München*.
- SCHIEMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – *Beih. Geol. Jb.*, **38**, 119 S.; Hannover.
- SCHUDER, J. (1963): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der subalpinen Unteren Meeresmolasse zwischen Loisach und Bodensee mit besonderer Berücksichtigung der Deutenhausener Schichten. – 122 S., *Diss. TH München*.
- SHANMUGAM, G. (2000): 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models a critical perspective. – *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 285-342, (Elsevier).
- TRÜMPY, R. (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen Untergrund und oberschwäbischen Molassebecken. – *Erdölzeitung*, **78**: 521-527; Hamburg.
- WITT, W. (1967): Ostracoden der bayrischen Molasse (unter besonderer Berücksichtigung der Cytherinae, Leptocytherinae, Trachyleberidinae, Hemicytherinae und Cytherettinae). – *Geologica Bavarica*, **57**: 5-120; München.
- ZEIL, W. (1953): Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). – *Geologica Bavarica*, **17**: 101-112; München.
- (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. – *Geologica Bavarica*, **20**: 5-85; München.
- ZÖBELEIN, H.K. (1952): Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. – *Erdöl u. Kohle*, **5**: 617-623; Hamburg.

Manuskript eingegangen: 22.12.2001

Annahme zum Druck: 21.02.2002

Z. dt. geol. Ges., 155/2–4, p. 137–148, 9 figs., 1 tab., Stuttgart, Juni 2005

Volume estimation for the Adelegg Fan (North Alpine foreland basin, Upper Freshwater Molasse, southern Germany)

ELMAR BUCHNER, ELMAR FLÖDL, HOLGER MAURER & HARTMUT SEYFRIED*

BUCHNER, E., FLÖDL, E., MAURER, H. & SEYFRIED, H. (2005): Volume estimation for the Adelegg Fan (North Alpine foreland basin, Upper Freshwater Molasse, southern Germany). [Volumenberechnungen für den Adelegg-Fächer (Nordalpines Vorlandbecken, Obere Süßwassermolasse, Süddeutschland).] – Z. dt. geol. Ges. 155: 137–148; Stuttgart.

Abstract: The Adelegg Fan is a prominent sedimentary body in the North Alpine foreland basin belonging to the formation of the Upper Freshwater Molasse (southern Germany). The geometry of the Adelegg Fan has been reconstructed on the basis of geological field and borehole data in combination with a high-resolution digital elevation model. The volume of the entire original fan prior to erosion was 740 km³. Loss by erosion totals 62 km³.

Kurzfassung: Der Adelegg-Fächer in Süddeutschland ist einer der großen Alluvialkörper, die am Südrand des Nordalpines Vorlandbeckens zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse (OSM) geschüttet wurden. Die Geometrie des Adelegg-Fächers haben wir aus geologischen Felddaten, Bohrungen und über ein hochauflösendes digitales Höhenmodell rekonstruiert. Das Volumen des Fächers betrug 740 km³. Durch Erosion wurden bis heute etwa 62 km³ Gestein entfernt.

Keywords: North Alpine foreland basin, alluvial fan, volume estimation

Southern Germany

1. Introduction

The North Alpine foreland basin fill evolved as a function of a) crustal loading by nappe progradation and the corresponding subsidence in the foreland basin, b) hinterland uplift and climatically controlled erosion, c) distribution of eroded material alongside and perpendicular to the active Alpine front, and, d) sea-level fluctuations. The foreland basin fill is subdivided into 4 lithostratigraphic units reflecting migration of Helvetic, Penninic, and Austroalpine nappes over the European foreland and concomitant shifting of the foreland basin depocentre towards the North (Fig. 1). During sedimentation of the Lower Marine Molasse (UMM [German abbreviations used throughout this paper – compare Fig. 1], Priabonian to Rupelian) the eastern part of the basin started to subside rapidly producing relatively steep gradients along the southern margin allowing deposition of turbidites, debris flows, and mud flows (MAURER et al. 2002). As a consequence of increased sediment supply the UMM basin ended as a narrow

belt of shallow siliciclastic seas stretching along the Alpine front (REINECK & SCHWERD 1985, DIEM 1986). The Lower Freshwater Molasse (USM, Egerian) mainly contains alluvial fan sediments bordering the Alpine thrust belt as well as northward prograding fluvial/lacustrine depositional systems. In eastern Bavaria and Austria, however, marine conditions prevailed throughout the USM (JIN et al. 1995, SCHLUNEGGER et al. 1997b, SCHLUNEGGER & JORDAN 1997). The Upper Marine Molasse (OMM, Eggenburgian to Karpatian) was produced by shallow marine siliciclastic sedimentation throughout the entire foreland basin. Again, numerous coarse-grained deltas accumulated along the active Alpine front (SCHLUNEGGER et al. 1993, ZWEIGEL 1998, ZWEIGEL et al. 1998). The Upper Freshwater Molasse (OSM, Badenian to Pannonian) reflects maximum extension of the foreland basin towards the North and mainly consists of fluvial/lacustrine depositional systems (LEMCKE 1984, UNGER 1989). During OSM formation voluminous alluvial fans accumulated along the front of the Alpine thrust belt, penetrating as far as 40 km into the foreland basin (ALLEN & BASS 1993, SCHLUNEGGER et al. 1993, SCHLUNEGGER et al. 1998, KEMPF & MATTER 1999, PFIFFNER et al. 2002). As a consequence of ongoing flank uplift in the Rhine Graben system, minor coarse clastic units also developed along the northern rim of the basin.

* Addresses of the authors: Dr. E. BUCHNER, Dipl.-Geol. H. MAURER (e-mail: holger.maurer@geologie.uni-stuttgart.de), Prof. Dr. H. SEYFRIED, Institut für Geologie, Universität Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart; Dipl.-Geol. E. FLÖDL, Friedensstraße 12, D-71570 Oppenweiler.

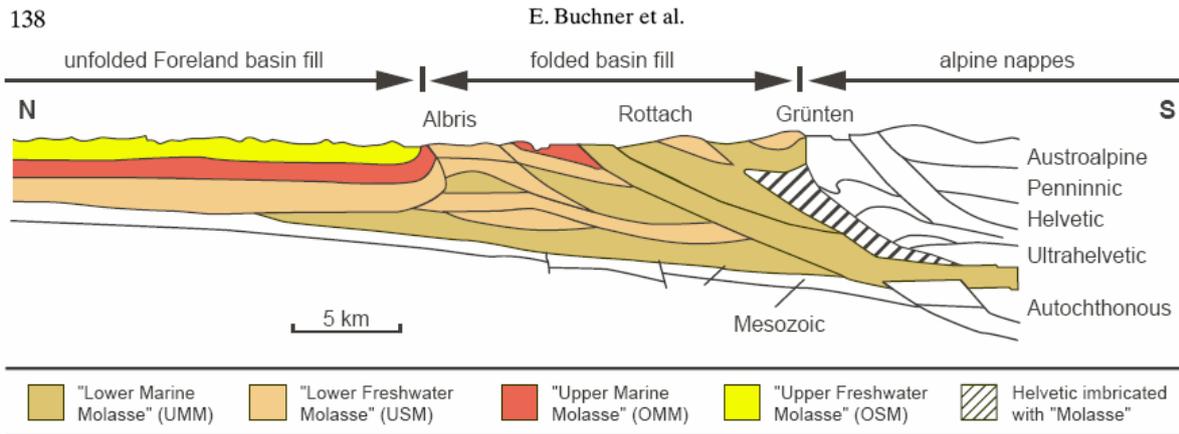


Fig. 1: Architecture of the North Alpine foreland basin showing structural position of the main lithostratigraphic units (modified after VOLLMAYR & JÄGER 1995). Position of cross-section is marked in Fig. 3.

Abb. 1: Architektur des Nordalpinen Vorlandbeckens und seiner strukturellen und lithostratigraphischen Einheiten (nach VOLLMAYR & JÄGER 1995, verändert). Zur Lage des Profilschnitts siehe Abb. 3.

Isopach maps for the German portion of the North Alpine foreland basin have been published in detail by BACHMANN & MÜLLER (1991). Volumes of the four main lithostratigraphic units UMM, USM, OMM, and OSM were modelled on the basis of borehole, seismic, and surface data (ZWEIGEL 1998, ZWEIGEL et al. 1998, KUHLEMANN et al. 2002), but uncertainties still are considerable despite the large number of wells drilled for oil exploration. One major source of uncertainty is the volume of coarse clastic deltas or alluvial fans accumulating along the interior side of the foreland basin throughout its entire history. Most of these coarse clastic units are either strongly deformed and only partly accessible to surface observation or are not reached by deep wells, which focused on the more northerly parts of the foreland basin. Younger (mainly OMM and OSM) and only slightly deformed coarse clastic units often are intensely eroded allowing only very rough estimations of the volumes involved. Input of reliable data, however, is crucial for modelling Alpine foreland basin evolution such as comparisons between exhumation/erosion rates in the Eastern Alps, and the transfer of particulate load into the growing foreland basin fill (SCHLUNEGGER & JORDAN 1997, BRÜGEL 1998, FRISCH et al. 1998, SCHLUNEGGER et al. 1998, ZWEIGEL 1998, ZWEIGEL et al. 1998, KUHLEMANN et al. 2002).

So far, we have not found published volume estimations for any of the coarse clastic units of the North Alpine foreland basin fill. SCHLUNEGGER et al. (1997a) provided palinspastically restored cross-sections and calculations on accumulation rates for the Rigi, Napf, and Höhrönen Fans ranging from <0.2 to >1 km per Ma. References to geometric properties are extremely

sparse and restricted to the Hörnli Fan (OSM, BÜRGISER 1981, proximal thickness: 1500 m, distal thickness: 600 m, length: 65 km, width: 25–40 km) and the Adelegg Fan (OSM). The Adelegg Fan from the Upper Freshwater Molasse is particularly well-suited for a detailed reconstruction of geometric parameters and assessment of the original volume because it is well-accessible for surface studies, its original shape is comparatively well-preserved, only a minor portion has been slightly deformed, and it is penetrated and surrounded by drill-holes providing information on the base level of the entire coarse clastic unit. The goal of this study is to present a method of volume determination and to assess the contribution of coarse-grained alluvial input to foreland basin sedimentation exemplified at the Adelegg Fan.

2. The Adelegg Fan (OSM)

2.1. Geological setting

The Adelegg hills are situated in southern Germany at the border between Baden-Württemberg and Bavaria (Fig. 2). The hills are the eroded remnants of the Adelegg Fan belonging to the Upper Freshwater Molasse (OSM). In the West, North and East they are surrounded by a more or less flat landscape corresponding to finer-grained fluvial/lacustrine sediments of the OSM and their Quaternary cover. The Adelegg Fan is considered the youngest and most northerly prograding unit of the older (USM) Hochgrat Fan system starting to

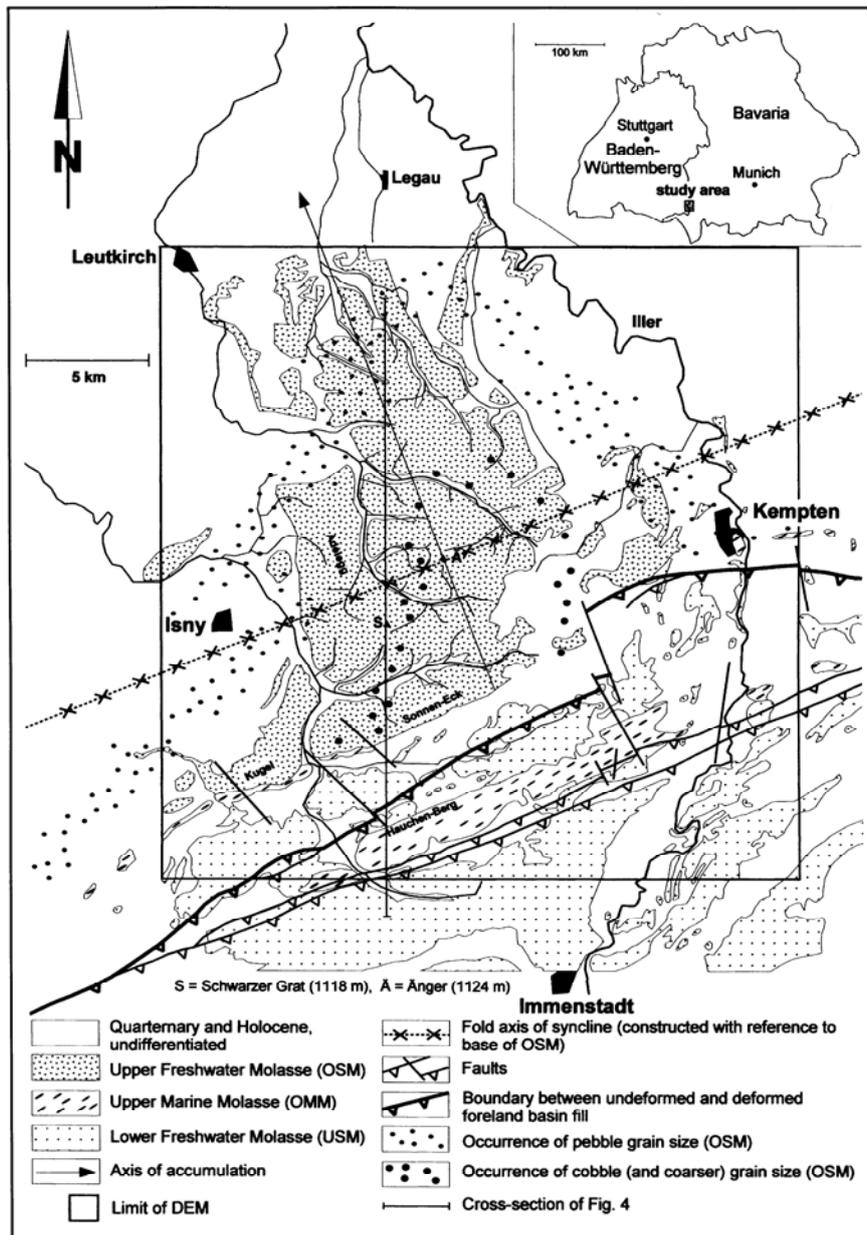


Fig. 2: Geological map of the Adelegg Fan and adjoining areas further south (synthesized after SCHOLZ 1986, HALDER 1988, and HANSEL 1989).

Abb. 2: Geologische Karte des Adelegg-Fächers und der südlich angrenzenden Gebiete (zusammengefasst nach SCHOLZ 1986, HALDER 1988 und HANSEL 1989).

form in the Rupelian. The Hochgrat Fan continued to exist as a coarse-grained delta during sedimentation of the Upper Marine Molasse (OMM). According to BRÜ-

GEL (1998), most coarse-grained units west of the present-day river Isar developed as such long-lived alluvial fans and coarse-grained deltas, respectively, whereas

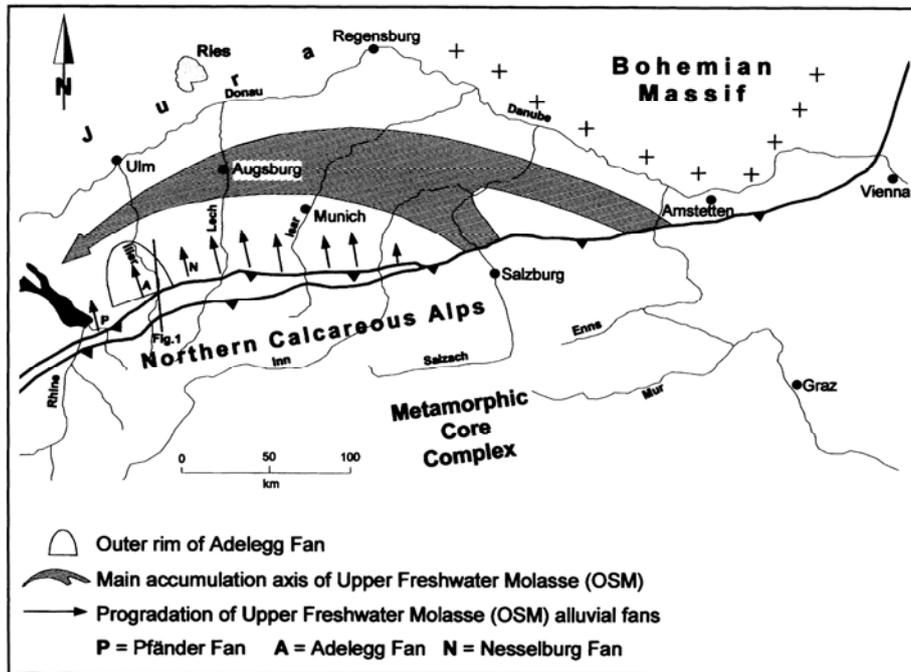


Fig. 3: Main features of the Upper Freshwater Molasse (after LEMCKE 1984). Position of cross-section from Fig. 1 and outline of Adelegg Fan are marked.

Abb. 3: Schüttungsrichtungen im Nordalpinen Vorlandbecken zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse (nach LEMCKE 1984, verändert). Lage des Profilschnitts (Abb. 1) und des Adelegg-Fächers sind gekennzeichnet.

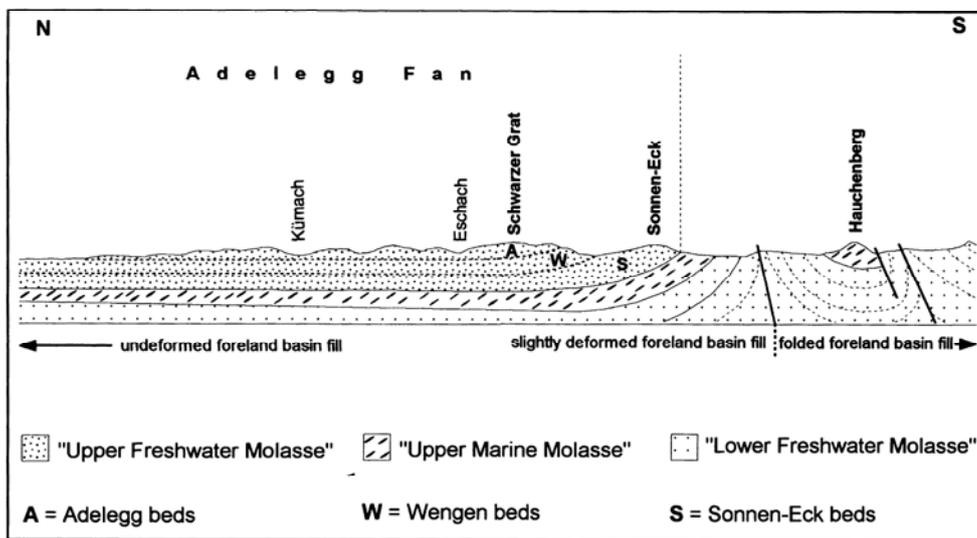


Fig. 4: Geological cross-section through the Adelegg Fan and adjoining areas further South (after GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955 and HANSEL 1989). Position of cross-section is marked in Fig. 2.

Abb. 4: Geologischer Schnitt durch den Adelegg-Fächer und südlich angrenzender Gebiete (nach GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955 sowie HANSEL 1989).

the coarse-grained units east of the river Isar mainly grew during formation of the OSM (compare Figs. 3 and 4). Sedimentation of the Adelegg Fan started towards the end of the Karpatian and lasted over some 7 Ma until the Pannonian (EBERHARD 1986). According to HALDER (1988) the Adelegg Fan contains a considerable portion of conglomeratic material reworked from its predecessor, the Hochgrat Fan. During formation of the Adelegg Fan, the southern part of the Hochgrat Fan had already been integrated into the advancing orogenic wedge serving as a source of recycled conglomerates.

2.2. Stratigraphy and facies

HALDER (1988) subdivided the conglomerates, sandstones, and marlstones of the Adelegg Fan into 3 successive units: Sonneneck Beds, Wengen Beds, and Adelegg Beds (Fig. 4). The Wengen Beds show slightly smaller maximum grain-sizes than the Sonneneck and Adelegg Beds. According to EBERHARD (1986) the Adelegg Fan contains more than 20 cyclothems mostly starting with an erosional unconformity overlain by thick ($\cong 30$ m) poorly sorted conglomerates grading into, or interfingering with, cross-bedded conglomerates, bedded sandstones, and marlstones. HALDER (1988) interpreted thick-bedded poorly sorted conglomerates as debris flow deposits and cross-bedded conglomerates as upper flow regime fluvial deposits. Sandstones would correspond to a mixed upper/lower flow regime braided environment; marlstones most probably were formed in abandoned channels, substantiated by the presence of numerous coal seams. Thickness of individual beds and grain size generally decrease towards the periphery of the Adelegg Fan, and cyclothems tend to amalgamate towards the apex (EBERHARD 1986). Maximum grain sizes (>30 cm) are restricted to the inner parts of the Adelegg Fan (heavy dots in Fig. 2). These extremely coarse grain sizes mark the approximate northern limit of the occurrence of debris flow deposits and thus the boundary between proximal and medial facies of the Adelegg Fan. The boundary between the medial and distal facies is marked by the disappearance of cross-bedded conglomerates. In placing these boundaries at the lines of disappearance of debris flow deposits and conglomerates, respectively, we follow BÜRGISSER's (1981) detailed study of the Hörnli Fan.

2.3. Structural features

Tectonically, most of the Adelegg Fan belongs to the undeformed North Alpine foreland basin fill. The southernmost part is slightly folded, forming a monoclin

structure (Fig. 4). The sharp transition towards the deformed and strongly folded North Alpine foreland basin fill is indicated by a series of WSW–ENE striking overthrusts mainly exposing OMM and USM (Fig. 2). According to HALDER (1988) the strike of the Adelegg Fan sedimentary sequence trends around 70° ; the north-westerly dip decreases from around 40° in the Sonneneck area towards 8° in the surroundings of Schwarzer Grat and approaches a horizontal position further to the north (Fig. 4).

2.4. Geomorphology

In the field the highest hilltops and some adjoining platform-like surfaces appear to be remnants of the uppermost depositional surface of the fan. SCHOLZ (1986) provides geomorphic and sedimentological evidence for the existence of such a pre-Quaternary surface meaning that the Adelegg Fan has not undergone substantial denudation removing large parts from its original mass. This is further supported by observations from SCHIEMENZ (1960), WILHELM (1961), FESSELER & GOOS (1988) and HALDER (1988) stating that coarse-clastic units near to the original apex are largely preserved and can be traced over long distances. In the boreholes surrounding the presently exposed core of the Adelegg Fan the uppermost level of the distal parts of the Adelegg Fan is identical with the subsurface prolongation of the constructed surface enveloping the highest hilltops (compare Figs. 5 and 6). Low denudation rates are also indicated by steeply incised young valleys and by the fact that the Adelegg Fan has only laterally been affected by glacial erosion (HANSEL 1989). The presently exposed main body of the Adelegg Fan is dominated by conglomerates. Its Quaternary cover is restricted to the topographically lower parts of the fan. According to HALDER (1988) the average thickness hardly exceeds the order of the Quaternary.

3. Methods

3.1. Digital elevation model

Our calculations are based on a digital elevation model (DEM) obtained from Landesvermessungsamt Baden-Wuerttemberg (Stuttgart) and Landesvermessungsamt Bayern (Munich) – both with a resolution of 50 m – covering the entire area of the Adelegg Fan exposed at surface (630 km^2). This data base was extended and corrected by integrating valley thalwegs and crestlines of hills extracted from 33 aerial photographs covering most of the Adelegg hills. Valley thalwegs and crestlines of hills were localized with an Analytical Plotter Zeiss

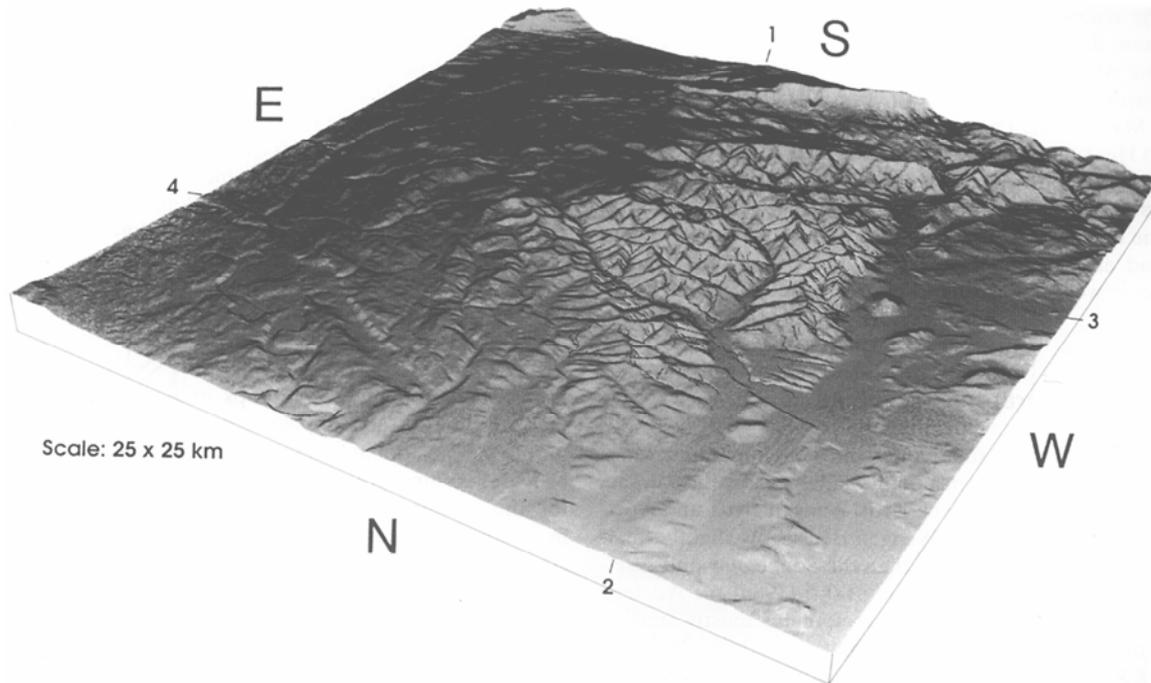


Fig. 5: Digital elevation model of the presently exposed conglomerate-dominated main body of the Adelegg Fan and surrounding areas. Based on a digital elevation model (DEM) obtained from Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (Stuttgart) and Landesvermessungsamt Bayern (Munich). Limits are marked on Fig. 2. Data base was extended and corrected by integrating valley thalwegs and crestlines of hills extracted from 33 aerial photographs covering most of the Adelegg hills. Valley thalwegs and crestlines of hills were localized with an Analytical Plotter Zeiss Planicomp P3 and digitized on CAD-Microstation. Export of these data in SCOP (Stuttgart Contour Program) allows correction of the existing DEM and improvement for higher resolution.

Abb. 5: Digitales Höhenmodell des heute aufgeschlossenen Konglomerat-dominierten Hauptteils des Adelegg-Fächers und seiner Umgebung. Zusammengestellt aus einem DHM des Landesvermessungsamts Baden-Württemberg (Stuttgart) und des Landesvermessungsamts Bayern (München). Die Grenzen des DHM sind in Abb. 2 gekennzeichnet. Die Datengrundlage wurde durch die Einbeziehung der Bruchlinien von Tälern und Höhenrücken erweitert. Bruchlinien wurden aus 33 Luftbildern des Adelegg-Gebiets im Zeiss Planicomp P3 ermittelt und mit CAD-Microstation digitalisiert. Eine bessere Auflösung des DHM wurde durch Nachbearbeitung mit SCOP (Stuttgart Contour Program) erreicht.

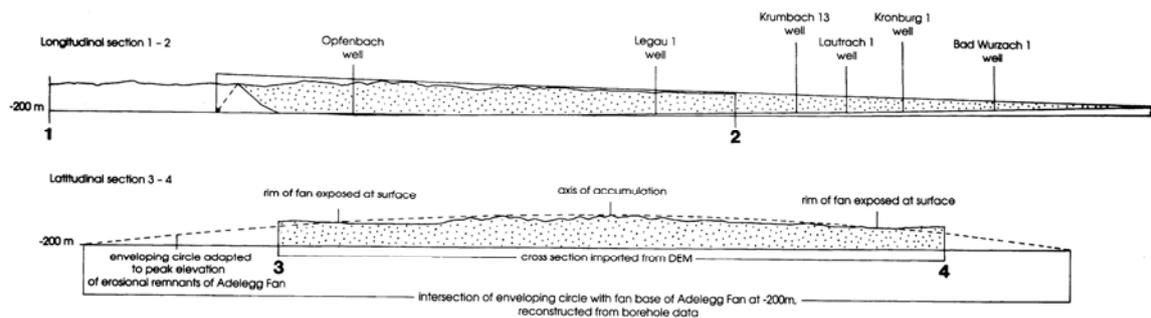


Fig. 6: Longitudinal (line 1-2) and latitudinal (line 3-4) cross-sections through the Adelegg Fan (position of lines 1-2 and 3-4 is marked on Fig. 5). Latitudinal section 3-4 shows construction of enveloping circles corresponding to equidistant latitudinal cross-sections perpendicular to the depositional axis.

Abb. 6: Längs- und Querschnitt durch den Adelegg-Fächer (Lage der Schnitte 1-2 und 3-4 sind in Abb. 5 gekennzeichnet). Teil des Fächer-Querschnitts 3-4 zeigt die Konstruktion eines Kreissegments. Das Kreissegment orientiert sich an der Höhenlage der Bergrücken des Adelegg-Fächers, wobei die Schüttungsachse den Mittelpunkt darstellt.

Planicom P3 and digitized on CAD-Microstation. Export of these data in SCOP (Stuttgart Contour Program) allows correction of the existing DEM and improvement for higher resolution. The resulting DEM (Fig. 5) is the base for further applications such as construction of isolines, cross-sections, perspective views, and determination of volumina.

Our geometrical considerations started from the basic assumption that an alluvial fan can be simplified as a segment of a cone showing a straight (or slightly concave) profile in longitudinal cross-section and a convex profile in latitudinal cross-section (BULL 1972, READING 1996, LEEDER 1999). The combination of geological field and borehole data with the DEM and the fact, that the Adelegg Fan has mostly preserved its original shape, permit the construction of an enveloping sheet matching the former dimensions of the fan as close as possible. The construction of this enveloping sheet requires localization of the following parameters: axis of accumulation (line of maximum thickness, see Fig. 2), basal plane (see Fig. 6), and rim of fan (see Fig. 7).

3.2. Axis of accumulation

In a well-preserved alluvial fan, the axis of accumulation as defined by the line of maximum thickness and the distribution of maximum grain sizes is identical with the morphological axis. HALDER (1988) determined the axis of accumulation of the Adelegg Fan (long arrow in Fig. 2; line 1→2 in Figs. 5 and 6) using statistical methods based on grain size distribution and modal composition. The morphological axis appears on a cross-section through the presently exposed conglomerate-dominated part of the Adelegg Fan obtained from the DEM (Fig. 5). It coincides with the dip direction of about 340° obtained from field measurements (general strike 70°, dip towards the Northwest, HALDER 1988).

3.3. Basal plane

The basal plane of the Adelegg Fan is the stratigraphic boundary between OMM and OSM. This boundary has been located in 6 wells distributed across the study area (Fig. 7). It occurs around 200 m below sea-level in most of the wells (e.g., -219 m in the Opfenbach well) but shallows towards -45m in the northernmost (Kronburg 1) well (compare Fig. 6). This means that in the northern part of the study area the Adelegg Fan rests upon a plane slightly inclined towards the South whereas the main body of the fan lies on a more less horizontal surface located around 200 m below sea-level (average of the stratigraphic boundary between OMM and OSM in the southern boreholes). Accordingly, in our model we located the basal plane underneath the main body of

the Adelegg Fan at an average depth of 200 m below sea-level. The basal plane underneath the northern part of the study area is constructed as an inclined plane shallowing to -45 m.

3.4. Shape and rim of fan

The geometric shape of the fan can be reconstructed on the assumption that the present-day remnants of the Adelegg Fan at least partly preserve its original dimensions. From the DEM we created equidistant (250 m) latitudinal cross-sections perpendicular to the depositional axis and one longitudinal cross-section along the depositional axis (Fig. 6). Enveloping circles were adapted to the maximum elevations of each cross-section and matched with the outer limits of the Adelegg Fan exposed at surface (Fig. 6).

According to SCHOLZ (1986) the occurrence of conglomerates coincides with the presently exposed conglomerate-dominated main body of the Adelegg Fan. This means that the maximum reach of conglomeratic facies visible at the surface (Fig. 2) also defines the original shape of the fan appearing as a parabolic arc (dashed line in Fig. 7). In geometrical terms, this parabolic arc defines the intersection line of the original surface of the fan with the present surface, now situated at an average elevation around 700 m above sea-level. The outermost limit of the fan (dotted line in Fig. 7) is located in the subsurface; its position can be extrapolated by constructing enveloping circles along the longitudinal cross-section and intersecting them with the basal plane (Fig. 6).

3.5. Inner limit of fan

The inner limit was constructed by retrodeforming the upturned portion of the Adelegg Fan (monoclinical structure in Fig. 4, sector D in Fig. 7) into the horizontal and projecting the limits of the southernmost outcrops onto the present-day surface (southernmost wavy line in Fig. 7). On the basis of the fact that nowhere in the entire North Alpine foreland basin the OSM is integrated into the Alpine fold and thrust belt we conclude that the constructed inner limit of the Adelegg Fan as shown in Fig. 7 is more or less identical with the original inner limit of the fan.

3.6. Thickness

Thickness can be determined by measuring the difference in height along the axis of accumulation between the enveloping sheet and the basal plane situated at

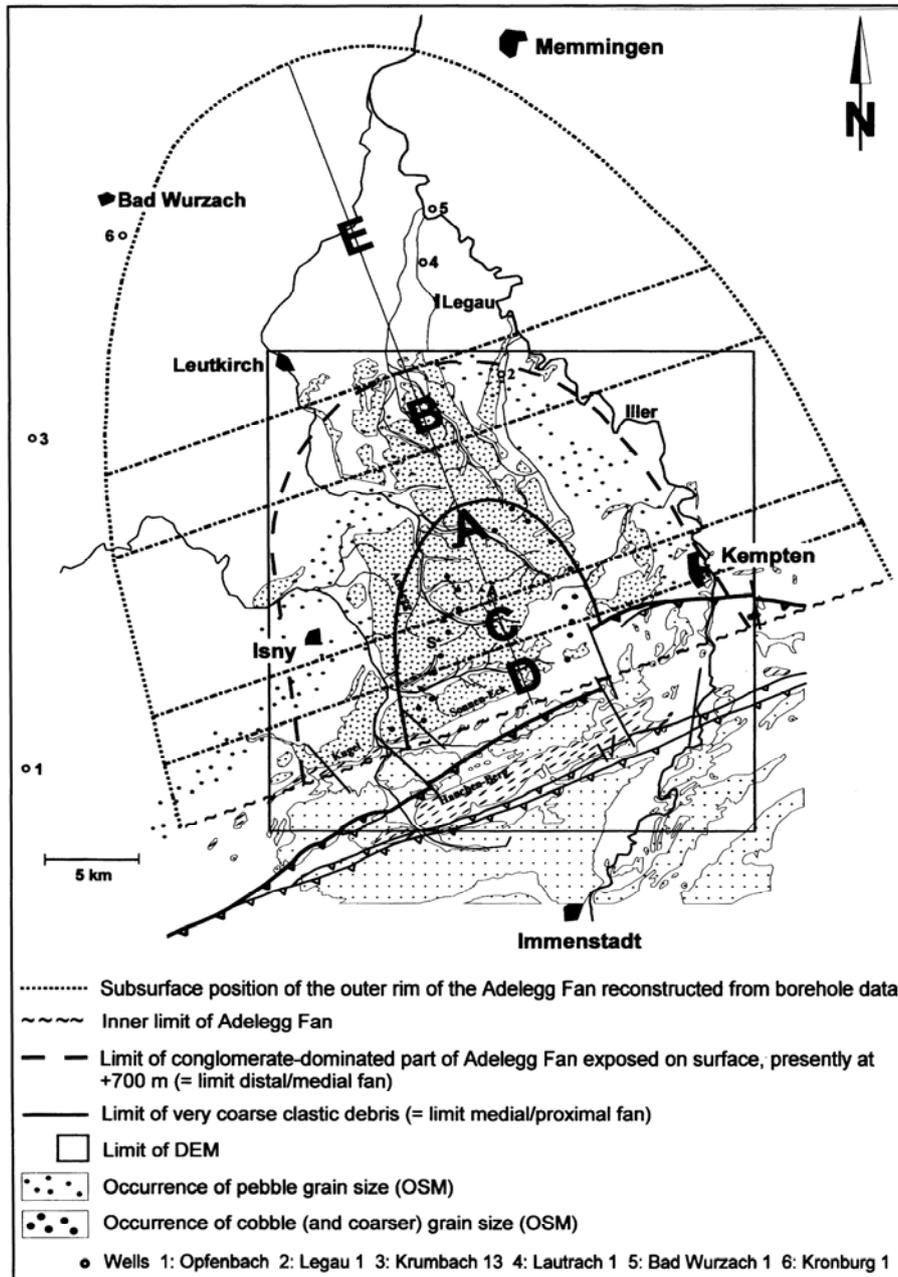


Fig. 7: Reconstructed limits of outer rim, distal/medial, and medial/proximal facies boundaries of the Adelegg Fan. Sectors A, B, C, D, and E are numbered in order of accuracy of equidistant latitudinal cross-sections perpendicular to the depositional axis obtained from the corrected and improved Digital Elevation Model shown on Fig. 5.

Abb. 7: Rekonstruierte Lage der Faziesgrenzen distal/medial (gestrichelte Linie) und medial/proximal (durchgezogene Linie) innerhalb des Adelegg-Fächers. Abschnitte A, B, C, D und E stellen Fächersegmente dar, wobei in Segment A die höchste und in Segment E die geringste rechnerische Auflösung möglich war. Zusätzlich sind die Grenzen des DHM gekennzeichnet (Quadrat).

Fig. 8: Common architecture of an alluvial fan showing position of the distal/medial and medial/proximal facies boundaries and their correlation with thickness in the Adelegg Fan. In our study the volume/thickness ratio is 0.77 at the distal/medial boundary and 0.64 at the medial/proximal boundary.

Abb. 8: Vereinfachte Architektur eines Alluvialfächers. Dargestellt sind die Faziesgrenzen proximal/medial und medial/distal mit ihren Sedimentmächtigkeiten im Adelegg-Fächer und den entsprechenden numerischen Volumen/Mächtigkeits-Verhältnissen.

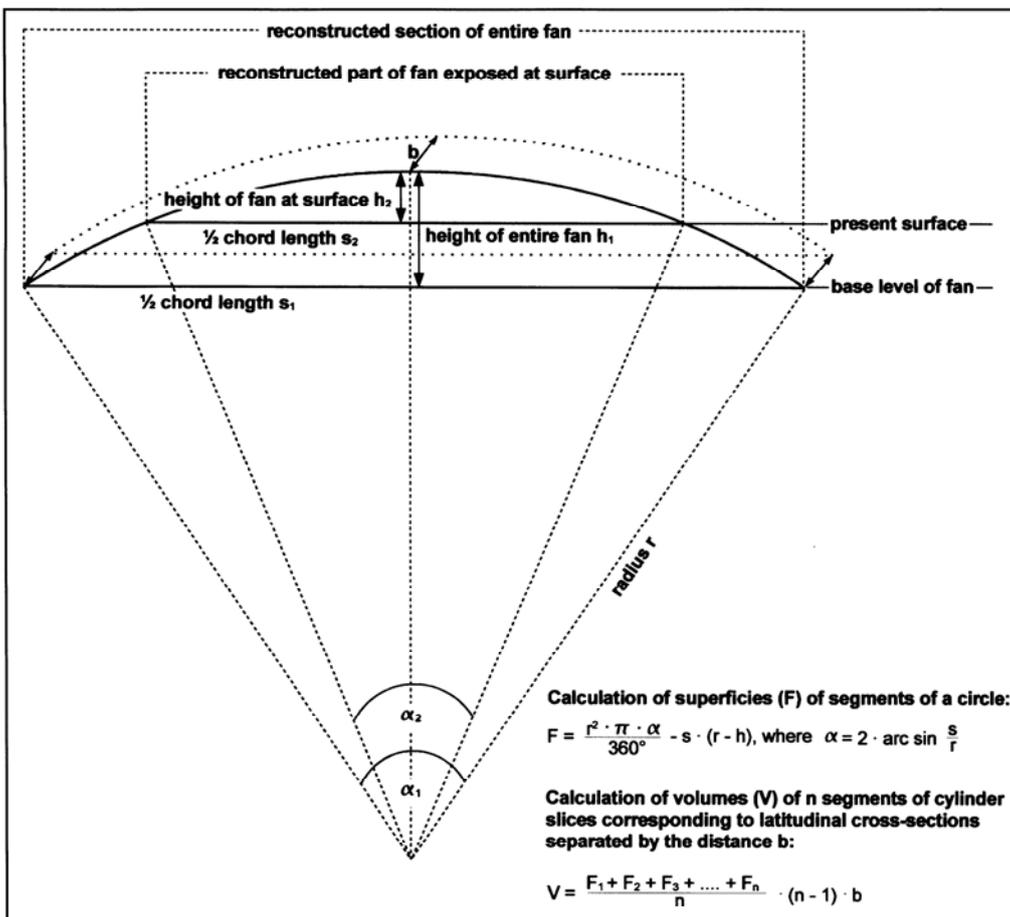
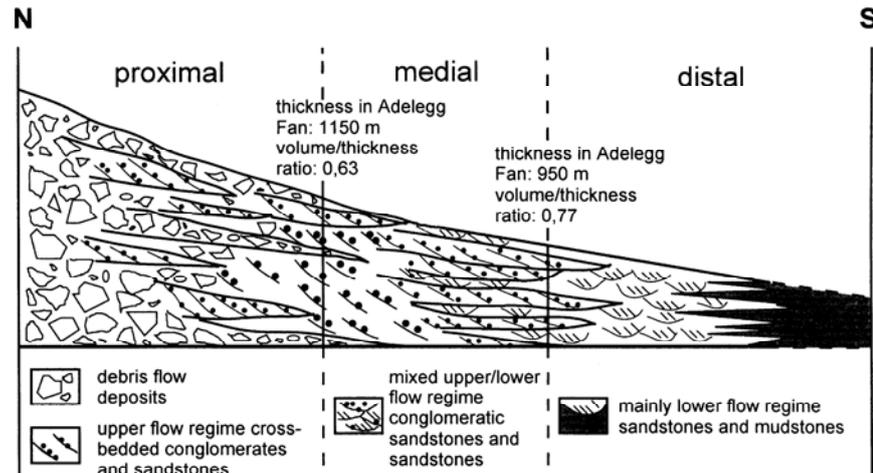


Fig. 9: Vertical section across the Adelegg alluvial fan showing main geometrical parameters and equations for the calculation of volumes.

Abb. 9: Schnitt senkrecht zur Schüttungsachse des Adelegg-Fächers. Dargestellt sind die wichtigsten geometrischen Parameter zur Berechnung des Fächervolumens.

Tab. 1: Volumes deposited and volumes removed by erosion in the Adelegg Fan (sectors A to D).

Tab. 1: Volumen abgelagerter bzw. durch Erosion entfernter Sedimente des Adelegg-Fächers (Fächer-Abschnitte A bis D).

	Length	Width	Extension	Volume
Entire original Adelegg Fan prior to erosion	36 km	39 km	1080 km ²	740 km ³
Presently exposed part of the Adelegg Fan including volume removed by erosion	19 km	25 km	334 km ²	102 km ³
Total area affected by erosion [sectors (A, B, C) + D] and volume removed by erosion	19 km	25 km	334 km ²	62 km ³
Presently conserved portion of the exposed part of the Adelegg Fan	19 km	25 km	334 km ²	40 km ³

200 m below sea-level. The Adelegg Fan shows a thickness of 1150 m at the proximal/medial facies boundary and a thickness of 950 m at the medial/distal facies boundary (Fig. 8).

4. Calculation of volumes

Fig. 9 explains the principles and equations for the calculation of the main geometrical parameters of the Adelegg Fan. Square dimensions and volumes below the DEM surface were calculated with SCOP.INTERSECT. The overall volume of the original fan was calculated by adding volumes of segments of cylinder slices corresponding to the equidistant latitudinal cross-sections perpendicular to the depositional axis. The Quaternary cover in the outer part of the presently exposed conglomerate-dominated Adelegg fan was roughly estimated at 2 km³ (about 40 % coverage in sectors A, B, and C, 20 m average thickness). This procedure yielded the results shown in Tab. 1.

5. Discussion

To our knowledge, the Arcas Fan from northern Chile (KIEFER et al. 1997) is one of the very few fans described in literature where a volume has been determined (31 km³, mass 55 x 10⁹ t, DÖRR 1996). The basal plane was located using gravimetric methods; the top of the fan is still preserved at present due to the hyperarid climate. Most studies on modern and ancient coarse-clastic alluvial fans or deltas provide data on distance from coast, width of valley floor, difference in altitude, grain-

size distribution, changes in modal composition, provenance, drainage patterns, and their relation to changing flow regimes, etc. (e.g., BULL 1972, BÜRGISSER 1981, IBBEKEN & SCHLEYER 1991 and sources cited therein, ALLEN & BASS 1993, ALONSO ZARZA et al. 1993, NEMEC & POSTMA 1993, SCHLUNEGGER et al. 1993, JIN et al. 1995, READING 1996, BRÜGEL 1998, ROBINSON & SLINGERLAND 1998, SCHLUNEGGER et al. 1998, FRISCH et al. 1998, KEMPF & MATTER 1999, LEEDER 1999, FRISCH et al. 2000). None of these studies provides parameters which can be recognized or measured in ancient and/or deformed coarse clastic units nor do they contain information on specific volumes.

6. Conclusions

The Adelegg Fan is unique as to its state of preservation despite a considerable volume of sediment that already has been removed from the exposed parts. Our study shows that this alluvial fan can be reconstructed in detail providing quantitative information. The Adelegg Fan has a thickness (distance from enveloping sheet to basal plane) of 1150 m at the proximal/medial facies boundary and of 950 m at the medial/distal facies boundary. Under the assumption that thickness correlates with volume (in this case, 740 km³) the numerical (not dimensional) volume/thickness ratio would be 0.64 at the proximal/medial and 0.77 at the medial/distal facies boundary. On the basis of one case study, however, it is not possible to determine whether such ratios reflect a geometric property inherent to alluvial fans in general. If so, the volume of a fan could be calculated from measurement of thickness at crucial facies bound-

aries. Thickness is a parameter which may be obtained even from tectonically deformed and amputated ancient alluvial fans.

7. Acknowledgements

Our sincere thanks to our Stuttgart colleagues Dagmar OLSSON, Christine STOPP, and Dieter UHLIG for their support with the software, to Klaus PELZ for critical comments on the manuscript, to Hillert IBBEKEN (Berlin) for stimulating discussions, to Gerhard WÖRNER (Göttingen) and Wolfgang FRISCH (Tübingen) for support with literature, and their very helpful and constructive comments.

8. References

- Allen, P. A. & Bass, J. P. (1993): Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhone-Alp Region, Eastern France: Implications for Basin Evolution. – *Eclogae geol. Helv.*, **86** (1): 121–172; Basel.
- Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P. & Garzia del Cura, M. A. (1993): Palaeogeomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE Madrid Basin (central Spain). – In: Marzo, M. & Puigdefabregas, C. (1993): Alluvial Sedimentation. – *Spec. Pub. IAS*, **17**: 277–292; Oxford.
- Bachmann, G. H. & Müller, M. (1991): The Molasse basin, Germany: evolution of a classic petroliferous foreland basin. – *EAPG*, **1**: 263–276; Oxford.
- Brügel, A. (1998): Provenances of Alluvial Conglomerates from the Eastalpine Foreland: Oligo-/Miocene Denudation History and Drainage Evolution of the Eastern Alps. – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A 40**: 1–168; Tübingen.
- Bull, W. B. (1972): Recognition of Alluvial-Fan Deposits in the Stratigraphic Record. – In: Rigby J. K. & Hamblin, W. K. (Eds.) Recognition of ancient sedimentary environments. – *Publ. Soc. Econ. Palaeont. Mineral.*, **16**: 63–83; Tulsa.
- Bürgisser, H. M. (1981): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süßwassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordschweiz). – *Eclogae geol. Helv.*, **74** (1): 19–28; Basel.
- Diem, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.*, **79** (2): 493–559; Basel.
- Dörr, M. (1996): Der Arcas Fächer und sein Erosionsgebiet in Nordchile: Bilanz einer exogenen Massenverlagerung. – *Berl. Geowiss. Abh.*, **A 189**: 1–120; Berlin.
- Eberhard, M. (1986): Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern). – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **129** (1): 5–39; Wien.
- Fessler, W. & Goos, W. (1988): Erläuterungen zu Blatt 8026 Aitrach. – *Geol. Karte Baden-Württ. 1:25000*: 1–84; Stuttgart.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I. & Brügel, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during the late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**: 1–15; Amsterdam.
- , Dunkl, I. & Kuhlemann, J. (2000): Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **327**: 239–265; Amsterdam.
- Ganss, O. & Schmidt-Thomé, P. (1955): Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 402–495; Stuttgart.
- Halder, W. (1988): Die Obere Süßwassermolasse des Hochgratfächers. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, **NF 89**: 121–171; Stuttgart.
- Hansel, H. (1989): Erläuterungen zu Blatt 8226 Isny i. Allgäu-Nord. – *Geol. Karte Baden-Württ. 1: 25000*: 1–89; Stuttgart.
- Ibbeken, H. & Schleyer, R. (1991): Source and Sediment. – Berlin (Springer).
- Jin, J., Aigner, T. & Luterbacher, H. P. (1995): Sequence stratigraphy and depositional history in the south-eastern German Molasse Basin. – *Marine and Petroleum Geology*, **12** (8): 929–940; Amsterdam.
- Kempf, O. & Matter, A. (1999): Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.*, **92**: 97–103; Basel.
- Kiefer, E., Dörr, M., Ibbeken, H. & Götze, H.-J. (1997): Gravity-based mass balance of an alluvial fan giant: the Arca Fan, Pampa del Tamarugal, Northern Chile. – *Revista Geologica do Chile*, **24** (2): 165–185; Santiago.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I. & Kazmer, M. (2002): Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. – *Int. J. Earth. Sci.*, **91**: 818–837; Berlin.
- Leeder, M. (1999): Sedimentology and Sedimentary Basins. – From Turbulence to Tectonics; Oxford (Blackwell Science).
- Lemcke, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – *Geol. Rdsch.*, **73** (1): 371–397; Berlin.
- Maurer, H., Buchner, E. & Seyfried, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? – *Z. dt. geol. Ges.*, **153**: 77–91; Stuttgart.
- Nemec, W. & Postma, G. (1993): Quarternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. – In: Marzo, M. & Puigdefabregas, C.: Alluvial Sedimentation. – *Spec. Pub. IAS*, **17**: 277–292; Oxford.
- Pfiffner, O. A., Schlunegger, F. & Buiter, S. J. H. (2002): The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. – *Tectonics*, **21** (2): 3.1–3.16; Washington.
- Reading, H. G. (1996): Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy; Oxford (Blackwell Science).
- Reineck, H.-E. & Schwerd, K. (1985): Eine Küstenschicht vor rund 35 Millionen Jahren im nördlichen Alpenvorland. – *Natur und Museum*, **115** (2): 46–54; Frankfurt.
- Robinson, A. J. & Slingerland, R. L. (1998): Grain-size trends, basin subsidence and sediment supply in the Campanian Castlegate Sandstone and equivalent con-

- glomerates of central Utah. – *Basin Research*, **10** (1): 109–127; Oxford.
- Schiemenz, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – *Beih. Geol. Jb.*, **38**: 1–119; Hannover.
- Schlunegger, F., Matter, A. & Mange, M. A. (1993): Alluvial fan sedimentation of the southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.*, **86** (3): 717–750; Basel.
- & Jordan, T. E. (1997): Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. – *Tectonics*, **16** (5): 823–840; Washington.
- , Matter, A., Burbank, D. W. & Klaper, E. M. (1997a): Magnetostratigraphic constraints on relationship between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events. – *GSA Bulletin*, **109**: 225–241; Boulder.
- , –, Leu, W., Mange, M. & Matyas, J. (1997b): Sedimentary sequence, seismofacies and evolution of depositional systems of the Oligo/Miocene Lower Freshwater Molasse Group, Switzerland. – *Basin Research*, **9**: 1–26; Oxford.
- , Slingerland, R. & Matter, A. (1998): Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine Foreland Basin and the structural evolution of the Alps. – *Basin Research*, **10**: 197–212; Oxford.
- Scholz, H. (1986): Beiträge zur Sedimentologie und Paläontologie der Oberen Süßwassermolasse im Allgäu. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **129** (1): 99–127; Wien.
- Unger, H. J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. – *Geol. Bav.*, **94**: 195–237; München.
- Vollmayr, T. & Jäger, G. (1995): Interpretation seismischer Daten und Modelle zur Vorbereitung und Auswertung der Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geol. Bav.*, **100**: 153–166; München.
- Wilhelm, F. (1961): Spuren eines voreiszeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. – *Münchener Geogr. H.*, **20**: 176 S., 17 Abb., 4 Tab.; München.
- Zweigel, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill. – *Contr. Sed. Geol.*, **20**: 1–139; Stuttgart.
- , Aigner, T. & Luterbacher, H. P. (1998): Eustatic versus tectonic controls on Alpine foreland basin fill: sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **134**: 299–323; Tulsa.

Manuscript received: 09.07.2004

Accepted for printing: 03.08.2004

Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: consequences for the Ries crater, southern Germany

¹Buchner, E., ²Grässlin, M., ¹Maurer, H., ²Ringwald, H., ²Schöttle, U., ¹Seyfried, H.

¹Institut für Geologie, Universität Stuttgart

elmar.buchner@geologie.uni-stuttgart.de

²Institut für Raumfahrtssysteme (IRS), Missions- und Systemanalyse, Universität Stuttgart

Abstract

For impact craters with dimensions such as the Ries crater (corresponding to a 1 km meteorite) it has become a standard reference in textbooks on planetary science that under terrestrial conditions distal transfer of boulders may reach as far as 200 km. In order to test this assumption we simulate impact-induced ballistic transfer of limestone boulders ejected out of the Ries crater and come to the conclusion that “Reutersche Blöcke” and “Ries-Brockhorizonte” found at distances of up to 130 km are distal Ries ejecta. Boulders alleged to be Ries components found in Northern Switzerland at distances of up to 200 km can be related to the Ries event, if parameters of our numerical simulation are stretched to the limits. Our simulation includes the following assumptions and variables: 1) boulders are ejected from the interference zone at a very early stage of impact; 2) starting conditions may range between velocities of 1 and 4 km/s and 35° to 65° for the flight path angle; 3) drag-free and transitional conditions at the impact site are incorporated into the density model of the atmosphere; 4) a typical boulder is represented by an adequate aerodynamic drag model; 5) an aerothermal heat model was used to determine heat load.

Keywords: Atmosphere, Dynamics, Earth, Impact Processes,

1. Introduction

Studies on transport and distribution of terrestrial impact ejecta are commonly restricted by poor preservation and erosion. It is difficult to compare terrestrial and extraterrestrial impact ejecta directly. Gravity acceleration, atmospheric properties, and composition of target rocks result in widely differing impact structures produced by meteorites of the same size. On planets or satellites with thin atmospheres ray craters are common. The absence of aerodynamic drag results in long-ranging ballistic transport of impact ejecta producing rays and secondary cratering. On Earth interaction with atmosphere and/or fluids in target rocks is responsible for multiphase ejecta formation and transfer of 1,5 to 2 crater radii for a continuous ejecta blanket (Barlow 2005) and in the order of 2

to 3 crater diameters for distal ejecta (Gault and Greeley 1978, Schultz and Gault 1979, Melosh 1989). Rampart craters on Mars are probably the closest equivalent to impact craters preserved on Earth.

The 14.4 Ma (Gentner et al. 1967, Schwarz and Lippolt 2002, Buchner et al. 2003, Laurenzi et al. 2003) Ries crater in southern Germany is unique as to the state of preservation of its ejecta conserved as a contiguous blanket surrounding mainly the southern part of the crater. In chronological order Ries impact ejecta are subdivided as follows: 1) Ries tektites (Central European tektites) (e.g., Stöffler et al. 2002); 2) "Bunte Breccie", a breccia containing components of the sedimentary cover of the target area produced by sliding and rolling of blocks during penetration of the shallow crust (e.g., Hüttner and Schmidt-Kaler 1999); 3) "Kristallinbreccie", a breccia with components from the deeper parts of the sedimentary cover and the crystalline basement (e.g., Hüttner and Schmidt-Kaler 1999); 4) "Suevite", a final blanket originating from the collapsing cloud of rock fragments, molten rocks and rock vapour (e.g., von Engelhardt 1997); 5) "Reutersche Blöcke" (Reuter 1925) or "Ries-Brockhorizont" (Stephan 1952), isolated boulders or layers of mainly Upper Jurassic limestones and some mudstone fragments of unknown (probably Mid Jurassic) origin distributed within the middle to late Miocene Obere Süßwassermolasse of the North Alpine foreland basin (Fig. 1 and 2) and considered as distal ejecta (Gall and Müller 1975, Scheuenpflug 1980, Heissig 1986).

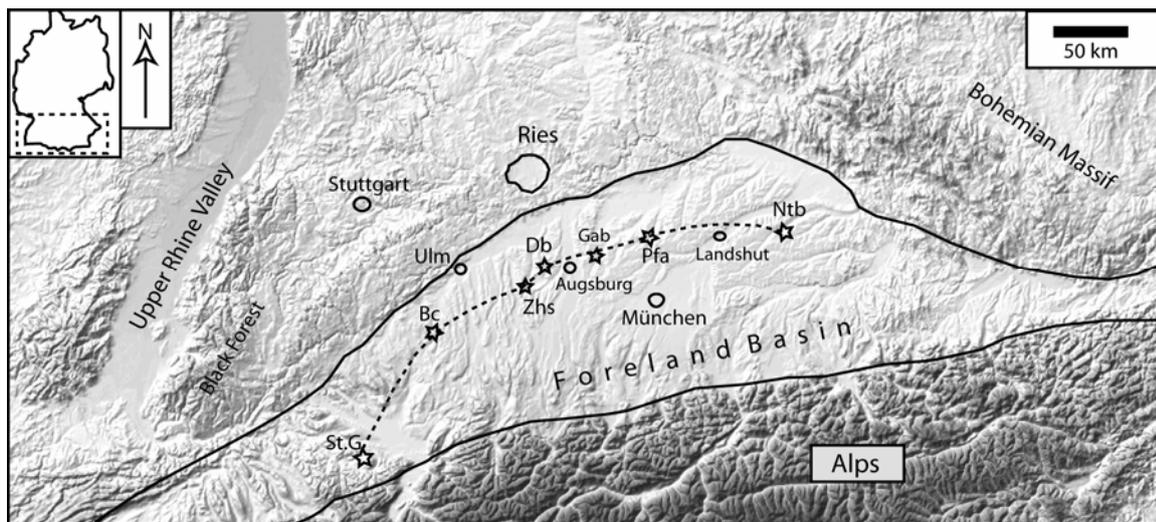


Fig. 1: North Alpine foreland basin and the Ries impact crater. Stars mark positions of limestone components associated with "Reutersche Blöcke" and "Ries-Brockhorizonte" considered as most distal ejecta of the Ries impact event (StG: St. Gallen, northern Switzerland; Bc: Biberach/Riß; Zhs: Ziemetshausen; Db: Deubach; Geb: Gebratshausen; Pfa: Pfaffenhofen; Ntb: Niedertrennbach).

It is the purpose of this paper to discuss whether transfer of such blocks ("Reutersche Blöcke" or "Ries-Brockhorizont") may result from an event such as the Ries impact. Depending on their distance from the crater rim these angular, poorly to well rounded blocks are termed "Reutersche Blöcke" or "Ries-Brockhorizonte", respectively (Fig. 1). "Reutersche Blöcke" are limestone boulders ranging from a few cm³ to more than 1m³ in size (Hofmann 1973) occurring to a maximum distance of up to 70 km from the crater rim (Fig. 1 and 2). Components of "Ries-Brockhorizonte" (Fig. 2) possess sizes between 1 and 10 cm (Sach 1997). In places, the distance to the crater rim surpasses 100 km.



Fig. 2: Isolated angular to poorly rounded boulders of Upper Jurassic limestones and some mudstone fragments of probably Mid Jurassic origin distributed within fluvial sediments of the middle to late Miocene Obere Süßwassermolasse of the North Alpine foreland basin; sandpit near Ziemetshausen (for position of locality see Fig. 1).

Hofmann (1973) and Hofmann and Hofmann (1992) described Upper Jurassic limestone components and sandstone as well as mudstone fragments with affinity to Triassic rocks from northern Switzerland occurring at a distance of almost 200 km from the Ries crater rim (Fig. 1) alleging genetic relation to the Ries event. To date, the microfacial identity of these components (Swabian or Helvetic Mesozoic?) has not been unequivocally established. Herold (1969) assumed a volcanic source for the „Ries-Brockhorizonte“, whereas Reuter (1925) considered these components as most distal ejecta of the Ries event suggesting ballistic and subsequent short-ranging fluvial transport. Further finds in the Bavarian part of the North Alpine foreland basin have been reported by Gall and Müller (1975), Scheuenpflug (1980), and Heissig (1986).

2. Description of the problem

Buchner (1998) listed criteria for and against a genetic relation of "Reutersche Blöcke" and "Ries-Brockhorizonte" with the Ries event. For the sake of readability in what follows "Reutersche Blöcke" and "Ries-Brockhorizonte" are abbreviated "RB".

Arguments suggesting a relation to the Ries event are: 1) RB blocks are commonly supposed to match Upper Jurassic target rocks (Reuter 1925, Stephan 1952, Hofmann 1973); 2) lithostratigraphic position of RB components within the Obere Süßwassermolasse is not precisely determined but could fall within the time frame of the Ries event (Doppler 1989); 3) only very strong flash floods could have transported the larger RB components into the North Alpine foreland basin. At the moment, however, there is no sedimentological evidence for such floods.

Arguments against a relation to the Ries event are: 1) stratigraphic distribution of RB components within the Obere Süßwassermolasse is random and beyond present means of microstratigraphic resolution. Some components are regarded as autochthonous, others are considered reworked into two or even three horizons

(Heissig 1986, Sach 1997); 2) RB components delineate a longitudinal rather than a radial distribution pattern (Fig. 1); 3) the distribution of RB components as shown in Fig. 1 does not reflect an oblique impact direction from the WSW; an oblique impact, however, has been proposed with reference to the ENE-directed transfer of some of the distal ejecta (e.g., moldavites, Stöffler et al. 2002).

RB components near St. Gallen in northern Switzerland are isolated occurrences lying nearly 200 km away from the Ries crater rim. Hofmann (1973) firstly related these components to a presumed near-by impact ("Bodensee Impact"); upon non-acceptance he associated this material to a volcanic source (Hofmann 1973) and later to the Ries impact (Hofmann and Hofmann 1992), the main argument being a component showing shatter cones. Recently, further components showing shatter cones have been found near St. Gallen (Hofmann and Gnos 2006). In terrestrial impact craters, shatter cones appear predominantly in autochthonous or parautochthonous target rocks on the crater floor. Nevertheless, shatter cones have been observed within distal ejecta of the Acraman impact structure (Australia, 90 km in diameter, Gostin et al. 1986). Gostin et al. (1986) reported the discovery of ejecta blocks 260 km from the Acraman crater that range up to 30 cm in diameter and contain shatter cones. Melosh (1993) adopted the interpretation of Hofmann and Hofmann (1992) concluding that under terrestrial conditions and impacts of Ries size distal ejecta may be translated as far as 200 km. Melosh's assumption became a standard reference in textbooks on planetary science (Melosh 1993: p. 498, Taylor, 2001: p. 314). The aim of our study is to simulate trajectories and maximum reach of distal ejecta under a variety of physical conditions that could have existed during the Ries impact and if RB components within the Obere Süßwassermolasse can be considered as distal Ries ejecta on the basis of ballistic calculations.

3. Simulation of trajectories

3.1 Calculation parameters

Starting velocity of ejecta

Theoretically, a small amount of impact ejecta (spall) may start from the interference zone (Fig. 3) at very high velocities but low shock level (Melosh 1984a). Melosh (1984b) stated that impact ejecta can leave the forming crater at velocities of about one third of the impact velocity. After Wünnemann et al. (2005) the entry velocity of the Ries impactor amounted to 18 km/s and consequently the starting velocity of leaving RB components theoretically could have reached out to 6 km/s. Experiments by Gratz et al. (1993) expelled components from the interference zone (Fig. 3) of a granitic target surface to velocities of up to 1 km/s corresponding to a maximum pressure load of 5 GPa without obtaining "significant" overprint of shock metamorphism. After Artemieva and Ivanov (2004) a small amount of ejecta originating from the interference zone can be accelerated to starting velocities of more than 2 km/s. The observed pressure load reaches 10 GPa. According to Baratoux and Melosh (2003) shatter cones start to form at pressures of 1-3 GPa. In the RB carbonate rocks in question, a pressure load of up to 10 GPa would cause intense fracturing or well-defined shatter cones. None of the RB components within a radius of 130 km from the rim of the Ries crater show indications of corresponding shock metamorphism. We conclude that it is reasonable to define starting velocities for these components at 1 to 2 km/s. Starting velocities beyond 2 km/s would produce well-visible shock metamorphic phenomena. Due to the fact that RB components of St. Gallen exhibit shatter cones, we have to define starting velocities above 2 km/s for these components. Experiments of Gratz et al. (1993) led to the assumption that components from the spallation zone can reach

velocities up to 4 km/s without pressure load exceeding 10 GPa. Accordingly, we restrict maximum starting velocity to 4 km/s for the reason of survivability of pressure load for RB limestone components.

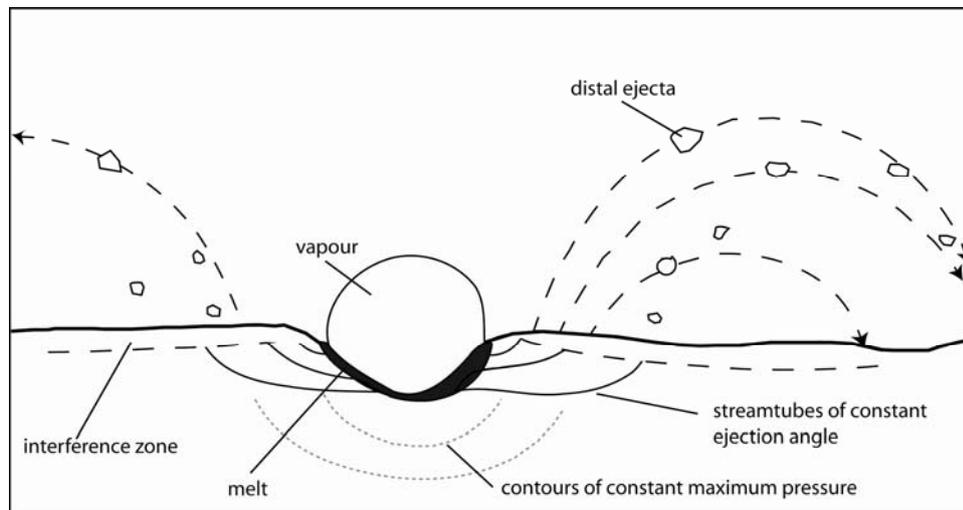


Fig. 3: In a very early stage of the Ries impact components are ejected by the energy of a meteorite nearly 1 km in size, starting in the interference zone (after Melosh 1984a, slightly modified).

Impact-ejected target rocks blasted off moon or mars landing as meteorites on the surface of Earth had to overcome the escape velocities of moon and mars (2.4 km/s and 5.0 km/s, respectively). Observed pressure loads of 20 GPa (Moon) and 45 GPa (Mars) (e.g., O'Keefe and Ahrens 1985, Vickery and Melosh 1983, Gladman 1997, Head et al. 2002; Artemieva and Ivanov 2004, Fritz et al. 2005, Stöffler et al. 2007) correspond with these starting velocities. According to Head et al. (2002) spall velocities of 5.0 km/s may be reached on Mars as a result of comparatively small impacts but would lead to pressure loads between 30 GPa and 50 GPa. Nevertheless, Martian meteorite ALH 84001, as well as the Nakhilites, show no detectable shock damage (Head et al. 2002) despite the fact that they were accelerated from the surface of Mars with a minimum starting velocity of 5 km/s. Fritz et al. (2005) generally detected high stage of shock metamorphism (~ 40 GPa) in Martian meteorites but in certain cases moderate shock pressures of 5 – 14 GPa were observed.

Angle of ejection and trajectories

Very shallow and very steep ejection angles and their corresponding velocities and trajectories result in very short ballistic transfer distances. Gratz et al. (1993) obtained highest velocities at an angle of 40° . Therefore, we tested ejection angles between 30° and 65° .

Temporary drag-free conditions around the transient crater (r_1)

At a very early stage of an impact event drag-free conditions are generated around the transient crater (David 1969). During this initial stage components are not affected by significant aerodynamic drag (quasi drag-free) as the gases of the vaporized target rocks and the vaporized impactor expand with resembling velocities (Schultz and Gault 1979, 1982). The space defined by drag-free conditions is probably not substantially larger than the transient crater (Schultz and Gault 1979). For the Ries impact Stöffler et al. (2002) suggested an oblique impact (30° to 50°) coming from a WSW direction. In the opposite (ENE) direction the atmosphere should be displaced asymmetrically (Fig. 4A). Perpendicular to the impact direction the atmosphere should be displaced

symmetrically (Fig. 4B). RB horizons are aligned nearly W-E south of the Ries crater (Fig. 1) \pm perpendicular to the impact direction. Starting from a presumed vertical impact David (1969) determined the radius (r_1) of the drag-free zone at about 20 km from the center of the crater (Fig. 4B). In our model we adopt the dimensions given by David (1969) and Schultz and Gault (1979) and use the symmetric atmosphere model described in Fig. 4B. To cover for extreme conditions r_1 has been set between 10 and 40 km. Current impact simulations do not provide specific values for r_1 (e.g., Shuvalov 2003).

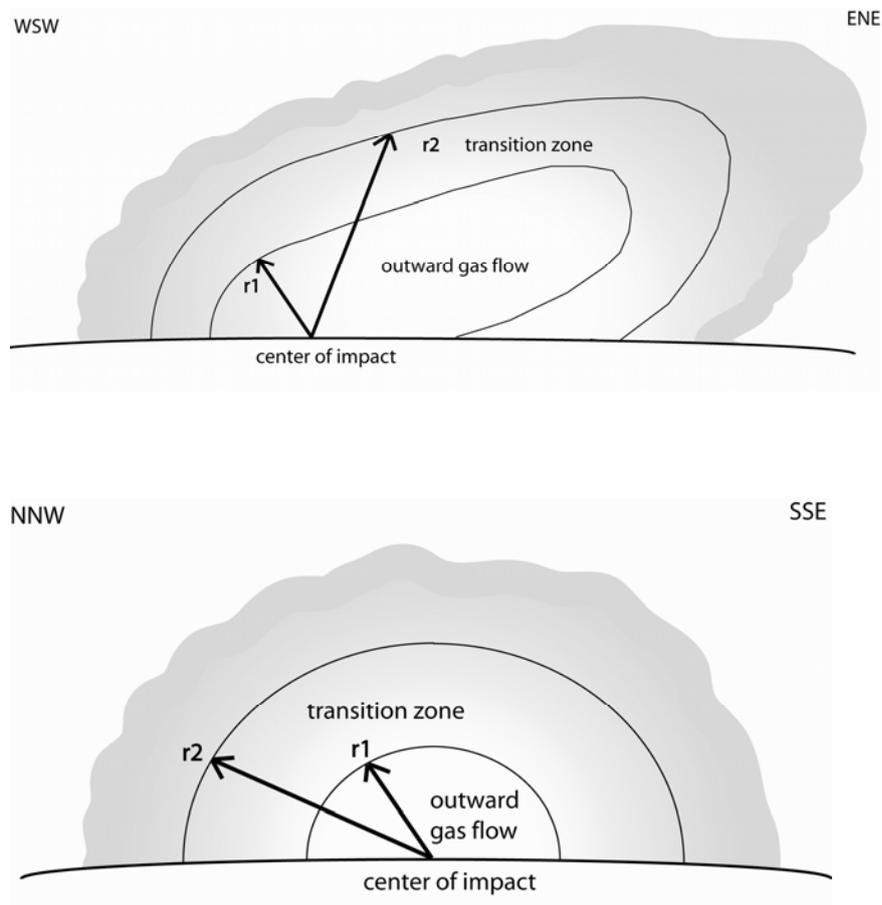


Fig. 4: Impact induced change in atmospheric density. A: in impact direction; B: perpendicular to impact direction. Space r_1 represents quasi drag-free conditions generated around the transient crater in a very early stage of the impact event; r_2 is the radius of a transition zone located between the drag-free conditions around the center of the crater and the undisturbed atmosphere; atmospheric density is increasing while solids and vapour become decelerated.

In earlier modelling, ejecta trajectories were calculated based on hydrodynamical principles with particles moving along ballistic trajectories being affected by atmospheric drag (e.g., Tauber et al. 1978). According to Shuvalov (2003), this approach does not properly describe the interactions between solid ejecta and gas flow. Therefore, trajectories of impact ejecta should be calculated correspondingly. In our opinion, however, this is not true for distal ejecta ascending from the interference zone. Being expelled in the earliest stage of impact development, these objects are already far away when the mixture of solids and gas starts to expand. Accordingly, the carbonate RB components do not show indications of contact or interactions (e.g., glass coating) with the hot gas cloud or the vapour cloud, respectively. On the other hand, components from the main impact ejecta mass (e.g., Suvite) indeed reveal interaction between solid ejecta and the expanding gas flow or vapour cloud (complete melting, surficial melting, glass-coated particles). The glass hull is considered to be the

result of the vapour cloud outstripping the solid ejecta curtain (Schultz and Gault 1979). In a later stage of impact crater development an outward moving ring vortex of strong winds is generated by the advancing ejecta curtain (Barnouin-Jha and Schultz 1996) entraining small ejecta particles.

In conclusion, we suggest the following characteristics for ballistic trajectories of RB components (Fig. 4): 1) RB components expelled in the earliest stage of impact development, 2) transfer under drag-free conditions over the distance r_1 ; 3) transfer into a zone of increasing atmospheric density outlined by r_2 ; 4) full air drag over the remaining trajectory.

Zone of increasing atmospheric density (transition zone, r_2)

r_2 is the radius of a transition zone located between the drag-free conditions around the center of the crater and the undisturbed atmosphere; atmospheric density is increasing (Fig. 5) while solids and vapour become decelerated. To our knowledge no numerical or relative values are available constraining the extension of this transition zone. To cover for extreme conditions we set r_2 at distances between 25 and 60 km from the impact center. Our simulations refer to the earliest stage of impact development; accordingly, we assume steady state conditions for the calculation of RB component trajectories.

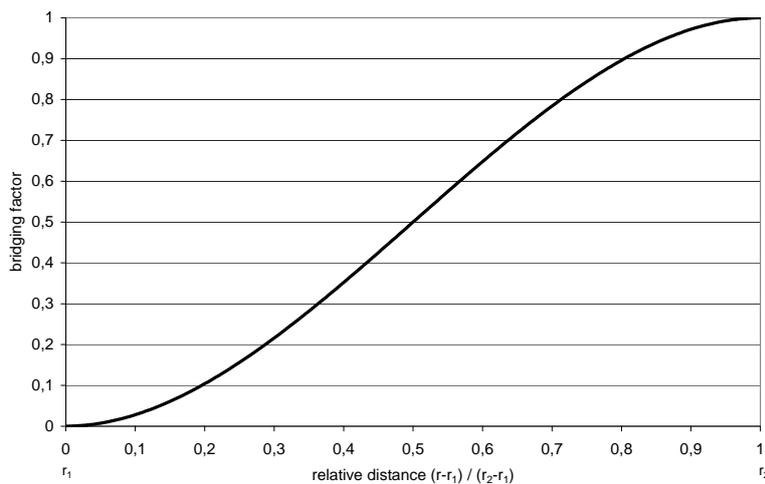


Fig. 5: Bridging function for atmospheric density calculation in the transition zone. The function is a scaling factor for the density in the interval [0;1] which steadily increases with the distance from the impact $r = r_1$ to $r = r_2$. It allows a smooth and consistent transition from drag-free conditions to the undisturbed atmosphere.

One of the supposedly most distal RB component as a reference projectile

As a reference projectile we have chosen the RB limestone component showing shatter cones firstly described by Hofmann (1973) from the St. Gallen area (Switzerland) and later-on referenced by Melosh (1993). According to Hofmann (1973) this component possesses a length, width, and height of 24 cm, 22 cm, and 15 cm, respectively (Tab. 1). The density of carbonate rocks commonly ranges between 2.7 to 2.8 g/cm³. Due to their larger ballistic coefficient heavier components are being transferred to larger distances than lighter ones. To cover for most types of limestones we used the upper value of 2.8 g/cm³.

The object under consideration is angular. It can be assumed that the component was in rotation, thus aerodynamic drag (W) of the object changes due to attitude. For a blunt body the aerodynamic drag coefficient C_D is more or less constant, thus drag force solely depends upon the drag, or reference area (S_{Ref}) put into the flow stream. In our case we neglected lift forces assuming an arbitrarily rotating object. Varying drag forces can be simulated by an averaged reference area. Studies on trajectories of large space debris showed that tumbling objects experience increased drag. This fact can be implemented in numerical simulations applying increased reference areas (Koppenwallner 2000). For simplification two spherical models can be derived from the dimensions of this object: a) a sphere equalling the component in volume or weight, or b) a sphere matching the aerodynamic reference area (maximum cross section).

The crucial parameter for ballistic flight is the ratio of drag area (reference area) of the component and its weight termed as ballistic coefficient (β_k in kg/m^2). In our simulation body mass and reference area have been set at 11.6 kg and 0.04 m^2 , respectively, resulting in a ballistic coefficient of 290 kg/m^2 (Tab. 1). The density value used in our simulation (1.93 g/cm^3) is a theoretical value resulting from mathematical transformation into a spherical body.

properties	original RB component	approach 1 (same volume)	approach 2 (maximum reference area)	values set in simulation
	St. Gallen area Hofmann (1973)			
length (cm)	24	19.9	23.0	22.56
width (cm)	22	19.9	23.0	22.56
height (cm)	15	19.9	23.0	22.56
volume (cm^3)	4147		6371	6018
density (g/cm^3)	2.8			1.93
mass (kg)	11.6		17.84	11.6
reference area (cm^2)	259 - 415	312	415	400
ballistic coefficient (kg/m^2)	448 - 280	372	430	290

Tab. 1: Properties of the real RB component, numerical approaches, and values set in simulation model.

3.2 Simulation software

Flight path calculation

Flight path calculations are non-linear and thus cannot be solved analytically. Data on temperature and pressure load effective upon the component as well as its transfer distance can only be obtained through numerical simulations. Over the last decades the Institut fuer Raumfahrtssysteme, Universitaet Stuttgart, has been developing software to simulate the ascent flight and the flight path of space vehicles reentering Earth's atmosphere. The software REENT6D (Burkhardt 2000) is written in FORTRAN 77. For the re-entry missions MIRKA and IRDT the software produced very good agreement with corresponding real flight data. It was also

successfully applied on the simulation and optimization of the re-entry vehicle X-38. Further verification of the software was accomplished by comparison with other well-known and serviced tools. The program is sufficiently accurate to serve as a basis for ejecta trajectory simulation. It allows simulation of high altitude flight paths and high flight loads and thus offers a large array of variable starting conditions.

Flight Dynamics

The movement of a flying object is described with six degrees of freedom (DOF=Degree of Freedom), three of which are rotational and three are translatory. In the case of RB component trajectory simulation the dynamics of rotation can be neglected. Assuming a constant mass of the boulder, the movement of its center of gravity can be described by the state vector $\overset{\mathbf{r}}{x}$ (eq. 1) where r is the radial distance to the center of Earth, λ is the geographic longitude, δ is the geocentric latitude, v is velocity, γ the flight path angle and χ the heading or azimuth.

$$\overset{\mathbf{r}}{x}_{3DOF} = [r \quad \lambda \quad \delta \quad v \quad \gamma \quad \chi]^T \quad (1)$$

The equations of motion to be solved in the simulator describe the variation in time of the six elements of the state vector, leading to a differential equation system of the form

$$\overset{\mathbf{r}}{\dot{x}}_{3DOF} = f(\overset{\mathbf{r}}{x}_{3DOF}, t) \quad (2)$$

Eq. 2 (given in vectorial form; for details see Burkhardt 2000) is solved numerically using a Runge-Kutta 4th-order scheme with constant time steps. To calculate the time derivatives the forces $\overset{\mathbf{r}}{F}$ acting on the point mass have to be known or calculated. In the case of any ballistically flying boulder the dominating forces are gravitation and aerodynamic drag.

Models describing the environment

Gravitational acceleration is modelled using 4th-order spherical harmonic functions, assuming a rotational ellipsoidal Earth shape. Atmosphere is modelled using MSIS-E 93 software based on statistical data and measurements producing reliable results for re-entry trajectories. The particular conditions during the earliest stage of impact development have been incorporated according to the approach shown in Fig. 4. It is assumed that all boulders originate from the center of the impact. Within a distance r_1 from the center, the boulder will be translated together with the surrounding air and thus should not be affected by aerodynamic forces (drag-free flight). Drag-free conditions are assumed within this radius. In a distance $>r_2$ the atmosphere is assumed to be unaffected by the impact; the density is given by the MSIS-E model.

In the transition zone between r_1 and r_2 a 3rd-order polynomial bridging formula (eq. 4) is used to calculate the density. $f_{bridging}$ increases monotonously with the distance d from the impact (Fig. 5). The parameters u, v, w, p

are evaluated for the following restrictions:

$$f_{bridging} = 0 \text{ at } r_1; \quad f_{bridging} = 1$$

at $d = r_2$; gradient at $d=r_1$ and $d=r_2$ is 0. We assume that this model satisfactorily describes the

atmospheric conditions within the transition zone. Beyond this area the boulder is flying in an undisturbed atmosphere.

$$\left. \begin{array}{l} 0 \leq d \leq r_1 \\ r_1 \leq d \leq r_2 \\ r_2 \leq d \leq \infty \end{array} \right\} \Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} \rho = 0 \\ \rho = f(\rho_{MSIS-E}; d) \\ \rho = \rho_{MSIS-E} = f(h) \end{array} \right. \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \rho &= \rho_{MSIS-E}(h) \cdot f_{bridging}(d) \\ f_{bridging} &= u \cdot d^3 + v \cdot d^2 + w \cdot d + p \end{aligned} \quad (4)$$

Drag Model

While the rock fragment is in rotation, its reference area will vary, but over time there will be a mean drag or a mean average drag area, respectively. The model is based on aerodynamic data of a spherical body with the reference area given in Tab. 1. The drag coefficient has been derived from the MIRKA capsule model (Grässlin and Schöttle 2001). This model gives a drag coefficient C_D depending on the Mach number. The drag coefficient C_D ranges from 1.05 in the supersonic to 0.5 in the subsonic velocity regime. The drag force can be obtained through Eq. 5.

$$W = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot v^2 \cdot C_D \cdot S_{Ref} \quad (5)$$

4. Simulation results

Flight path is influenced by 1) starting conditions: flight path angle γ_0 (35° to 65°) and flight path velocity v_0 (1 to 4 km/s), 2) atmospheric parameters: r_1 , r_2 . In a first series of simulations we evaluated the influence of atmospheric conditions on trajectories; starting conditions have been set at $v_0 = 2$ km/s, $\gamma_0 = 45^\circ$. The radii r_1 and r_2 have been varied in two ways: 1) r_1 varies between 10 km and 40 km, width of transition zone is fixed at 20 km (difference between r_1 and r_2 , compare Fig. 4); 2) r_1 is fixed at 20 km (see discussion in chapter 3.1), r_2 varies between 25 km and 60 km.

4.1 Transfer distance

The results depicted in Fig. 6 show that r_1 (flight within the zone of drag-free condition) has a dominant influence on transfer distance. If r_1 extends over more than 30 km from the center of the crater flight distances of >150 km are possible with a starting velocity of 2 km/s; with $r_1 = 10$ km distances are <40 km. The influence of r_2 is less significant; if r_2 increases by 10 km flight distance will grow by 40 km. Under the assumption that $r_1 > 20$ km is unlikely (David 1969, Schultz and Gault 1979) in the following r_1 is set at 20 km and r_2 at 40 km. Under these reference initial conditions, the flight distance is 68 km. Ballistic transport over distances of 200 km requires a minimum starting velocity of 3.5 to 4 km/s (Fig. 7). In all simulations the maximum flight altitude stays below 100 km; in the more realistic case it is below 70 km.

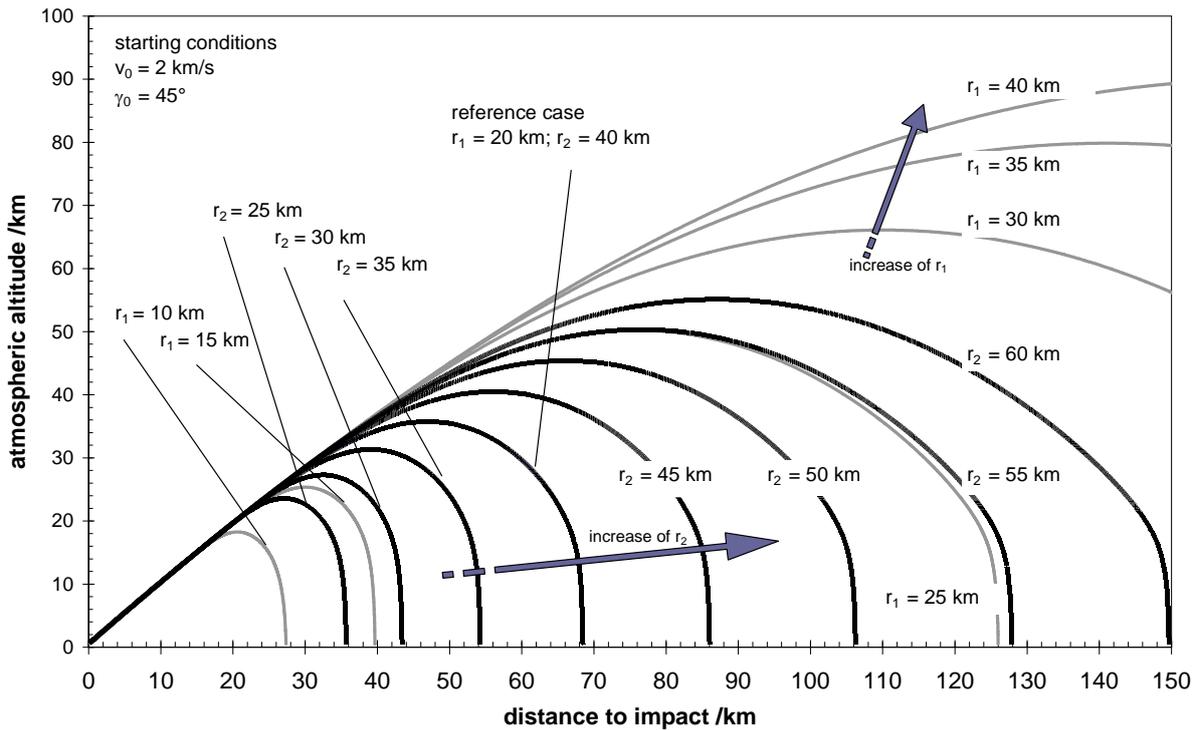


Fig. 6: Influence of atmospheric parameters r_1 , r_2 on transfer distance for starting velocity v_0 of 2 km/s and angle of ejection γ_0 of 45°. Black: r_1 fixed, r_2 variable; grey: r_1 variable, $r_2 = r_1 + 20 \text{ km}$; reference case for $r_1 = 20 \text{ km}$ and $r_2 = 40 \text{ km}$. Under reference conditions of our simulations for $v_0 = 2 \text{ km/s}$, an ejection distance of <70 km results; by varying r_1 and r_2 in likely values limestone boulder may cover distances of up to 130 km. However, this velocity is not sufficient to eject a limestone component over a distance of 200 km.

In a second series of simulations we evaluated the influence of starting conditions on trajectories. The probable range of starting conditions has been set at $v_0 = 1 \text{ km/s}$ to 4 km/s, and $\gamma_0 = 30^\circ$ to 65°. Trajectories obtained under these assumptions are depicted in Fig. 7 showing dependency on starting velocity. According to Fig. 7 a starting velocity of 3 km/s yields a range of only 130 km. Influence of the initial flight path is more significant but for the given atmospheric parameters the maximum range will not surpass 160 km, even at an unlikely steep initial flight path angle of 65°. For steeper initial flight path angles the range will decrease again.

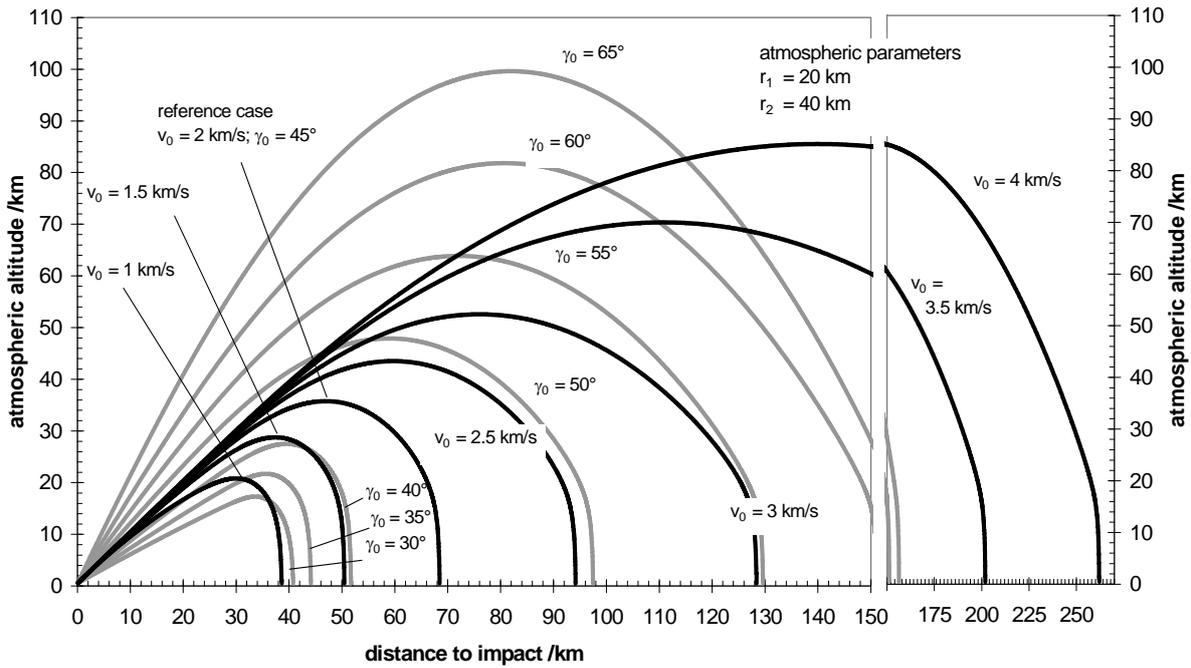


Fig. 7: Influence of starting conditions on transfer distance. Black: v_0 variable, γ_0 fixed; grey: v_0 fixed, γ_0 variable; reference case for $v_0 = 2 \text{ km/s}$, $\gamma_0 = 45^\circ$. Under reference conditions of our simulations for $v_0 = 2 \text{ km/s}$, an ejection distance of $< 70 \text{ km}$ results; by varying v_0 between 2 and 3 km/s limestone boulder may cover distances of up to 130 km. Ballistic transport over distances of 200 km and more requires a minimum starting velocity of 3.5 to 4 km/s.

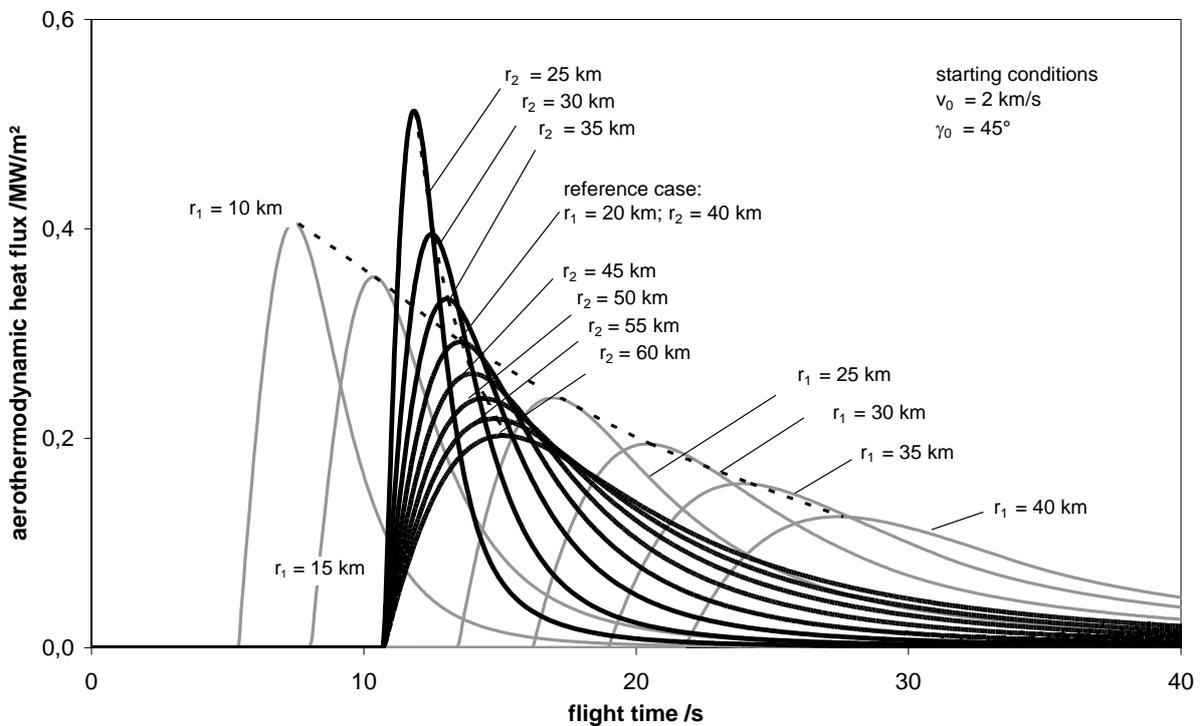


Fig. 8: Influence of atmospheric conditions on heat rates and duration of heating. Black: r_1 fixed, r_2 variable; grey: r_1 variable, $r_2 = r_1 + 20 \text{ km}$; reference case for $r_1 = 20 \text{ km}$ and $r_2 = 40 \text{ km}$. Starting velocity $v_0 = 2 \text{ km/s}$ leads to a moderate aerothermodynamic heat flux of $\sim 0.5 \text{ MW/m}^2$.

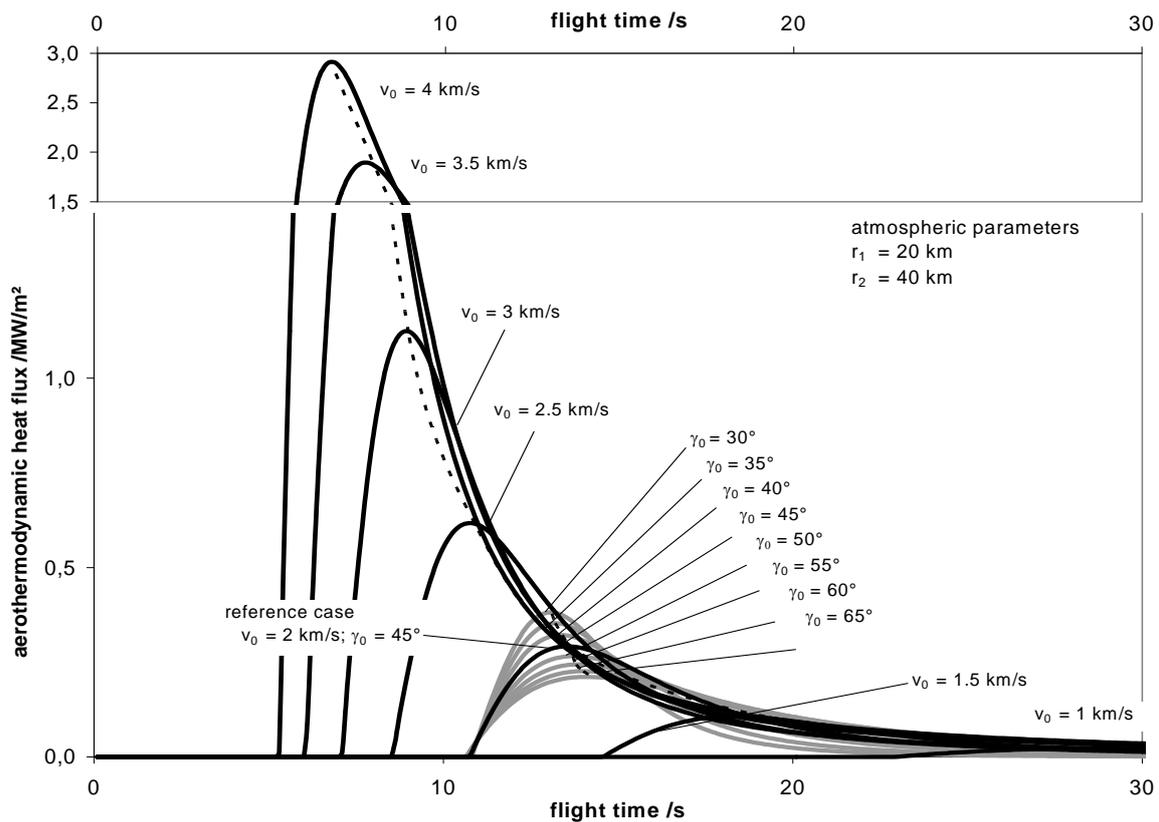


Fig. 9: Influence of starting conditions on heat rates and duration of heating. Black: v_0 variable, γ_0 fixed; grey: v_0 fixed, γ_0 variable; reference case for $v_0 = 2$ km/s, $\gamma_0 = 45^\circ$. Starting velocity $v_0 = 2$ km/s leads to a moderate aerothermodynamic heat flux of ~ 0.5 MW/m². Increasing Starting velocity (up to 3 km/s) yields ascending aerothermodynamic heat flux of ~ 1.2 MW/m²; starting velocity of 4 km/s even yields aerothermodynamic heat flux of ~ 2.9 MW/m².

4.2 Thermal and pressure load

The flight velocity on the ascending arc of the trajectory is always higher than on the descending arc. Consequently maximum thermal and pressure loads on the RB component are exerted during ascension. Maximum load occurs shortly after entering the transition zone at a distance r_1 where flight velocity is still in the order of v_0 . During flight dynamic pressure on the component is rather low (≈ 35 kPa for the nominal case; deceleration ≈ 15 g) as compared to values to be expected during the ejection phase. Heat rates, however, are critical. Limestone boulders will exhibit fritting phenomena when heated above 650° for some seconds thus placing an upper limit for our simulations. To our knowledge precise values have not been published in the geological and mineralogical literature. We intend to verify the boundary conditions for thermal overprint on limestone boulders by a series of plasma wind tunnel tests. Simulation results depicted in Figs. 7 and 8 can be summarized as follows: 1) increase of r_1 and r_2 , respectively, results in lower thermal loads; 2) increasing starting velocities result in higher thermal loads, and 3) steeper flight path angles result in lower thermal loads.

To summarize the results of our simulations: 1) increased starting velocities augment the maximum flight transfer but significantly rise the heat load and thus lead to strong deceleration meaning that very large distances can only be attained at the cost of a significantly high heat load; 2) the basic goal of our simulation is to obtain large transfer distances under minimum heat load. This can be realized by adapting r_1 , r_2 , and/or the starting flight path angle γ_0 . Heat load of the reference case (intersection point of all curves) should not lead to surficially

recognizable thermal overprint. Assuming reasonable tolerances on the nominal conditions applied to our simulation (Figs. 7 and 8) it appears that the maximum flight transfer distance without significant thermal overprint is about 130 km. It therefore seems likely that RB components that have reached the St. Gallen area not only exhibit shock metamorphic features like shatter cones but show superficially recognizable thermal overprint.

5. Discussion

Our simulation shows that RB components are likely to be transported over distances of about 130 km and that maximum flight transfer distances may reach up to 200 km. This means that “Reutersche Blöcke” can be considered as medial to distal impact ejecta. After our simulations, RB blocks are not disrupted when they reach the Earth’s surface after travelling for up to 130 km because they hit the surface at relatively low speeds of <0.2 km/s.

A numerical simulation was carried out by Shuvalov (2003) for an impact of a meteorite 1 km in size (Ries meteorite: 0,6 – 1 km). It showed that components up to 1 cm in size would be ejected to distances of up to 400 km; components <10 cm still would reach 200 km. However, the composition of the target rock affected by the impact is the most significant difference between our simulation (limestone) and the study by Shuvalov (granite). In comparison to limestone granitic rocks commonly sustain higher shock pressures resulting from higher starting velocities.

Large distances are documented from various tektite strewn fields, the distal ejecta of the Chicxulub impact in Belize and Guatemala, and the distal ejecta of the Acraman crater in Australia. Ries tektites (Central European tektites) are found at distances of up to 450 km. The process related with the transfer of tektites, however, is not comparable to the ejection of solid distal ejecta. Tektites are not ejected in a solid phase but as a vapour-gas mixture with a maximum initial starting velocity of up to 11 km/s (Artemieva 2003). The Chicxulub impact (150 – 200 km crater) is not comparable to the Ries impact (20 – 25 km crater). The Acraman impact crater measures 90 km in diameter (Gostin et al. 1986); its fine-grained (sand-sized) wind-drifted distal ejecta can be observed to distances of up to 450 km (Wallace et al. 1989), but fragments reaching 30 cm in diameter has been traced over a distance of 260 km. However, Acraman impact crater is at least threefold bigger than the Ries crater. Recently, distal ejecta from the 1.85 Ga Sudbury impact have been described at distances of up to 875 km (Addison et al. 2005). Sand-sized or smaller shocked mineral grains and spherules are interpreted as hypervelocity distal ejecta and impact-induced dust transported by wind drift.

6. Conclusions

1. Limestone boulders known as “Reutersche Blöcke” (<70 km from Ries crater rim) fall within the reference conditions of our simulations and thus are medial to distal Ries ejecta indeed. Boulders deposited at distances <130 km known as “Ries-Brockhorizonte” can be considered as distal Ries ejecta if parameters are varied in likely values.

2. To cover an ejection distances of up to 130 km a starting velocity of 2 km/s for the limestone boulders in question is required. However, this velocity is not sufficient to eject a limestone component of 20 x 24 x 15 cm

in size over a distance of 200 km, even in the case that all other variables were set into unlikely dimensions. Ballistic transport over distances of 200 km requires a minimum starting velocity of 3.5 to 4 km/s.

3. On the basis of our ballistic calculations the Brockhorizont in Northern Switzerland situated at about 200 km from the crater rim can be related to the Ries impact event if all parameters are stretched to the limits including the starting velocity of 3.5 to 4 km/s.

4. Limestone components accelerated to a starting velocity of 2 km/s and ejected to distances <130 km are not likely to show marks of non-tectonic mechanical stress, shock metamorphism as shatter cones or thermal overprint. Limestone components accelerated to a starting velocity exceeding 2 km/s and ejected to distances of up to 200 km are likely to show well-visible shock metamorphic phenomena as shatter cones. This result is in accordance with the field observations.

5. An ejection distance of significantly more than 200 km is associated with a minimum starting velocity of 4 to 5 km/s. In the case of the Ries impact event acceleration to starting velocities of 5 km/s and more of limestone boulders probably would have destroyed these components.

7. Acknowledgements

We kindly thank Dr. Thomas Kenkmann (Institut fuer Mineralogie, Museum fuer Naturkunde, Humboldt-Universitaet Berlin), who provided helpful suggestions on an early draft of this paper. Furthermore we are indebted to Dr. Natalia Artemieva (Institute for Dynamics of Geospheres, Russian Academy of Sciences, Moscow) and Dr. Olivier Barnouin-Jha (Johns Hopkins University, Maryland, USA) for very helpful comments and a lot of notes and suggestions for improvement. We are grateful to Prof. Dr. H. J. Melosh (Lunar and Planetary Laboratory, Tucson, University of Arizona, USA) and another anonymous reviewer for many helpful comments and remarks, which helped to improve our manuscript. Elmar Buchner acknowledges financial support by the Stifterverband für die Deutsche Wissenschaft, Germany.

References

- Artemieva, N.A., 2003. Distal Ejecta from the Ries Crater – Moldavites and Projectile. Third International Conference on Large Meteorite Impacts, to be held August 5-7, 2003, Nördlingen, Germany, Abstract No. 4050.
- Artemieva, N.A., Ivanov, B., 2004. Launch of Martian meteorites in oblique impacts. *Icarus* 171, 1, 84-101.
- Addison, W.D., Brumpton, G.R., Vallini, D.A., McNaughton, N.J., Davis, D.W., Kissin, S.A., Fralick, P.W., Hammond, A.L., 2005. Discovery of distal ejecta from the 1850 Ma Sudbury impact event. *Geology* 33, 3, 193-196.
- Baratoux, D., Melosh, H.J., 2003. The formation of shatter cones by shock wave interference during impacting. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 1, 43-54.
- Barlow, N.G., 2005. A review of Martian impact crater ejecta structures and their implications for target properties. In: Kenkmann T., Hörz F., Deutsch A. (eds.): Large meteorite impacts III. The Geological Society of America, Special Paper 384, 431-442.

- Barnouin-Jha, O. S., Schultz, P. H., 1996. Ejecta entrainment by impact-generated ring vortices: theory and experiment. *Journal of Geophysical Research* 101, 21099-21115.
- Buchner, E., 1998. Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Ries-Impakt. *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge* 80, 399-459.
- Buchner, E., Seyfried, H., van den Bogaard, P., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). *International Journal of Earth Sciences - Geologische Rundschau* 92, 1-6.
- Burkhardt, J., 2000. REENT6D – a Simulation and Optimization Tool for Re-Entry Missions, Internal Report IRS-00-IB-07, Institute of Space Systems, University of Stuttgart, November 2000, 68pp.
- David, E., 1969. Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. *Geologica Bavarica* 61, 350-378.
- Doppler, G., 1989. Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayrisch-Schwaben. *Geologica Bavarica* 94, 83-133.
- Engelhardt, W., von, 1997. Suevite breccia of the Ries impact crater, Germany: Petrography, chemistry and shock metamorphism of crystalline rock clasts. *Meteoritics and Planetary Science* 32, 545-554.
- Fritz, J., Artemieva, N.A., Greshake, A., 2005. Ejection of Martian meteorites. *Meteoritics and Planetary Science* 9/10, 1393–1412.
- Gault, D.E., Greeley, R., 1978. Exploratory experiments of impact craters formed in viscous-liquid targets: Analog for Martian Rampert Craters? *Icarus* 34, 486-495.
- Gall, H., Müller, D., 1975. Reutersche Blöcke - außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns. *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie* 15, 297-228.
- Gentner, W., Kleinmann, B., Wagner G.A., 1967. New K-Ar and fission track ages of impact glasses and tektites. *Earth and Planetary Science Letters* 2, 83-86.
- Gladman, B., 1997. Destination Earth: Martian meteorite delivery. *Icarus* 130, 228–246.
- Gostin, V.A., Haines, P.W., Jenkins, R.J.F., Compston, W., Williams, I.S., 1986. Impact ejecta horizon within late precambrian shales, Adelaide Geosyncline, South Australia. *Science* 233, 198-200.
- Grässlin, M., Schöttle, U., 2001. Debris Area of Fragments of the Deorbit Module, Technical Notice TET-IRS-22-TN-5303 / internal report IRS 2001-P-01, Institute of Space Systems, University of Stuttgart, March 2001, 36pp.
- Gratz, A.J., William, J.N., Hinsey, N.A., 1993. Observations of high-velocity, weakly shocked ejecta from experimental impacts. *Nature* 363, 522-524.
- Head, J.N., Melosh, H.J., Ivanov, B.A., 2002. Martian Meteorite Launch: High Speed ejecta from small craters. *Science* 298, 1752-1756.
- Heissig, K., 1986. No effects of the Ries impact event on the local mammal fauna. *Modern Geology* 10, 171-179.
- Herold, R., 1969. Malmkalk-Trümmernmassen in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns. *Geologica Bavarica* 61, 413-427.
- Hofmann, F., 1973. Horizonte fremdartiger Auswürflinge in der ostschweizerischen Oberen Süßwassermolasse und Versuch einer Deutung ihrer Entstehung als Impaktphänomen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 66/1, 83-100.

- Hofmann, B.A., Hofmann, F., 1992. An Impactite Horizon in the Upper Freshwater Molasse in Eastern Switzerland: Distal Ries Ejecta? *Eclogae Geologicae Helveticae* 85/3, 788-789.
- Hofmann, B.A., Gnos, E., 2006. New Finds of Shatter Cones in Distal Ries Ejecta, Bernhardzell, Eastern Switzerland. *Meteoritics and Planetary Science*, 41, Supplement, Proceedings of 69th Annual Meeting of the Meteoritical Society, held August 6-11, 2006 in Zurich, Switzerland, p.5127.
- Hüttner, R., Schmidt-Kaler, H., 1999. Meteoritenkrater Nördlinger Ries. Pfeil, München, 144 pp.
- Koppenwallner, G., 2000. Aerodynamics and Aero-thermal Analysis, Super-, Trans-, Sub-Sonic Aerodynamics, SCARAB (Spacecraft Atmospheric Reentry and Aerothermal Breakup), Final Presentation, Darmstadt, 7 p.
- Laurenzi, M.A., Bigazzi, G., Balestrieri, M.L., Bouška, V., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of the Central European tektite-producing impact event. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 6, 887-893.
- Melosh, H.J., 1984a. Impact ejection, spallation, and the origin of meteorites. *Icarus* 59, 234-260.
- Melosh, H.J., 1984b. A speed limit for impact-ejected spalls. *Lunar and Planetary Science* 15, 538-539.
- Melosh, H.J., 1989. Impact Cratering: a Geologic Process. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, New York, USA, 245pp.
- Melosh, H.J., 1993. Meteorite origin: Blasting rocks off planets. *Nature* 363, 498-499.
- O'Keefe, J.D., Ahrens, T.J., 1985. Impact and Explosion Crater Ejecta, Fragment Size, and Velocity. *Icarus* 62, 328-338.
- Reuter, L., 1925. Die Verbreitung jurassischer Kalkblöcke im südbayerischen Diluvialgebiet. *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins* 14, 191-218.
- Sach, V., 1997. Neue Vorkommen von Brockhorizonten in der Oberen Süßwassermolasse von Baden-Württemberg (Deutschland) - Zeugnisse der Rieskatastrophe im Mittelmiozän. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 205(3), 323-337.
- Scheuenpflug, L., 1980. Neue Funde ortsfremder Weißjuragesteine in Horizonten der südbayerischen miozänen Oberen Süßwassermolasse um Augsburg (Ein Beitrag zum Problem der Reuterschen Blöcke). *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins* 62, 131-142.
- Schultz, P.H., Gault, D.E., 1979. Atmospheric Effects on Martian Ejecta Emplacement. *Journal of Geophysical Research* 84, B13, 7669-7687.
- Schultz, P.H., Gault, D.E., 1982. Impact ejecta dynamics in an atmosphere: Experimental results and extrapolations. In: Silver, L.T., Schultz, P.H. (eds.): *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*. Geological Society of North America, Special Paper 190, 153-174.
- Schwarz, W.H., Lippolt, H.J., 2002. Coeval argon-40/argon-39 ages of moldavites from the Bohemian and Lusatian strewn fields. *Meteoritics and Planetary Science* 37, 1757-1763.
- Shuvalov, V., 2003. Displacement of Target Material during Impact Cratering. In: Koeberl C., Martinez-Ruiz F. (eds.) *Impact Markers in the Stratigraphic Record*, Springer, Berlin, Germany, 347 pp.
- Stephan, W., 1952. Ein tortoner Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. *Geologica Bavarica* 14, 76-85.
- Stöffler, D., Artemieva, N.A., Pierazzo, E., 2002. Modeling the Ries-Steinheim impact event and the formation of moldavite strewn field. *Meteoritics and Planetary Science* 37, 1893-1907.
- Stöffler, D., Horneck, G., Ott, S., Hornemann, U., Cockell, C.S., Moeller, R., Meyer, C., de Vera, J.P., Fritz, J., Artemieva, N.A., 2007. Experimental evidence for the potential impact ejection of viable microorganisms from Mars and Mars-like planets. *Icarus* 186, 585-588.

- Tauber, M.E., Kirk, D.B., Gault, D.E., 1978. An analytical study of impact ejecta trajectories in the atmospheres of Venus, Mars and Earth. *Icarus* 33, 529-536.
- Taylor, S.R., 2001. *Solar System Evolution – A New Perspective*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 460pp.
- Vickery, A. M., Melosh, H. J., 1983. The Origin of SNC Meteorites: An Alternative to Mars. *Icarus* 56, 1, 299-318.
- Wallace, M.W., Gostin, V.A., Keays, R.R., 1989. Discovery of the Acraman impact ejecta blanket in the Officer Basin and its stratigraphic signification. *Australian Journal of Earth Sciences* 36, 585-587.
- Wünnemann, K., Morgan, J.V., Jödicke, H., 2005. Is Ries crater typical for its size? An analysis based upon old and new geophysical data and numerical modelling. *Geological Society of America, Special Paper* 384, 67-83.

Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands

Fluvial systems of the Upper Freshwater Molasse (North Alpine foreland basin, SW-Germany)

Holger Maurer & Elmar Buchner

Universität Stuttgart, Institut für Geologie, Herdweg 51, 70174 Stuttgart

holger.maurer@geologie.uni-stuttgart.de

elmar.buchner@geologie.uni-stuttgart.de

Zusammenfassung

Die miozäne Obere Süßwassermolasse enthält im südwestdeutschen Teil des Nordalpinen Vorlandbeckens eine 400 m mächtige fluviale Abfolge aus Rinnensedimenten und Ablagerungen einer weitläufigen Überschwemmungsebene. Über eine Lithofazies- und Architekturelement-Analyse konnten den lithostratigraphischen Einheiten der Oberen Süßwassermolasse fluviale Systeme zugeordnet werden. Die Ablagerungen der Limnischen Unteren Serie wurden von einem feinkörnigen mäandrierenden Flusssystem gebildet. Die nachfolgende Fluviale Untere Serie kann einem sandigen, die Geröllsandserie einem sandig-kiesigen Zopfstromsystem zugeordnet werden. Die Sedimente der Oberen Serie wurden schließlich von einem feinkörnigen mäandrierenden Flusssystem aufgebaut. Wir haben die Sedimentabfolgen der Oberen Süßwassermolasse sequenzstratigraphisch interpretiert. Die Ablagerungen der Limnischen Unteren Serie können als Bildungen während eines Meeresspiegel-Hochstands interpretiert werden. Die Fluviale Untere Serie und die Geröllsandserie wurden möglicherweise in der Zeit der nachfolgenden Regression abgelagert. Die grobklastischen Abschnitte der Geröllsandserie stellen dieser Interpretation zufolge Bildungen während eines relativen Meeresspiegel-Tiefstands dar, während die Obere Serie wahrscheinlich in der darauf folgenden Transgression gebildet wurde.

Abstract

The Miocene Upper Freshwater Molasse of the North Alpine Foreland Basin contains channel deposits and fine-grained clastic sediments of a widespread alluvial plain. By lithofacies and architectural element analysis, we distinguished different fluvial styles. The "Limnische Untere Serie" was deposited in a fine-grained meandering fluvial system. The following succession of the "Fluviale Untere Serie" was built in a sandy braided fluvial system. The "Geröllsandserie" includes coarse-grained deposits which were deposited by a gravel-sand braided river. The sequence of the "Obere Serie" illustrates, analog to the "Limnische Untere Serie", the deposits of a fine-grained meandering river. Our sequence stratigraphic interpretation leads to the assumption that the "Limnische Untere Serie" was formed in a highstand system tract. The sedimentation of the "Fluviale Untere Serie" and the "Geröllsandserie" equals the following regressive stage of the relative sea-level. Finally, the "Obere Serie" can possibly be related to a following transgressive stage.

Schlüsselworte: Nordalpines Vorlandbecken, Molasse, Obere Süßwassermolasse, fluviale Architekturelemente, Flusssysteme.

Keywords: North Alpine foreland basin, Upper Freshwater Molasse, fluvial architectural elements, fluvial systems.

1. Einführung

Die sedimentäre Abfolge im Nordalpinen Vorlandbecken (Molassebecken) wurde vom späten Eozän (34 Mio a) bis ins späte Miozän (11 Mio a) in zwei großen Transgressions-Regressions-Folgen abgelagert (Bachmann & Müller 1992, Zweigel 1998). Die erste Folge umfasst die Untere Meeresmolasse (UMM) und die Untere Süßwassermolasse (USM), die zweite Folge die Obere Meeresmolasse (OMM) und die Obere Süßwassermolasse (OSM). Zwischen den marinen und terrestrischen Sequenzen lagerten sich bei brackischen Faziesbedingungen jeweils Sedimente ab, die als Untere und Obere Brackwassermolasse bezeichnet werden. Während am Alpenrand, vor allem zu Zeiten terrestrischer Sedimentation, mächtige alluviale Abfolgen geschüttet wurden, zeichnete sich der Ablagerungsraum im Beckenzentrum überwiegend durch eine feinklastische fluviale Sedimentation mit beckenaxialem Sedimenttransport aus (Hofmann 1976, Lemcke 1984, Doppler 1989, Keller 1992). Zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse erstreckte sich ein breites beckenaxiales Flusssystem von Südostbayern bis in die Schweiz. Der Ursprung dieses „Glimmersandstromsystems“ wird in den Vorläufern der Salzach, der Enns und des Inn in den Ostalpen vermutet (Lemcke 1988). Die Entwicklung des miozänen beckenaxialen Flusssystems führte im Molassebecken von seinem proximalen Bereich in Südostbayern bis zum distalen Abschnitt in Bayerisch-Schwaben zu deutlichen Faziesunterschieden. Während im Osten Bayerns häufig Kiese und Grobsande abgelagert wurden, besteht die sedimentäre Abfolge im Westen überwiegend aus Mittel- und Feinsanden, Silten und Tonen (Doppler, 1989, Doppler & Schwerd 1996, Doppler et al. 2000, Becker-Haumann et al. 2001).

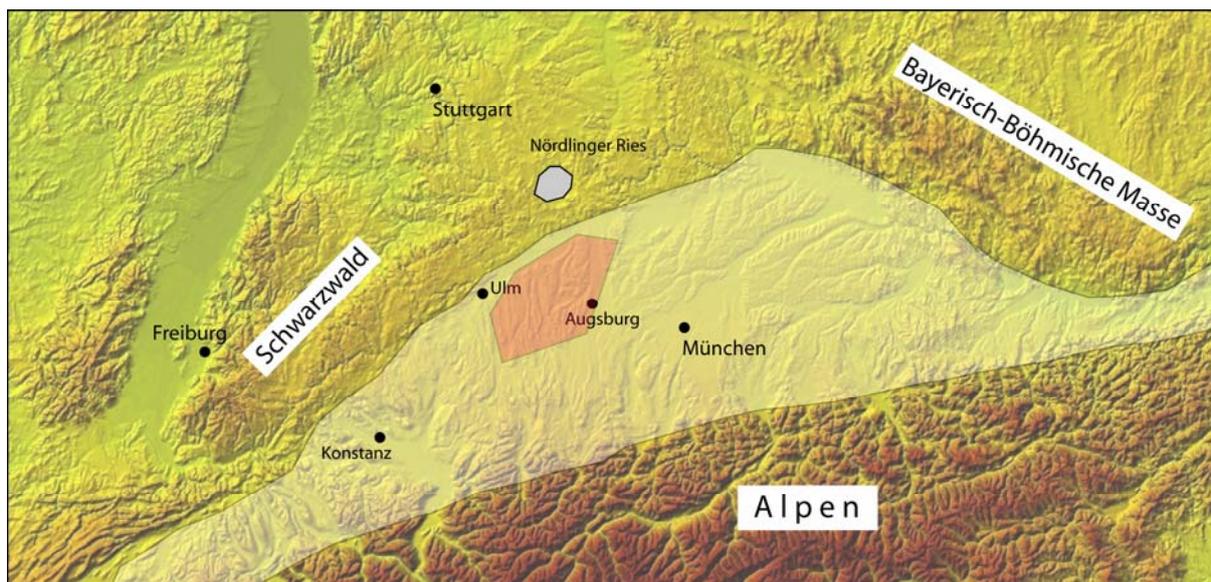


Abb. 1: Die Lage des Arbeitsgebietes (rot) im Nordalpinen Vorlandbecken (aufgehellter Bereich).

Fig. 1: Overview of the study area (red) in the North Alpine Foreland Basin (lightened sector).

Doppler et al. (2000) beschreiben für den Westen Bayerns einen Großzyklus der von pelitischen über sandigen und kiesigen Ablagerungen wieder hin zu sandigen und pelitischen Abschnitten führt. Die Schichtfolge der Oberen Süßwassermolasse umfasst im Arbeitsgebiet (Abb. 1) eine Zeitspanne von etwa 5,6 Millionen Jahren (17,3-11,7 Mio a). Die Gesamtgliederung der bayerisch-schwäbischen Molasse wurde von Lemcke et al. (1953) entworfen. Im westlichen Bayern wird die Obere Süßwassermolasse lithologisch in die Untere, Mittlere und Obere Serie (Dehm 1951, 1955, Abele et al. 1955, Jerz & Wagner 1978) unterteilt. Aufgrund der häufigen Diachronie der Ablagerungen schlug Doppler (1989) eine Modifizierung der Stratigraphie der Oberen Süßwassermolasse vor. Er unterteilt die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse im Westen Bayerns in die Limnisch-Fluviatile Untere Serie, die Geröllsandserie und die Obere Serie. Unger (1983, 1989) gliedert die Obere Süßwassermolasse im östlichen Bayern aufgrund ihrer Lithologie und Schwermineral-Zusammensetzung in fünf Lithozonen. Eine weitere Unterteilung der Oberen Süßwassermolasse erfolgt durch die Phytozonen OSM-1 bis OSM-4 und die Säugerzonen MN 4b-8 (Fahlbusch 1981, Rögl & Steininger 1983, Gregor et al. 1989, Heissig 1989, Böhme et al. 2001). Reichenbacher (1999) unterteilt die tieferen Abschnitte der Oberen Süßwassermolasse im Übergangsbereich zur liegenden Brackwassermolasse in Otolithzonen (OT-M4/OT-M5) während Heissig (1997) diesen Abschnitt in die OSM-Zonen A bis D gliedert. Absolute Altersangaben, die in die Zeit der Oberen Süßwassermolasse fallen, beschränken sich in Südwestdeutschland auf Datierungen von Impaktgesteinen des Nördlinger Ries-Impaktes (Gentner et al. 1963, Stähle 1972, Staudacher et al. 1982, Buchner et al. 2003). Aufgrund der sedimentologisch-sequenzstratigraphischen Ausrichtung unserer Arbeit wurde die von Doppler (1989) und Doppler et al. (2000) vorgeschlagene lithostratigraphische Gliederung der Oberen Süßwassermolasse übernommen. Aus unserer sequenzstratigraphischen Interpretation ergeben sich abweichende Alter der lithostratigraphischen Grenzen (siehe Kap. 6). In der vorliegenden Arbeit wurden die Ablagerungsverhältnisse zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse rekonstruiert. Mithilfe einer Lithofazies- und Architekturelement-Analyse war es möglich, die lithostratigraphischen Einheiten der Oberen Süßwassermolasse fluvialen Systemen zuzuordnen. Die Ablagerungen wurden zusätzlich paläopedologisch untersucht, und in einer gesonderten Arbeit dargestellt (Maurer & Buchner, diese Ausgabe). Auf der Grundlage der genannten Methoden und durch Korrelationen mit Bohrprofilen des Landesamts für Geologie und Rohstoffe Baden-Württemberg und des Geologischen Landesamts Bayern wurde versucht, die Auswirkung des Meeresspiegels auf die Vorlandbecken-Entwicklung zurzeit der Oberen Süßwassermolasse in Südwest-Deutschland einzuschätzen.

2. Stratigraphie, Lithologie und Sedimentologie

Limnische Untere Serie

Die Limnische Untere Serie umfasst mit dem Karpat, dem unteren Baden und einem Teil des mittleren Baden einen Zeitabschnitt von circa 1,6 Millionen Jahren (Doppler 1989, Doppler et al. 2000). Nach Süden verzahnen sich die Ablagerungen der Limnischen Unteren Serie mit distalen Abschnitten alpiner Schuttfächer (Bunte Mergelserie). Nach Reichenbacher (1989) besteht die Möglichkeit, dass untere Abschnitte der Limnischen Unteren Serie aufgrund ihrer mikrofaziellen Beziehungen zu den im liegenden angrenzenden Kirchberger-Schichten (Brackwassermolasse) noch dem Ottnang angehören

könnten. Die Grenze der Kirchberger-Schichten zur Limnische Unteren Serie wird von den Bithynien-Schichten gebildet (Reichenbacher 1989). Nach Abele et al. (1955) ist der Übergang der brackischen Kirchberger-Schichten zur Limnischen Unteren Serie vom Nachlassen der Fossilführung und der Zunahme fluvialer Sedimente gekennzeichnet. Die obersten Abschnitte der Kirchberger-Schichten bei Illerkirchberg wurden von Reichenbacher et al. (2004) aufgrund der Biostratigraphie auf ein Alter von 17,2 Millionen Jahren datiert. Die Limnische Untere Serie besteht aus einer 60 bis 80 m mächtigen Wechselfolge von Feinsanden, Silten, Siltmergeln und Tonmergeln. In die Abfolge sind häufig schwarzgraue, wechselnd stark humose bis kohlige Ton- und Silthorizonte eingeschaltet. Lemcke et al. (1953) erkannten „zyklische Wechsel“ der limnisch und fluvial gebildeten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse, wobei sie „Strombetsande und Überflutungssedimente“ unterschieden. Die Fauna der Limnischen Unteren Serie wird vor allem von Süßwasserschnecken (*Planorbarius*, *Radix*), Fischen und Kleinsäugetern gebildet. Für die basalen Anteile der Abfolge nimmt Reichenbacher (1989) aufgrund der Lithologie und Mikrofauna eine limnisch-fluviale Fazies an, die zum Teil brackischen Einfluss erkennen lässt. Doppler (1989) beschreibt den Ablagerungsraum der Limnischen Unteren Serie als weite sumpfige Schwemmlandebene, die von einem Netz langsam fließender Flüsse durchzogen wurde. Die Entwässerung dieser Sumpflandschaft soll von Ost nach West erfolgt sein.

Fluviatile Untere Serie

Die Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie umfassen einen Zeitabschnitt von etwa 1,2 Millionen Jahren (15,7- 14,5 Mio a) und reichen in Bayerisch-Schwaben vom mittleren bis ins obere Baden (Doppler 1989, Doppler et al. 2000). Die lithologische Grenze zur liegenden Limnischen Unteren Serie wird durch den Wechsel von grauen Tonmergeln und Silten hin zu beige-farbenen Sanden gezogen. Im oberen Drittel der Fluviatilen Unteren Serie finden sich distale Auswurfprodukte des Meteoriteneinschlags im Nördlinger Ries (Penck & Brückner 1901/09, Scheuenpflug 1980, Heissig 1989, Böhme et al. 2001). Diese als Brockhorizonte bezeichneten Ablagerungen werden dem Ries-Impakt vor 14,4 Millionen Jahren (Schwarz & Lippolt 2002, Buchner et al. 2003; Laurenzi et al. 2003) zeitlich gleichgesetzt. Die extrem granatreichen Schwermineralspektren der Fluviatilen Unteren Serie lassen sich nach Doppler (1989) gut mit der Lithozone L2 Niederbayerns vergleichen (Füchtbauer 1954, Unger 1983). Die wenigen fossilen Säugerfunde legen eine Einstufung in die MN-Zonen 5 und 6 nahe (Doppler 1989). Die Fluviatile Untere Serie erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von circa 80 bis 150 m. Die Ablagerungen bestehen aus fluvialen Sanden, die nur wenig im Korngrößenspektrum variieren. Die Fein- bis Mittelsande sind bereichsweise durch Karbonatausfällung lagig, wulstig oder zapfenförmig ausgebildet (Zapfensande). Selten sind dm-mächtige, rasch auskeilende Tonmergel-Horizonte eingeschaltet. An der Grenze zur liegenden Limnischen Unteren Serie finden sich häufig Aufarbeitungslagen mit bis zu 8 cm großen Tongeröllern. Die überwiegend beige gefärbten Sedimente der Fluviatilen Unteren Serie werden von Doppler (1989) als Flussrinnen des Glimmersand-Stromsystems interpretiert. Im Gegensatz zum Ablagerungsmilieu der Limnischen Unteren Serie wird ein verstärkter Abfluss im Becken und der Wechsel hin zu einzelnen größeren Flussrinnen angenommen. Die Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie werden von Doppler & Schwerd (1996) als westliche Fortsetzung des Nördlichen Vollschoeters Niederbayerns angesehen.

Geröllsandserie

Auf die Fluviale Untere Serie folgt im Hangenden die Geröllsandserie, die nach Doppler (1989) und Doppler & Schwerd (1996) im oberen Baden bis zum unteren Sarmat vor 14,5 bis 13,4 Millionen Jahren abgelagert wurde. Die Schichtfolge der Geröllsandserie liegt nahe der Iller deutlich über dem Niveau des Brockhorizonts und der schwermineralogisch definierten A-Grenze (Lemcke et al. 1953). Die Sedimente der Geröllsandserie werden als Umlagerungsprodukt des Nördlichen Vollschoeters angesehen, der ursprünglich aus den Ostalpen geschüttet wurde (Lemcke 1988, Doppler & Schwerd 1996). Nach Westen geht der stratigraphisch mittlere Teil der Geröllsandserie möglicherweise in die sandig bis kiesigen Ablagerungen der Erolzheimer Sande über (Doppler 1989). Heissig (1986) stuft die Säugerfaunen aus der Geröllsandserie in die Säugerzonen MN6 bis MN8 ein, Unger (1989) stellt die Ablagerungen der Geröllsandserie in die Lithozone L2. Die Geröllsandserie erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 100 m. Die Ablagerungen bestehen überwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Sanden sowie Fein- bis Mittelkiesen. Die Ablagerungen der Geröllsandserie können in einen sandigen oberen, einen kiesigen mittleren und einen sandigen unteren Abschnitt unterteilt werden. Die Komponenten des mittleren Abschnitts der Geröllsandserie bestehen aus etwa 80 % Gangquarzen, 7 bis 11 % Quarziten (Becker-Haumann et al. 2001) und weisen eine gute Rundung auf.

Obere Serie

Die Obere Serie der Oberen Süßwassermolasse ist vor allem in den südlichen und zentralen Teilen der Vorlandmolasse verbreitet. Die Ablagerung der Oberen Serie beginnt nach Doppler & Schwerd (1996) und Doppler et al. (2000) im tiefen Sarmat vor etwa 13,4 Millionen Jahren und reicht vermutlich bis ins frühe Pannon (11 Mio a). Nach Unger (1989) können die Hauptschüttungen der Oberen Serie der Granat-reichen Lithozone L4 zugeordnet werden. Von Süden her machen sich in der Oberen Serie zunehmend Staurolith-reiche alpine Schüttungen bemerkbar (Doppler 1989). Die Mächtigkeit der Oberen Serie liegt bei maximal 300 m. Die sedimentäre Abfolge besteht aus Silten, Fein- und Mittelsanden und gleicht den Ablagerungen der Limnisch-Fluviatilen Unteren Serie. Zum Hangenden hin schalten sich mächtige Sedimente der Überschwemmungsebene ein (Doppler & Schwerd 1996). Der Schwermineralgehalt in den südlichen Abschnitten der Oberen Serie zeigt nach Füchtbauer (1954) einen zunehmenden Einfluss der Radialschüttungen aus den Alpen an.

3. Lithofazies und Architekturelemente der Oberen Süßwassermolasse

In den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse können anhand von Lithofazies-Analysen fluviale Architekturelemente (Schumm 1977, 1981, Miall 1985, 1996, Galloway 1981, Galloway & Hobday 1983, Allen 1978, Allen & Allen 1990, 2004, Bridge 2003) unterschieden werden (Abb. 2). In einem ersten Schritt wurden Sedimentprofile aufgenommen, Siebkorn-Analysen durchgeführt und Lithofazies-Typen nach Miall (1985, 1996) bestimmt. In Anlehnung an Schumm (1977) und Miall (1996) wurden schließlich fluviale Architekturelemente aufgestellt und diese mithilfe von Kornsummenkurven und paläopedologischen Methoden weiter unterteilt und verfeinert. Die Architekturelemente wurden übergeordnet in Rinnen- und Überflutungsflächen-Fazies gegliedert. Die Rinnen-Fazies der Oberen Süßwassermolasse wurde nach Schumm (1977) in Bodenfracht-, Mischfracht- und Suspensionsfracht-Rinnen unterteilt. Zusätzlich sind Altarm-Rinnen ausgebildet.

Architekturelemente der Oberen Süßwassermolasse	Korngröße: min. - max. / mittlere	Mächtigkeit	Lithofazies
Rinnen-Fazies			Gp: planar schräggeschichtete Kiese
CHb: Bodenfracht-Rinnen (Gh,Gt,Gp,St,Sp)	8 - 120 mm / 13 mm	0,4 - 0,8 m	Gh: horizontal geschichtete Kiese; Imbrikation
CHm: Mischfracht-Rinnen Zopfstrom-Rinnen (St, Sp, Sr, Sl) Mäanderrinnen (St, Sr, Sla, Sm)	0,05 - 100 mm / 0,3 mm 0,08 - 1 mm / 0,3 mm	0,8 - 3,5 m 1,8 - 5 m	St: trogförmig schräggeschichtete Sande
CHs: Suspensionsfracht-Rinnen Mäanderrinnen (Sla, Sr, Sm)	0,03 - 0,2 mm / 0,08 mm	1,6 - 2,5 m	Sp: planar schräggeschichtete Sande
CHa: Altarm-Rinnen (Sh, Fl, P, C)	< 0,06 - 0,5 mm / 0,1 mm	0,3 - 2 m	Sr: Sande mit Rippelschrägschichtung
GB: kiesige Barren (Gp, Gt, Gh, Sr)	0,2 - 5 cm / 8 mm	0,2 - 0,5 m	Sl: flachwinklig schräggeschichtete Sande
SB: sandige Barren (Sp, St, Sr, Sl)	0,05 - 1,5 mm / 0,3 mm	0,3 - 0,6 m	Sla: Sande mit Epsilon-Schrägschichtung
Überflutungsflächen-Fazies			Sh: horizontal geschichtete Sande
LV: Naturdeiche (Sr, Sh, Fr, P)	< 0,03 - 1 mm / 0,3 mm	0,8 - 3,5 m	Sm: massive unstrukturierte Sande
CS: Deichbruch-Fächer (Sr, Sh, Fl, Fm, P)	< 0,03 - 1,3 mm / 0,5 mm	0,3 - 1,5 m	Fl: laminierte Feinsande, Schluffe und Tone
CHcr: Deichbruch-Rinnen (Sl, Sr, St, Sh, Fl)	< 0,03 - 1 mm / 0,5 mm	1,8 - 4,5 m	Fm: massive Schluffe und Tone
FF: Überschwemmungsebene (Fl, Fm, Fr, P, C)	< 0,03 - 0,3 mm / 0,1 mm	0,05 - 0,2 m	Fr: massive feinklastische Horizonte mit Wurzelröhren
Limnische Fazies (LF) (Sh, Fl)	< 0,03 - 0,2 mm / 0,1 mm	1,5 - 4 m	P: Paläoböden
			C: Kohle

Abb. 2: Architekturelemente (links), durch Siebkorn-Analyse ermittelte Korngrößen, Mächtigkeiten im Aufschluss und Lithofazies-Typen (rechts) der Oberen Süßwassermolasse. Abkürzungen der Architekturelemente und Lithofazies nach Miall (1985, 1996). Architekturelemente ergänzt nach Schumm (1977): b: bed load; m: mixed load; s: suspended load.

Fig. 2: Architectural elements (right), grain sizes and thickness of elements and lithofacies classification (left) of the Upper Freshwater Molasse after Miall (1985, 1996). Additional abbreviations after Schumm (1977): b: bed load; m: mixed load; s: suspended load.

Die volumenmäßig wichtigen Mischfracht-Rinnen wurden zusätzlich in Zopfstrom-Rinnen und Mäanderrinnen gegliedert. Die sandigen und kiesigen Barren stellen Architekturelemente niederer Ordnung innerhalb der Rinnen-Fazies dar (Miall 1996). Sie bauen hauptsächlich Abschnitte der Boden- und Mischfracht-Rinnen auf und setzen sich ihrerseits aus verschiedenen Lithofazies-Typen zusammen. Die Fazies der Überflutungsfläche wurde in Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Deichbruch-Rinnen und Überschwemmungsebene untergliedert. Als Sedimente der Überschwemmungsebene bezeichnen wir feinklastische Ablagerungen, die an Naturdeiche angrenzen und nicht den Ablagerungen der distalen Deichbruch-Fächer zugeordnet werden können.

4. Aufschlussbeschreibungen

Das Arbeitsgebiet in der Oberen Süßwassermolasse umfasst eine Fläche von etwa 2000 km². Die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse streichen im Arbeitsgebiet etwa Südwest-Nordost. Aufgrund des Einfallens der Molassesedimente nach Südosten legte die Erosion von Norden nach Süden immer jüngere stratigraphische Einheiten der Oberen Süßwassermolasse frei. Im Nordwesten sind mit der Limnischen Unteren Serie die stratigraphisch ältesten, im Südosten mit der Oberen Serie die stratigraphisch jüngsten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse aufgeschlossen (Abb. 3).

Die Abkürzungen der Lithofazies sowie der Architekturelemente können aus Abb.2 entnommen werden.

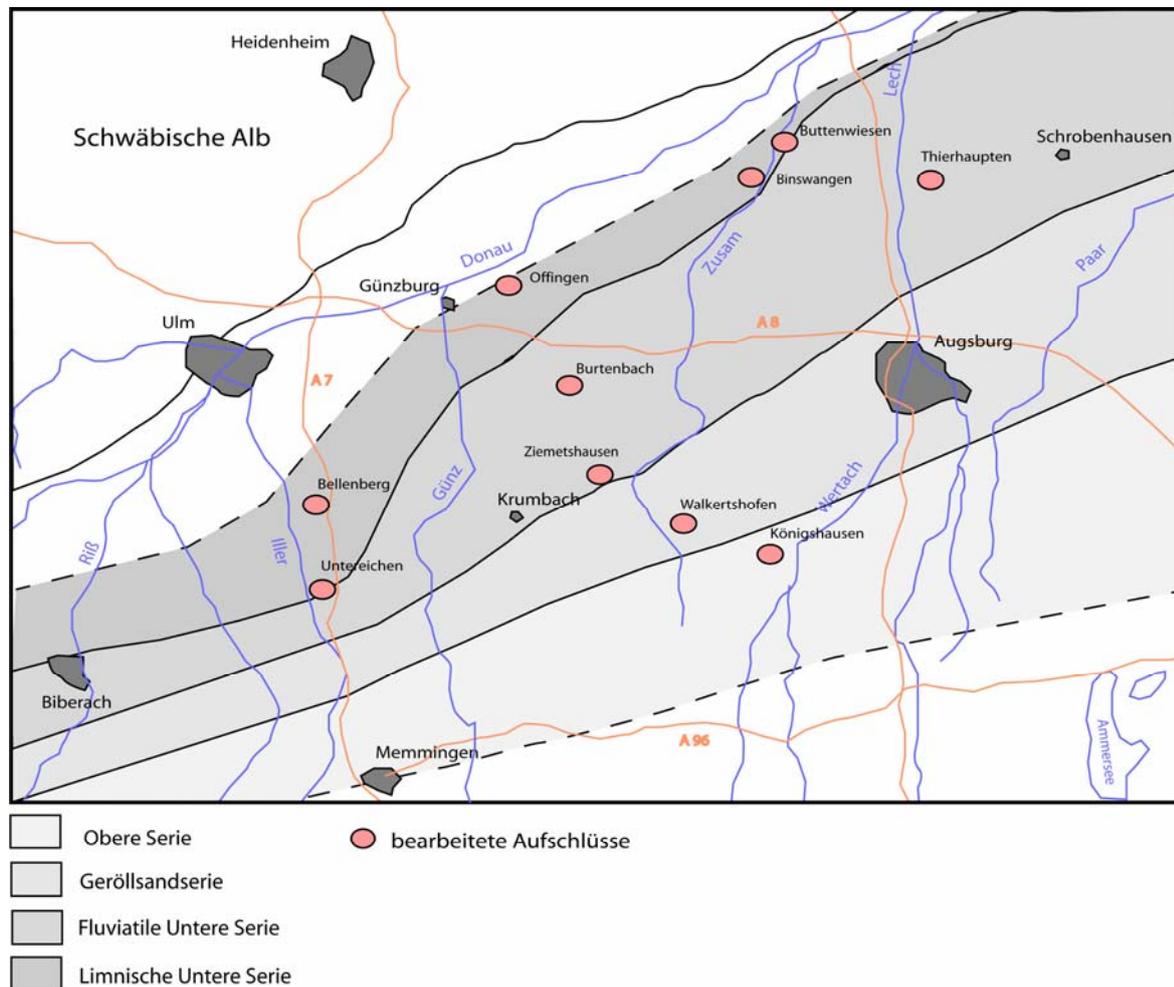


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Oberen Süßwassermolasse Bayerisch-Schwabens mit bearbeiteten Aufschlüssen.

Fig. 3: Geological map of the Upper Freshwater Molasse of western Bavaria (Bayerisch-Schwaben) indicating studied outcrops (red points).

Offingen

In der Tongrube Offingen ist ein 15 m mächtiges Sedimentprofil des tieferen Abschnitts der Limnischen Unteren Serie aufgeschlossen. Die Abfolge wird zu 85 Vol. % aus grauen Tonmergeln und Silten, und zu 15 Vol. % aus grauen Feinsanden aufgebaut. Aus sedimentologischer Sicht können in der Tongrube Offingen Deichbruch-Fächer, Deichbruch-Rinnen und Überflutungsebenen-Sedimente unterschieden werden (Tab. 1). Die gesamte Abfolge in Offingen enthält acht Sedimentpakete zwischen 0,8 und 3,0 m die an ihrem Top jeweils mit einem organischen Paläoböden abschließen. Zum Hangenden hin kann eine Abnahme der Mächtigkeit dieser Bänke beobachtet werden, die sich auch in dichter gedrängten Paläoböden widerspiegelt. Zu Beginn werden die Sedimentpakete hauptsächlich von dm-gebankten, pedogen überprägten Ablagerungen der Überschwemmungsebene gebildet. Die Tone und Silte weisen zumeist Horizontalschichtung auf. Zum Hangenden hin schalten sich zunehmend feinsandige Ablagerungen von Deichbruch-Fächern und Deichbruch-Rinnen mit

Mächtigkeiten zwischen 0,4 und 1,2 m ein, die lateral miteinander verzahnen. In den Deichbruchfächer-Sedimenten kann manchmal aufsteigende Rippelschichtung beobachtet werden. Die Deichbruch-Rinnen zeigen eine erosive Basis und bestehen meistens aus massigen Feinsanden. Die obersten vier Mächtigkeitsmeter der Tongrube Offingen sind durch ihre rotbraune Färbung gekennzeichnet. Die Färbung wird überwiegend durch marmorierte Bodenhorizonte und Eisenoxidreiche Kluftbeläge verursacht. Die Mächtigkeit der fossilen Böden (überwiegend Paläogleye) im Aufschluss Offingen liegt bei 15 bis 60 cm, wobei die organischen Ao-Horizonte eine maximale Mächtigkeit von 30 cm erreichen können (Abb. 4). Das Bodengefüge reicht von subpolyedrisch im A-Horizont bis zu polyedrisch-prismatisch im B-Horizont. Zu Beginn der Abfolge bestehen die Paläoböden meistens aus einem organischen Ao-Horizont und einem geringmächtigen grauen B-Horizont. Durchwurzelungsspuren überwiegen in diesen fossilen Böden vor Grabgängen. Zum Hangenden der Abfolge hin kann eine Veränderung der Paläoböden in Bezug auf ihren Entwicklungsgrad festgestellt werden. Die Bodenprofile bestehen häufig aus organischen Ao-Horizonten und marmorierten B-Horizonten. Die B-Horizonte können meistens in einen hellroten oxidierten Go- und einen grauen reduzierten Gr-Horizont unterteilt werden.

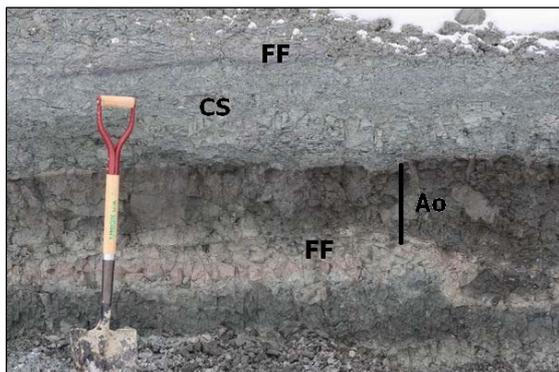


Abb. 4: Fossiler Anmoor-Gley aus dem mittleren Abschnitt der Tongrube Offingen mit 35 cm mächtigem organischen Ao-Horizont, 15 cm mächtigem Go- und 10 cm mächtigem Gr-Horizont.

Fig. 4: Gley-paleosol from the middle part of the outcrop Offingen with black organic Ao- (35 cm), red Go- (15 cm) and grey B-horizon (10 cm).

Bellenberg

Die Tongrube Bellenberg im Illertal umfasst eine 15 m mächtige Abfolge aus dem vermutlich oberen Abschnitt der Limnischen Unteren Serie. Tonig-siltige Sedimente machen etwa 70 % des Gesamtvolumens der Ablagerungen aus. Die restlichen 30 Vol.% der Schichtfolge entfallen auf graue Fein- und beige Mittelsande. An Architecturelementen können Suspensionsfracht- und Mischfracht-Mäanderrinnen, Naturdeiche und Überschwemmungsebenen unterschieden werden (Tab. 1). Die Ablagerungen der Naturdeiche und der Überschwemmungsebene weisen zum Teil eine starke pedogene Überprägung auf. Die Abfolge der Limnischen Unteren Serie beginnt an der Basis der Tongrube mit einem 3 m mächtigen Sedimentpaket bestehend aus dm-gebankten Ablagerungen des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene. Die im Hangenden folgenden 10 Profilmeter werden von drei Gleithang-Sequenzen mit Mächtigkeiten zwischen 2,7 und 3,5 m aufgebaut (Abb. 5).

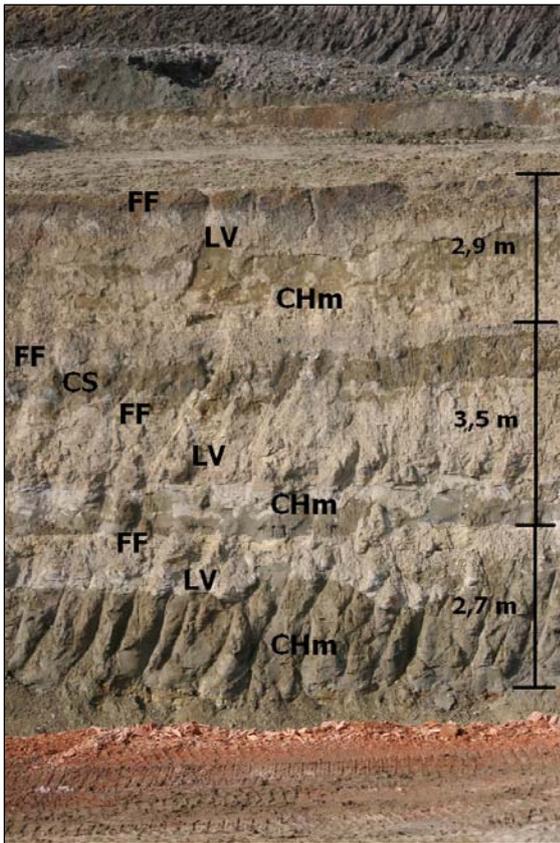


Abb. 5: Drei übereinander folgende Gleithang-Sequenzen im Aufschluss Bellenberg. Oberste Sequenz schließt mit einem mächtigen Anmoor-Pseudogley-Paläoboden ab.

Fig. 5: Three point bar sequences lying upon each other at the outcrop Bellenberg. Last sequence contains large Pseudogley-paleosols.

Die erste Mäanderrinne ist als Mischfracht-Rinne entwickelt und erreicht eine Mächtigkeit von 2,7 m. Intern können horizontal geschichtete Fein- und Mittelsande beobachtet werden, die zum Top der Rinne hin von Rippelschichtung abgelöst werden. Die Mäanderrinne wird von 70 cm mächtigen laminierten Silten und Tonmergeln des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene überlagert. Die im Hangenden folgende Gleithang-Sequenz erreicht eine Mächtigkeit von 3,5 m, wobei sich die Abfolge je zu etwa einem Meter aus Rinnensedimenten und Ablagerungen der Überflutungsflächen-Fazies zusammensetzt. Die Sedimente dieser Suspensionsfracht-Mäanderrinne bestehen im Gegensatz zur Rinne im Liegenden überwiegend aus massiven Silten und Feinsanden. Die Mischfracht-Mäanderrinne der letzten Gleithang-Abfolge in Bellenberg besteht wiederum aus Fein- bis Mittelsanden, die zum Teil laterale Akkretionsflächen zeigen. In manchen Bereichen können Horizontalschichtung und im oberen Abschnitt der Rinne Rippelschichtung beobachtet werden. Im Hangenden der Mäanderrinne folgen 80 cm mächtige parallellaminierte Ablagerungen des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene. In den Sedimenten des Naturdeichs ist vereinzelt aufsteigende Rippelschichtung ausgebildet. In den Paläoböden der Limnischen Unteren Serie in Bellenberg können häufig organische Ao-, gebleichte Ae- und marmorierte B-Horizonte unterschieden werden. Die A-Horizonte weisen ein krümeliges bis subpolyedrisches Gefüge auf, während die B-Horizonte oft polyedrisch bis prismatisch ausgebildet sind. Die B-Horizonte können zum Teil in Organik- und Sesquioxid-reiche Bsh- und Karbonat-haltige Bca-Horizonte gegliedert werden wie sie in rezenten Podsolen typisch sind.

Buttenwiesen

In der Sand- und Tonmergelgrube Buttenwiesen ist der Grenzbereich der Limnischen und Fluviatilen Unteren Serie in einer Mächtigkeit von 15 m und auf einer Länge von 250 m aufgeschlossen. Die Limnische Untere Serie wird in Buttenwiesen von Seesedimenten und mächtigen Paläoböden aufgebaut. Die Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie werden ausschließlich von verflochtenen Mischfracht-Rinnen und sandigen Barren gebildet. Die Limnische Untere Serie besteht im Ostteil des Aufschlusses aus einer 3 m mächtigen Abfolge Warven-ähnlich geschichteter Ton- und Feinsandlagen (Abb. 6). Zum Hangenden hin gehen diese Ablagerungen in eine 5 m mächtige Paläoboden-Abfolge über. Die Abfolge besteht aus mächtigen organischen Horizonten, die hauptsächlich von stark durchwurzelten massiven Tonen und Silten getrennt werden.



Abb. 6: Warven-artig geschichtete, feinsandig bis tonige Ablagerungen der Limnischen Unteren Serie in Buttenwiesen

Fig. 6: Horizontal bedding and fine lamination of fine-grained deposits from the upper part of the Limnische Untere Serie.

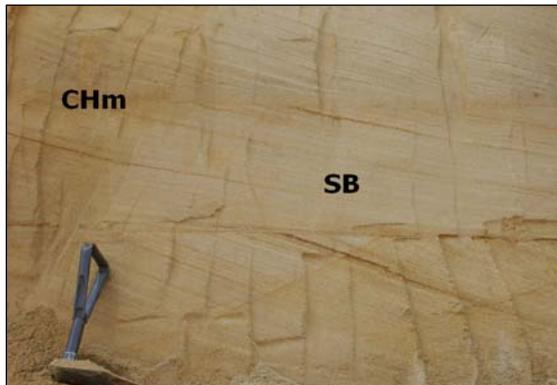


Abb. 7: Planar schräggeschichtete Einheiten mit tangentialem Basiskontakt (Fluviatilen Unteren Serie, Buttenwiesen) einer Mischfracht-Rinne.

Fig. 7: Planar cross bedded units with tangential basis of a mixed-load channel (Fluviatile Untere Serie, Buttenwiesen).

Auch lateral verzahnen sich die Seesedimente mit fossilen Böden. Die Paläoböden der Limnischen Unteren Serie bei Buttenwiesen erreichen eine Mächtigkeit bis zu 90 cm. Organische Ao-Horizonte werden bis zu 30 cm, marmorierte B-Horizonte bis zu 70 cm mächtig. Das Bodengefüge reicht von krümelig-subpolyedrisch im Ao-Horizont bis zu polyedrisch-prismatisch im B-Horizont. Die B-Horizonte können manchmal in grobkörnigere Sw- und feinkörnigere Sd-Horizonte gegliedert werden. Der obere Teil des Sw-Horizonts kann wiederum aufgrund seiner grauen Farbe und dem Fehlen einer Marmorierung als eluvialer Sew-Horizont ausgebildet sein. Häufiger können die B-Horizonte der Paläoböden in oxidierte Go- und reduzierte Gr-Horizonte unterschieden werden. Aufgrund der pedogenen Merkmale können die Paläoböden überwiegend als fossile Stau- und Grundwasserböden interpretiert werden. Die Stauwasserböden sind größtenteils als Pseudogleye, die Grundwasserböden als Gleye entwickelt. Die im Hangenden der Limnischen Unteren Serie folgende Fluviatile Untere

Serie wird in Buttenwiesen von planar und trogförmig schräggeschichteten, gelben Mittel- und Feinsanden gebildet (Abb. 7). Die mittlere Korngröße liegt Korngrößen-Analysen zufolge bei 0,15 mm. Manchmal ist flachwinklige Schrägschichtung entwickelt. Rippelschrägschichtung konnte im oberen Abschnitt sandiger Barren beobachtet werden. Im Westteil des Aufschlusses ist die Grenze der Fluvialen Unteren Serie zur liegenden Limnischen Unteren Serie von aufgearbeiteten Tongeröllen und Karbonat-Konkretionen gekennzeichnet (Abb. 8).

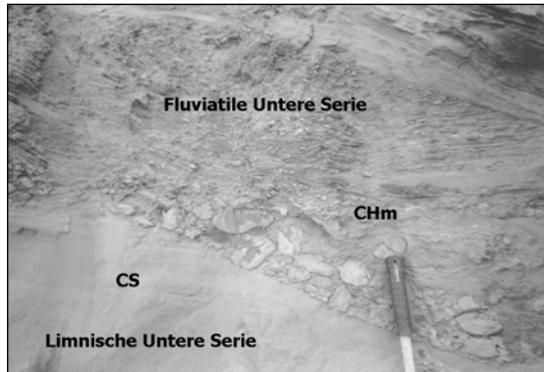


Abb. 8: Aufarbeitungshorizont an der Basis der Fluvialen Unteren Serie in Buttenwiesen.

Fig. 8: Basal gravel lag on the basis of the Fluviale Untere Serie at Buttenwiesen.

Die Schrägschichtungssets in den oberen Abschnitten der Fluvialen Unteren Serie sind meistens 40 bis 60 cm mächtig und weisen eine flache Basis auf. Durch Mikrotektonik sind die Schrägschichtungssets stellenweise geringfügig versetzt. Grundwasserstandsmarken und Wasserwegsamkeiten entlang von Klüften sind durch Eisenoxide rotbraun gefärbt.

Binswangen

In der Limnischen Unteren Serie bei Binswangen sind Sande, Silte und Tonmergel in einer Mächtigkeit von 12 m aufgeschlossen. Nach Siebkornanalysen der Sedimente entfallen 50 Vol. % auf Fein- und Mittelsand-Korngrößen, 40 Vol. % auf Siltkorngrößen und 10 Vol. % auf die Tonfraktion. An Architekturelementen können Ablagerungen von Suspensionsfracht-Mäanderrinnen, sandigen Barren, Deichbruch-Fächern, Naturdeichen und der Überschwemmungsebene unterschieden werden (Tab. 1). Im tieferen Abschnitt des Profils dominieren feinsandige und siltige Sedimente der Suspensionsfracht-Rinnen und der Überflutungsfläche die Abfolge. Die feinsandigen Barren liegen trogförmig oder planar schräggeschichtet vor. An ihrer Basis finden sich häufig Mergelkonkretionen und fossile Säugerreste. Die Silte weisen Lamination, Rippelschichtung oder eine massige Ausbildung auf. Der obere Abschnitt der Limnischen Unteren Serie besteht überwiegend aus feingeschichteten Silten und Tonmergeln der Überflutungsfläche. Die selten eingeschalteten Feinsand-Horizonte können größtenteils Naturdeich- und Deichbruch-Ablagerungen zugeordnet werden.

Untereichen

Die Schichtfolge der Tongrube Untereichen umfasst vermutlich die oberen Teile der Limnischen Unteren Serie, sowie basale Abschnitte der Fluvialen Unteren Serie. Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beträgt circa 45 m, von denen 30 m auf die Limnischen Untere Serie und 15 m auf die Fluviale Untere Serie entfallen. An fluvialen Architekturelementen finden sich in der Limnischen Unteren Serie Suspensionsfracht-Mäanderrinnen, Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Deichbruch-

Rinnen sowie Sedimente der Überschwemmungsebenen (Tab. 1). Die Fluviale Untere Serie wird überwiegend von Ablagerungen verflochtener Mischfracht-Rinnen und sandiger Barren aufgebaut; selten sind Altarm-Ablagerungen aufgeschlossen. Die Limnische Untere Serie besteht zu über 80 Vol. % aus Silt und Feinsand; die verbleibenden 20 Vol. % verteilen sich auf Tonmergel (ca. 15 Vol. %) und Mittelsande (ca. 5 Vol.%). Die Abfolge der Limnischen Unteren Serie in Untereichen kann in zwei Abschnitte unterteilt werden. Im circa 15 m mächtigen unteren Abschnitt dominieren Ablagerungen von Suspensionsfracht-Mäanderkanälen und Naturdeichen sowie feinkörnige Überflutungssedimente die feinklastische Abfolge. Untergeordnet schalten sich Deichbruchfächer-Ablagerungen ein. Der untere Abschnitt beginnt mit zwei Gleithang-Sequenzen die Mächtigkeiten von 7 bis 5 m erreichen. In ihren 1,8 bis 2,2 m mächtigen Kanälen können laterale Akkretionsflächen mit einem Einfallswinkel von 15-20° in Richtung Osten beobachtet werden (Abb. 9).



Abb. 9: Laterale Akkretion in einer fein- bis mittelsandigen Bank im mittleren Abschnitt der Abfolge in Untereichen. Neigung der Fläche etwa 20° nach Osten.

Fig. 9: Lateral accretion of a sandy layer in the lower part of the Limnische Untere Serie. Gradient is about 20° towards the east.

Im Hangenden der ersten Mäanderrinne ist eine 4 m mächtige Abfolge aufgeschlossen, die aus cm- bis dm-gebankten Feinsanden, Silten und Tonen des Naturdeichs und der Überflutungsfäche besteht. Zwischen den gebankten Sedimenten schalten sich bis zu 40 cm mächtige siltig-sandige Deichbruchfächer-Ablagerungen ein. Der größte Teil der Deichbruchfächer-Sedimente wird von massiven Feinsanden und Silten gebildet. Im oberen Teil kann häufig Parallellamination und selten Rippelschichtung beobachtet werden. Der hangende Abschnitt der zweiten Gleithang-Abfolge wird im nördlichen Teil der Aufschlusswand von einer 3,5 m tiefen und 15 m breiten Deichbruch-Rinne gekappt. Die senkrecht zur Fließrichtung angeschnittene Rinne bildet den Beginn des zweiten 15 m mächtigen Abschnitts der Limnischen Unteren Serie in Untereichen (Abb. 10). Der zweite Abschnitt der Limnischen Unteren Serie wird in Untereichen überwiegend von Deichbruch-Ablagerungen und Deichbruch-Rinnen gebildet. Die mächtige Deichbruch-Rinne der nördlichen Aufschlusswand ist aus Mittelsanden aufgebaut, die an der Basis hauptsächlich trogförmig schräggeschichtet vorliegen. Das Top der Rinne wird von Feinsanden mit Rippelschichtung gebildet.



Abb. 10: Senkrecht angeschnittene Mischfracht-Rinne der Limnische Untere Serie im Zentrum des Bildes (Mächtigkeit 5 m). Im Hangenden der Rinne sind pedogen überprägte Ablagerungen des Naturdeiches und der Überschwemmungsebene (ca. 4 m mächtig) abgebildet.

Fig. 10: Vertical cut of a mixed-load channel in the central part of the sequence of Untereichen (channel thickness is 5 m). Well bedded levee and floodplain sediments (thickness about 4 m) above the channel show intensive modification by pedogenesis.

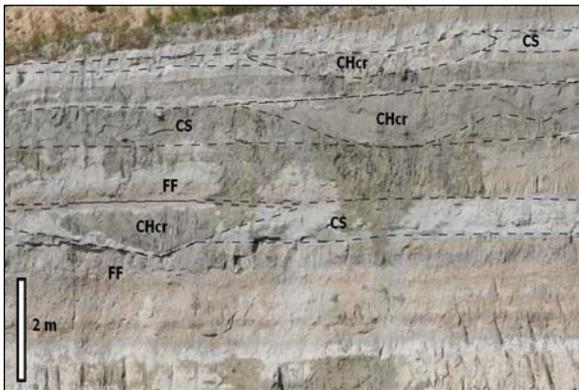


Abb. 11: Deichbruch-Rinnen im oberen Drittel der feinkörnigen Abfolge in Untereichen. Rinnen gehen lateral in Ablagerungen der Deichbruch-Fächer über. Bildbreite: 30 m.

Fig. 11: Crevasse splay channels in the upper third of the fine-grained sequence at Untereichen. Channels interfinger laterally with crevasse splay sediments. Image width is 30 m.

Lateral verzahnen sich die Ablagerungen der Deichbruch-Rinne mit Deichbruch-Sedimenten. Im östlichen Teil des Aufschlusses findet die Deichbruch-Rinne ihre Fortsetzung, wobei sie dort als Schnitt diagonal zur Fließrichtung aufgeschlossen ist und eine Breite von etwa 60 m aufweist. Im Hangenden der Rinne folgen 3 m mächtige Ablagerungen von dünnbankigen Sedimenten der Naturdeich- und der Überflutungsflächen-Fazies. Die Abfolge in Untereichen findet zum Hangenden hin ihre Fortsetzung in drei 0,8 bis 1,5 m mächtigen Deichbruch-Rinnen (Abb. 11). Die Deichbruch-Rinnen werden überwiegend von Suspensionsfracht-Ablagerungen gebildet und weisen eine rinnenförmig-konkave oder konkav-wellige Basis auf. Auch bei diesen Rinnen kann eine laterale Verzahnung mit Ablagerungen der Deichbruch-Fächer beobachtet werden, die zum Teil ein Auskeilen in westliche Richtungen zeigen. Mit der erosiven Grenze zur Fluviatilen Untere Serie findet ein Farbwechsel in der sedimentären Abfolge in Untereichen statt. Die circa 15 m mächtigen Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie werden zu über 95 Vol.% von beigefarbenen Mittel- und Feinsanden aufgebaut. In den ersten Profilm Metern finden sich an der Basis von fluvialen Rinnen häufig Tongerölle in Kieskorngroße, die aus der unterlagernden Limnischen Unteren Serie stammen. Die Rinnen der Fluviatilen Unteren Serie werden im Mittel etwa 15 m breit und 1,5 m hoch und weisen ein Breite/Tiefe-Verhältnis von 9 bis 12 auf (Abb. 12).

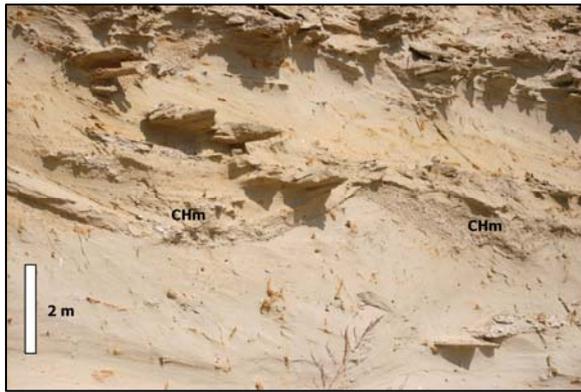


Abb. 12: Mischfracht-Rinnen der sandigen Abfolge in Untereichen. Gekappte Rinne hat eine Breite von 4 m.

Fig. 12: Mixed-load channels of the sandy sequence at Untereichen. Width of capped channel is 4 m.

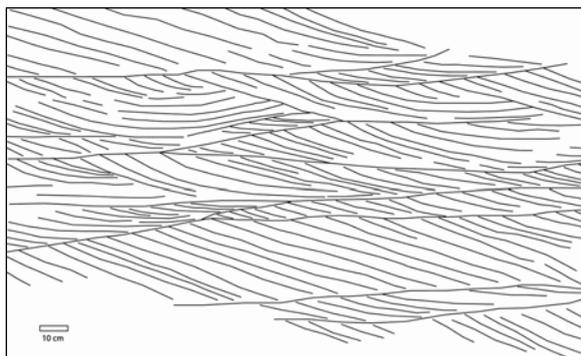


Abb. 13: Planar und trogförmig schräggeschichtete Sande an der Basis der sandigen Abfolge in Untereichen. Graphische Darstellung der Sedimentstrukturen. Paläoströmungsrichtung von NNE nach SSW (Blick auf die Ostwand des Aufschlusses).

Fig. 13: Planar and trough cross-bedding at the basis of the sandy sequence at Untereichen. Graphic interpretation of sedimentary structures. Palaeoflow direction is from NNE to SSW (image shows E-section of the outcrop).

Die Abfolge besteht überwiegend aus planar und trogförmig schräggeschichteten Fein- und Mittelsanden. Die Mächtigkeit einzelner Schrägschichtungssets liegt bei 40 bis 60 cm (Abb. 13). Oft bilden mehrere Schrägschichtungssets sandige Barren, die im oberen Teil aus Sanden mit Rippelschichtung und Entwässerungsstrukturen bestehen. Im mittleren Teil der Fluviatilen Unteren Serie in Untereichen sind geringmächtige (40 cm) Ablagerungen einer Altarm-Rinne eingeschaltet. Sie bestehen im Wesentlichen aus parallellaminierten tonig-siltigen Sedimenten, die keine Durchwurzelungsspuren aufweisen. In der gesamten Abfolge sind karbonatisch verfestigte Konkretionen (Zapfensande) aufgeschlossen, von denen einige als Wurzelröhren, andere als Grabgänge identifiziert werden können. Im Aufschluss Untereichen konnte anhand von Messungen an Leebblättern planarer und trogförmig schräggeschichteter Sande eine von Nordnordost nach Südsüdwest gerichtete Paläoströmungsrichtung bestimmt werden.

Thierhaupten

Die Sandgrube Thierhaupten umfasst eine 20 m mächtige Abfolge aus dem mittleren Abschnitt der Fluviatilen Unteren Serie. Die Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie werden von Mischfracht-Rinnen und sandigen Barren gebildet. Die feinklastische Abfolge von Thierhaupten besteht zu 85 Vol.% aus Fein- und Mittelsanden und zu 15 Vol.% aus Silten. Die mittlere Korngröße der sandigen Ablagerungen beträgt nach Siebkorn-Analysen 0,2 mm. An der Basis der Abfolge sind die Sande häufig konkretionär verfestigt (Zapfensande) oder enthalten als Lockersediment bis zu 10 Vol.% Mergelkonkretionen in Feinkies-Korngröße. Die Mergelkonkretionen sind oft an der Basis von Rinnen angereichert. Die Sortierung der Sande wird zum Hangenden hin deutlich besser. Die Feinsande aus

dem oberen Abschnitt der Abfolge in Thierhaupten sind hauptsächlich trogförmig schräggeschichtet (Abb. 14), nur selten kann planare Schrägschichtung beobachtet werden. Manchmal sind flachwinkelige Schrägschichtungseinheiten entwickelt.

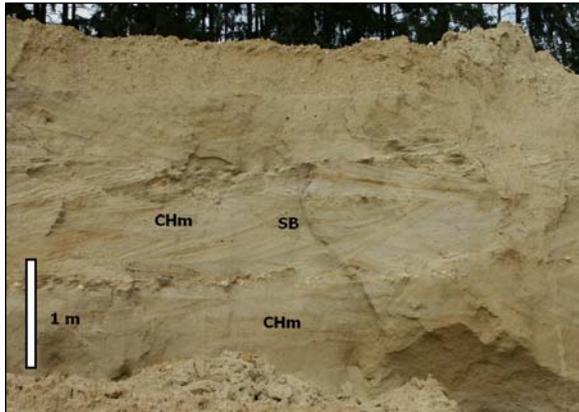


Abb. 14: Trogförmig schräggeschichtete Fein- und Mittelsande mit Kalkmergel-Geröllen an der Basis sandiger Barren (Bildhöhe: 3,5 m; Thierhaupten).

Fig. 14: Trough cross-bedding of fine and middle grained sands at the outcrop Thierhaupten. Marly boulders at the basis of sandy bars (image width is 4 m).

Burtenbach

In der Sandgrube bei Burtenbach ist eine 8 m mächtige Abfolge des vermutlich oberen Abschnitts der Fluviatilen Unteren Serie aufgeschlossen. Die Abfolge enthält Ablagerungen von Mischfracht-Rinnen, sandigen Barren und Altarm-Rinnen. Korngrößen-Analysen zufolge entfallen 80 Vol. % der sandigen Abfolge auf Korngrößen zwischen 0,3 und 0,06 mm. Die restlichen 20 Vol. % verteilen sich auf Korngrößen der Ton- und Kiesfraktion. Die Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie bestehen in Burtenbach überwiegend aus trogförmig und flachwinkelig schräggeschichteten Mittel- und Feinsanden (Abb. 15).

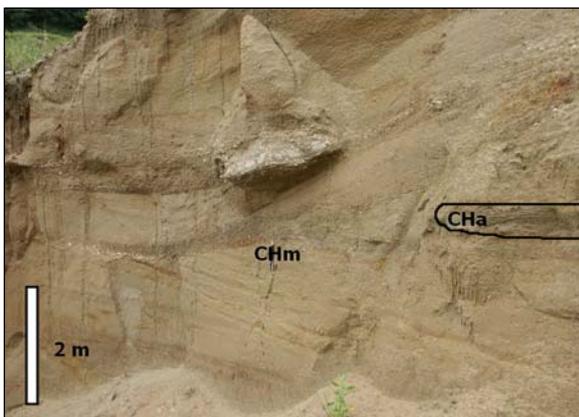


Abb. 15: Flachwinklige Schrägschichtung im oberen Abschnitt der Sandgrube Dummerth in Burtenbach (Fluviatile Untere Serie). Im zentralen oberen Bereich der Aufschlusswand ist eine karbonatisch zementierte Bank aufgeschlossen die eine große Ähnlichkeit mit Abschnitten des Brockhorizontes bei Ziemetshausen aufweist.

Fig. 15: Low-angle cross stratification of sandy channel deposits at Burtenbach (Fluviatile Untere Serie). The well cemented horizon in the central part of the outcrop bears resemblance with parts of the Brockhorizont at Ziemetshausen.

Nur untergeordnet können planare Schrägschichtung sowie Rippelschichtung beobachtet werden. Kiesige Lagen sind vor allem im mittleren Abschnitt der Sandgrube an der Basis von Schrägschichtungskörpern cm-mächtig eingeschaltet. Die meistens 0,5 bis 2 cm im Durchmesser messenden Kiese bestehen überwiegend aus harten gerundeten Mergelkonkretionen und weichen Tongeröllen. Stellenweise können bis zu 25 cm mächtige Tongeröle an der Basis von Rinnen beobachtet werden. Manchmal liegen die kiesigen Horizonte als karbonatisch zementierte Bänke von bis zu 20 cm Mächtigkeit vor. Zusätzlich sind vor allem Mittelsande an der Basis der Abfolge oft

konkretionär verfestigt. Feinklastische Ablagerungen beschränken sich in Burtenbach auf den nordöstlichen Bereich der Sandgrube. Dort sind laminierte Tone und Silte eines Altarms mit einer Mächtigkeit von 80 cm aufgeschlossen.

Ziemetshausen

Die 10 m mächtige fluviale Abfolge bei Ziemetshausen beinhaltet Mischfracht-Rinnen die zum großen Teil von sandigen Barren aufgebaut werden. Die durchschnittliche Korngröße der Abfolge liegt bei 0,5 mm. Die Mittelsande liegen größtenteils trogförmig und flachwinklig schräggeschichtet vor. Im oberen Abschnitt der Abfolge ist der Brockhorizont auf einer Länge von 10 m aufgeschlossen. Er bildet eine schlecht sortierte, nicht beständige Lage an der Basis sandiger Barren (Abb. 16). In der durchschnittlich 20 cm mächtigen Lage des Brockhorizonts finden sich Oberjura-Gerölle bis 15 cm sowie Mergelgerölle zwischen 0,3 und 12 cm Durchmesser. Die kantengerundeten Gerölle des Brockhorizontes weisen häufig einen braunen Eisen-Mangan-Oxid Belag und Anlösungserscheinungen auf. Etwa 1,5 m über dem Brockhorizont finden sich kohlige Pflanzenbruchstücke mit einem rostbraunen Überzug. Die gesamte Abfolge weist im Aufschluss Ziemetshausen zahlreiche Aufarbeitungshorizonte auf in denen zum Teil auch Material aus dem Brockhorizont enthalten ist.

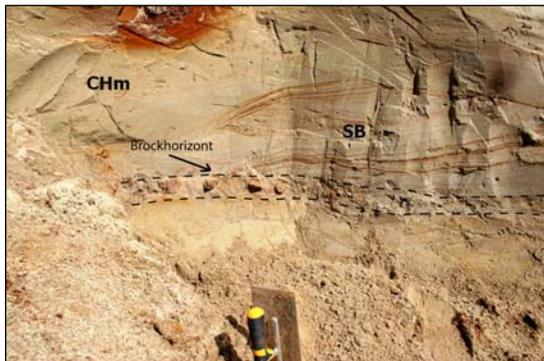


Abb. 16: Der Brockhorizont an der Basis einer sandigen Barre bei Ziemetshausen. Die Oberjura-Gerölle weisen eine durchschnittliche Größe von 12 cm auf und sind von einer braunen Kruste umgeben.

Fig. 16: The Brockhorizont at the basis of a sandy bar at Ziemetshausen. Jurassic limestone boulders covered with brown shells show medium thicknesses of 12 cm.

Walkertshofen

Die 10 m mächtige Abfolge der Kies- und Sandgrube Walkertshofen gehört lithostratigraphisch zur Geröllsandserie der Oberen Süßwassermolasse in Bayerisch-Schwaben. Die Ablagerungen im Aufschluss werden von Bodenfracht- und Mischfracht-Rinnen, sowie kiesigen und sandigen Barren gebildet. Die Korngrößen dieser Lockersediment-Abfolge reichen von 5 cm bis 0,1 mm; die Kiese weisen eine mittlere Korngröße von 1,3 cm, die Sande eine mittlere Korngröße von 0,7 mm auf. Der Sortierungsgrad innerhalb der kiesigen Lagen steigt zum Hangenden hin deutlich an. Die Basis der Abfolge in Walkertshofen wird zu 90 Vol. % von Sanden aufgebaut. Sie liegen überwiegend horizontal und planar schräggeschichtet vor. Nur untergeordnet können trogförmig schräggeschichtete Sande beobachtet werden. Zum Hangenden hin führen die sandigen Horizonte zunehmend Geröllschleier (Abb. 17). Im mittleren Abschnitt der Abfolge sinkt der sandige Anteil auf Kosten der Kiesfraktion auf 40 Vol. %. Der grobklastische Abschnitt des Aufschlusses bildet ein circa 3,5 m mächtiges Sedimentpaket.

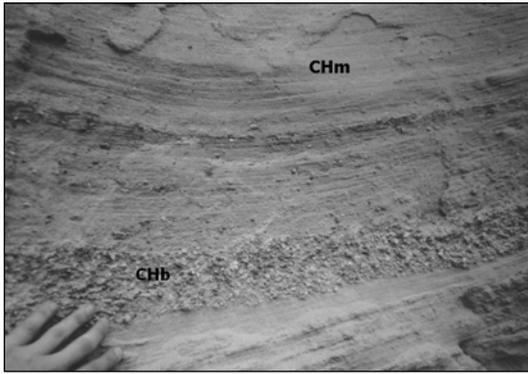


Abb. 17: Kiesschleier in horizontal geschichteten Sanden der Geröllsandserie in Walkertshofen.

Fig. 17: Gravel lag in horizontal bedded sands of the Geröllsandserie at Walkertshofen.

Die 0,1 bis 0,6 m mächtigen Kiesbänke sind meistens horizontal geschichtet und weisen Imbrikationsgefüge auf. Seltener liegen die Kiese planar oder trogförmig schräggeschichtet vor. Im mittleren Abschnitt in Walkertshofen sind zudem dm-mächtige Bänke eingeschaltet, welche aus karbonatisch zementierten Sand-, Kies- und Kalkgeröllen bestehen. Die Kalkgerölle erreichen Durchmesser bis 10 cm und sind überwiegend schlecht gerundet. Der obere Abschnitt in Walkertshausen besteht wiederum zu 90 Vol. % aus sandigen Ablagerungen mit planar und trogförmig schräggeschichteten Barren.

Königshausen

In der Ton- und Sandgrube bei Königshausen ist eine 40 m mächtige Abfolge der Oberen Serie aufgeschlossen. Die Abfolge in Königshausen wird aus Ablagerungen von Mischfracht- und Suspensionsfracht-Mäanderrinnen, Naturdeichen, Deichbruch-Fächern und -Rinnen sowie feinklastischen Sedimenten der Überschwemmungsebene aufgebaut. Die Ablagerungen der Oberen Serie in Königshausen bestehen zu etwa 60 Vol. % aus Korngrößen der Siltfraktion. Von den verbleibenden 40 Vol. % entfallen 25 Vol. % auf die Sandfraktion und 15 Vol. % auf die Tonfraktion. Innerhalb der Sandfraktion dominieren Fein- und Mittelsande mit 95 Vol. %. Der Aufschluss Königshausen wird von sechs Gleithang-Abfolgen mit Mächtigkeiten zwischen 2,2 und 5 m gebildet. Die Rinnen der Gleithang-Sequenzen bestehen in zwei Fällen aus Ablagerungen von Mischfracht- und in vier Fällen aus Ablagerungen von Suspensionsfracht-Mäanderrinnen. Überlagert werden die Rinnen jeweils von unterschiedlich mächtigen Sedimenten der Überflutungsfläche, die ihrerseits mit einem Paläoboden enden. Die erste Gleithang-Abfolge wird von einer 3 m mächtigen Mischfracht-Mäanderrinne und einer 4 m mächtigen Abfolge bestehend aus Naturdeich- und Deichbruch-Sedimenten sowie Ablagerungen der Überschwemmungsebene gebildet. Im Hangenden folgt eine 2 m mächtige Suspensionsfracht-Rinne in der laterale Gleithangschichtung mit einem Winkel von circa 15° beobachtet werden kann. Der folgende Abschnitt der Oberen Serie erreicht eine Mächtigkeit von 12 m. Er besteht überwiegend aus cm- bis dm-gebankten Ablagerungen des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene. Die Sedimente sind größtenteils pedogen überprägt, nur selten kann Parallellamination oder Rippelschichtung beobachtet werden. In diesen Abschnitt schalten sich zahlreiche dm-mächtige Deichbruchfächer-Ablagerungen ein, die meistens aus massiven Feinsanden und Silten bestehen. Im unteren Drittel dieses Abschnitts ist eine 6 m breite und 50 cm tiefe Deichbruch-Rinne aufgeschlossen, der sich zum Teil lateral mit Deichbruch-Sedimenten und

Ablagerungen des Naturdeichs verzahnt. Die im Hangenden folgende Gleithang-Sequenz wird von einer 2 m mächtigen Suspensionsfracht-Rinne und 1,8 m mächtigen Naturdeich- und Überschwemmungsebene-Ablagerungen aufgebaut. Nachfolgend ist mit 5 m Mächtigkeit eine markante Gleithang-Abfolge aufgeschlossen (Abb. 18).



Abb. 18: Mächtige Gleithang-Sequenz der Oberen Serie in Königshausen. Langgezogene Epsilon-Schrägschichtungen (laterale Akkretion) einer mittelsandigen Mischfracht-Mäanderrinne.

Fig. 18: Large point-bar sequence in the Obere Serie at Königshausen showing lateral accretion macroform of a meandering channel.

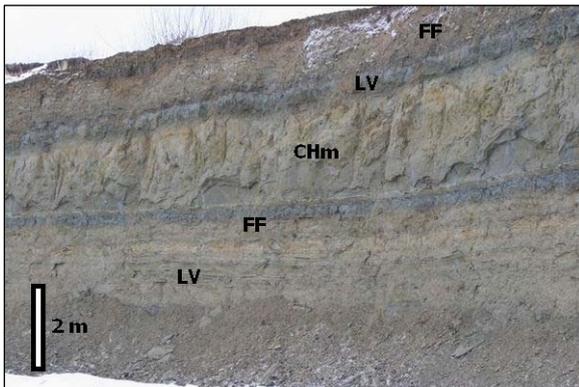


Abb. 19: Zwei Gleithang-Sequenzen im obersten Abschnitt der Oberen Serie in Königshausen. Zum Hangenden hin schließen die Sequenzen jeweils mit gut entwickelten Paläoböden ab.

Fig. 19: Two point bar sequences of the upper part of the Obere Serie at Königshausen. The top of the sequences are intensively modified by pedogenesis.

Die Basis der Rinne wird von trogförmig schräggeschichteten und in zentralen Abschnitten von Epsilon-schräggeschichteten Sanden (laterale Akkretion) gebildet. Zum Hangenden hin kann eine normale Gradierung beobachtet werden. Die mittlere Korngröße der Sedimente der Mäanderrinne liegt im Mittelsand-Bereich. An ihrer Prallhangseite zeigt die Rinne > 45 Grad steile Flanken mit einem ausgeprägten erosiven Relief. An der Prallhangseite können in der basalen Lage der Rinne bis zu 40 cm mächtige Tongerölle aus einer Kollapsmasse beobachtet werden. Der nachfolgende 4 m mächtige Abschnitt der Tongrube Königshausen besteht überwiegend aus dm-mächtigen feinsandig bis tonigen Naturdeich-Sedimenten. Den Abschluss der Sedimentabfolge in Königshausen bilden zwei Gleithang-Sequenzen mit einer Mächtigkeit von jeweils 2,5 m (Abb. 19). Die Fazies der Überflutungsfläche besteht überwiegend aus cm- bis dm-gebankten Naturdeich-Ablagerungen. Die Paläoböden der Oberen Serie in Königshausen weisen unterschiedliche Stadien der Entwicklung auf. Gut entwickelte Paläoböden schließen die Gleithang-Sequenzen zum Top hin ab. Schwächer entwickelte Paläoböden finden sich in Ablagerungen der Naturdeiche und der Überschwemmungsebene. Häufig bestehen die fossilen Böden in Königshausen aus organischen Ao-, gebleichten Ae- und Organik- und Sesquioxidreichen Bsh-Horizonten. Ein weiterer Bodentyp wird von organischen Ao-, gebleichten Sew-Horizonten und einem wasserstauenden Sd-Horizonten gebildet. Die organischen Ao-Horizonte sind

in den meisten Fällen von nachfolgenden Rinnen gekappt worden. In den unteren Abschnitten der Bodenprofile kann häufig eine Tonanreicherung im Bt-Horizont beobachtet werden. Seltener können die B-Horizonte in einen oxidierten Go- und einem reduzierten Gr-Horizont gegliedert werden. Die Bodenprofile weisen die gesamte Abfolge der Oberen Serie hindurch eine intensive Marmorierung auf. Nach der deutschen Bodensystematik können die Paläoböden größtenteils als Pseudogleye, Gleye und sekundäre Podsole, klassifiziert werden.

Lokalität	Koordinaten	Lithofazies-Typen	Architekturelemente
Bellenberg	R 3582213/H 5347106	Sm, Sla, Sh, Sr, Fl, Fr, P	CHm, CHs, LV, FF
Untereichen	R 3582840/H 5337835	Sp, St, Sl, Sla, Sm, Sr, Fl, Fm, Fr, C, P	CHm, CHs, CHa, CHcr, SB, LV, CS, FF
Offingen	R 3600502/H 5371578	Sr, Sm, Fl, Fr, P	FF, CS, CHcr
Burtenbach	R 3607849/H 5355324	St, Sl, Sr, Sp, Fl	CHm, SB, CHa
Ziemetshausen	R 4389944/H 5350950	St, Sl	CHm, SB
Walkertshofen	R 4394649/H 5344650	Gh, Gp, Gt, Sp, St, Sh	CHb, CHm, GB, SB
Königshausen	R 4403219/H 5340985	St, Sla, Sm, Sr, Fl, Fr, Fm, P, C	CHs, CHm, CHcr, CS, LV, FF
Binswangen	R 4401398/H 5381200	St, Sl, Sla, Sm, Sr, Fl, Fm, Fr, P	CHs, CHa, CHcr, SB, LV, CS, FF
Buttenwiesen	R 4406304/H 5386815	St, Sp, Sl, Sr, Fl, Fr, Fm, P	CHm, SB, LF
Thierhaupten	R 4420754/H 5383635	St, Sp, Sl	CHm, SB

Tab. 1: Übersicht über die bearbeiteten Lokalitäten mit ihrer geographischen Position, ihren Lithofazies-Typen und Architekturelementen.

Tab. 1: General view of outcrops with coordinates, lithofacies-types and architectural elements.

5. Sedimentologische Interpretation

Limnische Untere Serie

Aufgrund unserer Architekturelement-Analyse können die Sedimente der Limnischen Unteren Serie einem feinklastischen mäandrierenden Flusssystem (Miall 1985, 1996) zugeordnet werden (Abb. 20). An Architekturelementen können Mäanderrinnen, Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Deichbruch-Rinnen und Überschwemmungsebenen unterschieden werden. In den stratigraphisch tiefsten Abschnitten der Limnischen Unteren Serie wird der fluviale Ablagerungsraum vor allem von distalen Ablagerungen der Überschwemmungsebene dominiert. Unsere pedologischen Untersuchungen haben gezeigt, dass dieser Ablagerungsraum zu weiten Teilen unter Wasserbedeckung gestanden hat und einem flachen eutrophen See oder Niedermoor ähnelte. An der Basis der Limnischen Unteren Serie bildeten sich im sumpfigen Milieu bis zu 50 cm mächtige organische Horizonte aus, die zum Teil kohlige Bestandteile enthalten. Die fossilen Böden können aufgrund ihrer pedogenen Merkmale hauptsächlich als subhydrische Böden klassifiziert werden. Die Abfolge der Limnischen Unteren Serie weist zum Hangenden hin zunehmend Deichbruchfächer-Sedimente mit geringmächtigen Füllungen von Deichbruch-Rinnen auf. Zusätzlich können Paläoböden beobachtet werden, die als Stauwasserböden mit gelegentlicher Austrocknung interpretiert werden können. Der Wechsel von Sumpfböden zu Stauwasserböden ist die Folge einer zunehmend besseren Drainage der Überschwemmungsebene. Innerhalb des tiefsten Abschnittes der Limnischen Unteren Serie ist

aufgrund der genannten pedologischen und sedimentologischen Kriterien nach oben hin eine geringfügige Tieferlegung des Vorfluterniveaus erkennbar. Der mittlere Abschnitt der Limnischen Unteren Serie wird von unterschiedlich mächtigen Gleithang-Sequenzen gebildet, die aus Suspensionsfracht- und Mischfracht-Rinnen mit dazugehörigen Ablagerungen der Überflutungsfläche bestehen. Die Suspensionsfracht-Mäander entstanden bei geringerer Wasserführung, während die Mischfracht-Mäander eine höhere Wasserführung im Ablagerungsraum widerspiegeln. Möglicherweise lässt sich die unterschiedliche Sedimentfracht der Mäanderrinnen durch Schwankungen der Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet erklären. Die Ablagerungen im mittleren Abschnitt der Limnischen Unteren Serie enthalten nur wenige Deichbruchfächer-Sedimente, was auf ein stabiles mäandrierendes Flusssystem schließen lässt. Im obersten Abschnitt der Limnischen Unteren Serie an der Grenze zur Fluviatilen Unteren Serie kann eine deutliche Zunahme von Deichbruchrinnen- und Deichbruchfächer-Sedimenten auf Kosten anderer fluvialer Architekturelemente beobachtet werden. Wir schließen daraus, dass die vorhandenen Mäanderrinnen zunehmend mit Sedimentfracht überladen wurden und es dadurch vermehrt zu Deichbrüchen kam. Eine weitere Folge der ansteigenden Sedimentfracht waren häufige Rinnenverlagerungen, die vermutlich durch Deichbrüche ausgelöst wurden. Im Untersuchungsgebiet erhöhte sich die Strömungsenergie des fluvialen Systems, wodurch im Arbeitsgebiet weniger tonig-siltige und mehr sandige Sedimente abgelagert wurden.

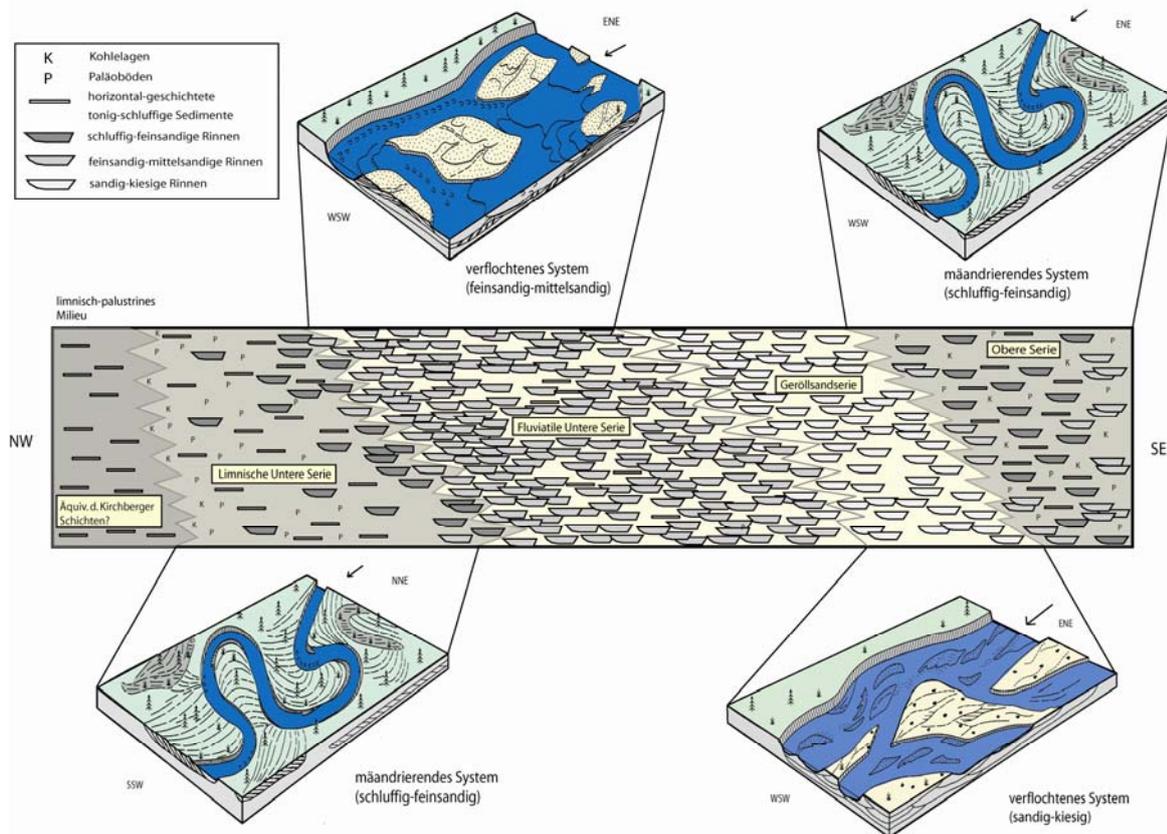


Abb. 20: Ablagerungsmodell für die Oberen Süßwassermolasse in Bayerisch-Schwaben: mäandrierendes Flusssystem der Limnischen Unteren Serie, verflochtenes Flusssystem der Fluviatilen Unteren Serie und der Geröllsandserie und mäandrierendes Flusssystem der Oberen Serie. Von SE nach NW ist das Wandern der fluvialen Faziesgürtel dargestellt.

Fig. 20: Depositional model for the Upper Freshwater Molasse in Bayerisch-Schwaben: meandering system of the Limnische Untere Serie, braided system of the Fluviale Untere Serie and the Geröllsandserie, and meandering system of the Obere Serie. The fluvial facies shifts from SW to NE implying a diachrony formation of the fluvial deposits.

Der Aufschluss Buttenwiesen nimmt eine Sonderstellung innerhalb der Limnischen Unteren Serie im Arbeitsgebiet ein. In der gesamten Abfolge können keine fluvialen Architekturelemente erkannt werden. Das mäandrierende Flusssystem zurzeit der Limnischen Unteren Serie erstreckte sich möglicherweise nicht bis ins nordöstliche Arbeitsgebiet. Aufgeschlossen sind dagegen an der Grenze der Limnischen Unteren Serie zur Fluvialen Unteren Serie Warven-artig geschichtete limnische Ablagerungen. Diese gehen sowohl lateral als auch im Hangenden in hydromorphe und subhydrische Paläoböden über, was die Verlandung des limnischen Milieus anzeigt. Die Warvenschichtung der Seesedimente deutet darauf hin, dass sich das Klima möglicherweise zur Zeit der Limnischen Unteren Serie von ganzjährig warm-humid hin zu jahreszeitlich akzentuiert mit längeren saisonalen Trockenperioden (Böhme 2003) wandelte.

Fluviale Untere Serie

Die Architekturelemente der Fluvialen Unteren Serie weisen darauf hin, dass die Abfolge von einem fluvialen Mischfracht-System mit verflochtenen Rinnen (Schumm 1963, 1981, Galloway 1981) geschüttet wurde (Abb. 20). Dem Ablagerungsmodell von Miall (1985, 1996) folgend, wurden die Sedimente der Fluvialen Unteren Serie von einem sandigen verflochtenen Flusssystem abgelagert. An Architekturelementen können Mischfracht-Rinnen, Altarm-Rinnen und sandige Barren unterschieden werden. Zu Beginn der Fluvialen Unteren Serie existierte im fluvialen Ablagerungsraum ein flaches lateral wanderndes Rinnensystem. Häufig auftretende Aufarbeitungshorizonte in den tieferen Ablagerungen der Abfolge weisen auf eine markante Erosionsphase zu Beginn der Fluvialen Unteren Serie hin. Rinnenförmige Erosionsformen konnten nicht beobachtet werden; es handelte sich vielmehr um flächenhafte Abtragung. Die Aufarbeitungslage an der Basis der Fluvialen Unteren Serie enthält überwiegend tonig-mergeliges Material aus der unterlagernden Limnischen Unteren Serie. Möglicherweise führte eine Tieferlegung des Baselevels im Molassebecken zu einer Erhöhung der Strömungsenergie innerhalb des fluvialen Systems. Dadurch verlagerten sich die Faziesgürtel vom Liefergebiet der Ostalpen immer weiter nach Westen (Abb. 20). Im Arbeitsgebiet äußert sich diese Verlagerung durch die Ablagerung größerer Korngrößen unter höherenergetischen Bedingungen. In Mischfracht-Rinnen wurden Sedimente in Form fluvialer Dünen und Barren abgelagert. Auch der weitere Verlauf der Fluvialen Unteren Serie ist von Umlagerungen und Aufarbeitungshorizonten gekennzeichnet, die auf eine andauernde Erosion bestehender Rinnen hinweist.

Geröllsandserie

Das Flusssystem zur Zeit der Geröllsandserie entspricht nach Miall (1985, 1996) einem sandig bis kiesigen verflochtenen Flusssystem (Abb. 20). Die Ablagerungen der Geröllsandserie werden von den Architekturelementen kiesiger und sandiger Barren, sowie von Bodenfracht- und Mischfracht-Rinnen

aufgebaut. Der untere Abschnitt der Ablagerungen der Geröllsandserie ähnelt faziell den Sedimenten der Fluviatilen Unteren Serie. Die Sedimente wurden in diesem Abschnitt der Geröllsandserie von einem sandigen verflochtenen Flusssystem abgelagert, wobei die Strömungsenergie des fluvialen Systems noch weitgehend dem der Fluviatilen Unteren Serie entsprach. Zum mittleren Abschnitt der Geröllsandserie hin sind zunehmend Kieslagen eingeschaltet, die schließlich in Ablagerungen kiesiger Barren und Rinnen übergehen. Horizontal geschichtete Kiesschleier mit Imbrikationsgefüge deuten auf eine hohe Strömungsenergie im fluvialen System hin. Vor allem in diesem Teil der Geröllsandserie sind häufig karbonatisch zementierte Kies- und Grobsandhorizonte zu beobachten. Ihre Bildung geht vermutlich auf karbonatreiche quartäre Grundwässer zurück die bevorzugt in den gröber klastischen Sedimenten zirkulierten. Im oberen Abschnitt der Geröllsandserie folgen erneut sandig dominierte Sedimentserien. Hier ist vor allem das Zurücktreten planar schräggeschichteter Barren zugunsten flachwinkliger Epsilon-Schrägschichtungseinheiten auffällig. Möglicherweise vollzieht sich in diesen Abschnitten der Geröllsandserie der allmähliche Wechsel zum nachfolgenden mäandrierenden Flusssystem der Oberen Serie.

Obere Serie

Aufgrund der Architekturelement-Analyse können die Ablagerungen der Oberen Serie einem feinklastischen mäandrierenden Flusssystem (Miall 1985, 1996) zugeordnet werden (Abb. 20). Der Ablagerungsraum ähnelt dem Milieu zur Zeit der Limnischen Unteren Serie. An Architekturelementen können Mäanderrinnen, Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Deichbruch-Rinnen und Überschwemmungsebenen unterschieden werden. Unseren Untersuchungen zufolge zeigt die Abfolge der Oberen Serie ein vertikal aggradierendes fluviales Faziesmuster analog zur Limnischen Unteren Serie. Der größte Teil der Oberen Serie wird von unterschiedlich mächtigen Gleithang-Sequenzen gebildet, die aus Suspensionsfracht- und Mischfracht-Rinnen mit dazugehörigen Ablagerungen der Überflutungsfläche bestehen. Dazwischen schalten sich Abschnittsweise geringmächtige Ablagerungen von Deichbruch-Fächern ein. Wie zur Zeit der Limnischen Unteren Serie lassen sich die unterschiedliche Entwicklungen der Mäanderrinnen möglicherweise durch Schwankungen der Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet erklären. Die Suspensionsfracht-Mäander entstanden bei geringerer Wasserführung, während die Mischfracht-Mäander eine höhere Wasserführung im Ablagerungsraum widerspiegeln. Die selten zwischen geschalteten Deichbruchfächer-Serien lassen sich unserer Meinung nach ebenfalls auf eine unterschiedliche Wasserführung des fluvialen Systems zurückführen. Saisonale Hochwasser-Ereignisse verursachten Deichbrüche, die jedoch das mäandrierende System nicht destabilisierten.

6. Sequenzstratigraphische Interpretation

Der Übergang der Brackwassermolasse zur Oberen Süßwassermolasse ist gekennzeichnet von einer Reihe hochfrequenter Meeresspiegelschwankungen (Buchner 1998, Reichenbacher et al. 1998). Aufgrund des flachen Reliefs entlang der Beckenachse kann der Meeresspiegel zu Beginn der Oberen Süßwassermolasse mit dem sequenzstratigraphischen Baselevel (Richards 1996, van Heijst & Postma 2001, Howell & Flint 2003) gleichgesetzt werden. Nach Dalrymple et al. (1998) und Howell & Flint (2003) besteht ein direkter Zusammenhang zwischen Meeresspiegelschwankungen und ihrem

Einfluss auf die Sedimentation in Vorlandbecken. Zweigel (1998) führt entsprechend die Sequenzgrenzen in der gesamten Abfolge der Nordalpinen Molasse-Ablagerungen hauptsächlich auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurück. Ihrer Meinung nach überwiegt der Einfluss der Meeresspiegelschwankungen gegenüber der Bedeutung anderer steuernder Parameter, wie Subsidenz- und Sedimentraten. Nach Lemcke (1984), Jin et al. (1995) und Zweigel (1998), machen sich Transgressionen und Regressionen in den Molassesedimenten deutlich bemerkbar, wie beispielsweise die Regression vor 30 Millionen Jahren, die von der marinen Unteren Meeresmolasse zur terrestrischen Unteren Süßwassermolasse überleitete. Kuhlemann & Kempf (2002) führen die Faziesverteilung im Nordalpinen Vorlandbecken dagegen ausschließlich auf tektonische Prozesse im alpinen Orogen zurück. Nach Schlunegger et al. (1997) ist die Entwicklung des Vorlandbeckens während der Zeit der Oberen Meeresmolasse ebenfalls hauptsächlich über die tektonische Subsidenz und das Sedimentangebot gesteuert. Für den Übergang der Oberen Meeresmolasse zur Brackwassermolasse vor etwa 18 Millionen Jahren kann ihrer Meinung nach jedoch ein kurzzeitiger eustatischer Meeresspiegel-Rückgang von über 50 m verantwortlich gemacht werden. In den Bohrungen Dietenheim, Bubesheim, Buttenwiesen II, Donauwörth und Thierhaupten sind an der Basis der Limnischen Unteren Serie bis zu 1 m mächtige Köhlefloze entwickelt (Abb. 21). Die Bohrungen Günzburg, Offingen und Meitingen enthalten in diesem Abschnitt der Limnischen Unteren Serie stark humose Horizonte. In der Nähe eines marinen Umfelds können Kohlefloze im fluvialen Milieu als Anzeiger der maximalen Flutungsfäche am Ende einer transgressiven Phase gedeutet werden (Wright & Marriott 1993, Miall 1996). Die im Liegenden der Limnischen Unteren Serie anstehenden Äquivalente der brackischen Kirchberger-Schichten könnten demnach als transgressive Bildungen, die Kohlefloze als maximale Flutungsfäche der Paratethys interpretiert werden. Die Sequenz der Limnischen Unteren Serie ist gekennzeichnet von einem vertikal aggradierenden Faziesmuster (Ethridge et al. 1998) in dem feinklastische Ablagerungen der Überschwemmungsebene über 80 % des Gesamtvolumens einnehmen. Nach unseren sedimentologischen Ergebnissen können die Ablagerungen der Limnischen Untere Serie als Bildungen eines Meeresspiegel-Hochstands bei stetiger Subsidenz im Molassebecken interpretiert werden. Durch die Subsidenz im Molassebecken entstand Akkomodationsraum, der durch das vertikal aggradierende Flusssystem der Limnischen Unteren Serie aufgefüllt wurde. Der oberste Abschnitt der klastischen Abfolge ist gekennzeichnet von Deichbruchfächer-Ablagerungen und Deichbruchrinnen-Sedimenten, die eine zunehmende Rinnenverlagerung (Ethridge et al. 1998) dokumentieren. Generell weist eine ansteigende Verlagerung von Fließrinnen durch Deichbrüche auf eine wachsende Aggradationsrate in den Fließrinnen hin (Bryant et al. 1995). Der Anstieg der Sedimentablagerung kann nach Bridge (2003) auf einen Klimawechsel im Hinterland, die tektonische Aktivität im Hinterland oder im Vorlandbecken sowie auf einen fallenden Baselevel zurückgeführt werden. Allerdings kann im Falle der Limnischen Unteren Serie in den fossilen Böden keine Änderung des bestehenden Cfa-Klimas (Heissig 1989) nachvollzogen werden. Nach Böhme (2003) kann in Zentraleuropa für die Zeitabschnitte von 16,3 bis 15,7 und 14,7 bis 14,5 Millionen Jahren eine ansteigende Saisonalität im Niederschlag beobachtet werden. Da die Sedimentverfügbarkeit im Vorlandbecken vor allem von den klimatischen Veränderungen im Hinterland abhängt (Bridge 2003), können diese Auswirkungen auf das fluviale System allerdings nur schwer eingeschätzt werden.

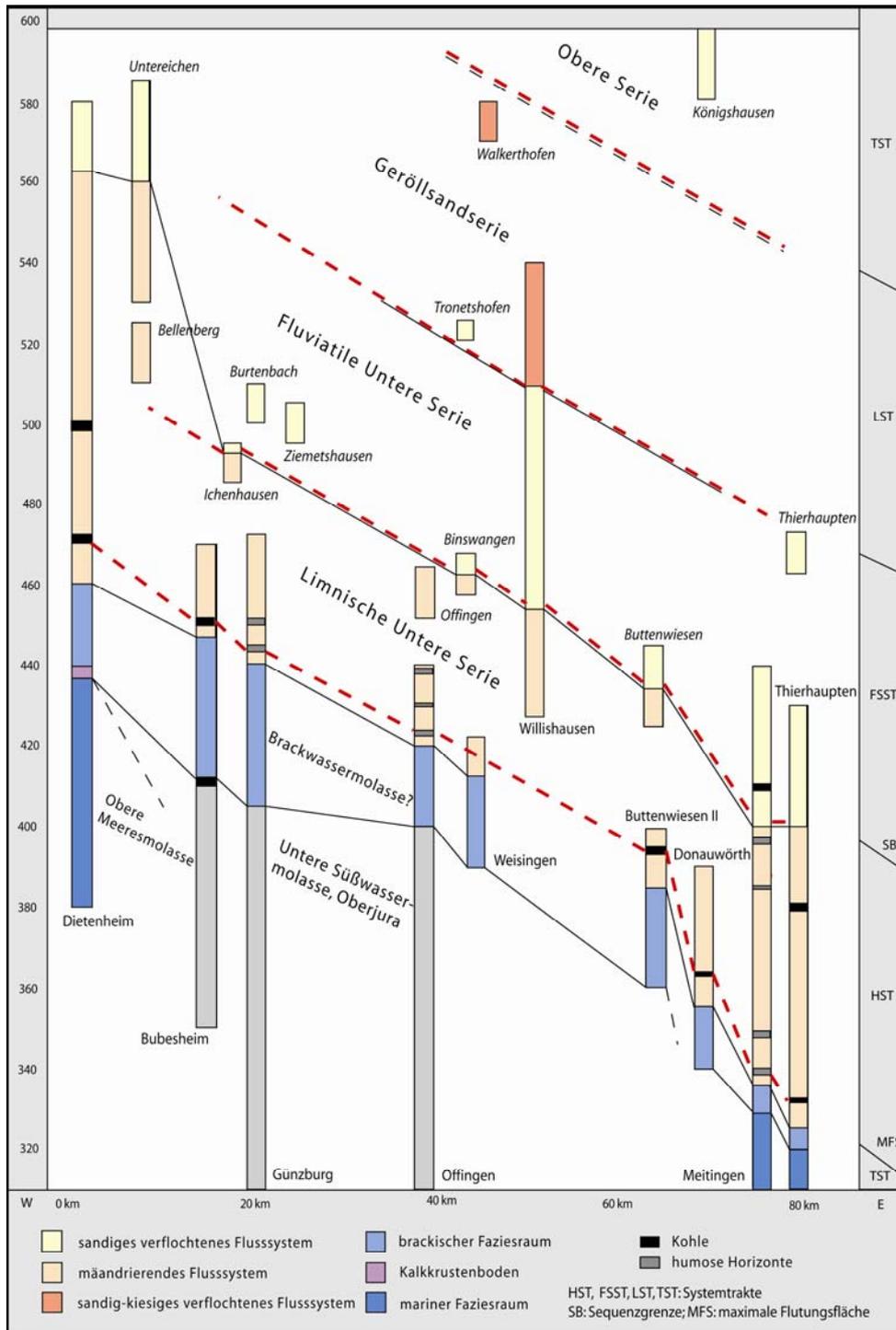


Abb. 21: Sequenzstratigraphische Interpretation von Bohrungen und Aufschlüssen (kursiv) der Oberen Süßwassermolasse in Bayerisch Schwaben (geographische Position der Lokalitäten in etwa W-E). Schwarze Linien stellen lithostratigraphische und sequenzstratigraphische Grenzen, rote Linien vermutete chronostratigraphische Grenzen dar. Das Einfallen der Grenzlinien nach Osten ist auf die stärkere Heraushebung des westlichen Teils des süddeutschen Molassebeckens zurückzuführen; zusätzlich sind Störungen am Versatz beteiligt.

Fig. 21: Sequencestratigraphic interpretation of drillings and outcrops (italic) of the Upper Freshwater Molasse in the area of Bayerisch Schwaben (position of localities approximately W-E). Black lines represent lithostratigraphic borders; red lines represent sequencestratigraphic borders. The eastward dipping of borders is the result of preferable uplift of the western part of the North Alpine foreland basin and additionally the local influence of faulting.

Entgegen der fluvialen Entwicklung zurzeit der Oberen Süßwassermolasse wird von Kuhlemann & Kempf (2002) zwischen 17 und 11 Millionen Jahren eine Abnahme des Sedimentaustrags aus dem Molassebecken angenommen. Ihrer Meinung nach wurde in dieser Zeit aufgrund einer erhöhten Subsidenzrate die Hälfte des aus den Ostalpen gelieferten Sediments im zentralen Teil des Nordalpinen Vorlandbeckens abgelagert. Nach Aslan & Blum (1999), Ethridge et al. (1998) und Morozova & Smith (1999) stellt ein hoher Baselevel den wichtigsten Steuerungsfaktor bei der Flussverlagerung im Vorlandbecken aufgrund der ansteigenden Aggradationsrate dar. Der Grund für die Änderung im fluvialen Stil von mäandrierenden Flusssystemen der Limnischen Unteren Serie zu verflochtenen Flusssystemen der Fluviatilen Unteren Serie kann möglicherweise im Übergang vom Meeresspiegel-Hochstand zur regressiven Phase der Paratethys gesehen werden. Die Regression überwog zu dieser Zeit wahrscheinlich die Subsidenz im Molassebecken, wodurch sich die klastischen Faziesgürtel nach Westen vorbauten und die Fluviatile Untere Serie in Bayerisch Schwaben abgelagert wurde (Abb. 20). Die Ablagerungen der Fluviatilen Unteren Serie sowie der nachfolgenden Geröllsandserie sind gekennzeichnet von zahlreichen Erosionsphasen mit Aufarbeitungen im fluvialen System. Die Ablagerungen grobklastischer Rinnen im mittleren Abschnitt der Geröllsandserie könnten schließlich Sedimente des folgenden Meeresspiegel-Tiefstand oder eines tiefen Baselevels darstellen. Der aus der Fluviatilen Unteren Serie fortgesetzte regressiv Trend findet unserer Meinung nach seinen Höhepunkt in den mittleren Abschnitten der Geröllsandserie. Bereits im oberen Abschnitt der Geröllsandserie kommt es zu einer Abnahme der Fließenergie im Flusssystem, die sich in feinkörnigen Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems widerspiegelt. Der nun langsam ansteigende Meeresspiegel führte wahrscheinlich dazu, dass die Strömungsenergie des fluvialen Systems und damit die Korngröße des abgelagerten Sediments im Arbeitsgebiet erneut abnahmen. Das Top der Geröllsandserie kann mit dem Beginn eines Baselevel-Anstiegs in Verbindung gebracht werden, in dessen weiteren Verlauf die Ablagerungen der Oberen Serie abgelagert wurden.

Die Schichtfolge der Oberen Süßwassermolasse umfasst im Arbeitsgebiet eine Zeitspanne von etwa 5,6 Millionen Jahren (circa 17,3 bis 11,7 Mio a) (Doppler 1989, Doppler et al. 2000). Nach Reichenbacher (1989) lässt sich die biostratigraphische Grenze zwischen den Kirchberger-Schichten (Brackwassermolasse) und der Limnisch-Fluviatilen Unteren Serie (Obere Süßwassermolasse) aufgrund ungenügender Faunenfunde jedoch nur unsicher ziehen. Die einzigen bislang relativ datierten Schichten in diesem Übergangsbereich betreffen die obersten Abschnitte der Kirchberger-Schichten am Südrand der Graupensandrinne bei Illerkirchberg. Sie werden von Reichenbacher et al. (2004) auf ein biostratigraphisches Alter von 17,2 Millionen Jahren datiert. In der Zeit der Oberen Süßwassermolasse zeigt die eustatische Meeresspiegelkurve nach Haq et al. (1987, 1988) und Hardenbol et al. (1998) im Langzeittrend 1. und 2. Ordnung einen leichten Meeresspiegel-Rückgang. Der kurzfristige Trend ist gekennzeichnet von 5 Zyklen dritter Ordnung mit 4 Meeresspiegel-Hochständen und 4 Meeresspiegel-Tiefständen. Besonders markant sind zwei Transgressions-Regressions-Folgen mit einem Meeresspiegel-Anstieg bzw. -Rückgang von circa 80 m zwischen 16,8 und 16,2 sowie 15,8 und 15,3 Millionen Jahren. Nach der biostratigraphischen Einstufung von Reichenbacher et al. (2004) könnte die Limnische Untere Serie, welche auf die Kirchberger-Schichten im Illertal folgt, in eine Zeit des Meeresspiegel-Hochstands ab 17,3 Millionen Jahren fallen. Dies wäre

unseren Untersuchungen zufolge möglich, wenn ein Hiatus (Böhme et al. 2001) zwischen der Ablagerung der Limnischen und der Fluviatilen Unteren Serie von etwa 1,5 Millionen Jahren angenommen wird. In diesem Fall wäre zu erwarten, dass größere Abschnitte des mäandrierenden Flusssystemes der Limnischen Unteren Serie erosiv entfernt wurden. Die Zunahme der Deichbruch-Ablagerungen zum Top der Limnischen Unteren Serie hin wäre dieser Interpretation zufolge auf einen mehr oder weniger zufälligen Anschnitt der Ablagerungen im Gelände zurückzuführen. Nach der eustatischen Meeresspiegelkurve (Haq et al. 1987, 1988; Hardenbol et al. 1998; Abreu & Anderson 1998) ist bei 17,2 Millionen Jahren allerdings ein kurzzeitiger Anstieg und nachfolgend ein deutlichen Rückgang im Schwankungsbereich von etwa 80 m zu vermerken, wobei letzterer in den vorliegenden Sequenzen nicht nachvollzogen werden kann.

Aus unserer sedimentologisch-sequenzstratigraphischen Interpretation kann die fluviale Abfolge der Oberen Süßwassermolasse nur mit der eustatischen Meeresspiegelkurve nach Haq et al. (1987, 1988), Hardenbol et al. (1998) und Abreu & Anderson (1998) in Einklang gebracht werden, wenn der Beginn der Ablagerung in die zweite Transgressions-Regressionenphase vor 15,4 bis 13,2 Millionen Jahren fällt (Abb. 22). Die Limnische Untere Serie wäre demnach in der Zeit zwischen 15,2 bis 14,6 Millionen Jahren abgelagert worden.

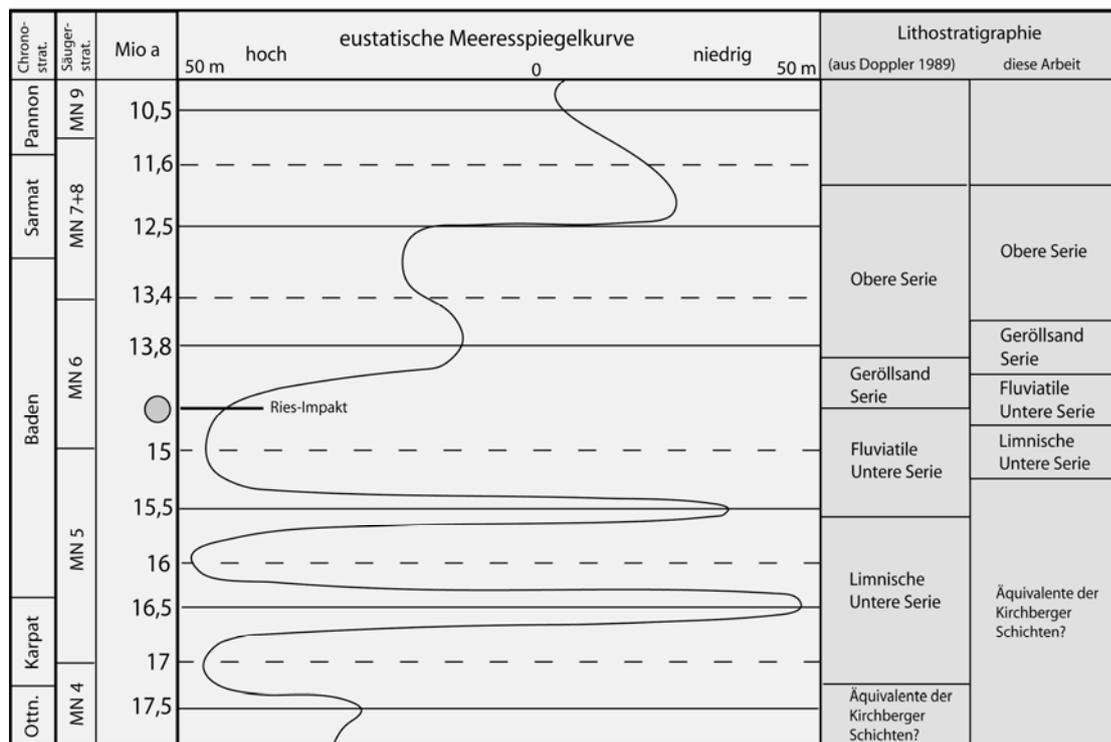


Abb. 22: Ausschnitt aus der eustatischen Meeresspiegelkurve aus Haq et al. (1987, 1988), Hardenbol et al. (1998) und Abreu & Anderson (1998) zurzeit der Brackwassermolasse und der Oberen Süßwassermolasse (Chronostratigraphie und Säugerstratigraphie aus Doppler et al. 2000). Durchgezogene Linien entsprechen den Altern von Sequenzgrenzen, gestrichelte Linien den Altern von Downlap-Oberflächen (Hardenbol et al. 1998).

Fig. 22: Section from the eustatic sealevel-curve (after Haq et al. 1987, 1988, Hardenbol et al. 1998; Abreu & Anderson 1998) including the time of the Brackish Water Molasse and the Upper Freshwater Molasse (chronostratigraphy and mammal stratigraphy after Doppler et al. 2000). Drawn through lines represent sequence boundary ages; dashed lines represent downlap surface ages (Hardenbol et al. 1998).

Die Sedimentation der Fluviatilen Unteren Serie und der Geröllsandserie könnte während der nachfolgenden Regression stattgefunden haben. Die Obere Serie wäre nach dieser Interpretation in der darauf folgenden transgressiven Phase ab 13,6 Millionen Jahren abgelagert worden. Bei dieser Interpretation stünde für die Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse ein Zeitraum von über zwei Millionen Jahren zur Verfügung. Eine Ablagerung der gesamten Oberen Süßwassermolasse im Zeitraum zwischen 17,2 und 11,7 Millionen Jahren ist bei einer rein sequenzstratigraphischen Betrachtung unwahrscheinlich.

7. Schlussfolgerungen

1. Die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse können anhand unserer Lithofazies-Analyse in Architekturelemente unterteilt werden. Ablagerungen der Rinnenfazies bestehen aus Bodenfracht-, Mischfracht- und Suspensionsfracht-Rinnen, sowie aus Altarm-Rinnen, sandigen und kiesigen Barren. Bei den Sedimenten der Überflutungsfläche lassen sich Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Überschwemmungsebenen und Deichbruch-Rinnen unterscheiden.
2. Sedimentologisch lassen sich die lithostratigraphischen Einheiten der Oberen Süßwassermolasse verschiedenen fluvialen Systemen zuordnen. Die Limnische Untere Serie wurde von einem feinklastischen mäandrierenden Flusssystem, die Fluviatile Untere Serie von einem sandigen verflochtenen Flusssystem geschüttet. Die Geröllsandserie wird von Ablagerungen eines sandig-kiesigen verflochtenen Flusssystem, die Obere Serie ähnlich der Limnischen Unteren Serie von den Ablagerungen eines feinklastischen mäandrierenden Flusssystems aufgebaut.
3. Die Abfolge der Limnischen Unteren Serie kann aufgrund unserer sedimentologischen und sequenzstratigraphischen Ergebnisse als Produkt eines eustatischen Meeresspiegel-Hochstands interpretiert werden. Kohlige Lagen an der Basis der Limnischen Unteren Serie interpretieren wir als Bildungen der maximalen Flutungsfäche. Die im Hangenden folgende Fluviatile Untere Serie weist aufgrund der Geometrie ihres lateral verzweigten Rinnensystems auf die Ablagerung in der nachfolgenden regressiven Phase hin. Die Geröllsandserie enthält die größten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse im Arbeitsgebiet. Sie kann möglicherweise als Tiefstand-Ablagerung interpretiert werden. Die Obere Serie enthält Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems, das sich wahrscheinlich in der nachfolgenden transgressiven Phase gebildet hatte.
4. Eine Ablagerung der gesamten Oberen Süßwassermolasse im Zeitraum zwischen 17,3 und 11,7 Millionen Jahren ist bei einer rein sequenzstratigraphischen Betrachtung unwahrscheinlich. In den Sedimentserien gibt es keine Hinweise auf den Einfluss ausgeprägter Meeresspiegelschwankungen, wie sie beispielsweise zwischen 17,4 und 15,4 Millionen Jahren stattgefunden haben.

Danksagung

Der Wiest GmbH & Co. KG (Ziegelwerk Bellenberg, Illertal) danken wir für die Möglichkeit in den Sand- und Tongruben zu arbeiten. Herrn Dr. Gerhard Doppler vom Bayerischen Geologischen Landesamt (GLA) möchten wir für verschiedene Informationen und wertvolle Auskünfte danken. Für einige hilfreiche Anmerkungen im Gelände danken wir Herrn Prof. Dr. Umakant Shukla. Wir bedanken uns weiterhin beim Landesamt für Geologie und Rohstoffe Baden-Württemberg (LGRB) das uns eine Reihe von Bohrdaten zu Verfügung gestellt hat. Für stete Diskussionsbereitschaft danken wir unserem Kollegen Herrn Dr. Michael Reyle. Herrn Prof. Dr. Hartmut Seyfried danken wir für die Durchsicht des Manuskripts und hilfreiche Anmerkungen. Wir danken zudem Herrn Prof. Dr. Werner E. Piller und einem weiteren anonymen Gutachter für viele hilfreiche Anmerkungen und Kommentare.

Literatur

- Abreu, V.S. & Anderson, J.B. (1998): Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. - AAPG Bull., 82(7): 1385-1400, Tulsa.
- Abele, G., Fuchs, B. & Stephan, W. (1955): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000, 102 S.; München (GLA).
- Allen, J.R.L. (1978): Polymodal dune assemblages: an interpretation in terms of dune creation-destruction in periodic flows. - Sedimentary Geology, 20: 17-28, Tulsa.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (1990): Basin Analysis. - 451 S., Oxford (Blackwell).
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (2004): Basin Analysis. - 480 S., Oxford (Blackwell).
- Aslan, A. & Blum, M.D. (1999): Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. - In: Smith, N.D. & Rogers, J. (eds): Fluvial Sedimentology VI. – Intern. Ass. of Sed. Spec. Pub., 28: 193-209, Oxford (Blackwell Science).
- Bachmann, G. H. & Müller, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. - Eclogae Geologicae Helvetiae, 85(3): 519-530, Basel.
- Becker-Haumann, R., Aktas, A. & Brunnacker, K. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebietes 1:100 000. - Geologica Bavarica, 106: 109-228, München.
- Böhme, M. (2003): The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 195: 389-401, Amsterdam-London (Elsevier).
- Böhme, M., Gregor, H.-J. & Heissig, K. (2001): The Ries- and Steinheim meteorite impacts and their effect on environmental conditions in time and space. - In: Buffetaut, E. & Koeberl, C. (Eds.): Geological and Biological Effects of Impact Events: 215-235, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Bridge, J.S. (2003): Rivers and Floodplains. – 491 S., Oxford (Blackwell).
- Buchner, E. (1998): Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Ries-Impakt. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 80: 399-459, Stuttgart.
- Buchner, E., Seyfried, H. & Boogaard, P.v.d. (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles

- in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). - *Int. J. Earth Sci.*, 92: 1-6, Berlin-Heidelberg (Springer).
- Dalrymple, M., Prosser, J. & Williams, B. (1998): A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Staffjard formation (United Kingdom, northern North Sea. – *SEPM Spec. Pub.*, 59: 65-81, Tulsa.
- Dehm, R. (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. - *N. Jb. Geo. Paläont., Mh.*, 151(B): 140-152, Stuttgart.
- Dehm, R. (1955): Die Säugetierfauna in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. - 102 S., München (GLA).
- Doppler, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandsmolasse in Bayerisch-Schwaben. - *Geologica Bavarica*, 94: 83-133, München.
- Doppler, G. & Schwerd, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse. – In: *Geol. Karte von Bayern 1:500 000*. - 329 S., München.
- Doppler, G., Pürner, T. & Seidel, M. (2000): Zur Gliederung und Kartierung der bayrischen Vorlandmolasse. – *Geologica Bavarica*, 105: 217-241, München.
- Ethridge, F.G., Wood, L.J. & Schumm, S.A. (1998): Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems and perspectives. – *SEPM Spec. Pub.*, 59: 17-30, Tulsa.
- Fahlbusch, V. (1981): Miozän und Pliozän - Was ist das? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 21: 121-127, München.
- Füchtbauer, H. (1954): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. - *Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr.*, 4: 26-53, Heidelberg.
- Galloway, W.E. (1981): Depositional architecture of Cenozoic gulf coastal plain fluvial systems. – In: F.G. Etheridge and R.M. Flores (eds.): *Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration*. - *SEPM Spec. Pub.*, 31: 127-156, Tulsa.
- Galloway W. E., & Hobday K. D. (1983): *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. - 423 S., New York (Springer).
- Gentner, W., Lippolt, H. & Schaeffer, O.A. (1963): Argonbestimmungen an Kaliummineralien-XI. Die Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 191-200; Amsterdam-London (Elsevier).
- Gregor, H.-J., M. Hottenrott, Knobloch, E. & Planderova, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. - *Geologica Bavarica*, 94: 281–369, München.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea-Levels since the Triassic. – *Science*, 235: 1156-1167, Washington.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-level Change. – In: C.K. Wilgus et al. (eds): *Sea-Level changes: an integrated approach*: *SEPM Spec. Pub.*, 42: 71-108, Tulsa.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, Th., de Graciansky, P.C., & Vail, P.R. (1998): Appendix to Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European

- basins. – In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P.R., (eds.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. - SEPM Spec. Pub., 60: 763–781, Tulsa.
- Heijst van, M. & Postma, G. (2001): Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. – Basin Research, 13: 269-292, Oxford (Blackwell).
- Heissig, K. (1986): No effect of the Ries impact event on the local mammal fauna. - Modern Geol. Jb., 10: 171–179, London.
- Heissig, K. (1989): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der mittleren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. - Geologica Bavarica, 94: 239-257, München.
- Heissig, K. (1997): Mammal faunas intermediate between the reference faunas of MN4 and MN6 from the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. - Mem. et Trav. EPHE, Inst. Montpellier, No 21: 537-546, Montpellier.
- Hofmann, F. (1976): Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schaffhausen seit dem Ende der Jurazeit. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol. -Geol. u. -Ing., 42(102): 1-16, Basel.
- Howell, J.A. & Flint, S.S. (2003): Tectonic setting, stratigraphy and sedimentology of the Book Cliffs. – In: Coe, A.L. (eds): The sedimentary Record of Sea-Level Change. - 288 S., Cambridge.
- Jerz, H. & Wagner, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7927 Amendingen. - 131 S, München (GLA).
- Jin, J., Aigner, T., Luterbacher, H.P., Bachmann, G.H. & Müller, M. (1995): Sequence stratigraphy and depositional history in the south-eastern German Molasse Basin. - Marine and Petroleum Geology, 12: 929-940, Amsterdam-London (Elsevier).
- Kuhlemann, J. & Kempf, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sediment. Geol., 152: 45-78.
- Laurenzi, M. A., Bigazzi, G., Balestrieri, M.L. & Bouška, V. (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of the Central European tektite-producing impact event. - Meteoritics and Planetary Science, 38(6): 887-893, Tucson.
- Lemcke, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. - Geol. Rundschau, 73(1): 371-397, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Lemcke, K. (1988): Geologie von Bayern I. Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit; Erdgeschichte-Bau-Bodenschätze. - 175 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Lemcke, K., v. Engelhardt, W. & Füchtbauer, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. - Beih. Geol. Jb., 11: 1-182, Hannover.
- Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – Earth Sci. Rev., 22: 261-308, Amsterdam.
- Miall, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. - 582 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Morozova, G.S. & Smith, N.D. (1999): Holocene avulsion history of the lower Saskatchewan fluvial system, Cumberland Marshes, Saskatchewan-Manitoba, Canada. - In: Smith, N.D. & Rogers,

- J. (eds): *Fluvial Sedimentology VI.* – Intern. Ass. of Sed. Spec. Pub., 28: 231-249, Oxford (Blackwell Science).
- Penck, A. & Brückner, E. (1901/1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.* - 393 S., Leipzig (Tauchnitz).
- Reichenbacher, B. (1989): *Feinstratigraphische Gliederung der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm.* - *Geologica Bavarica*, 94: 135-177, München.
- Reichenbacher, B., Böttcher, R., Bracher, H., Doppler, G., von Engelhardt, O., Gregor, H.- J., Heissig, K., Heizmann, E. P. J., Hofmann, F., Kälin, D., Lemcke, K., Luterbacher, H., Martini, E., Pfeil, F., Reiff, W., Schreiner, A. & Steininger, F. F. (1998): *Graupensandrinne – Ries-Impakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland).* – *Z. dt. geol. Ges.*, 149(1): 127–169, 9Abb.; Stuttgart.
- Reichenbacher, B. (1999): *Preliminary otolith-zonation in continental Tertiary deposits of the Paratethys and adjacent areas.* - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 214(3): 375-390, Stuttgart.
- Reichenbacher, B., Böhme, M., Heissig, K., Prieto, J. & Kossler, A. (2004): *New approach to assess biostratigraphy, palaeoecology and past climate in the South German Molasse Basin during the Early Miocene (Ottangian, Karpat).* - 249 S., Frankfurt (Cour. Forsch. Inst. Senckenberg).
- Richards, M.T. (1996): *Fluvial systems.* - In: Emery, D. & Myers, K.J. (eds): *Sequence stratigraphy.* - 297 S., Oxford (Blackwell).
- Rögl, F. & Steininger, F. F. (1983): *Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes.* - *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85(A): 135-163, Wien.
- Scheuenpflug, L. (1980): *Neue Funde ortsfremder Weißjuragesteine in Horizonten der südbayerischen miozänen Oberen Süßwassermolasse um Augsburg (Ein Beitrag zum Problem der Reuterschen Blöcke).* - *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, 62. (N.F): 131-142, Stuttgart.
- Schlunegger, F., Leu, W. & Matter, A. (1997): *Sedimentary Sequences, Seismic Facies, Subsidence Analysis, and Evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, Central Switzerland.* – *AAPG Bull.*, 81(7): 1185-1207, Boulder.
- Schumm, S.A. (1963): *The disparity between present rates of denudation and orogeny.* – *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 454: 1-13.
- Schumm, S.A. (1977): *The Fluvial System.* - 338 S., New York (Wiley).
- Schumm, S.A. (1981): *Evolution and response of the fluvial system: sedimentologic implications.* – *SEPM Spec. Pub.*, 31: 19-29, Tulsa.
- Schwarz, W. H. & Lippolt, H. J. (2002): *Coeval argon-40/argon-39 ages of moldavites from the Bohemian and Lusatian strewn fields.* – *Meteoritics and Planetary Science*, 37: 1757-1763, Tucson.
- Stähle, V. (1972): *Impact glasses from the suevite of the Nördlinger Ries.* - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17: 275-293, Amsterdam (Elsevier).
- Staudacher, T., Jessberger, E., Dominik, B., Kirsten, T. & Schaeffer, O.A. (1982): *40Ar-39Ar Ages of rocks and glasses from the Nördlinger Ries crater and the*

- temperature history of impact breccias. - J. Geophys. Res., 51: 1-11, Washington.
- Unger, H. J. (1983): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. - Geol. Jb., A 67: 5-35, Stuttgart.
- Unger, H. J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. - Geologica Bavarica, 94: 195-237, München.
- Wright, V.P. & Marriott, S.B. (1993): The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. – Sediment. Geol., 86: 203-210, Amsterdam (Elsevier).
- Zweigel, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill: sequence stratigraphy, subsidence analysis, stratigraphic modelling and reservoir modelling applied to the German Molasse Basin. – Contributions to Sedimentary Geology, 20: 1-140, Stuttgart.

Rekonstruktion fluvialer Architekturelemente mäandrierender Flusssysteme mittels Paläoböden (Obere Süßwassermolasse, Nordalpines Vorlandbecken SW-Deutschland)

Identification of fluvial architectural elements of meandering systems by paleosols (Upper Freshwater Molasse, North Alpine Foreland Basin, SW-Germany)

Holger Maurer & Elmar Buchner

Universität Stuttgart, Institut für Geologie, Herdweg 51, 70174 Stuttgart

holger.maurer@geologie.uni-stuttgart.de

elmar.buchner@geologie.uni-stuttgart.de

Zusammenfassung

Die miozäne Obere Süßwassermolasse im südwestdeutschen Teil des Nordalpinen Vorlandbeckens enthält eine mächtige klastische Abfolge aus Ablagerungen mäandrierender und verflochtener Flusssysteme. In die Sedimentsequenzen der mäandrierenden Flusssysteme sind zahlreiche Paläoböden eingeschaltet. Aufgrund ihrer pedogenen Merkmale und Gefüge können die fossilen Böden überwiegend als hydromorphe Böden angesprochen werden. Neben Grundwasserböden wie Gleyen, Ramblas und Paternias können auch terrestrische Böden wie Pseudogleye, Parabraunerden und Podsole klassifiziert werden. Die Pedogenese ist in erster Linie vom klastischen Eintrag aus den Fließrinnen in die Überschwemmungsebene abhängig. Mit zunehmender Entfernung von den aktiven Kanälen steigt der Grad der Bodenentwicklung im Ablagerungsraum an. Die am höchsten entwickelten Paläoböden in Form von Parabraunerden, Pseudogleyen, Gleyen und Podsolon finden sich dementsprechend in der distalsten Fazies der Überschwemmungsebene. Zusätzlich zeigen unsere Untersuchungen, dass ein direkter Zusammenhang zwischen fluvialen Architekturelementen und der Entwicklung spezifischer Bodenklassen besteht. Im Bereich der Naturdeiche sind überwiegend Auenpaläoböden (Ramblas, Paternias) und Pseudogleye ausgebildet, wobei sich letztere auch auf gut geschichteten Ablagerungen der Überschwemmungsebene entwickeln können. Podsole sind hauptsächlich an sandige Deichbruch-Ablagerungen gebunden. Parabraunerden können sich auf Ablagerungen der distalen Überschwemmungsebene oder auf siltigen Sedimenten von Deichbruch-Fächern bilden. In morphologischen Senken der Überschwemmungsebene entwickeln sich die fossilen Böden überwiegend als Gleye. Die häufig beobachtete Podsolierung und Lessivierung beziehungsweise Pseudovergleyung der Paläoböden deutet auf ein jahreszeitlich akzentuiertes Klima zur Zeit der Bodenbildungen hin. Dabei wurden Perioden mit hohen Niederschlagsmengen von längeren Trockenphasen unterbrochen.

Abstract

In the south-western part of the North Alpine Foreland Basin the Miocene Upper Freshwater Molasse consists of channel deposits and fine-clastic sediments belonging to a widespread alluvial plain. The sedimentary sequences of the meandering fluvial system include numerous paleosols. On the basis of their pedogen characteristics and

structures these soils can mainly be interpreted as hydromorphic paleosols. In addition to typical groundwater-soils (e.g., Gley, Rambla and Paternia), terrestrial soils (e.g., Pseudogley, Parabraunerde and Podsol) can be classified. The maturity of the paleosols in the floodplain is dominated by clastic input from adjacent channels. In immediate proximity to the active channels, meadow developed paleosols are predominant, formed as Rambla-, Paternia- as well as Pseudogley-soils. In the morphologically lower sections of the floodplain, the fossil soils are predominately developed as Gleysols. With increasing distance to the active channels, the degree of soil development ascends in the depositional area of the meandering systems. Additionally, the highest developed paleosols are located in the distal facies of the floodplain. Our investigations lead to the assumption that the development of specific types of paleosols is directly connected with fluvial architectural elements. Alluvial soils (e.g., Rambla, Paternia) and Pseudogley-paleosols, respectively, are mainly linked to levee deposits. The development of Podsol-paleosols is restricted to crevasse splay deposits. Parabraunerde-paleosols generally form on fine-grained crevasse splay deposits and floodplain fines. Gleysols are not limited to specific fluvial architectural elements but mainly develop in morphological depressions in the floodplain. Leaching, bleaching and mottling of paleosols indicate moderate to high precipitation rates. Pseudogley-paleosols additionally point to an intensive seasonality with respect to the Miocene palaeoclimate.

Schlüsselworte: Paläoböden, Obere Süßwassermolasse, mäandrierende Flusssysteme, Miozän

Keywords: Paleosols, Upper Freshwater Molasse, meandering fluvial systems, Miocene

1. Einleitung

Die sedimentäre Abfolge im Nordalpinen Vorlandbecken (Molassebecken) wurde vom späten Eozän (~ 34 Mio a) bis ins späte Miozän (~ 11 Mio a) in zwei großen Transgressions-Regressions-Folgen abgelagert (Bachmann & Müller 1992, Zweigel 1998). Die erste Folge umfasst die Untere Meeresmolasse (UMM) und die Untere Süßwassermolasse (USM), die zweite Folge die Obere Meeresmolasse (OMM) und die Obere Süßwassermolasse (OSM). Die klastische Sequenz des nordalpinen Vorlandbeckens enthält Paläoböden die in fluviale Sedimentabfolgen eingeschaltete sind (Keller 1992, Platt & Keller 1992, Schmid 2000). In der Oberen Süßwassermolasse sind die fossilen Böden überwiegend an feinklastische Ablagerungen mäandrierender Flusssysteme gebunden, die in Südwestdeutschland mit den Sedimentabfolgen der Limnischen Unteren Serie und der Oberen Serie aufgeschlossen sind (Doppler 1989, Doppler et al. 2000, Maurer & Buchner 2007). Im Hinblick auf die Entwicklung von Vorlandbecken spielen Paläoböden in fluvialen Sequenzen für die Interpretation endogener und exogener Kontrollen eine wichtige Rolle (Bown & Kraus 1981, 1987, Retallack 1983, Wright 1986, Kraus 1987, Platt & Keller 1992, Bridge 2003). Die Pedogenese wird vor allem von den Faktoren Zeit, Ausgangssubstrat, Klima, Sedimentakkumulationsraten, Grundwasser-Beschaffenheit und Vegetation gesteuert (Retallack 1983, 1988, 2001, Wright 1986, Bridge 2003). In feinklastischen fluvialen Abfolgen ist davon auszugehen, dass die Rahmenbedingungen für die Pedogenese zudem durch die Entfernung zu den sich verlagernden Fließrinnen dominiert werden (Bown & Kraus 1987, Retallack 1988, 2001). Mithilfe pedologischer und sedimentologischer Methoden wurden die Böden nach der deutschen Bodensystematik klassifiziert und in Anlehnung an Bown & Kraus (1987) nach ihrem Entwicklungsgrad in verschiedene Reifestadien unterteilt.

2. Paläoböden der Oberen Süßwassermolasse

Die Sedimentabfolgen der Limnischen Unteren Serie sowie der Oberen Serie setzen sich aus Fein- bis Mittelsanden, Silten und Tonmergeln zusammen. Fossile Böden sind in einem Abstand von 0,1 bis 2,5 m in die Sedimentsequenzen der mäandrierenden Flusssysteme eingeschaltet. Die Paläoböden wurden anhand optischer Analysen (Bodenfarbe, Bodengefüge, Bodenart, Bodenhorizonte), Gesteinsanschliffen und Gamma-Log-Messungen klassifiziert und in Anlehnung an Bown & Kraus (1987) nach ihrem Reifegrad in die Stadien-I bis -IV eingeteilt. Die Bezeichnung der Bodenhorizonte erfolgte nach dem deutschen Klassifikationssystem moderner Böden (Mückenhausen 1975, Kuntze et al. 1994, Scheffer & Schachtschabel 1998). Das Arbeitsgebiet umfasste die Aufschlüsse Offingen, Bellenberg, Untereichen und Königshausen in der Region Bayerisch-Schwaben (Abb. 1).

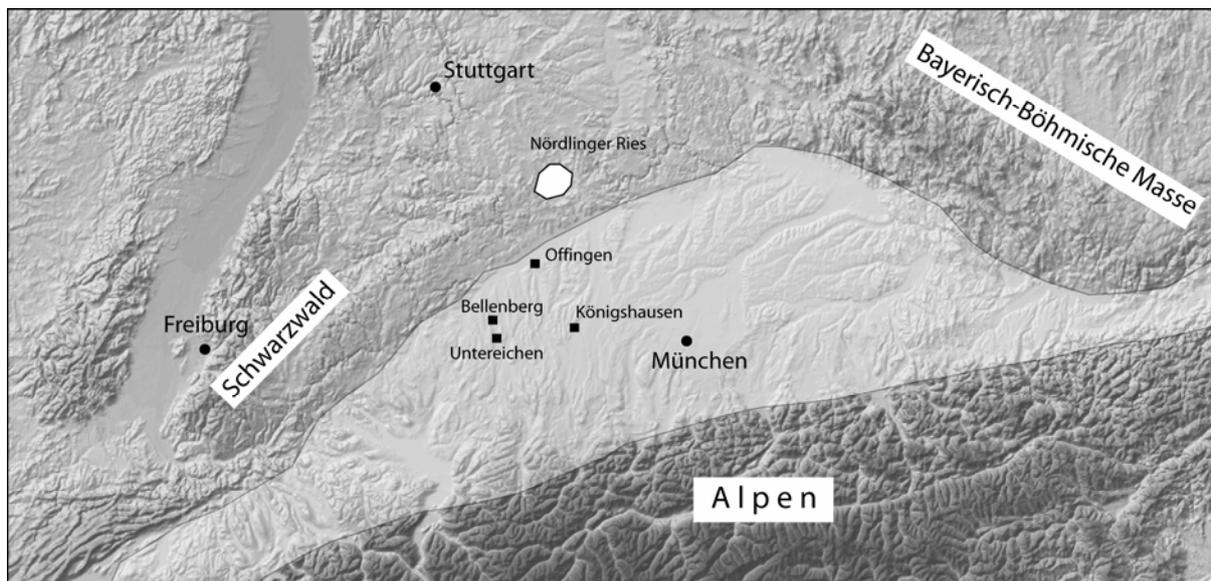


Abb. 1: Geographische Lage der untersuchten Lokalitäten Offingen, Königshausen, Bellenberg und Untereichen im Nordalpinen Vorlandbecken Süddeutschlands.

Fig. 1: Geographic position of studied localities (Offingen, Königshausen, Bellenberg and Untereichen) in the North Alpine Foreland Basin (SW-Germany).

Stadium-I

Die schwach entwickelten Paläoböden sind im Stadium-I vor allem an Ablagerungen proximaler Naturdeiche sowie an Deichbruchfächer-Ablagerungen gebunden. Die unreifen Böden weisen als typisches Merkmal eine gelb-rosa-graue Marmorierung mit häufigen Bioturbationsspuren (Grabspuren, Wurzelspuren) auf. Die unterschiedliche Färbung der marmorierten Horizonte ist vor allem auf verschiedene Redoxzustände der Eisen-Verbindungen Limonit, Goethit und Lepidokrokit zurückzuführen (Abb. 2). Aufgrund der proximalen Lage zu den Mäanderrinnen sind die Paläoböden oft unvollständig entwickelt. Nur in seltenen Fällen sind Überreste von erosiv gekappten A-Horizonten zu erkennen. Aufgrund der starken Bioturbation besteht das Makrogefüge der Bodenhorizonte überwiegend aus Subpolyedern. Die seltenen Polyedergefüge beschränken sich auf tonhaltige Abschnitte der Naturdeich-Ablagerungen. Manchmal können trotz Pedogenese primäre Sedimentationsgefüge wie kleindimensionierte Schrägschichtung oder Parallellamination beobachtet

werden. Die Gesamtmächtigkeit der Paläoböden beträgt in der Limnischen Unteren Serie und in der Oberen Serie im Stadium-I zwischen 15 und 40 cm. Nach der deutschen Bodensystematik können die Böden überwiegend als Ramblas, Paternias und Pseudogleye klassifiziert werden.

Stadium-II

Die Paläoböden sind im Stadium-II überwiegend in dm-mächtige Feinsand- und Silthorizonte distaler Naturdeich-Ablagerungen eingeschaltet. Untergeordnet können die Böden auch in Ablagerungen der proximalen Überschwemmungsebene und in Ablagerungen von Deichbruch-Fächern beobachtet werden. Im Stadium-II der Pedogenese nimmt die Färbungsintensität der marmorierten Bodenhorizonte stark zu (Abb. 3). In den meisten Paläoböden können zwei gut abgrenzbare Horizonte voneinander unterschieden werden. Der nur cm-mächtig entwickelte A-Horizont ist meistens als organischer Ah-Horizont ausgebildet und zeichnet sich durch eine schwarze bis hellgraue Färbung aus. Der B-Horizont kann häufig in einen dunkelroten oberen und einen hellroten unteren Abschnitt unterteilt werden. Bioturbation ist vor allem im oberen Teil des Bodenprofils sehr ausgeprägt. Im unteren B-Horizont, knapp oberhalb des nicht pedogen überprägten C-Horizonts, finden sich in einigen Bodenprofilen mm-große Kalkkonkretionen. Das makroskopische Bodengefüge im B-Horizont wird größtenteils von Polyedern und Subpolyedern von 2 bis 5 cm aufgebaut. Die meisten Bodenprofile weisen ein Ah/C-Abfolge auf. Manchmal können jedoch als B-Horizont wasserstauende marmorierte Sd- und darüber liegende wasserführende Sw-Horizonte entwickelt sein, die eine Pseudovergleyung anzeigen (Abb. 3). Die Paläoböden erreichen im Stadium II eine Mächtigkeit von 20 bis 50 cm und sind überwiegend als Paternias und Pseudogleye entwickelt.

Stadium-III

Die Paläoböden sind im Stadium-III überwiegend in dm-mächtige Feinsand- und Siltlagen der proximalen bis distalen Überflutungsfläche eingeschaltet. Zusätzlich spielen die Ablagerungen von Deichbruch-Fächern als Ausgangssubstrat für die Böden eine wichtige Rolle. Die Färbung der Paläoböden lässt im Stadium-III erstmals eine klare Abgrenzung der Bodenhorizonte A bis C zu. In den fluvialen Ablagerungen kann der 2 bis 10 cm mächtige A-Horizont oft in einen schwarzen organischen Ah- und einen dunkelgrauen Ae-Horizont unterteilt werden. Der Übergang vom A- zum B-Horizont ist farblich oft diffus ausgebildet und kann in den meisten Bodenprofilen nur aufgrund der zunehmenden Rotfärbung nachvollzogen werden. Im oberen B-Horizont ist oft ein hämatitreicher Bsh-Horizont entwickelt, der aufgrund seines organischen Anteils eine violette Färbung aufweist. Im tieferen Teil des Bodenprofils kann manchmal ein karbonatischer Bca-Horizont ausgebildet sein, der durch seine hellrote Färbung und mm-großen Kalkkonkretionen gekennzeichnet ist. In anderen Paläoböden des Stadiums-III kann der B-Horizont aufgrund seiner Farbe und den Eisenoxid-Ausblühungen auf den Aggregataußenseiten in einen oxidierten Go-Horizont und einen reduzierten Gr-Horizont gegliedert werden. Im Gegensatz dazu kann im B-Horizont mancher Bodenprofile ein marmorierter Sd-Horizont mit Fe-Anreicherung im Inneren der Aggregate entwickelt sein. Als allgemeiner Ausdruck der Fe-Verlagerung im Boden können im gesamten B-Horizont etwa 1 mm große Eisenoxid-Konkretionen beobachtet werden. In manchen Paläoböden des Stadiums-III lassen sich mithilfe des Gamma-Logs eine Tonverarmung im Al-Horizont und eine Tonanreicherung im Bt-

Horizont nachweisen. Die Tonanreicherung im B-Horizont ist makroskopisch und mikroskopisch an der Ausbildung von illuvialen Tonkutanen entlang von Klüften und Rissen und dem Vorkommen von polierten Tonflächen (Stresskutanen) zu erkennen (Abb. 4). Das Makrogefüge dieser Böden reicht von polyedrisch bis prismatisch. Die Mächtigkeit der Paläoboden-Profile erreicht im Stadium-III 25 bis 60 cm. Nach der deutschen Klassifikation entsprechen die Paläoböden überwiegend Pseudogleyen, Gleyen, Parabraunerden und Podsolen.

Stadium-IV

Stadium-IV-Paläoböden sind vor allem in Feinsande, Silte und Tonmergel der distalen Überschwemmungsebene eingeschaltet. Untergeordnet können sie jedoch auch in distalen Ablagerungen von Deichbruch-Fächern auftreten. Im Gegensatz zum Stadium-III sind die A- und B-Horizonte mächtiger ausgebildet und die Färbung der B-Horizonte intensiver. Die organischen Ah-Horizonte erreichen in diesem pedogenen Stadium 10 bis 30 cm, die B-Horizonte 30 bis 40 cm Mächtigkeit. Die organischen Ah-Horizonte sind dunkelgrau bis schwarz gefärbt und zeigen ein oft scharfkantig-polyedrisches Gefüge. Im unteren Abschnitt kann der A-Horizont aufgrund Sesquioxid-Bleichung und -Verlagerung graugrün gefärbt sein. Die ebenfalls aus dem A-Horizont ausgetragenen organischen Partikel geben dem hämatitreichen Bsh-Horizont im Liegenden häufig eine tiefviolette Färbung. Der untere Teil des B-Horizonts weist oft ein Kohärentgefüge auf, das an Ortsteinbildung moderner Böden erinnert. Aufgrund seines hohen Karbonatgehaltes kann dieser Bodenhorizont als Bca-Horizont beschrieben werden. In einigen Böden kann der A-Horizont aufgrund seiner Tonverarmung als Al-Horizont angesprochen werden. Durch die Verlagerung der Tonfraktion fällt der Al-Horizont deutlich gröber aus als in anderen Bodenprofilen. Die Lessivierung im Al-Horizont kann am Verlauf der Gamma-Log-Kurve beobachtet werden (Abb. 5). Die Anreicherung der Tonpartikel findet im liegenden Bt-Horizont statt und führt dort im Bodengefüge zur Ausbildung von Polyedern. Im oberen Bereich des B-Horizontes finden sich neben polierten Tonflächen an Klüfte und Risse gebundene Tonkutanen. Aufgrund von Schwankungen im Grundwasserbereich können im unteren Teil der Paläoböden häufig oxidierte Go- und reduzierte Gr-Horizonte unterschieden werden. Diese Grundwasser-geprägten Abschnitte der Paläoböden wurden teilweise in einem späteren Stadium der Bodenbildung durch Stau- und Sickerwässer modifiziert. In manchen Paläoböden können die B-Horizonte in grobkörnigere Sw- und feinkörnigere Sd-Horizonte gegliedert werden. Der obere Teil des Sw-Horizonts kann wiederum aufgrund seiner grauen Farbe und dem Fehlen einer Marmorierung häufig als eluvialer Sew-Horizont ausgebildet sein. Eine Marmorierung kann im gesamten B-Horizont beobachtet werden, wobei sie allerdings undeutlicher ausgeprägt ist, als in den weniger gut entwickelten Stadien I-III. Im Stadium-IV der Bodenentwicklung werden die Paläoböden der Oberen Süßwassermolasse 40 bis 75 cm mächtig und können nach der deutschen Klassifikation moderner Böden als Gleye, Podsole, Pseudogleye und Parabraunerden angesprochen werden.



Abb. 2: Schwach entwickelter Stadium-I-Paläoboden im Aufschluss Untereichen. Durch Quellung und Schrumpfungsprozesse infolge Vernässung und Austrocknung entstandene scharfkantige Polyedergefüge.

Fig. 2: Angular blocky peds in a weakly developed stage-III-paleosol at the outcrop Untereichen caused by swelling and shrinking on changing wet and dry conditions.

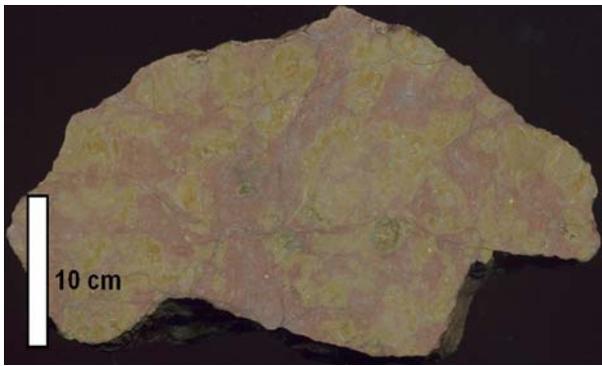


Abb. 3: Handstück aus einem marmorierten Sd-Horizont eines Pseudogley-Paläobodens des Stadiums-II (Königshausen, Obere Serie) mit gelben Wurzelspuren und grünlichen Grabgängen. Bildbreite 20 cm.

Fig. 3: Sample of a mottled Sd-horizon from a Pseudogley-paleosol (Königshausen, Obere Serie) showing yellow root traces and greenish burrows (horizontal section). Image width is 20 cm.



Abb. 4: Polierte Tonflächen (Stresskutanen) aus einem tieferen B-Horizont der Limnischen Unteren Serie. Die polierten Flächen entstehen durch Quellungs- und Schrumpfungs Vorgänge infolge von Vernässung und Austrocknung des tonigen Bodens.

Fig. 4: Polished clayey surfaces (slickensides) from the lower part of a B-horizon (Limnische Untere Serie) caused by changes of wetting and drying of the clayey paleosol.

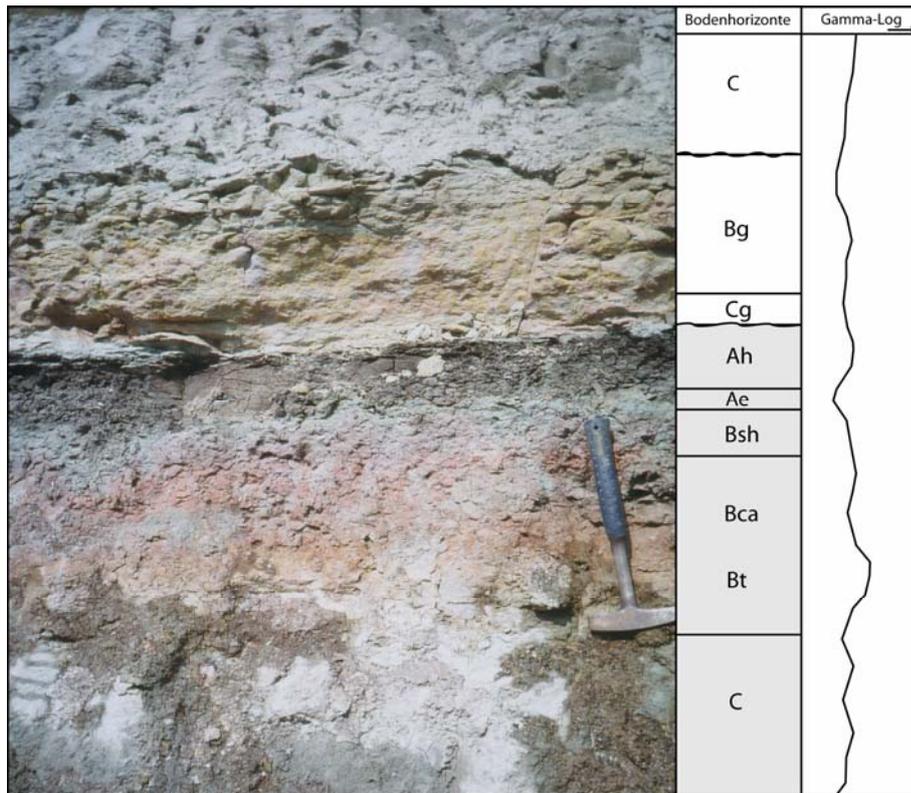


Abb. 5: Profil eines Stadium-IV-Paläobodens (Podsol) aus der feinklastischen Schichtfolge in Untereichen mit Interpretation der Bodenhorizonte und Gamma-Log-Kurve. Ah: organischer A-Horizont; Ae: eluvialer A-Horizont; Bg: marmorierter B-Horizont; Bsh: sesquioxid- und organikreicher B-Horizont; Bca: kalkreicher B-Horizont; Bt: tonreicher B-Horizont; C: unveränderter C-Horizont; Cg: marmorierter C-Horizont.

Fig. 5: Stage-IV-paleosol with interpretation of pedogen features and Gamma-Log-curve from the fine-grained sequence at Untereichen. Ah: organic A-horizon; Ae: eluvial A-horizon; Bg: hydromorphic B-horizon; Bsh: ferric-mollic B-horizon; Bca: calcareous B-horizon; Bt: clayey B-horizon; C: unmodified C-horizon; Cg: hydromorphic C-horizon.

3. Aufschlüsse

Bellenberg (R 3582213/H 5347106)

Die Tongrube Bellenberg im Illertal umfasst eine 15 m mächtige Abfolge aus dem vermutlich oberen Abschnitt der Limnischen Unteren Serie (Doppler 1989). Tonig-siltige Sedimente machen etwa 70 % des Gesamtvolumens der Ablagerungen aus. Die restlichen 30 Vol. % der Schichtfolge entfallen auf graue Fein- und beige Mittelsande. An Architecturelementen können Suspensionsfracht- und Mischfracht-Mäanderrinnen, Naturdeiche und Überschwemmungsebenen unterschieden werden. Nur selten können distale Ablagerungen von Deichbruch-Fächern beobachtet werden. Insgesamt sind in die sedimentäre Abfolge von Bellenberg 11 Paläoböden mit unterschiedlichen Reifegraden eingeschaltet. Die Paläoböden liegen überwiegend in den pedogenen Stadien-II und -III vor und werden zwischen 10 und 60 cm mächtig. In diesem Stadium der Entwicklung sind die Böden an Gleithang-Sequenzen des mäandrierenden Flusssystemes gebunden. Die Gleithang-Sequenzen bestehen in Bellenberg hauptsächlich aus bis zu 2 m mächtigen Rinnensedimenten und metermächtigen Ablagerungen des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene.

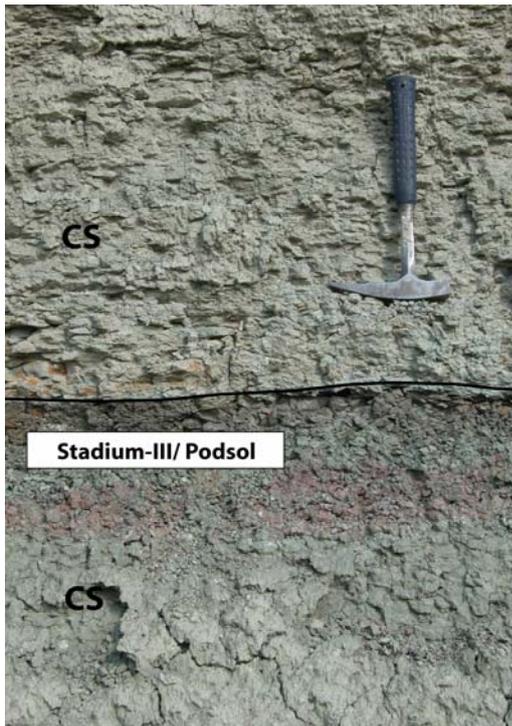


Abb.6: Stadium-III-Podsol am Top sandiger Deichbruchfächer-Ablagerungen im Aufschluss Bellenberg (Bayerisch-Schwaben). Architekturelemente: CS: Deichbruch-Fächer. Der Podsol-Paläoboden mit geringmächtigem schwarzen Ah-, graugrünem Ae- und violetter Bsh-Horizont bildete sich auf 60 cm mächtigen sandigen Ablagerungen eines Deichbruch-Fächers (untere Bildhälfte).

Fig.6: Well developed stage-III-paleosol (Podsol) with small black Ah-, greenish Ae- and purple B-horizon at the outcrop Bellenberg. The Podsol-paleosol has been developed on sandy crevasse splay deposits (basis of image). Architectural elements: CS: crevasse splay.

Das Top der Gleithang-Abfolgen wird hauptsächlich von gut entwickelten Stadium-III-Parabraunerden und -Pseudogleyen gebildet. Die Paläoböden sind dabei fast ausschließlich an Ablagerungen der Überschwemmungsebene gebunden. In einigen Abschnitten sind dezimetermächtige Deichbruchfächer-Ablagerungen in die Sedimentsequenz eingeschaltet. Bei sandiger Ausbildung der Sedimente haben sich häufig Podsolböden entwickelt (Abb. 6). Nur in seltenen Fällen schalten sich geringmächtige Stadium-I-Böden in distale Ablagerungen der Deichbruch-Fächer oder proximale Ablagerungen der Überschwemmungsebene ein. Die reifen Paläoböden im Stadium-II und -III können aufgrund ihrer pedogenen Merkmale in Bellenberg hauptsächlich als Parabraunerden, Podsole und Pseudogleye klassifiziert werden, während die Böden des Stadiums-I fast ausschließlich aus Ramblas, Paternias oder Pseudogleyen bestehen.

Offingen (R 3600502/H 5371578)

In der Tongrube Offingen ist ein 15 m mächtiges Sedimentprofil des tieferen Abschnitts der Limnischen Unteren Serie aufgeschlossen (Doppler 1989). Aus sedimentologischer Sicht können in Offingen Deichbruch-Fächer, Deichbruch-Rinnen und Überschwemmungsebenen-Sedimente unterschieden werden. Die Mächtigkeit der 12 fossilen Böden liegt im Aufschluss Offingen bei 15 bis 60 cm. Die Paläoböden können als Pseudogleye, Gleye und Podsole klassifiziert werden und entsprechen in ihrem Entwicklungsstand ganz überwiegend den Stadium-III-Böden. Zum Teil erreichen die Ah-Horizonte der Gleyböden eine Mächtigkeit von bis zu 50 cm und können als Anmoorgleye interpretiert werden (Scheffer & Schachtschabel 1998).

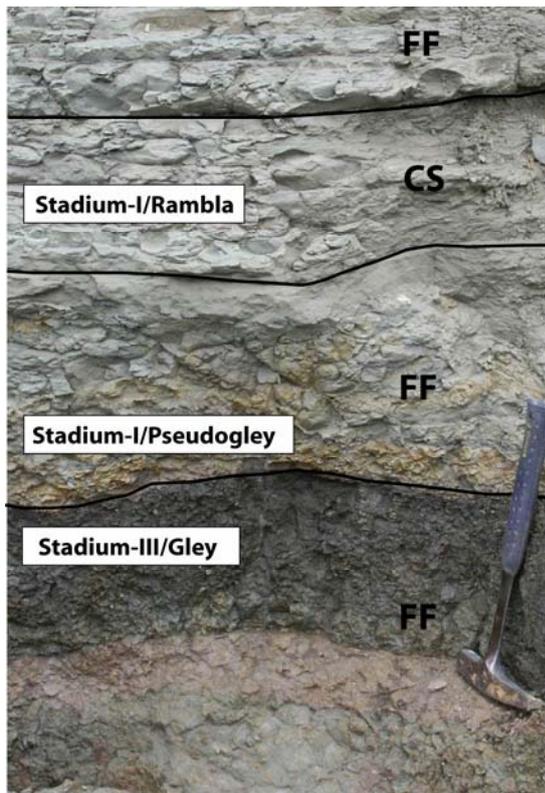


Abb. 7: Paläoboden-Abfolge im Aufschluss Offingen (Bayerisch-Schwaben). An der Basis ist ein Gley-Boden im Stadium-III mit organischem Ah-, oxidiertem Go- und reduziertem Gr-Horizont zu erkennen der sich auf Ablagerungen der Überschwemmungsebene gebildet hat. Darüber folgen marmorierte Pseudogley-Böden in Ablagerungen der Überschwemmungsebene sowie unstrukturierte Rambla-Böden in Deichbruchfächer-Sedimenten. Architekturelemente: FF: Überschwemmungsebene; CS: Deichbruch-Fächer.

Fig. 7: Paleosol-sequence at the outcrop Offingen (Bayerisch-Schwaben). The basis is composed by a stage-III-Gleysol with organic Ah-, oxidic Go- and reduced Gr-horizon, overlain by deposits of floodplain fines with mottled Pseudogley-paleosols and crevasse splay deposits containing Rambla-paleosols. Architectural elements: FF: floodplain fines; CS: crevasse splay.

Zum Hangenden der Abfolge in Offingen hin kann eine Veränderung der Paläoböden in Bezug auf ihre Bodenklassen festgestellt werden. Während der untere Abschnitt der Limnischen Unteren Serie in Offingen von Paläogleyen dominiert wird, werden die Bodenprofile in der oberen Hälfte der Tongrube überwiegend von Pseudogley-Horizonten gebildet. Die Gleyböden sind hauptsächlich an distale Ablagerungen der Überschwemmungsebene gebunden, während die Pseudogleye sowohl in Ablagerungen der Deichbruch-Fächer als auch der Überschwemmungsebene eingeschaltet sind (Abb. 7). Die Pseudovergleyung nimmt zum Top des Aufschlusses hin nochmals zu, wobei in den obersten 5 bis 8 m der Einfluss einer sekundären Pseudovergleyung durch Sickerwässer erkennbar ist.

Königshausen (R 4403219/H 5340985)

In der Ton- und Sandgrube Königshausen ist eine 40 m mächtige Abfolge der Oberen Serie aufgeschlossen (Doppler 1989, Becker-Haumann et al. 2001). An fluvialen Architekturelementen können Mischfracht- und Suspensionsfracht-Mäanderrinnen, Naturdeiche, Deichbruch-Fächer und -Rinnen sowie feinklastische Sedimente der Überschwemmungsebene beobachtet werden. Der Aufschluss Königshausen wird von sechs Gleithang-Abfolgen mit Mächtigkeiten zwischen 2,2 und 5 m gebildet. Die Rinnen der Gleithang-Sequenzen bestehen in zwei Fällen aus Ablagerungen von Mischfracht- und in vier Fällen aus Ablagerungen von Suspensionsfracht-Mäanderrinnen. Überlagert werden die Rinnen jeweils von unterschiedlich mächtigen Sedimenten der Überflutungsfläche, die ihrerseits mit einem reifen Paläoboden enden. Die fossilen Böden der Oberen Serie in Königshausen weisen unterschiedliche Stadien der Entwicklung auf. Die gut entwickelten Paläoböden der Stadien-III und -IV schließen Gleithang-Sequenzen des mäandrierenden Flusssystemes zum Top hin ab. Die fossilen Böden in diesem Bereich können nach der deutschen Bodenklassifikation als Gleye, Pseudogleye und Parabraunerden angesprochen werden. Auf Ablagerungen der Naturdeiche können

innerhalb der Gleithang-Sequenzen schwächer entwickelte Paläoböden der Stadien-I und -II eingeschaltet sein. Diese Böden können aufgrund ihrer pedogenen Merkmale vorwiegend als Ramblas, Paternias und Pseudogleye klassifiziert werden. Die Entwicklung von Podsolen ist in Königshausen auf distale sandige Ablagerungen von Deichbruch-Fächern und -rinnen beschränkt. Die Pseudogley-Böden stellen die wichtigste Bodenklasse in Königshausen dar. Sie haben sich sowohl in Ablagerungen der Überschwemmungsebene als auch in Ablagerungen von Deichbruch-Fächern gebildet (Abb. 8)

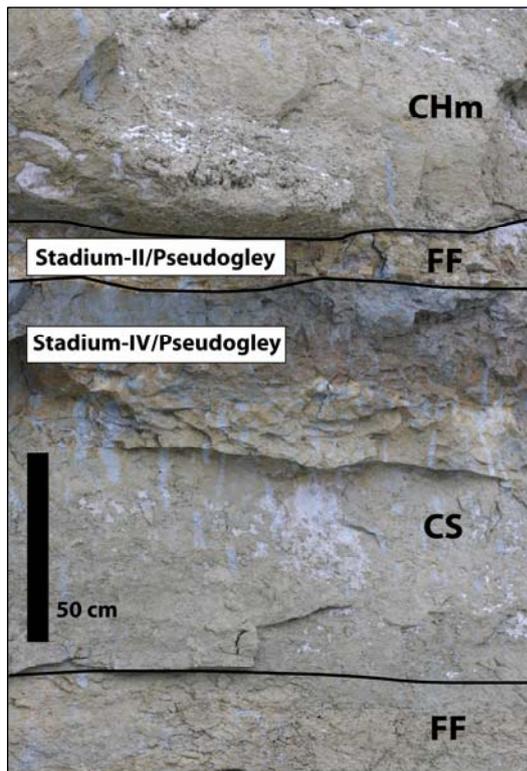


Abb. 8: Pseudogley-Böden im Entwicklungsstadium-II und -IV in der Tongrube Königshausen (Bayerisch-Schwaben).

Architekturelemente: CHm: Mäanderrinne; FF: Überschwemmungsebene; CS: Deichbruch-Fächer.

Fig. 8: Paleosol stages-II and -IV (Pseudogley) at the outcrop Königshausen (Bayerisch-Schwaben). Architectural elements: CHm: meander channel; FF: floodplain fines; CS: crevasse splay.

In einigen Bodenprofilen weist diese Bodenklasse gebleichte Sew-Horizonte auf und kann deshalb nach der deutschen Bodensystematik moderner Böden als Stagnogley beschrieben werden (Kuntze et al. 1994). Vor allem der oberste Abschnitt der Schichtfolge in Königshausen ist gekennzeichnet von einer durchgehenden schwachen Marmorierung. Die Marmorierung ist vor allem an Klüfte und Risse gebunden und kann vermutlich auf sekundäre Pseudovergleyung der Sedimente durch Sickerwässer zurückgeführt werden.

Untereichen (R 3582840/H 5337835)

Die Schichtfolge der Tongrube Untereichen umfasst nach Doppler (1989) vermutlich die oberen Teile der Limnischen Unteren Serie, sowie basale Abschnitte der Fluviatilen Unteren Serie. Nach M. Böhme (mündlicher Mitteilung) gehört möglicherweise der gesamte tonig-siltige Anteil der Schichtfolge in Untereichen der Fluviatilen Unteren Serie an. Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beträgt etwa 40 m, von denen 30 m auf die tonig-siltige Limnische Untere Serie (?) und 10 m auf die sandige Fluviatile Untere Serie entfallen. An fluvialen Architekturelementen können in der Limnischen Unteren Serie Suspensionsfracht-Mäanderrinnen, Naturdeiche, Deichbruch-Fächer, Deichbruch-Rinnen sowie

Sedimente der Überschwemmungsebene unterschieden werden (Abb. 9). Der sandige obere Abschnitt des Aufschlusses Untereichen besteht ausschließlich aus sandigen Ablagerungen verflochtener fluvialer Rinnen. In die Sedimentabfolge der Limnischen Unteren Serie sind 25 Paläoböden mit Mächtigkeiten zwischen 15 und 75 cm eingeschaltet. Der Entwicklungsgrad der Paläoböden in Untereichen reicht von Stadium-I bis –IV. Innerhalb des gesamten Profils zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit der Bodenentwicklung von der Entfernung zu Fließrinnen des mäandrierenden Flusssystem (Abb. 9). Auf den Ablagerungen der Naturdeiche können Paläoböden des Stadiums-I und –II beobachtet werden, während sich in distaleren Abschnitten Böden des Stadiums-III und –IV gebildet haben. Zum Hangenden der Limnischen Unteren Serie nehmen die Ablagerungen von Deichbruch-Sedimenten zu. Analog dazu ist eine Abnahme von Böden des Stadiums-IV und eine Zunahme Böden geringerer Reife zu erkennen, was auf den zunehmenden Sedimenteintrag in die Überschwemmungsebene zurückzuführen ist. Die Paläoböden können aufgrund ihrer pedogenen Merkmale und Gefüge überwiegend als hydromorphe Böden angesprochen werden. Neben Pseudogleyen und Gleyen können nach der deutschen Klassifikation moderner Böden auch Ramblas, Paternias, Podsole und Parabraunerden ausgebildet sein (Abb. 9). Die Bildung von Ramblas und Paternias ist häufig an Ablagerungen der Naturdeiche gebunden. Manchmal können die schwach entwickelten Auenrohböden jedoch auch in dicht aufeinander folgende Deichbruchfächer-Ablagerungen eingeschaltet sein. Die Entwicklung von Pseudogleyen ist auf gut geschichtete Ablagerungen der Naturdeiche und der Überschwemmungsebene beschränkt, während die Bildung der Gleyböden nicht an bestimmte Architekturelemente gebunden ist. Podsole und Parabraunerden sind im Aufschluss Untereichen ausschließlich in den Stadien-III und –IV entwickelt. Sie sind an die Architekturelemente Deichbruch-Fächer und Deichbruch-Rinnen gebunden, die in der distalen Überschwemmungsebene abgelagert wurden. Während die Podsolierung vor allem auf sandigen Ablagerungen der Deichbruch-Fächer zu beobachten ist, kommt die Lessivierung in Untereichen ausschließlich auf mächtigen tonig-siltigen Ablagerungen der Deichbruch-Fächer vor.

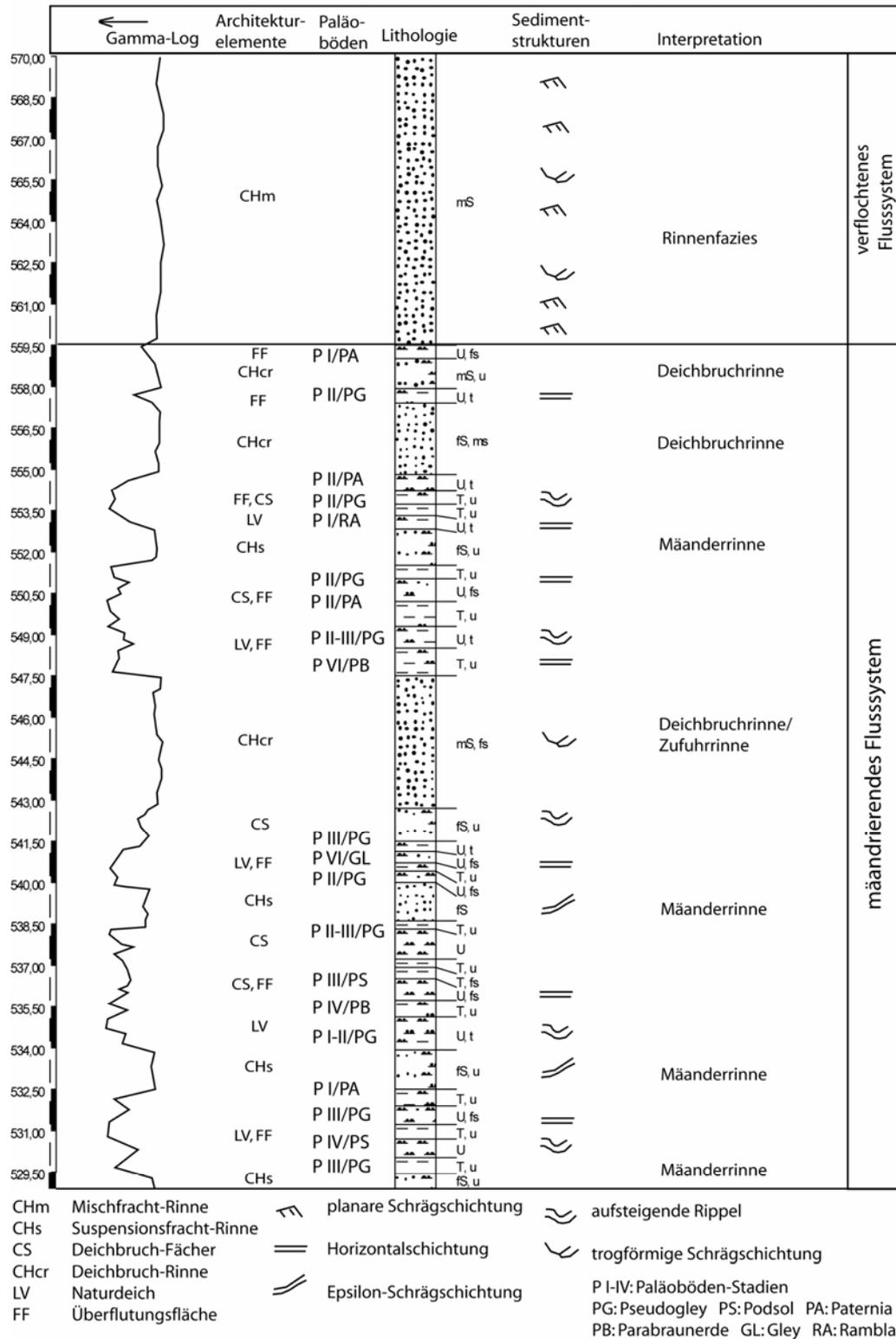


Abb. 9: Übersichtsprofil des Aufschlusses Untereichen im Illertal mit Gamma-Log-Kurve, fluvialen Architekturelementen, Paläoböden-Stadien, Lithologie, Sedimentstrukturen und sedimentologischer Interpretation.

Fig. 9: Overview of the sedimentary sequence at the outcrop Untereichen with Gamma-Log-curve, fluvial architectural elements, paleosol-stages, lithology, sedimentary structures and facies interpretation.

4. Ergebnisse der Paläopedologie

In die Sedimentabfolgen der Limnischen Unteren Serie und der Oberen Serie sind bis zu 25 Paläoböden mit Mächtigkeiten zwischen 15 und 75 cm eingeschaltet. Nach der deutschen Bodensystematik moderner Böden können sie größtenteils als Ramblas, Paternias, Gleye, Pseudogleye, Parabraunerden und Podsole beschrieben werden (Mückenhausen 1975, Kuntze et al. 1994, Scheffer & Schachtschabel 1998). Nach der US Soil Taxonomy werden die Böden der Oberen Süßwassermolasse überwiegend als Entisole, Inceptisole, Alfisole und Spodosole (Bridge 2003) bezeichnet, während die Paläoböden nach der FAO-UNESCO als Fluvisole, Gleysole, Planosole und Luvisole klassifiziert werden können (Scheffer & Schachtschabel 1998). Die pedogene Reife der Paläoböden in den Sedimentprofilen der Oberen Süßwassermolasse steht im direkten Zusammenhang mit der Entfernung zu den Fließrinnen der mäandrierenden Flusssysteme. In proximalen Abschnitten konnten sich aufgrund häufiger Überflutungen nur schwach entwickelte Böden ausbilden (Abb. 10).

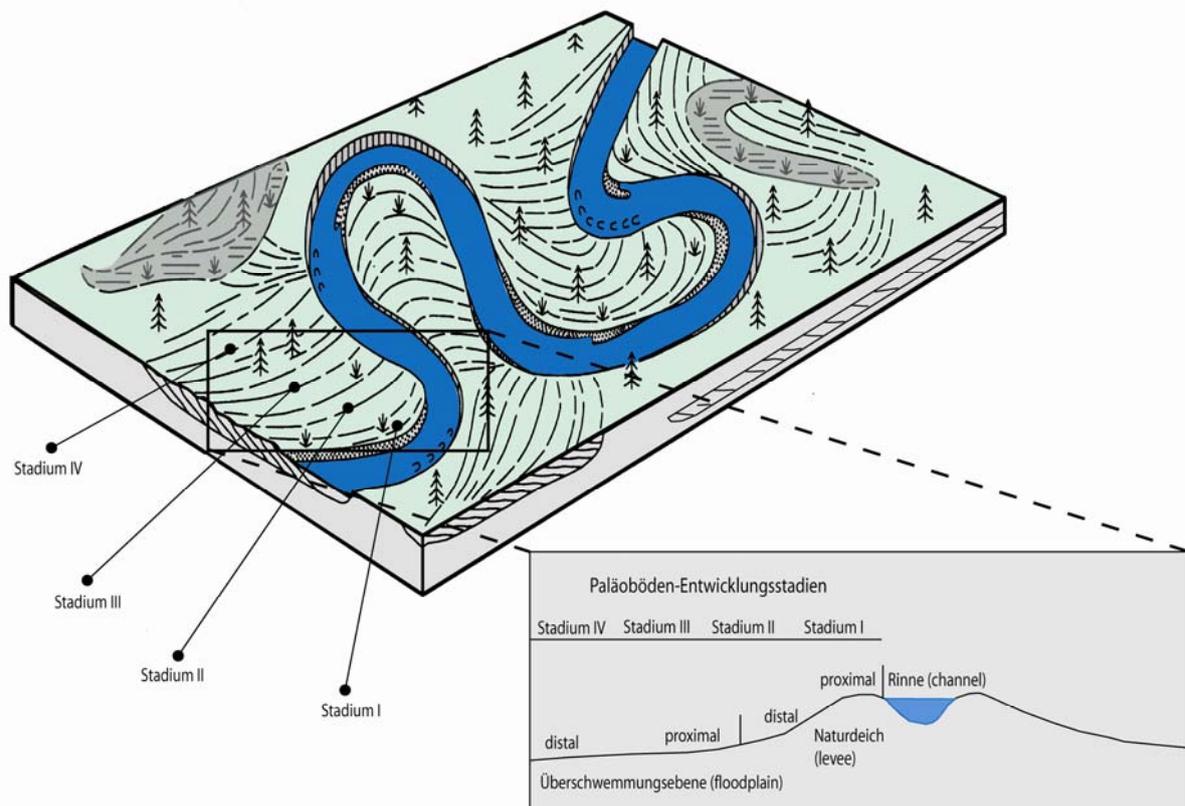


Abb. 10: Schematische Verteilung der Paläoböden in der Flusslandschaft der Limnischen Unteren Serie und der Oberen Serie (nach MIALL, 1985 und BOWN & KRAUS, 1987; verändert).

Fig. 10: Dispersion of paleosols in the fluvial environment of the Limnische Untere Serie and the Obere Serie (modified after MIALL, 1985 and BOWN & KRAUS, 1987).

Die Paläoböden mit der höchsten Reife finden sich in den distalsten Teilen der Überschwemmungsebene. Die fossilen Böden des Stadiums-I haben überwiegend in Naturdeich-Ablagerungen im Hangenden fluvialer Rinnen gebildet. Die schwach entwickelten Böden können nach der deutschen Bodenklassifikation überwiegend als Auenrohböden (Ramblas, Paternias) und

Pseudogleye angesprochen werden. Die proximale Lage zur aktiven Fließrinnen führte zu häufigen Überflutungen sowie zur häufigen Kappung der Bodenprofile. Die fossilen Böden weisen aus diesem Grund im Stadium-I eine geringe Mächtigkeit und häufig ein Stapelungsmuster auf, wobei der Ah-Horizont meistens reduziert oder nicht vorhanden ist. Gleiches gilt für die vor allem in Naturdeich- und Deichbruchfächer-Ablagerungen eingeschalteten Paläoböden des Stadiums-II. Die Böden sind überwiegend als Paternias und Pseudogleye, und seltener als Podsole, ausgebildet. Die deutliche Abgrenzbarkeit der Bodenhorizonte weist auf einen längeren Entwicklungszeitraum und damit auf eine größere Entfernung zu aktiven Fließrinnen als im Stadium-I hin. Wie an der Dezimierung mancher Bodenprofile zu erkennen ist, sind die geringmächtigen Böden dennoch deutlich von periodischen oder episodischen Überschwemmungen geprägt. Allerdings liegen im Stadium-II seltener Böden mit gekappten Profilen vor, als im Stadium-I. Die Bildung von Podsolen ist überwiegend an sandige Abschnitte der fluvialen Architekturelemente gebunden, die in den Aufschlüssen Untereichen, Bellenberg und Königshausen als Ablagerungen von Deichbruch-Fächern und Deichbruch-Kanälen vorliegen. Das Vorkommen von Pseudogley-Böden ist im Stadium-II an Ablagerungen der Naturdeiche und der Überschwemmungsebene gebunden (Abb. 11, 12).

Paläoböden-Entwicklungsstadien	Bodenklassen	Bodenprofile	Mächtigkeit	Lokalität
Stadium-I	Rambra Paternia Pseudogley	Ai/aC Ah/C Ah/Sw/Sd	15-40 cm	Untereichen Königshausen
Stadium-II	Paternia Pseudogley	Ah/C Ah/Sw/Sd	20-50 cm	Untereichen Königshausen Bellenberg
Stadium-III	Pseudogley Gley Parabraunerde Podsol	Ah/Sw/Sd Ah/Go/Gr/C Ah/Al/Bt/C Ah/Ae/Bsh/C	25-60 cm	Untereichen Königshausen Bellenberg Offingen
Stadium-IV	Gley Podsol Pseudogley Parabraunerde	Ah/Go/Gr/C Ah/Ae/Bsh/C Ah/Sw/Sd Ah/Al/Bt/C	40-75 cm	Untereichen Königshausen

Abb. 11: Paläoböden-Entwicklungsstadien, Bodenklassen, Bodenprofile und Mächtigkeiten sowie die bearbeiteten Lokalitäten in Bayerisch-Schwaben (SW-Deutschland).

Fig. 11: Paleosol-stages, German classification, soil sequences and thicknesses of paleosols in the study area (Bayerisch-Schwaben, SW-Germany).

Oft weist das komplette Pseudogley-Bodenprofil eine Marmorierung auf, wobei die Sw- und Sd-Horizonte in diesem Stadium generell nur schwach ausgebildet sind. Im Entwicklungsstadium-III liegen die Paläoböden vor allem als Pseudogleye, Gleye, Podsole und Parabraunerden vor. Die Bildung von Gleyböden in den Ablagerungen der Aufschlüsse Offingen, Königshausen und Untereichen weist auf einen hohen Grundwasserstand in der Überschwemmungsebene der Flusssysteme hin. Zusätzlich deuten die Anmoorgleye im Aufschluss Offingen darauf hin, dass

Bereiche des Ablagerungsraums unter Wasserbedeckung gestanden haben und zeitweise einem flachen eutrophen See oder Niedermoor ähnelten. Einige Pseudogleye weisen im Stadium-III eine Ah/AI-Sw/Bt-Sd-Horizontabfolge auf und können möglicherweise als sekundäre Pseudogleye interpretiert werden, die sich aus Parabraunerden entwickelt haben (Scheffer & Schachtschabel 1998). Die Parabraunerden haben sich häufig auf tonig-siltigen Ablagerungen des distalen Naturdeichs der Deichbruchfächer oder der Überschwemmungsebene gebildet, während die fossilen Podsole des Stadiums-III überwiegend an sandige Ablagerungen von Deichbruch-Fächern gebunden sind.

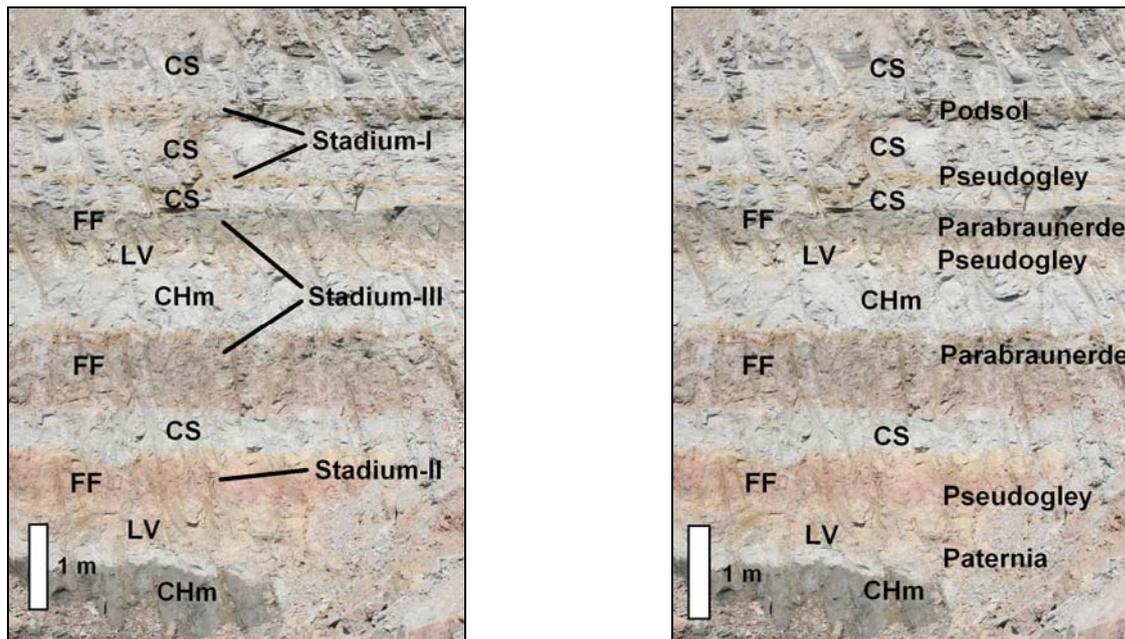


Abb. 12: Paläoböden und ihr Bezug zu Architekturelementen mäandrierender Flusssysteme am Beispiel Untereichen. Gelb bis rot gefärbter Stadium-II-Paläoboden im unteren Drittel des Bildes. Im Hangenden folgen zwei Böden im Stadium-III und darauf im oberen Drittel des Bildes zwei Böden des Stadiums-I. Links: Reifestadien der Paläoböden. Rechts: Interpretation der Paläoböden nach der Deutschen Bodensystematik. Architekturelemente: CHm: Mäanderrinne; LV: Naturdeich; FF: Überschwemmungsebene; CS: Deichbruchfächer.

Fig. 12: Paleosols and their correlation to architectural elements in a meandering river at the outcrop of Untereichen. Left: Yellow and red coloured stage-II-paleosol at the basis is followed by two stage-III- and two thin stage-I-paleosols. Left: interpretation of paleosol-stages. Right: classification of paleosols after the German Soil Taxonomy. Architectural elements: CHm: meander channel; LV: levee; FF: floodplain fines; CS: crevasse splay.

Die Paläoböden des Stadiums-IV bestehen, mit Ausnahme der Gleyböden, wie im Stadium-III aus Podsolen, Pseudogleyen und Parabraunerden. Aufgrund der distalen Lage zu aktiven Fließrinnen stellen Podsole und Parabraunerden die reifsten Paläoböden im Faziesraum der mäandrierenden Flusssysteme dar (Abb. 11). Die Podsole sind in diesem Stadium ausschließlich an sandige Ablagerungen der Deichbruch-Fächer gebunden, die in der distalen Überschwemmungsebene noch bis zu 60 cm mächtige Sandpakete bilden können. Aufgrund der distalen Lage ist die Podsolierung im Gegensatz zum Stadium-III deutlich weiter fortgeschritten. Parabraunerden haben sich im

Ablagerungsraum dagegen vor allem auf siltigen Sedimenten der Deichbruch-Fächer sowie der Überschwemmungsebene entwickelt.

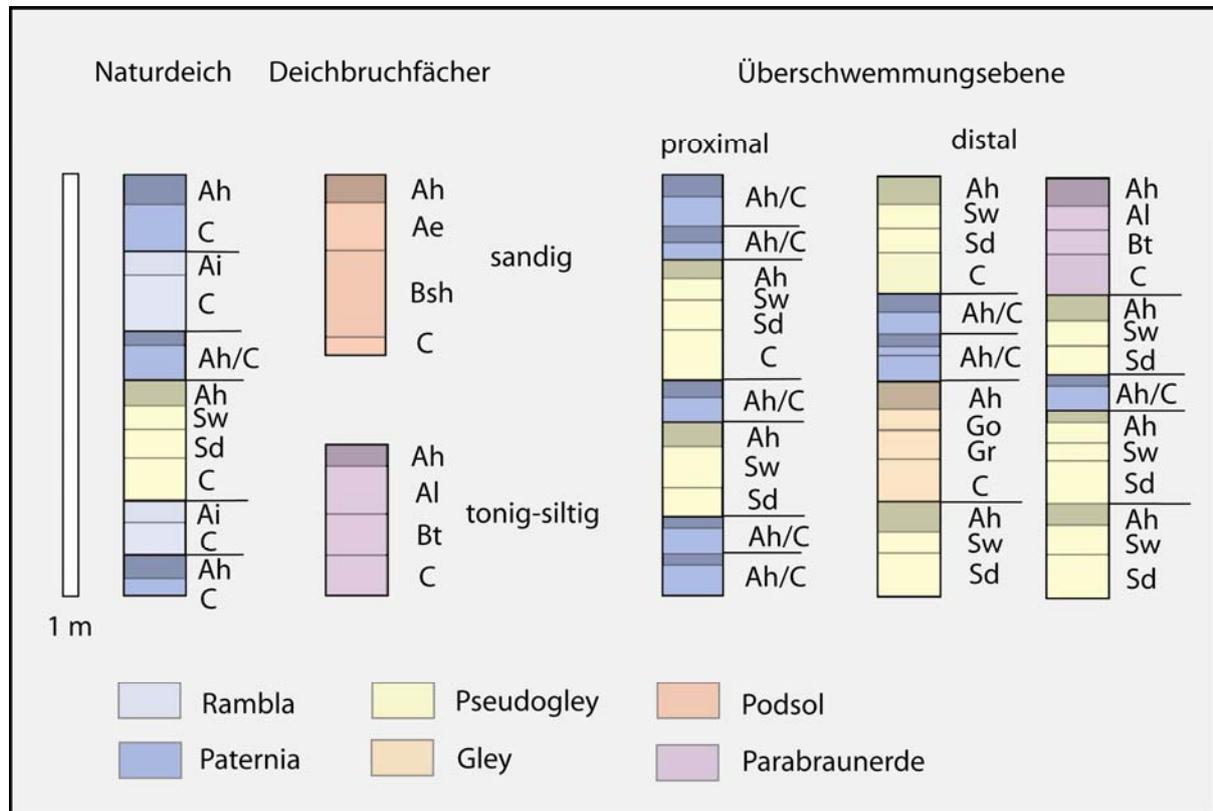


Abb. 13: Zusammenhang zwischen fluvialen Architekturelementen und der Bildung von Paläoboden-Klassen der Oberen Süßwassermolasse Bayerisch-Schwabens.

Fig. 13: Correlation between fluvial architectural elements and the formation of paleosol-types of the Upper Freshwater Molasse of Bayerisch-Schwaben.

Die pedogenen Untersuchungen haben gezeigt, dass ein direkter Zusammenhang zwischen fluvialen Architekturelementen und der Entwicklung bestimmter Bodenklassen besteht (Abb. 13). So finden sich Rambla-Auenrohböden ausschließlich in Ablagerungen des proximalen Naturdeichs. Ah/C-Auenböden, wie Paternia, können neben proximalen und distalen Naturdeich-Ablagerungen auch in Sedimenten der proximalen Überschwemmungsebene vorkommen. Pseudogley-Böden haben sich im gesamten Ablagerungsraum der mäandrierenden Flusssysteme gebildet. Allerdings lassen sich im Hinblick auf fluviale Architekturelemente zwei deutlich bevorzugte Bereiche ihrer Bildung erkennen: Ablagerungen des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene. Während die Entwicklung der Podsole fast ausschließlich an Deichbruchfächer-Ablagerungen gebunden ist, können Parabraunerden sowohl auf Deichbruchfächer-Sedimenten als auch in Sedimenten der Überschwemmungsebene vorkommen. In Hinblick auf die Ablagerungen der Deichbruch-Fächer ergibt sich in proximalen sandigen Abschnitten eine klare Dominanz von Podsolböden. Die distalen tonig-siltigen Abschnitte der Deichbruchfächer-Ablagerungen werden dagegen von Parabraunerden dominiert. Podsolierung findet zudem häufig auf sandigen Ablagerungen von Deichbruch-Rinnen statt. Im Gegensatz zu den genannten Böden ist die Bildung von Paläogleyen nicht an bestimmte

Architekturelemente gebunden. Sie haben sich vor allem in den tiefer liegenden, vom Grundwasser beeinflussten Bereichen in der Überschwemmungsebene gebildet (Abb. 14).

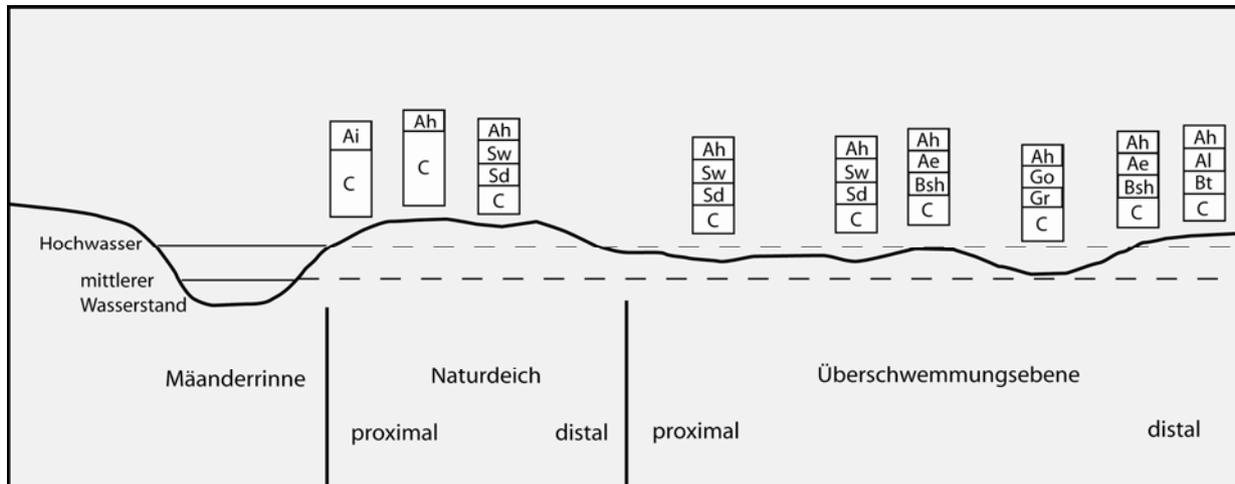


Abb. 14: Paläoboden-Catena der Flusslandschaft mäandrierender Systeme in der Oberen Süßwassermolasse (Limnische Untere Serie und Obere Serie) Bayerisch-Schwabens.

Fig. 14: Paleosol-catena of the fluvial environment of the Upper Freshwater Molasse (Bayerisch-Schwaben).

5. Diskussion

5.1 Paläoböden und Architekturelemente

Die Pedogenese wird im fluvialen Umfeld in erster Linie von Sedimentationsraten gesteuert (Wright & Marriott 1993, Miall 1996, Retallack 2001). Die Beziehung der pedogenen Reife in Abhängigkeit zur Entfernung von fluvialen Rinnen wurde von Bown & Kraus (1987) erkannt. Sie entwickelten aufgrund ihrer Untersuchungen der eozänen Willwood-Formation ein Pedofazies-Konzept und erstellten eine Paläocatena mit unterschiedlichen Reifestadien. Mit der Entfernung zu den fluvialen Rinnen konnte so eine bessere Entwicklung von Paläoböden nachvollzogen werden. Platt & Keller (1992) orientierten sich bei ihren pedologischen Untersuchungen der Unteren Süßwassermolasse an diesem Pedofazies-Konzept und konnten eine deutlich Abhängigkeit zwischen der Reife der Paläoböden und der Entfernung zu mäandrierenden Fließrinnen beobachten. In den von uns untersuchten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse ist die Abhängigkeit der Bodenentwicklung vom sedimentären Eintrag ebenfalls deutlich zu erkennen. Paläoböden des Stadiums-I und -II beschränken sich im Wesentlichen auf Ablagerungen im Bereich des proximalen und distalen Naturdeichs, während sich Böden der Stadien-III und -IV überwiegend in Ablagerungen der proximalen und distalen Überschwemmungsebene bilden.

Neben der Abhängigkeit der Paläoboden-Entwicklung von der Entfernung zu Fließrinnen konnten unsere Untersuchungen einen direkten Zusammenhang zwischen fluvialen Architekturelementen und der Entwicklung bestimmter Bodenklassen der Oberen Süßwassermolasse. Auenrohböden wie Ramblas und Paternias haben sich überwiegend in Ablagerungen des Naturdeichs gebildet. Das Stapelungsmuster der Rohböden in den Aufschlüssen Untereichs, Bellenberg und Königshausen spricht dafür, dass die Paläoböden wiederholten Erosionsphasen, möglicherweise periodischen

Überflutungen, ausgesetzt waren. Ah/C-Auenböden wie Paternia können neben Naturdeich-Ablagerungen auch in der proximalen und distalen Überschwemmungsebene vorkommen. Im Falle der Tongrube Untereichen können sie als Hinweis auf eine zunehmend häufigere Überflutung der Überschwemmungsebene zum Hangenden der Sedimentabfolge gewertet werden. Pseudogley-Böden stellen die häufigste vorkommende Bodenklasse in den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse dar. Die Staunässe-Böden sind Sedimenten des Naturdeichs und der Überschwemmungsebene zwischengeschaltet. Die Vernässung des Bodens, die zur Pseudovergleyung führt, kann nach Retallack (2001) sowohl von wiederkehrenden Überflutungen als auch von Niederschlägen herrühren. Für die Bildung der Pseudogleye auf den angesprochenen Architekturelementen sind wahrscheinlich die gut geschichteten, meist Dezimeter-mächtigen Sedimentkörper verantwortlich, in denen sich in sandigen Abschnitten wasserführende und in tonig-siltigen Lagen wasserstauende Schichten ausbilden können. Zudem ist nicht auszuschließen, dass sich einige der Pseudogley-Böden aus tonreichen Pelosolen oder Parabraunerden entwickelt haben. Im Aufschluss Offingen konnten wir im oberen Abschnitt der Tongrube eine diagenetische Pseudovergleyung (Bridge 2003) beobachten. Die marmorierten Abschnitte sind hier nicht nur an Wurzelröhren und Grabgängen der primären Paläoböden, sondern vor allem an Klüfte und Risse gebunden. Die Bildung von Podsolen und Parabraunerden ist überwiegend auf Ablagerungen von Deichbruch-Fächern und Deichbruch-Rinnen beschränkt. Sie stellen die am weitesten entwickelten Böden im Ablagerungsraum der mäandrierenden Flusssysteme dar. Im Aufschluss Bellenberg liegen die Parabraunerden zusätzlich oft marmoriert vor, was wahrscheinlich auf eine nachträgliche Überprägung durch Stauwasser hinweist. Die vom Grundwasser beeinflussten Gleyböden sind im Gegensatz zu allen anderen Paläoböden nicht an bestimmte Architekturelemente gebunden. Sie beschränken sich auf distale Abschnitte der Überschwemmungsebene im Entwicklungsstadium-III und -IV. Aus unseren Beobachtungen schließen wir, dass sich die Paläogleye der Limnischen Unteren Serie und Oberen Serie häufig in den tiefer liegenden, vom Grundwasser beeinflussten Bereichen der Überschwemmungsebene gebildet haben. Nach Bridge (2003) richtet sich der Grundwasserspiegel im Ablagerungsraum mäandrierender Flusssysteme in erster Linie nach dem Niveau des Vorfluters aus, wodurch große Teile der Überschwemmungsebene nur wenig über dem Grundwasser-Spiegel liegen.

5.2 Klima

Nach paläofloristischen Untersuchungen kann das Klima zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse als Cfa-Klima mit Jahresdurchschnittstemperaturen zwischen 11-18°C und einer jährlichen Niederschlagsmenge von 1000-2000 mm beschrieben werden (Gregor et al. 1989). Nach Böhme (2003) ist in Zentraleuropa für die Zeitabschnitte von 16,3 bis 15,7 und 14,7 bis 14,5 Millionen Jahren eine ansteigende Saisonalität im Niederschlag zu beobachten. Die im Untersuchungsgebiet häufig vorkommenden Pseudogleye stellen weit verbreitete Böden humider Klimate dar und treten sowohl in kalt- und gemäßigt-humiden Klimagebieten als auch in den humiden Tropen und Subtropen auf (Scheffer & Schachtschabel 1998). Pseudogley-Böden können demnach für Aussagen über Temperaturen im fluvialen Ablagerungsraum der Oberen Süßwassermolasse nicht herangezogen werden. Gleiches gilt für die weit verbreiteten Paläogleye, die in allen Gebieten mit nahe an der Oberfläche anstehendem Grundwasser zu finden sind. Dagegen können die Pseudogleye als

Indikator für regelmäßige Niederschläge im Einzugsgebiet und/oder im Ablagerungsraum mäandrierender Flusssysteme gesehen werden. Die in Pseudogleyen beobachteten Stresskutanen entstehen durch Schrumpfungs- und Quellungsereignisse und zeigen aufgrund ihrer häufigen Verbreitung eine periodische Austrocknung und Vernässung des Bodens an (Bridge 2003). Ob die Vernässungsphasen durch direkte Niederschläge im Ablagerungsraum oder durch Überflutungsereignisse ausgelöst worden sind, konnte im Falle der Pseudovergleyung nicht abschließend geklärt werden. Anders verhält es sich bei der Bildung von Podsolen und Parabraunerden. Die in zahlreichen Paläoböden beobachtete Podsolierung spricht für eine starke Versauerung des Bodens, wobei die aus dem Oberboden ausgetragenen Nährstoffe teilweise im Untergrund angereichert sind. Podsole sind meistens an kalt- bis gemäßigt-humide Klimazonen gebunden und setzen für ihre Bildung mäßige bis hohe Niederschlagsmengen voraus (Kuntze et al. 1994). An häufige Niederschläge ist auch die Entwicklung der Parabraunerden gekoppelt. Eine schwache Versauerung des Oberbodens führt hier zusammen mit einer hohen Wasserbilanz zur Karbonatauswaschung und Tonverlagerung. Illuviale Tonkutanen im B-Horizont gelten in Parabraunerden als Hinweis auf eine Tonverlagerung mit vorausgegangener Karbonatauswaschung (Mückenhausen 1974). Aus den Parabraunerden können sich bei starker Versauerung Podsole und bei starker Staunässebildung infolge ausgeprägter Tonverlagerung Pseudogleye entwickeln. Zumindest letzteres kann an der westlichen Aufschlusswand in Königshausen in einer Höhe von 565 m üNN beobachtet werden.

5.3 Lithostratigraphie/Alter der Böden

Unter der Voraussetzung einer stetigen Subsidenz kann aus der bekannten Schichtmächtigkeit von 80 m und dem stratigraphischen Alter von circa 1 Millionen Jahre für den Abschnitt der Limnischen Unteren Serie (Doppler et al. 2000) eine ungefähre Sedimentationsrate von 0,08 mm/a ermittelt werden. Für die Ablagerungen der Oberen Serie würde sich bei einem Ablagerungszeitraum von 2,7 Millionen Jahren eine Sedimentationsrate von nur 0,03 mm/a ergeben. Grundsätzlich können die Sedimentationsraten fluvialer Systeme zwischen 0,08 mm/ka und 50 m/ka schwanken (Miall 1978, Bridge & Leeder 1979), wobei die höchsten Sedimentationsraten in Alluvialfächern erreicht werden. Für feinklastische mäandrierende Flusssysteme kann nach Miall (1991) eine durchschnittliche Sedimentationsrate von lediglich 0,1 mm/a angenommen werden. Friend et al. (1989) berechneten für fluviale Ablagerungen der Siwalik-Molasse ähnliche Sedimentationsrate zwischen 0,1 und 0,3 mm/a. Für die tonig-siltige Abfolge von Untereichen, mit einer Schichtmächtigkeit von 30 m, wäre bei einer Sedimentationsrate von 0,1 mm/a ein ungefähres Alter von 300 000 Jahren, für den Aufschluss Königshausen mit einer 40 m mächtigen Abfolge ein Alter von 400 000 Jahren zu erwarten.

Die Bildung einzelner Bodenhorizonte kann je nach Entwicklungsgrad einen Zeitraum von 10^2 bis 10^6 Jahren einnehmen (Leeder 1975, Wright 1990, Retallack 2001). Der Grad der Bodenentwicklung ist in humiden Klimaten überwiegend über die Mächtigkeit der Bt- und Ah-Horizonte definiert (Bown & Kraus 1981). Größere organische Anreicherungen und gut ausgebildete Bt-Horizonte finden sich in verschiedenen distalen Abschnitten der Limnischen Unteren Serie. Für die Paläoböden der Entwicklungsstadien-IV (Bown & Kraus 1987) halten wir aufgrund ihrer pedogenen Reife einen Zeitraum von 10^4 Jahren, für die Stadien-II und -III einen Zeitraum von 10^3 Jahren am

wahrscheinlichsten. Nach Zählung der Paläoböden und Einteilung in die genannten Reifestadien würde sich für den Aufschluss von Untereichen ein ungefährender Zeitabschnitt der Limnischen Unteren Serie von etwa 250 000 Jahren ergeben. Die Reife der Paläoböden der Oberen Serie in Königshausen ist aufgrund der stabileren Verhältnisse des mäandrierenden Flusssysteme sehr fortgeschritten. Nach den oben genannten Bildungs-Zeiträumen erreichen die fossilen Böden ein wahrscheinliches Gesamtalter von 250 000 bis 300 000 Jahren.

6. Schlussfolgerungen

1. Die pedogene Reife der Paläoböden in den Sedimentprofilen der Oberen Süßwassermolasse steht in direktem Zusammenhang mit der Entfernung zu den Fließrinnen der mäandrierenden Flusssysteme. Böden der Stadien-I und -II haben sich auf Ablagerungen von Naturdeichen oder proximalen Deichbruch-Fächern gebildet. Paläoböden der Stadien-III und -IV sind überwiegend an Ablagerungen der distalen Überschwemmungsebene gebunden.

2. Aufgrund ihrer pedogenen Merkmale und Gefüge können die Paläoböden häufig als hydromorphe Böden angesprochen werden. Neben typischen Grundwasserböden wie Gleyen, Ramblas und Paternias, können zusätzlich terrestrische Böden wie Pseudogleye, Parabraunerden und Podsole klassifiziert werden.

3. Die Entwicklung verschiedener Bodenklassen ist neben der Entfernung zu aktiven Fließrinnen vor allem von der Ausbildung fluvialer Architekturelemente abhängig. Dementsprechend sind Podsole vor allem an sandige Ablagerungen und Parabraunerden an tonig-siltige Ablagerungen von Deichbruchfächern gebunden. Pseudogleye haben sich überwiegend auf Naturdeich-Ablagerungen und Sedimenten der Überschwemmungsebene gebildet. Die Entwicklung von Gleyen ist dagegen überwiegend auf morphologische Senken innerhalb der Überschwemmungsebene beschränkt.

4. Lessivierung und Podsolierung der Paläoböden weist auf eine Bildung während eines Klimas mit moderaten bis hohen Niederschlagsmengen, ausgeprägte Pseudovergleyung weist auf einen häufigen Wechsel von Nass- und Trockenphasen im Ablagerungsraum der mäandrierenden Flusssysteme hin. Die pedogenen Merkmale der untersuchten Böden deuten auf ein jahreszeitlich akzentuiertes Klima mit saisonalem Wechsel von starken Niederschlägen mit Trockenphasen zur Zeit der Bodenbildungen hin.

Danksagung

Der Wiest GmbH & Co. KG (Ziegelwerk Bellenberg, Illertal) danken wir für die Möglichkeit, in den Sand- und Tongruben zu arbeiten. Herrn Dr. Gerhard Doppler vom Bayerischen Geologischen Landesamt (GLA) möchten wir für verschiedene Informationen und wertvolle Auskünfte danken. Für einige hilfreiche Anmerkungen im Gelände danken wir Herrn Prof. Dr. Umakant Shukla (Benares University, Indien). Frau PD Dr. Madeleine Böhme (LMU München) danken wir für eine Reihe von Informationen zur Stratigraphie der OSM. Vom Landesamt für Geologie und Rohstoffe Baden-Württemberg (LGRB) wurden uns freundlicherweise eine Reihe von Bohrdaten zur Verfügung gestellt.

Für stete Diskussionsbereitschaft danken wir unserem Stuttgarter Kollegen Herrn Dr. Michael Reyle. Herrn Prof. Dr. Hartmut Seyfried danken wir für die Durchsicht des Manuskripts und hilfreiche Anmerkungen. Wir danken zudem Herrn Prof. Dr. Werner E. Piller und einem weiteren anonymen Gutachter für viele hilfreiche Anmerkungen und Kommentare.

Literatur

- Bachmann, G. H. & Müller, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. - *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 85(3): 519-530, Basel.
- Becker-Haumann, R., Aktas, A. & Brunnacker, K. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebietes 1:100 000. - *Geologica Bavarica*, 106: 109-228, München.
- Böhme, M. (2003): The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 195: 389-401, Amsterdam-London (Elsevier).
- Bown, T.M. & Kraus, M.J. (1981): Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, northwest Wyoming, USA) and their significance for palaeoecology, palaeoclimatology and basin analysis. - *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 34: 1-30, Amsterdam (Elsevier).
- Bown, T.M. & Kraus, M.J. (1987): Integration of channel and floodplain suites, I. Development of sequence and lateral relations of alluvial paleosols. – *J. Sediment. Petrol.*, 57: 578-601, Tulsa.
- Bridge, J.S. (2003): *Rivers and Floodplains*. – 491 S., Oxford (Blackwell).
- Bridge, J.S. & Leeder, M.R. (1979): A simulation model of alluvial stratigraphy. – *Sedimentology*, 26: 617-644.
- Doppler, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. - *Geologica Bavarica*, 94: 83-133, München.
- Doppler, G, Pürner, T. & Seidel, M. (2000): Zur Gliederung und Kartierung der bayrischen Vorlandmolasse. – *Geologica Bavarica*, 105: 217-241, München.
- Friend, P.F., Johnson, N.M. & McRae, L.E. (1989): Time-level plots and accumulation patterns of sediment sequences. – *Geol. Mag.*, 126: 491-498.
- Gregor, H.-J., Hottenrott, M., Knobloch, E. & Planderova, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. - *Geologica Bavarica*, 94: 281–369, München.
- Keller, B. (1992): Hydrogeologie des schweizerischen Molassebeckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. – *Eclogae geol. Helv.*, 85(3): 611-651, Basel.
- Kuntze, H., Roeschmann, G. & Schwertfeger, G. (1994): *Bodenkunde*. – 424 S., Stuttgart (Ulmer).
- Kraus, M.J. (1987): Integration of channel and floodplain suites, II. Vertikal relations of alluvial paleosols. – *J. Sediment. Petrol.*, 57: 602-612, Tulsa.
- Leeder, M.R. (1975): Pedogenic carbonates and flood sediment accumulation rates: a quantitative model for arid-zone lithofacies. – *Geol. Mag.*, 112: 257-270.
- Maurer, H. & Buchner, E. (2007): Rekonstruktion fluviabler Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. – *ZDGG* (diese Ausgabe).

- Miall, A.D. (1978): Tectonic settling and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. – *Can. J. Earth Sci.*, 15: 1613-1632.
- Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308, Amsterdam.
- Miall, A.D. (1991): Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 497-505, Tulsa.
- Miall, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. - 582 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Mückenhausen, E. (1975): Die Bodenkunde. – 579 S., Frankfurt (DLG-Verlag).
- Platt, N. H. & Keller, B. (1992): Distal alluvial deposits in a foreland basin setting - the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and paleosols. – *Sedimentology*, 39(4): 545-565, Oxford (Blackwell).
- Retallack, G.J. (1983): A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 823-840, Boulder.
- Retallack, G.J. (1988): Field recognition of paleosols. – In: Reinhardt, J. & Sigleo, W.R. (eds): *Paleosols and Weathering through Geologic Time: Techniques and Applications*. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, 216: 1-16, Boulder.
- Retallack, G.J. (2001): *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. - 404 S., Oxford (Blackwell).
- Scheffer, R. & Schachtschabel, P. (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*. – 491 S., Stuttgart (Enke).
- Schmid, W. (2002): Ablagerungsmilieu, Verwitterung und Paläoböden feinklastischer Sedimente der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – *Bay. Akad. Wiss.*, 172: 1-247, München.
- Wright, V.P. (1986): *Paleosols: their recognition and interpretation*. – 278 S., New Jersey (Princeton University Press).
- Wright, V.P. (1990): Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. – *Geol. Mag.*, 127:273-276.
- Wright, V.P. & Marriott, S.B. (1993): The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. – *Sediment. Geol.*, 86: 203-210, Amsterdam (Elsevier).
- Zweigel, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill: sequence stratigraphy, subsidence analysis, stratigraphic modelling and reservoir modelling applied to the German Molasse Basin. – *Contributions to Sedimentary Geology*, 20: 1-140, Stuttgart.

3. Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart. Bei meinen Betreuern Herrn Prof. Dr. Hartmut SEYFRIED und Herrn PD Dr. Elmar BUCHNER möchte ich mich für die Zeit im Gelände und für ihre stete Diskussionsbereitschaft ganz herzlich bedanken. Dem Direktor des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart Herrn Prof. Dr. Hartmut SEYFRIED danke ich für sein in mich gesetztes Vertrauen und für die Übernahme der Erstbetreuung dieser Arbeit. Ihm und Herrn PD Dr. BUCHNER verdanke ich zudem meine wissenschaftliche Anstellung am Institut für Geologie und schon zuvor die Möglichkeit, an der wissenschaftlichen Lehre teilnehmen zu können.

Ein besonderer Dank gebührt Herrn PD Dr. Elmar BUCHNER, mit dem ich zusammen zahlreiche Exkursionen leiten durfte. Bei dieser Gelegenheit entstanden einige Ideen für neue, interessante Veröffentlichungen.

Frau Prof. Dr. Bettina REICHENBACHER (LMU München), Herrn Prof. Dr. Kurt HEISSIG (LMU München), Frau PD Dr. Madeleine BÖHME (LMU München) und Herrn Dr. DOPPLER (Bayerisches Geologisches Landesamt) danke ich herzlich für mündliche und schriftliche Anregungen und Diskussionen. Ebenso möchte ich mich für das zur Verfügung gestellte Probenmaterial bei Herrn Dr. Hans-Joachim GREGOR (Olching) bedanken.

Herrn Prof. Dr. BACHMANN von der Universität Halle sowie dessen Kollegen Herrn Dr. HAUSCHKE danke ich für ihr Interesse und ihre Diskussionsbereitschaft im Rahmen von verschiedenen Exkursionen im Nordalpinen Vorlandbecken.

Ich möchte den Besitzern der Sand-, Ton-, und Mergelgruben in Bellenberg, Untereichen, Thierhaupten, Buttenwiesen, Burtenbach, Mittelhardt, Eggingen, Krauchenwies, Rettenberg, Mengen und Frickeweiler sowie zahlreicher kleinerer Abbaue ausdrücklich für ihre Hilfsbereitschaft danken. Bei Herrn OBERMAYER von der Deutschen Bahn AG bedanke ich mich für die Erlaubnis, die privaten Forstwege in der Umgebung des Wasserkraftwerks Achele (Ammerschluht) befahren zu dürfen.

Frau V. GARCIA möchte ich für ihre kritische Begutachtung einiger graphischen Elemente und für ihre Anregungen in der graphischen Gestaltung danken. Herrn Dr. Alexander FELS danke ich für sein „immer offenes Ohr“ bei geologischen Fragestellungen aller Art.

Ferner gilt mein Dank Herrn Dipl.-Geol. Ralph W. MÜLLER für die geduldige Unterstützung bei Hardware- und Software-Problemen.

Ein weiterer Dank geht an Herrn Dr. Michael REYLE und Herrn PD Dr. Elmar BUCHNER für zahlreiche Gespräche zur Geologie, Sport und Politik in einer entspannten und harmonischen Zimmeratmosphäre.

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich bei Herrn Dr. Walter STOPP und seiner Frau Anne STOPP für ihren technischen Support während der Zeit meiner Dissertation und den regelmäßigen Phasen der Entspannung mit sehr gutem Essen und exzellentem Wein.

Mein größter Dank gilt meinen Eltern, die mir das Studium und damit diese Dissertation ermöglicht und mich in jeglicher Hinsicht unterstützt haben. Meine Besuche im Südbadischen waren für mich immer eine besondere Abwechslung und Erholung.

Meiner Freundin Dipl.-Geol. Christine STOPP danke ich ganz herzlich für ihr Interesse an meiner Arbeit und ihre Unterstützung und Aufmunterung.

Die Verwirklichung der vorliegenden Arbeit wurde teilweise durch eine Finanzierung der Graduierten-Förderung des Landes Baden-Württemberg ermöglicht.

4. Literatur

- Abreu, V.S. & Anderson, J.B. (1998): Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. - AAPG Bull., 82(7): 1385-1400.
- Abele, G, Fuchs, B & Stephan, W. (1955): Die westliche bayerische Vorlandmolasse. – Erläuterungen zur Geol. Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. 109 S., München.
- Allen, P.A. (1984): Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. - Marine Geology, 60: 455-473.
- Allen P.A., Mange M.A., Matter A. & Homewood P. (1985) Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. - Eclogae Geol. Helv., 78: 351-381.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (1990): Basin Analysis. – 489 S., Blackwell Scientific Publications.
- Allen, P.A., Crampton, S.L. & Sinclair, H.D. (1991): The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. - Basin Research, 3: 143-163.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (2004): Basin Analysis. – 549 S., Blackwell Scientific Publications.
- Asprion, U. & Aigner, T. (1999): Sedimentologische und Georadar-Indizien für tidale Einflüsse in den Grimmelfinger Graupensanden im Raum Ulm (Süddeutsches Molassebecken). - Schriftenreihe der DGG, 7: 20-21.
- Bachmann, G.H., Müller, M. & Weggen, K. (1987): Evolution of the Molasse basin (Germany, Switzerland). – Tectonophysics, 137: 77-92.
- Bachmann, G.H. & Müller, M. (1991): The Molasse basin, Germany: evolution of a classic petroliferous foreland basin. In: Spencer, A.M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europe`s hydrocarbons. - Spec. Pub. of European Association of Petroleum Geologists, 1: 263-276.
- Bachmann, G.H. & Müller, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. - Eclogae Geol. Helv., 85/3: 519-530.
- Baldi, T. (1984): The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. – Eclogae geol. Helv., 77/1:1-27.
- Blanckenburg von, F., Davies, J.H. (1995): Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. – Tectonics, 14: 120-131.
- Berger, J.-P. (1985): La transgression de la molasse marine superieure (OMM) en Suisse occidentale. - Münchner Geowiss. Abh., 5: 207.
- Berger, J.-P. (1996): Cartes paleogeographiques-palinspastiques du bassin molassique Suisse (Oligocene inferieur-Miocene moyen). – N. Jb. Min. Geol. Pal. Abh., 2002(1): 1-44.

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P., and Hardenbol, J., (eds.): Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. - SEPM Special Publication, 54: 129-212.
- Böhme, M., Gregor, H.-J. & Heissig, K. (2001): The Ries- and Steinheim meteorite impacts and their effect on environmental conditions in time and space.- In: Buffetaut, E. & Koerbel, C. (Eds.): Geological and Biological Effects of Impact Events.- 215-235; Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Bown, T.M. & Kraus, M.J. (1987): Integration of channel and floodplain suites, I. Development of sequence and lateral relations of alluvial paleosols. – J. Sediment. Petrol., 57: 578-601.
- Bridge, J.S. (2003): Rivers and Floodplains. – 491 S.; Blackwell Publishing.
- Brügel, A. (1998): Provenances of alluvial conglomerates from the Eastalpine foreland: Oligo-/Miocene denudation history and drainage evolution of the Eastern Alps. - Tübinger Geow. Arbeiten, A 40.
- Buchholz, P. (1989): Der Lithothamnienkalk Südostbayerns - Sedimentologie und Diagenese eines Erdgasträgers. - Geologica Bavarica, 95: 5-97.
- Büchi, U., Wiener, G. & Hofmann, F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. - Eclogae Geol. Helv., 53(1): 87-109.
- Büchi, U.P. & Schlanke, S. (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. - Erdöl-Erdgas-Z., 93: 57-69.
- Buchner, E., Seyfried, H. & Hische, R. (1996): Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: ein Incised Valley-Fill infolge des Ries-Impaktes. - Z. dt. geol. Ges., 147/2: 169-181.
- Buchner, E. (1998): Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Ries-Impakt. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 80 (NF): 399-459.
- Buchner, E. & Seyfried, H. (1999): Die Grimmelfinger Schichten (Graupensande): fluviale und/oder ästuarine Ablagerungen? - Jh. Ges. Naturkde. Württemberg, 155.
- Buchner, E., Seyfried, H. & Boogaard, P.v.d. (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass partikels in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). - Int. J. Earth Sci., 92: 1-6.
- Burkhardt J. (2000): REENT6D – a Simulation and Optimization Tool for Re-Entry Missions. - Internal Report IRS-00-IB-07, Institute of Space Systems, University of Stuttgart.

- Catuneanu, O., Beaumont, C. & Waschbusch, P. (1997): Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. – *Geology*, 25 (12): 1087-1090.
- DeCelles, P. G. & Giles, K. A. (1996): Foreland basin systems. - *Basin Research* 8: 105-123.
- Dehm, R. (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. - *N. Jb. Geo. Paläont., Mh.*, 151(B): 140-152.
- Dehm, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000: 81–88, München.
- De Ruig, M., & Hubbard, S. (2006): Seismic facies and reservoir characteristics of a deep-marine channel belt in the Molasse foreland basin, Puchkirchen Formation, Austria. – *AAPG Bull.*, 90(5):745-752.
- Diem, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). - *Eclogae Geol. Helv.*, 79/2: 493–559; Basel.
- Dohmann, L. (1991): Unteroligozäne Fische in der Molassebecken. - *Diss. Univ. München*, 365 S.
- Doppler, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. - *Geologica Bavarica*, 94: 83-133; München.
- Doppler, G. & Schwerd, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse. – In: *Geol. Karte von Bayern 1:500 000*, 329 S., GLA Bayern; München.
- Doppler, G., Pürner, Th. & Seidel, M (2000): Zur Gliederung und Kartierung der bayerischen Vorlandmolasse. – *Geologica Bavarica*, 105: 217-241, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- Eberhard, M. (1986): Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern). - *Jb. Geol. B.-Anst.*, 129: 5-39.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. – 792 S., Heidelberg, Springer.
- Fahlbusch, V. (1981): Miozän und Pliozän - Was ist das? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 21: 121-127.
- Fischer, W. (1960): Stratigraphische und tektonische Beobachtungen im Gebiet der Murnauer Mulde und Steineberg Mulde (Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg). - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. -Geol. u. -Ing.*, 27(72): 39-57.
- Fischer, W. (1979): Gesteine, Marken und Spuren der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse, Latdorf/Rupel, Oberbayern). - *Der Aufschluss*, 30: 441-462.

- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I. & Brügel, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, 297: 1-15.
- Füchtbauer, H. (1954): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. - *Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr.*, 4: 26-53.
- Füchtbauer, H. (1958): Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse. - *Eclogae Geol. Helv.*, 51(3): 928-941.
- Füchtbauer, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. - *Eclogae Geol. Helv.*, 57: 157-298.
- Füchtbauer, H. (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. - *Geol. Rdsch.*, 56: 266-300.
- Gall, H. & Müller, D. (1975): REUTERsche Blöcke - außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 15: 297-228.
- Galloway, W.E. (1981): Depositional architecture of Cenozoic gulf coastal plain fluvial systems: in F.G. Etheridge and R.M. Flores (eds.): *Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration*. - *SEPM Special Publication*, 31: 127-156; Tulsa.
- Galloway W. E., & Hobday K. D. (1983): *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. – 423 S., Springer-Verlag, New York
- Gentner, W., Lippolt, H. (1963): Argonbestimmungen an Kaliummineralien-XI. Die Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 191-200.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M.P. (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. – 482 S., Stuttgart, Schweizerbart.
- Gregor, H.-J., Hottenrott, M., Knobloch, E. & Planderova, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. - *Geologica Bavarica*, 94: 281–369.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea-Levels since the Triassic. – *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-level Change. - In C.K. Wilgus et al. (eds): *Sea-Level changes: an integrated approach*: *SEPM Spec. Pub.*, 42: 71-108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, Th., de Graciansky, P.C., & Vail, P.R. (1998): Appendix to Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. – In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin,

- T., & Vail, P.R., (eds.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. - SEPM Special Publication, 60: 763–781.
- Haus, H.A. (1952): Das Molassebecken im südwestdeutschen Gebiet. - Bull. Ver. schweiz. Petrol. -Geol. u. -Ing., 19: 25-30.
- Heissig, K. (1986): No effect of the Ries impact event on the local mammal fauna. - Modern Geol. Jb., 10: 171–179.
- Heissig, K. (1989): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der mittleren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. - Geologica Bavarica, 94: 239-257.
- Heissig, K. (1997): Mammal faunas intermediate between the reference faunas of MN4 and MN6 from the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. - In: Mem. et Trav. EPHE, Inst. Montpellier, No 21: 537-546.
- Herold, R. (1969): Malmkalk-Trümmersmassen in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns. - Geologica Bavarica, 61: 413-427.
- Homewood, P. & Allen, P.A. (1981): Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. - AAPG Bull., 65: 2534-2545.
- Homewood, P., Allen, P.A. & Williams, G.D. (1986): Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. - Spec. Pub. Int. Ass. Sed., 8: 199-218.
- Hofmann, B. & Hofmann, F. (1992): An Impactite Horizon in the Upper Freshwater Molasse in Eastern Switzerland: Distal Ries Ejecta? - Eclogae Geol. Helv., 85/3: 788-789.
- Hofmann, F. (1960): Beitrag zur Glimmersandsedimentation in der oberen Süßwassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. - Eclogae Geol. Helv., 53: 1-25.
- Hofmann, F. (1973): Horizonte fremdartiger Auswürflinge in der ostschweizerischen Oberen Süßwassermolasse und Versuch einer Deutung ihrer Entstehung als Impaktphänomen. - Eclogae Geol. Helv., 66: 83-100.
- Hofmann, F. (1976): Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schaffhausen seit dem Ende der Jurazeit. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol. -Geol. u. -Ing., 42(102): 1-16.
- Jerz, H. & Wagner, R. (1978): Geol. Karte Bayern 1:25000, Erl. Bl. 7927 Amendingen, 131 S., 20 Abb., 7 Tab., 4 Beil.; München.
- Jin, J. (1995): Dynamic stratigraphic analysis and modelling in the south-eastern German Molasse Basin. - Tübinger Geow. Arbeiten Reihe, A 24.
- Jin, J., Aigner, T., Luterbacher, H.P., Bachmann, G.H. & Müller, M. (1995): Sequence stratigraphy and depositional history in the south-eastern German Molasse Basin. - Marine and Petroleum Geology, 12: 929-940.
- Jordan, T.E. (1981): Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 65: 291-329.

- Keller, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. - Diss. Univ. Bern, 403 S., Bern.
- Keller, B. (1992): Hydrogeologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. - *Eclogae Geol. Helv.*, 85/3: 611-651.
- Kempf, O., Matter, A., Burbank, D.W. & Mange, M. (1999): Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse basin. - *Geol. Rdsch.*, 88: 253-275.
- Kominz, M.A. & Bond, G.C. (1986): Geophysical modelling of the thermal history of foreland basins. - *Nature*, 320: 252-256.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I., & Székely, B. (2001): Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget: The Miocene core complexes of the Alps. - *Tectonophysics*, 330: 1–23.
- Kuhlemann, J. & Kempf, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response Alpine tectonics. - *Sedimentary Geology*, 152: 45-78.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I. & Kázmér, M. (2002): Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. - *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 91:818–837.
- Kuenen, Ph.H. (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. - *Eclogae Geol. Helv.*, 51:1009-1021.
- Laurenzi, M. A., Bigazzi, G., Balestrieri, M. L & Bouška, V. (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of the Central European tektite-producing impact event. - *Meteoritics and Planetary Science*, 38 (6): 887-893.
- Lemcke, K. (1953): Exkursion in die Molasse und das Quartär zwischen Ulm und Isny. - *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 105:534-543.
- Lemcke, K., v. Engelhardt, W. & Füchtbauer, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. - *Beih. Geol. Jb.*, 11: 1-182.
- Lemcke, K. (1972): Die Lagerung der jüngsten Molasse im nördlichen Alpenvorland. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. -Geol. u. -Ing.*, 39(95): 29-41.
- Lemcke, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - *Geologica Bavarica*, 69: 5-48.
- Lemcke, K. (1983): Indications of a large eustatic sea-level fall at the Rupelian/Chattian boundary in the German Molasse Basin. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. -Geol. u. -Ing.*, 49: 57-60.
- Lemcke, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. - *Geol. Rundschau*, 73(1): 371-397.

- Lemcke, K. (1988): Geologie von Bayern, 1 – Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. – 175 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Malzer, O., Rögl, F., Seifert, P., Wagner, L. Wessely, G. & Brix, F. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. In: Brix, F., Schultz, O. (eds) Erdöl und Erdgas in Österreich. Naturhist. Museum Wien: 281-358.
- Maurer, H., E. Buchner & Seyfried, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern. - Z. dt. geol. Ges., 153(1): 77-91.
- Melosh, H.J. (1993): Blasting rocks off planets. - Nature, Vol. 363: 498-499; London.
- Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – Earth Sci. Rev., 22: 261-308.
- Miall, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – 582 S., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Milliman, J.D. & Syvitski, J.P.M. (1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. - Journal of Geology, 100: 525-544.
- Nägele, E. (1962): Zur Petrographie und Entstehung des Albsteins. - N. Jb. Geo. Paläont. Abh., 115: 44-120.
- Penck, A. & Brückner, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 1, 393 S., Leipzig (Tauchnitz).
- Pfiffner, O. A. (1986): Evolution of the North Alpine foreland basin in the Central Alps. - Spec. Pub. Int. Ass. Sediment., 8: 219-228.
- Pfiffner, A., Schlunegger, F. & Buitter, S. (2002): The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. – Tectonics, 21/3, 3.1-3.16.
- Platt, N. H. (1992): Fresh-water carbonates from the Lower Freshwater Molasse (Oligocene), western Switzerland: sedimentology and stable isotopes. - Sediment. Geol., 78.
- Platt, N. H. & Keller, B. (1992): Distal alluvial deposits in a foreland basin setting - the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and paleosols. – Sedimentology, 39(4): 545-565.
- Platt, N. H. & Wright, V. P. (1992): Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the freshwater environment. - Sediment. Geology, 62: 1058-1071.
- Reichenbacher, B. (1989): Feinstratigraphische Gliederung der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm. - Geologica Bavarica, 94: 135-177.

- Reichenbacher, B. (1993): Mikrofaunen, Paläogeographie und Biostratigraphie der miozänen Brack- und Süßwassermolasse in der westlichen Paratethys unter besonderer Berücksichtigung der Fischotolithen. - *Senckenbergiana lethaea*, 73/2: 277–374.
- Reichenbacher, B. (1996): Biostratigraphie aufgrund von Fisch-Otolithen im Ober-Oligozän und Unter-Miozän des Molassebeckens der West-Schweiz und Haute-Savoie und des Mainzer Beckens. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 202/1: 45-61.
- Reichenbacher, B. (1999): Preliminary otolith-zonation in continental Tertiary deposits of the Paratethys and adjacent areas. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 214/3, 375-390.
- Reichenbacher, B., Böhme, M., Heissig, K., Prieto, J. & Kossler, A. (2004): New approach to assess biostratigraphy, palaeoecology and past climate in the South German Molasse Basin during the Early Miocene (Ottangian, Karpat). - *Cour.Forsch. Inst. Senckenberg*, 249: 71-89.
- Reineck, H.-E., Schwerd, K. & Gerdes, G. (2001): Sedimentationsprozesse in den jüngeren Tonmergelschichten und Bausteinschichten der Unteren Meeresmolasse am Grünten im Allgäu (nordalpines Molassebecken, Bayern). - *Senckenb. Marit.*, 31/1: 49-63.
- Rögl, F. & Steininger, F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. - *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85(A): 135-163.
- Royden, L.H. (1993): The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. - *Tectonics*, 12/2: 303-325.
- Rutte, E. (1955): Der Albstein in der miozänen Molasse Südwestdeutschlands. - *Z. dt. geol. Ges.*, 105: 360-383.
- Scheuenpflug, L. (1980): Neue Funde ortsfremder Weißjuragesteine in Horizonten der südbayrischen miozänen Oberen Süßwassermolasse um Augsburg (Ein Beitrag zum Problem der Reuter'schen Blöcke). - *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, 62: 131-142.
- Schiemenz, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. - *Beihefte zum Geol. Jb.*, 38: 119.
- Schlickum, W.R. (1974): Der Aussüßungs- und Verlandungsvorgang im Bereich der Oberen Brackwassermolasse Süddeutschlands. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 8: 372-391.
- Schlunegger, F., Jordan, T. E., Klaper, E. (1997 a): Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics*, 16: 823-840.

- Schlunegger, F., Leu, W. & Matter, A. (1997 b): Sedimentary sequences, seismic facies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse group, Central Switzerland. - AAPG Bull., 81/7: 1185-1207.
- Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D. & Klaper, E. (1997 c): Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse Basin and Alpine orogenic events. - GSA Bull., 109/2: 225-241.
- Schlunegger, F., Slingerland, R. & Matter, A. (1998): Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine Foreland Basin and the structural evolution of the Alps. – Basin Research, 10: 197-212.
- Schlunegger, F. (1999): Controls of surface erosion on the evolution of the Alps: constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins. – Int. J. Earth Sci., 88: 285–304.
- Schlunegger, F., Melzer, J. & Tucker, G.E. (2001): Climate, exposed source-rock lithologies, crustal uplift and surface erosion: a theoretical analysis calibrated with data from the Alps/North Alpine Foreland Basin system. – Int. J. Earth Sci., 90: 484-499.
- Scholz, H. (1986): Beiträge zur Sedimentologie und Paläontologie der Oberen Süßwassermolasse im Allgäu.- Jb. Geol. B.-A., 129/1: 99-127; Wien.
- Scholz, H. (1989): Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Südrand des Molassebeckens im Allgäu.- Geologica Bavarica, 94: 49-81, München.
- Scholz, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. - 290 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Schreiner, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz und Umgebung 1:50 000. - 286 S., 28 Abb., 11 Taf., 5 Beil.; Stuttgart.
- Schreiner, A. (1992): Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Hegau und westl. Bodensee, 1:50 000. – 242 S., Stuttgart.
- Schumm, S.A. (1977): The Fluvial System. – 294 S., Wiley.
- Schumm, S.A. (1981): Evolution and response of the fluvial system: sedimentologic implications. – SEPM Spec. Pub., 31: 19-29.
- Schwarz W. H. & Lippolt H. J. (2002): Coeval argon-40/argon-39 ages of moldavites from the Bohemian and Lusatian strewn fields. – Meteoritics and Planetary Science, 37: 1757-1763.
- Schwerd, K. & Unger, H. (1981): Molassebecken. - In: Haunschild, H. & Jerz, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. - 168 S., 29 Abb., 21 Tab., 6 Taf., 1 Beil.; München.

- Schwerd, K. (1984): Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Orogenese am Übergang vom Helvetikum zur Molasse (Obereozän - tieferes Oligozän) im Allgäu. - Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 66 (N.F.): 293-306.
- Schwerd, K., Doppler, G. & Unger, H.J. (1996): Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken. - Geol. Kt. Bayern 1:500 000: 329 S., München.
- Shuvalov, V. (2003): Displacement of target material during impact cratering. – In: Koeberl, C. & Martinenz-Ruiz, F. (eds.): Impact markers in the stratigraphic record. –347 S., Springer, Berlin.
- Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. & Watts, A.B. (1991): Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example of the central Alps, Switzerland. – Tectonics, 10/3: 599-620.
- Sinclair, H. D. & Allen, P.A. (1992): Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. - Basin Research, 4: 215-232.
- Sinclair, H.D. (1996): Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the long term strength of the lithosphere underlying the western Alps. - Basin Research, 8: 173–182.
- Sinclair, H. D. (1997): Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: the role of the passive margin versus slab breakoff. – Geology, 25: 1123-11-26.
- Stähle, V. (1972): Impact glasses from the suevite of the Nördlinger Ries. - Earth Planet. Sci. Lett., 17: 275-293.
- Staudacher, T., Jessberger, E., Dominik, B., Kirsten, T. & Schaeffer, O.A., (1982): ^{40}Ar - ^{39}Ar Ages of rocks and glasses from the Nördlinger Ries crater and the temperature history of impact breccias. - J. Geophys. Res., 51: 1-11.
- Stephan, W. (1952): Ein tortoner Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. - Geologica Bavarica, 14: 76-85.
- Trümpy, R. (1980). Geology of Switzerland: a Guide Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Schweiz. - Geol. Komm. Basel, 104 S., Basel.
- Tyler S. R. (2001): Solar System Evolution – A New Perspective. - Cambridge University Press, 460 S., Cambridge.
- Unger, H.J. (1983): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. - Geol. Jb., A 67: 5-35.
- Unger, H.J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. - Geologica Bavarica, 94: 195-237.

- Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thompson, S. (1977): Global Cycles of relative Changes of Sea Level. – In: Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. – AAPG Mem., 26: 83-97.
- Witt, W. (1967): Ostracoden der bayrischen Molasse (unter besonderer Berücksichtigung der Cytherinae, Leptocytherinae, Trachyleberidinae, Hemicytherinae und Cytherettinae). - *Geologica Bavarica*, 57: 3-120.
- Zeil, W. (1953): Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). - *Geologica Bavarica*, 17: 101-112.
- Zeil, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. - *Geologica Bavarica*, 20: 1-85.
- Zöbelein, H. K. (1952): Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. - *Erdöl und Kohle*, 5: 617-623.
- Zweigel, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill: sequence stratigraphy, subsidence analysis, stratigraphic modelling and reservoir modelling applied to the German Molasse Basin. – *Contributions to Sedimentary Geology*, 20: 1-140; Stuttgart.
- Zweigel, J., Aigner, T. & Luterbacher, H.P. (1998): Eustatic versus tectonic controls an Alpine foreland basin fill: sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 134: 299-323.

Anhang A: Tagungsbeiträge mit veröffentlichten Zusammenfassungen

Wien, Geology 2000:

Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern

How marine is the early basin fill of the North Alpine foreland basin? Considerations on the depositional environment of the Deutenhausen Formation (basal Lower Marine Molasse) in western Bavaria

MAURER, H. BUCHNER, E. & SEYFRIED, H.

Institut für Geologie, Universität Stuttgart, Herdweg 51, D 70174 Stuttgart

Kurzfassung

Tagesaufschlüsse der Deutenhausener Schichten in der Ammerschlucht (Oberbayern) zeigen Tonmergel- und Sandsteinabfolgen, in die konglomeratische Sandsteine und Konglomerate eingeschaltet sind. Die Schichtfolge ist ein Oben-Grob-Zyklothem, das hierarchisch von Oben-Grob- und Oben-Fein-Zyklothemen niederer Ordnung aufgebaut wird. Die Sedimente wurden über ein Hangschürzensystem ins Molassebecken geschüttet. Die unteren Deutenhausener Schichten stellen Ablagerungen von Trübeströmen dar, die überwiegend als unvollständige Bouma-Turbidite ausgebildet sind. Sie wurden im Bereich einer distalen schluffdominierten Mündungsbarre eines Verteilerkanals abgelagert und bauten kleine lokale Fächer innerhalb eines schlammreichen Hangschürzensystems auf. Die mittleren Deutenhausener Schichten wurden auf einem Schlammhang abgelagert, wobei sich der Einfluss des Nesselburg-Fächers in Form größerer Schüttungen bemerkbar machte, die wir als Ablagerungen sandiger Trümmerströme interpretieren. Die Tonmergel der oberen Deutenhausener Schichten enthalten geringmächtige Konglomerate, deren Entstehung auf Rutsch-Trümmerströme und viskoplastische Trümmerströme zurückgeht. Diese groben Schüttungen interpretieren wir als Ablagerungen von Rutschungen im Bereich eines schlammigen Deltahangs. Innerhalb der Deutenhausener Schichten ist bereits eine Tendenz zur Verflachung der Paratethys Oberbayerns erkennbar, der auch in den hangenden Tonmergel-Schichten und Baustein-Schichten deutlich wird. Die sedimentologischen und paläontologischen Befunde aus dem Profil in der Ammerschlucht deuten darauf hin, dass die Morphologie des frühen Molassebeckens viele Merkmale aufweist, die man mit einem großen strukturellen See vergleichen könnte. Dieses Becken war anfänglich marin, wurde aber unter dem Einfluss der Sedimentzufuhr durch den herannahenden alpinen Deckenstapel allmählich flacher, geriet zunehmend unter Süßwassereinfluss und erfuhr zeitweise sogar Sauerstoffzehrung. Wir nehmen an, dass die Wassertiefe zum Beginn der Molasse-

Sedimentation sowohl absolut als auch relativ vermutlich deutlich geringer war als bisher in einem Teil der Literatur angenommen wurde.

Abstract

In southern Germany (Bavaria, Ammer canyon), the basin fill of the North Alpine foreland basin starts with an approximately 450 m thick succession of mudstones (Deutenhausen Formation) containing conspicuous layers of sandstones, conglomeratic sandstones and conglomerates. This sequence is a coarsening-upward cyclotheme subdivided into lower-order units with coarsening or fining-up characteristics. Sediments were supplied into a slope apron system covering the interior (southern) flank of the incipient foreland basin. Sandstones from the lower member of the Deutenhausen Formation are mainly Bouma turbidites reflecting sediment distribution along channels and formation of smaller lobes in an over-all muddy environment. The middle member of the Deutenhausen Formation shows sandstones and conglomeratic sandstones most probably derived from sandy debris flows reflecting the progradation of a coarse-grained delta (Nesselburg Fan). The upper member of the Deutenhausen Formation contains some few conglomeratic layers showing features relatable to slide debris flows and debris flows with Bingham plastic behaviour. We conclude that the latter deposits are slumps forming in a muddy prodelta environment. The succession from sandy turbidites through sandy debris flows to slumps is consistent with a shallowing upward trend otherwise clearly indicated by the following formations of the so-called "Lower Marine Molasse" (terminal Eocene to early Oligocene). Formerly published interpretations of the depositional environment of the Deutenhausen Formation, however, are highly controversial ranging from deep-water (>1000 m) fans to shallow brackish seas. In our opinion, the sedimentologic and palaeontologic information provided by the Ammer canyon section is consistent with a subaquatic morphology comparable to (but of course not identical with) a large structural lake. Initially, this depression was invaded by marine waters but became shallower, episodically influenced by freshwater, and occasionally oxygen-starved, as sediment supplied from the approaching Alpine nappe pile gradually outruled subsidence initiated by crustal loading.

Freiburg, Molasse-Group-Meeting 2004**Archaische Bedingungen im Sedimentbecken der Unteren Meeresmolasse:
detritischer Pyrit aus den Deutenhausener Schichten****MAURER, H., BUCHNER, E., FELS, A. & SEYFRIED, H.****Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, Herdweg 51, 70174 Stuttgart
e-mail: holger.maurer@geologie.uni-stuttgart.de**

Der alpine Nesselburg-Fächer belieferte zur Zeit der Unteren Meeresmolasse einen Teil des nordalpinen Vorlandbeckens. In seiner größten Ausdehnung reicht er von der Iller im Westen bis zur Loisach im Osten. An der Ammer in Oberbayern macht sich der Nesselburg-Fächer schon in der tiefsten Unteren Meeresmolasse durch sandige und kiesige Trümmerstrom-Ablagerungen bemerkbar (Deutenhausener Schichten).

Die Konglomerate und Diamiktite enthalten große Mengen an umgelagerten fluvialen Geröllen. Sie kamen in den tieferen Teilen des Deltahangs zur Ablagerung. Abschnittsweise enthält die Schichtfolge bis zu 10 Vol.% Pyrit. In grauen laminierten Tonmergeln ist dieser fein verteilt, in mittel- bis grobsandigen und kiesigen Lagen der Trümmerstrom-Ablagerungen kommt er als Himbeer-Pyrit, Pyrit-Zement, Skelett-Pyrit, Pyrit-Hüllen und detritischer Pyrit vor. Während Pyrit in fein verteilter Form, als Himbeer-Pyrit oder Pyrit-Zement keine Besonderheit in pelitischen Sedimenten darstellt, sind detritische Pyrit-Körner bislang nur aus Ablagerungen bekannt, welche unter dem Einfluss einer anoxischen oder sauerstoffarmen Atmosphäre in der Frühzeit der Erdgeschichte standen. Ein Beispiel hierfür stellen die knapp 3 Mrd. Jahre alten Witwatersrand-Konglomerate dar.

Der in sandigen und kiesigen Lagen vorkommende Himbeer-Pyrit zeigt eine durchschnittliche Größe von 30-50 µm. Pyrit-Zemente beschränken sich in den Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse auf Zwickelfüllungen in sandigen Partien der kiesigen Trümmerströme. Auffallend ist, dass viele Pyrit-Zemente oft nicht homogen aufgebaut sind, sondern von Körnern in Sandkorngröße durchsetzt werden.

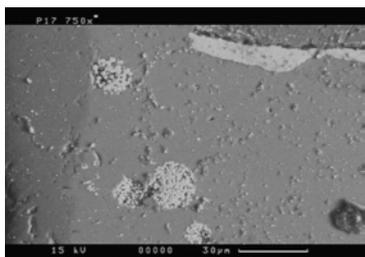


Abb.1: Himbeer-Pyrit

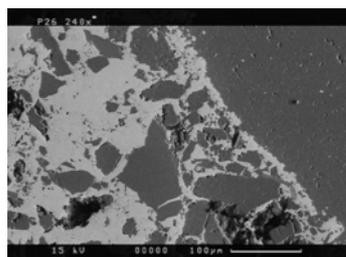


Abb.2: Pyrit-Zement

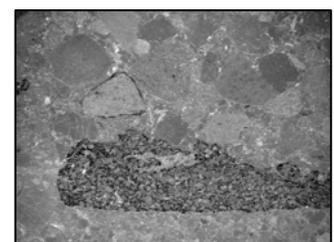


Abb.3: Skelett-Pyrit

Der Skelett-Pyrit zeichnet sich durch seine löchrige, aber doch von anderen Körnern abgegrenzte Gestalt aus, wobei die Hohlräume auch hier meistens von Sandkörnern ausgefüllt werden. Vermutlich stellt der Skelett-Pyrit Reste von pyritisiertem Pflanzendetritus dar. Kohliger Pflanzendetritus tritt vor allem ab den mittleren Deutenhausener Schichten massenhaft in den Ablagerungen sandiger Trümmerströme auf.

Nahezu alle Lithoklasten in den grobklastischen Trümmerstrom-Ablagerungen, von Grobsand- bis zu Grobkies-Korngröße, weisen eine dünne Pyrit-Hülle auf. Untersuchungen unter dem Rasterelektronen-Mikroskop zeigen einen konzentrisch-schaligen Aufbau der Hülle und eine mittlere Dicke von 35 μm . Manchmal zweigen pyritisierte Mikrorisse in Richtung der Lithoklasten ab oder es sind Teile der Pyrit-Hülle durch Kompaktion von der Oberfläche der Lithoklasten abgelöst worden, was als ein Hinweis auf ihre frühdiagenetische Bildung gelten kann. Andere Gerölle weisen eine Unterbrechung der Hülle am Kontakt zu Nebengeröllen auf, was dagegen ein Indiz für eine spätdiagenetische Bildung darstellt.

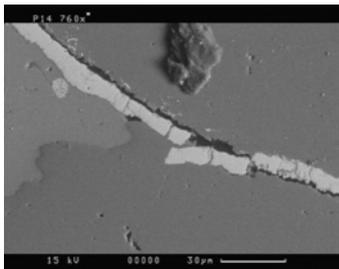


Abb.4: Pyrit-Hülle

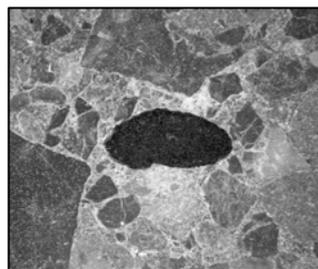


Abb.5: detritisches Pyrit-Korn

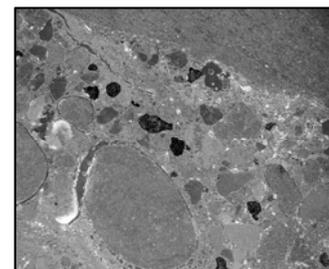


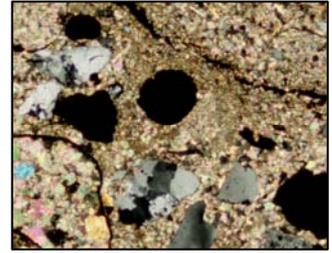
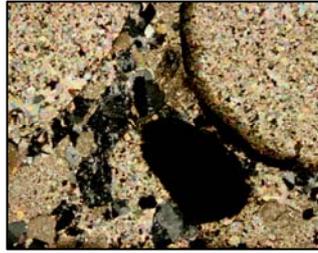
Abb.6: Pyrit-Körner

Die detritischen Pyrit-Körner sind vorwiegend gut gerundet. Korngrößen $>1,5 \text{ mm}$ sind selten. Die Sandmatrix, in welcher sich die Körner befinden, weist fast immer dieselbe Korngröße wie die Pyrit-Körner auf. Dies kann als ein Hinweis auf ihren gemeinsamen Transport gewertet werden kann.

Der hohe Gehalt an Pyrit weist darauf hin, dass es in der Umgebung des Nesselburg-Deltas zur Ausbildung einer ausgedehnten Sauerstoffminimum-Zone und wahrscheinlich zu einzelnen anoxischen Ereignissen gekommen sein muss. Dies wird durch das Fehlen einer benthischen Fauna und Flora in der unteren und mittleren Unteren Meeresmolasse bestätigt. Die Ursache der Sauerstoffzehrung liegt wahrscheinlich in dem sehr hohen Eintrag an organischer Substanz (vor allem Schilfpflanzen). Hierzu ist ein teilweise oder ganz isoliertes Becken nötig, was wiederum episodische Aussüßung wahrscheinlich macht.

Nachdem die detritischen Pyritkörner nur im anoxischen Teil der Wassersäule stabil sind, müssen Vorgänge auf dem Deltahang oder Deltafuß für ihre Entstehung verantwortlich sein. Vorwiegend frühdiagenetisch entstandener Pyrit muss nahe an die Oberfläche gelangt und dort umgelagert worden sein. Das Vorkommen in sandigen und kiesigen Trümmerströmen legt nahe, dass hierfür im Wesentlichen Rutschungen verantwortlich waren.

Abb.7/8: Detritische Pyrit-Körner



Anhang B: Fototafeln

Obere Süßwassermolasse I



A: Graue gebankte Sedimente (untere zwei Drittel) eines mäandrierenden Flusssystems und beige-farbene sandige Sedimente eines verflochtenen Flusssystems (oberes Drittel); Limnisch-Fluviatile Untere Serie, Untereichen.

B: Naturdeich- und Deichbruchfächer- Ablagerungen mit Paläoböden unterschiedlicher Entwicklungsstufen; Limnische Untere Serie, Untereichen.

C: Gleithang-Sequenzen; Limnische Untere Serie, Bellenberg.

D: Sandvulkane in Mittelsanden der Fluviatilen Unteren Serie; Untereichen.

E: Karbonatisch zementierte „Zapfensande“ der Fluviatilen Unteren Serie; Untereichen.

F: Planar schräggeschichtete Mittelsande der Fluviatilen Unteren Serie; Untereichen.

G: Gut entwickelter roter B-Horizont mit unterlagerndem C-Horizont; Limnische Untere Serie, Untereichen.

Obere Süßwassermolasse II



A: Planare und bogige Schrägschichtung eines sandigen verflochtenen Flusssystems; Sand- und Tongrube Buttenwiesen.

B: Warven-ähnliche Horizontalschichtung eines verlassenen Kanals der Limnische Untere Serie; Buttenwiesen.

C: Vertikal angeschnittene Rinnen eines sandigen verflochtenen Flusssystems; Sand- und Tongrube Untereichen.

D: Palustrine Ablagerungen mit zwei mächtigen Paläoböden; Sand- und Tongrube Buttenwiesen.

E: Planar und trogförmig schräggeschichtete Mittelsande eines sandigen verflochtenen Flusssystems; Sandgrube Thierhaupten.

F: Parallellaminierte Ablagerungen eines verlassenen Kanals; Sandgrube Burtenbach.

Untere Meeresmolasse I

- A: Tempestite und Rutschmassen am Übergangsbereich Tonmergel-/Baustein-Schichten; Halblaub & Pelz, Rettenberg.
- B: Dickbankige Strandsande der Baustein-Schichten; Halblaub & Pelz, Rettenberg.
- C: Dünn- bis mittelbankige, amalgamierte Bouma-Turbidite der Unteren Deutenhausener Schichten; Ammerschlucht (Oberbayern).
- D: Dünn- bis mittelbankige Tempestite am Übergangsbereich Deutenhausener-/Tonmergel-Schichten; Ammerschlucht.
- E: Dickbankige sandige Trümmerströme der Mittleren Deutenhausener Schichten; Ammerschlucht.
- F: Dünnbankige amalgamierte Bouma-Turbidite mit Wulstschichtung (Mitte) in den Unteren Deutenhausener-Schichten; Ammerschlucht.

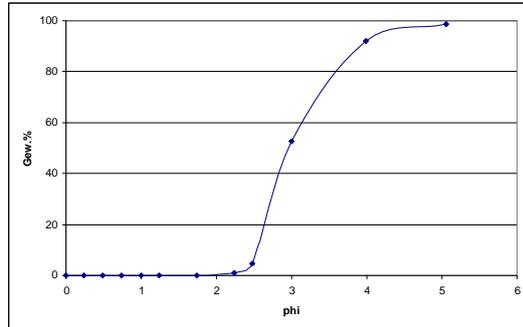
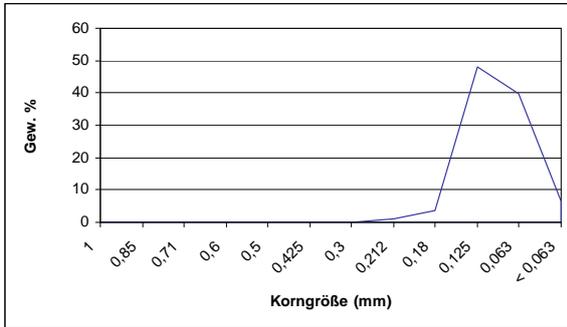
Untere Meeresmolasse II



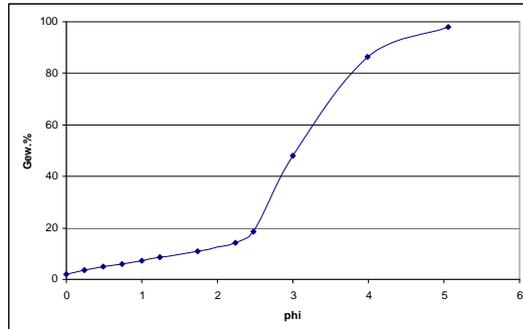
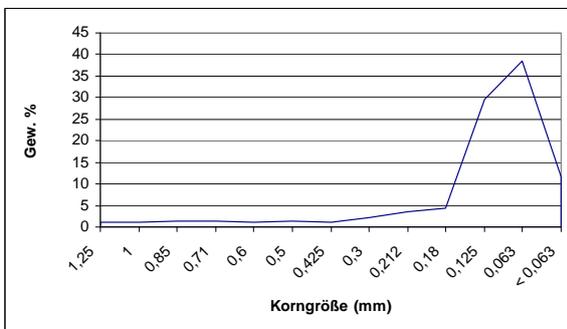
- A: Belastungsmarken an der Basis eines sandig-kiesigen Trümmerstroms der Mittleren Deutenhausener Schichten; Ammerschlucht (Oberbayern).
 B: Inkohlte Schilffreste aus dem mittleren Abschnitt der Baustein-Schichten; Halblaub & Pelz, Rettenberg.
 C: Oszillationsrippel aus unteren Abschnitt der Baustein-Schichten; Halblaub & Pelz, Rettenberg.
 D: Faltung in einem submarinen Schlammstrom der Tonmergel-Schichten; Ammerschlucht.
 E: Sohlmarken an der Basis einer Bouma-Tb-Einheit, Schüttungsrichtung von Süden; Ammerschlucht.
 F: Pyritknollen aus den unteren Abschnitt der Baustein-Schichten; Halblaub & Pelz, Rettenberg.

Anhang C: Korngrößen-Analysen

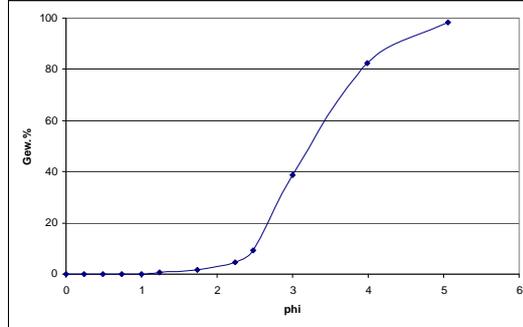
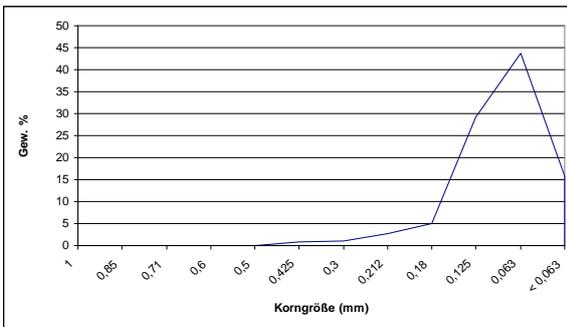
Korngrößenverteilungs- und Kornsummenkurven der sandigen Fazies (Oberen Süßwassermolasse)



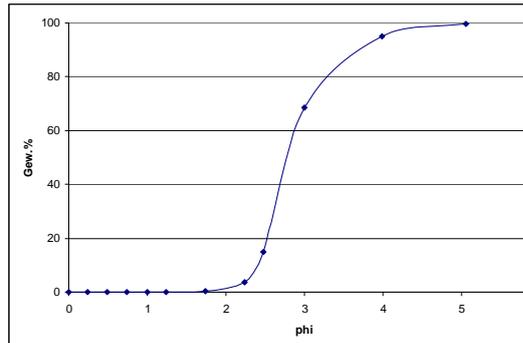
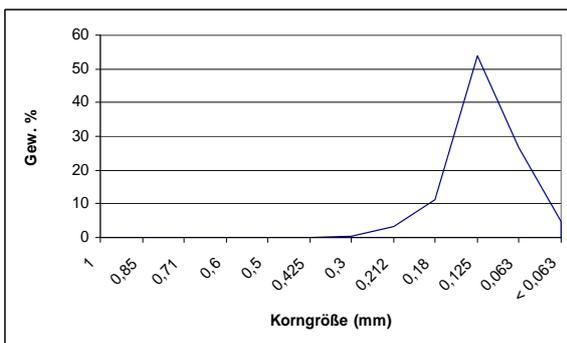
P1: Deichbruch-Fächer (Aufschluss Untereichen; Limnische Untere Serie)



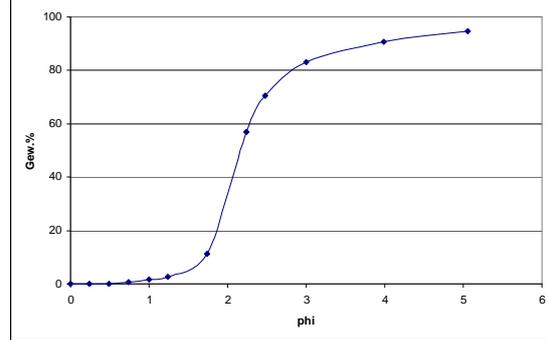
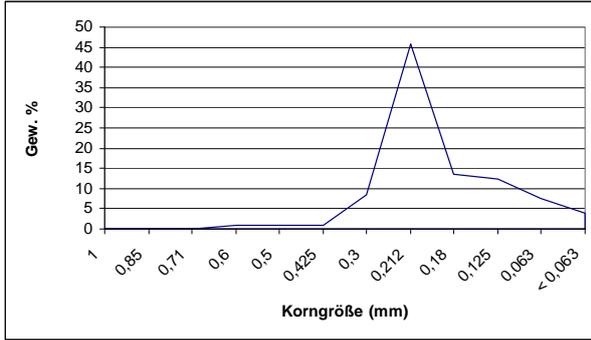
P2: Deichbruch-Fächer (Aufschluss Untereichen; Limnische Untere Serie)



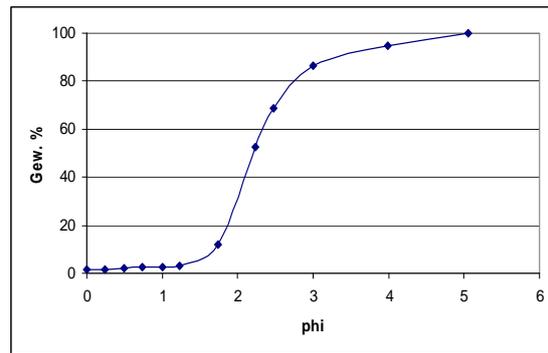
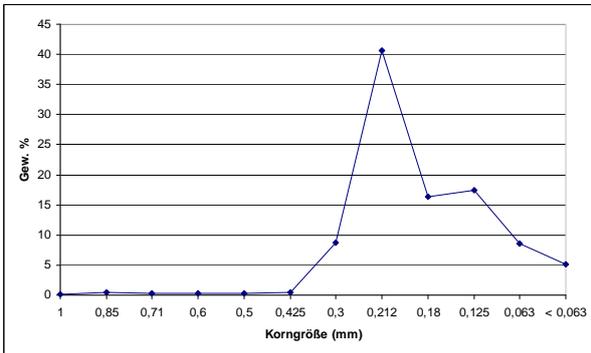
P3: Deichbruch-Fächer (Aufschluss Bellenberg; Limnische Untere Serie)



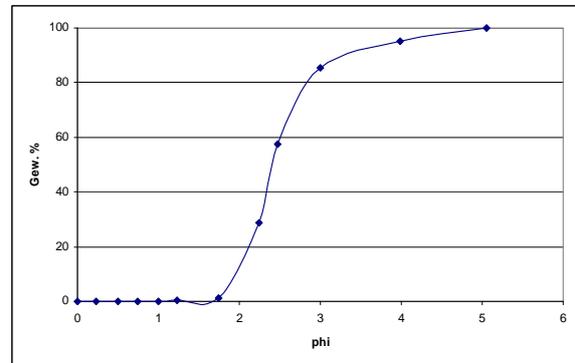
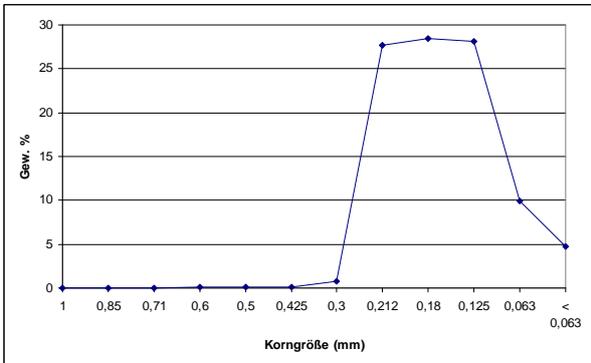
P4: Suspensionsfracht-Kanal (Aufschluss Untereichen; Limnische Untere Serie)



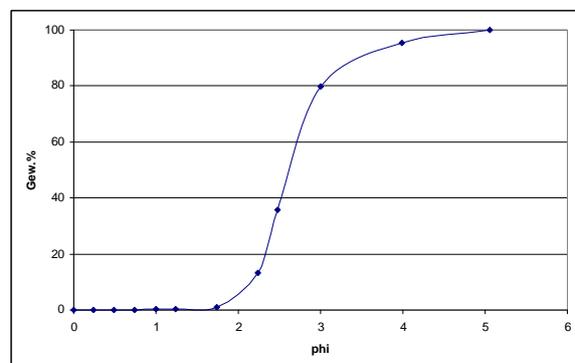
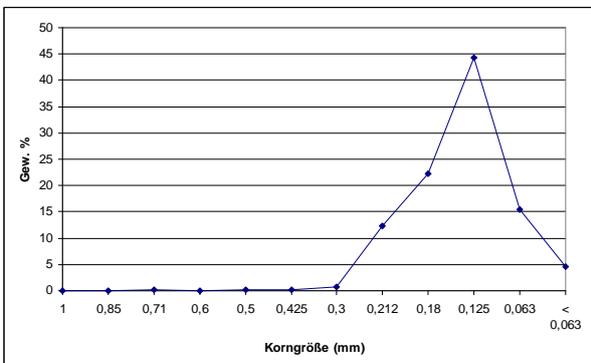
P5: Mischfracht-Kanal (Aufschluss Königshausen; Obere Serie)



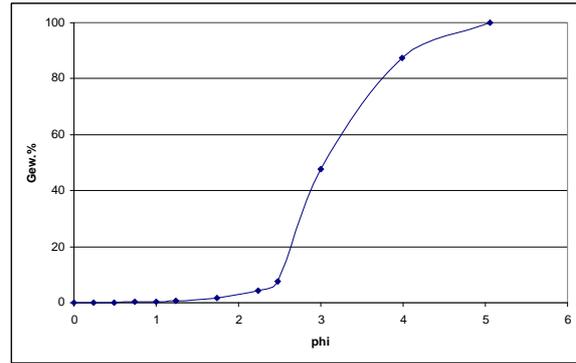
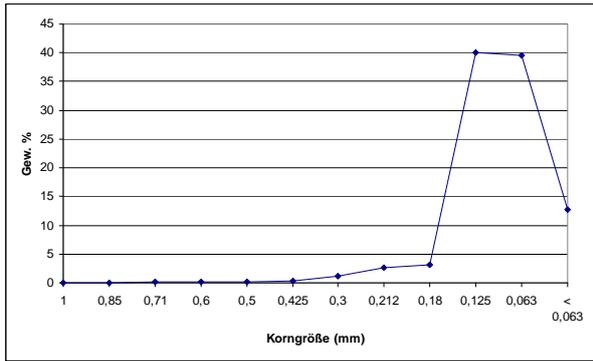
P6: Mischfracht-Kanal (Aufschluss Untereichen; Fluviale Untere Serie)



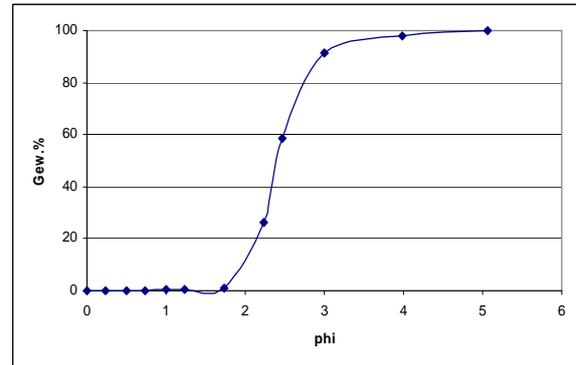
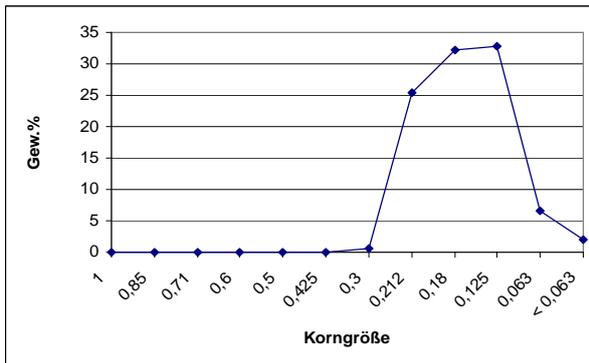
P7: Deichbruch-Kanal (Aufschluss Offingen; Limnische Untere Serie)



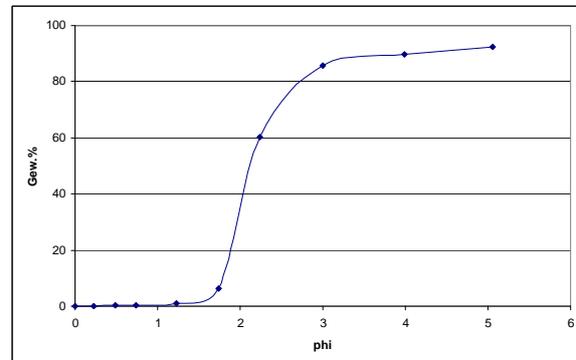
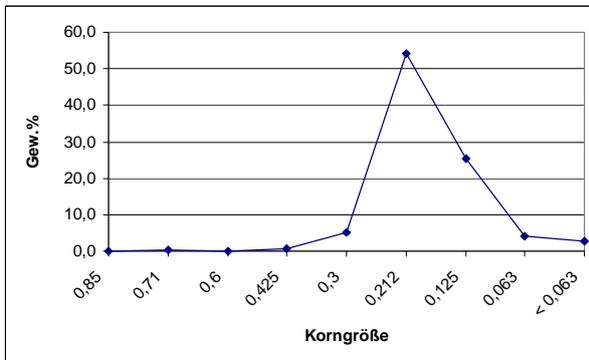
P8: Suspensionsfracht-Kanal (Aufschluss Bellenberg; Limnische Untere Serie)



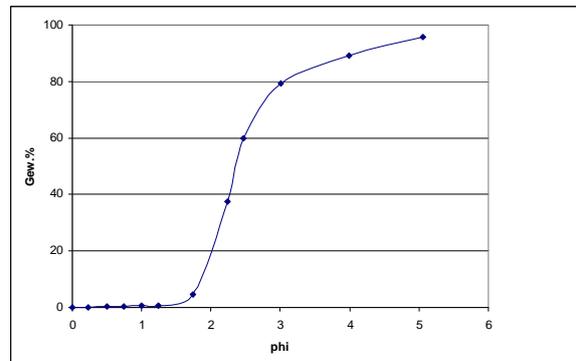
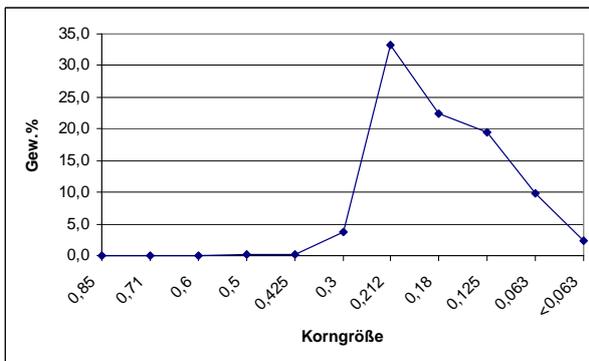
P9: Naturdeich (Aufschluss Untereichen; Limnische Untere Serie)



P10: Deichbruch-Kanal (Aufschluss Königshausen; Obere Serie)



P11: Mischfracht-Kanal (Aufschluss Buttenwiesen; Fluviatile Untere Serie)



P12: Mischfracht-Kanal (Aufschluss Tierhaupten; Fluviatile Untere Serie)

Erläuterung der Korngrößenverteilungs- und Kornsummenkurven:

Im Rahmen der Dissertation habe ich Kornverteilungskurven aus Proben der Limnischen und Fluviatilen Unteren Serie sowie der Oberen Serie der Oberen Süßwassermolasse angefertigt um verschiedene fluviale Architekturelemente zu unterscheiden. Die Diagramme zeigen, dass sich fluviale Architekturelemente auch anhand von Siebkornanalysen unterscheiden lassen. Damit ergibt sich neben der Interpretation von Paläoböden ein weiteres wichtiges Hilfsmittel zur Charakterisierung und Erkennung fluvialer Architekturelemente, was sich vor allem in Gegenden mit wenigen Geländeaufschlüssen bewährt.

Abb. P1-12 zeigen Beispiele der Korngrößenverteilung von Proben der Limnisch- Fluviatilen Unteren Serie sowie der Oberen Serie. Meine bisherigen Analysen zeigen typische korngrößenspezifische Eigenschaften von Sedimenten der Naturdeiche (Abb. P 9), Durchbruchfächer-Rinnen (Abb. P 1-3) sowie Suspensionsfracht- und Mischfracht-Rinnen (Abb. P 4-6, P 8, P 10-12). Ablagerungen der Überschwemmungsebene weisen eine mäßige Sortierung bei einem geringen Korngrößenspektrum und geringer Korngröße auf. Die schlechte Sortierung der Durchbruchfächer-Rinnensedimente zeigt, dass es bei Verlassen des Flussbettes zur Aufarbeitung bereits sedimentierter Einheiten der Überschwemmungsebene kommt. Bei Ablagerungen kleiner Fließrinnen kommt es durch mehr oder weniger stetige turbulente Fließvorgänge zu einer guten Sortierung der Sedimente. Über die Analyse von Architekturelementen konnten wir, in Kombination mit weiteren sedimentologischen und pedologischen Untersuchungen, ein Ablagerungsmodell für die für Sedimente der Oberen Süßwassermolasse erstellen (MAURER & BUCHNER 2007a, 2007b).

Anhang D: Lebenslauf mit wissenschaftlichem Werdegang

Curriculum Vitae

Persönliche Daten



Name: Maurer
Vorname: Holger
Geburtsdatum: 02.03.1973
Geburtsort: Ruit auf den Fildern
Adresse: Mörikestrasse 4
 71576 Burgstetten, Deutschland
Telefon: 0711-68581330
E-Mail: holger.maurer@geologie.uni-stuttgart.de

Berufserfahrung

2003-2006	Universität Stuttgart	Stuttgart
Wissenschaftlicher Angestellter am Institut für Geologie und Paläontologie		

- Vorlesungen und Übungen zur Petrographie/ Mineral- und Gesteinskunde
- Beratertätigkeit in Sachen Rohstoffabbau, geochemischer Analytik und Bohrkern-Interpretation
- Projekt-Leitung: Geochemische Untersuchungen zur Umweltverträglichkeit mineralischer Säge-, Bohr- und Schleifschlämme
- Publikationen in Fachzeitschriften und Vorträge auf internationalen Tagungen
- Lehrbeauftragter des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart
- Lehrbeauftragter des Geographischen Instituts der Universität Stuttgart
- Lehrbeauftragter des Instituts für Bodenkunde der Universität Hohenheim
- Leitung von Exkursionen und Praktika

Ausbildung und Qualifikation

2000-2006	Universität Stuttgart	Stuttgart
Promotion; Abschluss als Dr.rer.nat.		

- 05/2006** Prüfung zum Dr.rer.nat. an der Universität Stuttgart
- 11/2005** Abgabe der Dissertation mit dem Thema: „*Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands*“
- 11/2000 bis 05/2003:** Graduierten-Stipendium der Landesförderung Baden-Württemberg zur Finanzierung der Dissertation

2000 **Universität Stuttgart** **Stuttgart**

Abschluss als Diplom-Geologe (Dipl.-Geol.)

Diplomprüfungen in den Fächern:

- *Allgemeine Geologie* (Sedimentologie, Gesteinskunde/Petrographie, Tektonik/Strukturgeologie)
- *Historische Geologie/ Paläontologie* (Paläo-Ökosysteme, Paläoklimatologie)
- *Bodenkunde* (Chemisch-physikalische Eigenschaften, anthropogene Belastungen)
- *Angewandte Geologie* (Aquatische Geochemie, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Geophysik)

- **Thema der Diplomarbeit:** „*Sedimentologie der basalen Unteren Meeresmolasse (UMM) in Oberbayern*“

1993-1984 **Markgräfler Gymnasium Müllheim** **Müllheim (Baden)**

Abitur

1979-1984 **Grundschule Neuenburg am Rhein** **Neuenburg am Rhein**

Weitere Beschäftigungen

Tätigkeit außerhalb der Universität

- 2003 Probenehmerlehrgang I-V „Grundwasser und Boden“. Veranstaltung der Versuchseinrichtung Grundwasser und Altlasten, Universität Stuttgart (VEGAS) und dem Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz (LUBW)
- 1997-2001 *Ingenieurbüro Voigtmann*, Winnenden;
Ingenieur-geologische Arbeiten: Kleinbohrungen und Profilauswertungen, Pumpversuche, Plattendruckversuche, Aushubüberwachung an verschiedenen Altlastenstandorten
- 1999 *Dr. Walcher, Geowiss. Beratung, Pointweg 7, 95652 Waldsassen*
Bohrkernpraktikum (Beschreibung und Interpretation von Bohrkernen, Bohrkern-Geophysik)
- 1998-1999 *Ingenieurbüro CDM/Jungbauer*, Weil im Dorf;
Durchführung von Pumpversuchen, Einrichtung von Bodenluft-Messstellen, Profilaufnahmen, Probenahmen, verschiedene Aushubüberwachungen, Kleinbohrungen
- 1995 *Mailänder Ingenieur Consult.*, Karlsruhe;
Bohrerauswertungen und Probenahme im Zusammenhang der Voruntersuchungen des Großprojekts Stuttgart 21
- 1988-1993 *Herkommer & Bangarter*, Neuenburg/Rhein und Ulm;
Arbeiten im Außendienst und im chemischen Labor des Chemiehandels

Universitäre Laufbahn

WS 2002/03

bis WS 2004/05 Vorlesung und Übungsleitung im Fach „*Geologische Übungen I – Mineral- und Gesteinskunde*“ am Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart. Lehrbeauftragter des Instituts für Bodenkunde (Universität Hohenheim) und des Geographischen Instituts (Universität Stuttgart): Vorlesung und Übungen im Fach „*Geologische Übungen I – Mineral- und Gesteinskunde*“

SS 2002

bis SS 2006 Lehrbeauftragter am Institut für Geologie und Paläontologie: *Führung von mehrtägigen Pflichtexkursionen* im Nordalpinen Vorlandbecken und den Ostalpen mit verschiedenen Schwerpunkten (Schweiz, Süddeutschland, Österreich)

SS 2001

bis SS 2005 Lehrbeauftragter am Institut für Geologie und Paläontologie: Führung von Studentengruppen aus Halle und Stuttgart (Exkursionen im Gebiet des Rieskraters)

SS 2004

Lehrbeauftragter am Institut für Geologie und Paläontologie: Leitung des Praktikums „*Methoden der Angewandten Geologie I – Bohrpraktikum*“

SS 2004

Führung des 10-tägigen Geländepraktikum I „*Anfängerkartierung Kulmbach*“

seit 2003

Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart

WS 2001/02

Lehrbeauftragter am Institut für Geologie und Paläontologie: *Vorlesung „Geologie von Mitteleuropa“*.

2000-2003

Stipendium der Graduierten-Förderung zur Finanzierung der Promotion; Arbeitsplatz am Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart

bis 2000

Tutor am Institut für Geologie und Paläontologie für das Fach Allgemeine Geologie und Historische Geologie (Prüfungsvorbereitung für Vordiplom und Diplom, Gesteinskunde, Kartenkunde).

1995-2000

Verschiedene hilfswissenschaftliche Verträge am Institut für Geologie und Paläontologie (chemischen Labor, Probenaufbereitung, Exkursionsbegleitung, Übungen zur Gesteinskunde)

A u s l a n d s a u f e n t h a l t e

1994

Frankreich (Sedimentologie, Petrographie)

1995

Spanien, Kantabrisches Gebirge (Geologische Kartierung, Sedimentologie)

1996

Schweiz, Alpen (Petrographie, Sedimentologie)

1997

Spanien, Betische Kordillere (Geologische Kartierung)

1998

Schweiz, Alpen (Sedimentologie, Petrographie)

2000

Polen-Slowakei-Tschechien-Ukraine, Karpaten (Geologische Kartierung, Petrographie, Sedimentologie, Bohrkern-Aufnahmen)

2001

Österreich, Molasse (Sedimentologie)

2002

Spanien, Teneriffa (Profilaufnahmen, Petrographie)

2004

Schweiz, Molasse (Sedimentologie)

2004

Spanien, Teneriffa (Petrographie, Geochemie, Geophysik)

2005

Frankreich, Auvergne (Petrographie, Geochemie)

2005

Spanien, Teneriffa (Sedimentologie, Geochemie)

Publikationen und Vorträge

Publikationen

MAURER, H., BUCHNER, E. UND SEYFRIED, H. (2002): Wie marin ist die Untere Meeresmolasse? Überlegungen zur Entstehung der Deutenhausener Schichten (basale Untere Meeresmolasse) im westlichen Oberbayern. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 153/1: 77-91.

BUCHNER, E., FLÖDL, E., MAURER, H. UND SEYFRIED, H. (2005): Volume estimation for the Adelegg Fan (North Alpine Foreland Basin, Upper Freshwater Molasse, southern Germany). - Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 155/2-4: 137-148.

BUCHNER, E., GRÄSSLIN, M., MAURER, H., RINGWALD, H., SCHÖTTLE, U. & SEYFRIED, H. (2006): Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: consequences for the Ries crater, southern Germany. – ICARUS (in press).

MAURER, H. & BUCHNER, E. (2006): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. - Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (im Druck).

KRÖCHERT, J., MAURER, H. & BUCHNER, E. (2006): Fossil beaches as evidence for significant uplift of Tenerife, Canary Islands (Spain). – International Journal of Earth Science (submitted).

MAURER, H. & BUCHNER, E. (2006): Rekonstruktion von Faziesbereichen mäandrierender Flusssysteme mittels Paläoböden (Obere Süßwassermolasse, Nordalpines Vorlandbecken SW-Deutschland. - Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (im Druck).

PRIETO, J., BÖHME, M., MAURER, H., HEISSIG, K., ABDUL-AZIZ, H. (2007): Sedimentology, biostratigraphy and environments of the Untere Fluviale Serie (Lower and Middle Miocene) in the central part of the North Alpine Foreland Basin – implications for basin evolution (submitted).

Vorträge

Geologische Vereinigung (Geology 2000), Wien, April 2000;

MAURER, H., BUCHNER, E. & SEYFRIED, H.: Sedimentologie der basalen Unteren Meeresmolasse in der Ammerschlucht (Oberbayern).

Molasse-Group-Meeting 2004, Freiburg;

MAURER, H., BUCHNER, E., FELS, A. & SEYFRIED, H.: Archaische Bedingungen im Sedimentbecken der Unteren Meeresmolasse – Detritischer Pyrit aus den Deutenhausener Schichten.

Molasse-Group-Meeting 2004, Freiburg;

BUCHNER, E., GRÄSSLIN, M., MAURER, H., RINGWALD, H., SCHÖTTLE, U., SEYFRIED, H.: Der „Brockhorizont“ im nordalpinen Vorlandbecken – Auswurfmechanismen und Auswurfweiten am Beispiel des Nördlinger Ries-Impakts.

Industrieverband Steine und Erden Baden-Württemberg e.V. (ISTE) 2005, Ostfildern;

MAURER, H. & SEYFRIED, H.: Geochemische Untersuchungen zur Umweltverträglichkeit mineralischer Säge-, Bohr- und Schleifschlämme.

Molasse-Group-Meeting 2006, Geneva;

MAURER, H. & BUCHNER, E.: Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands.

European Geoscience Union 2006, Vienna;

BUCHNER, E., GRÄSSLIN, M., MAURER, H. , RINGWALD, H., SCHÖTTLE, U. & SEYFRIED, H.: Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: consequences for the Ries crater, southern Germany.

K e n n t n i s s e

Sprachkenntnisse

- Deutsch (Muttersprache)
- Englisch (fortgeschrittene Kenntnisse)
- Französisch (erweiterte Grundlagen)
- Spanisch (Grundlagen)

EDV-Kenntnisse

- MS Office, Adobe Illustrator/Photoshop, Designer, Canvas, Corel Draw, ArcGis, ProfilTec

Gesetze, Verordnungen und Richtlinien

- BBodSchG, BBodSchV, DepV, KrW-/AbfG, EAK, AVV, TA-Abfall, WHG, WG BW, LAGA 20, VDI 4640, BBergG, BNatSchG, AbfKlärV, GewAbfV, Rohstoffsicherungskonzept II, Leitfaden Erdwärme, ROG, DIN 4021-4024, DIN 18130