

Zur Entstehung rhythmisch geschichteter Beckensedimente des
Illergletschergebietes (Südwest Bayern)

I n a u g u r a l - D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Arne Link

aus Koblenz

Köln

2004

Berichtersteller:

Prof. Dr. W. Boenigk

Prof. Dr. E. Brunotte

Tag der mündlichen Prüfung: 12. Juli 2004

KURZFASSUNG. In einem klassischen Zungenbecken des süddeutschen Alpenvorlandes (Illergletschergebiet, Südwest Bayern) wurde die Verbreitung glazilimnischer Beckensedimente aufgenommen und unter Auswertung von Bohrungen und Aufschlüssen ein dreidimensionales Modell zur räumlichen Lagerung der Beckensedimente erstellt (Kap. 3). Mit Hilfe sedimentologischer, mineralogischer und geochemischer Untersuchungsmethoden konnten an acht Kernbohrungen und drei Aufschlüssen Informationen über Aufbau und Genese der glazilimnischen Beckensedimente gewonnen werden (Kap. 4). Die Untersuchungen wurden durch Lumineszenzdatierungen (OSL Methoden) ergänzt, die eine chronologische Einstufung der Sedimente ermöglichen (Kap. 5). Mit der Analyse eines Digitalen Geländemodells (ArcView) konnte für den spät(hoch)glazialen Kemptener See ein geologisch-morphologisch plausibler Seespiegelstand simuliert werden (Kap. 6).

Die untersuchten Beckensedimente sind nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen das Produkt vier verschieden alter Seebildungsphasen.

Zwei präwürmzeitliche Beckenschluffserien sind im nördlichen Bereich des Kemptener Beckens im Luiblingstobel zu finden und durch einen Tillkomplex voneinander getrennt. Der hohe Kompaktionsgrad und die Anzahl der überlagernden Tillkomplexe lässt für die Sedimente der unteren limnischen Serie mindestens eine zweimalige, für die Sedimente der oberen limnischen Serie mindestens eine einmalige Überföhrung durch Gletschereis annehmen. Das präwürmzeitliche Alter wird durch die Ergebnisse von sechs OSL-Datierungen gestützt, die auf ein Mindestalter > 150 ka hinweisen.

Glazilimnische Beckensedimente der nächstjüngeren Seebildungsphase sind am östlichen Rand des Kemptener Beckens in den Profilen Lauben (Lau), Hofen (Hof) und Gräbelesmühle (Grä) überliefert. Nach den Untersuchungen zur räumlichen Verbreitung (Kap. 3) konnten diese Sedimente nicht zweifelsfrei einem spät(hoch)glazialen Kemptener See zugeordnet werden. Insgesamt acht OSL-Datierungen (Profile Lau und Grä) weisen auf eine mittelwürmzeitliche Seebildungsphase im OIS 3 hin, in der klastische Rhythmite abgelagert wurden, die dem klassischen Warvenzyklus im Sinne von DE GEER (1912) folgen. Ihre Entstehung wird im Zusammenhang mit dem Zerfall eines mittelwürmzeitlichen Illergletschers gesehen. Anhand der Lage der untersuchten Profile im Gletscherbecken lässt sich eine Vorstoßweite eines mittelwürmzeitlichen Illergletschers ableiten, die mindestens 23 km in das Alpenvorland reichte. In einer ca. 10 km breiten Zone, die sich südlich der Äußeren Jungendmoränen anschließt, wird eine vom Würmhochstand (OIS 2) überföhrene Eisrandlage vermutet, die unter Berücksichtigung regionaler und überregionaler Klimaarchive dem OIS 4 zugeordnet wird.

Beckensedimente der jüngsten limnischen Phase konnten im Kemptener Becken und im Seifener Becken untersucht werden. Aufgrund der oberflächennahen Lagerung dieser Beckenschluffe (Bohrungen Lamineten 1 bis 5, Vocken, Thanners), sowie der Position im Gletscherbecken (südlich der Jungendmoränen) lässt sich eine Eisüberföhrung und somit ein höheres Alter als Spät(hoch)glazial ausschließen. Das spät(hoch)glaziale Alter wird zudem durch drei OSL-Datierungen unterstützt.

Die spät(hoch)glazialen Beckenschluffe des Kemptener Beckens lassen sich in drei lithologische Einheiten gliedern. Über einem Till-Komplex folgen mit Einheit 3 eisrandnah abgelagerte dropstoneföhrende Beckenschluffe, die auf eine beginnende glazilimnische Ablagerungsphase hinweisen. Die folgenden grauen Beckentone der Einheit 2 sind das Resultat einer ereignisdominierten Sedimentation innerhalb eines instabilen Seebeckens, was eine zuverlässige Durchführung von Lagenzählungen verhindert. Vereinzelt klar definierte Lagenfolgen weisen auf hohe Mindestsedimentationsraten hin, die im Zentimeterbereich liegen. Mit dem Wechsel zur Einheit 1 kommt es zu einer sprunghaften Abnahme der Lagendicke und zur Ablagerung millimetergeschichteter klastischer Rhythmite, die zahlreiche Merkmale klastischer Warven aufweisen. Anhand von Lagenzählungen, die an zwei Kompositprofilen durchgeführt wurden, lässt sich für die Einheit 1 ein Bildungszeitraum von ca. 1000 Jahren nachweisen.

Eine Gegenüberstellung dieser limnischen Sedimentfolge mit klastischen Profilabschnitten rezenter Voralpenseen (Bodensee, Zürichsee), die sich im benachbarten Rhein-Linth Gletschergebiet befinden, weist auf eine vergleichbare lithologische Entwicklung hin. Besonders auffällig ist ein in allen drei Seen auftretender markanter lithologischer Wechsel zwischen zentimetergeschichteten Rhythmiten und millimetergeschichteten klastischen Warven. Es wird ein Zusammenhang mit einem klimatischen Rückschlag vermutet, der nach der INTIMATE Event-Stratigraphie (BJÖRCK et al. 1998) des GRIP-Kerns mit dem Wechsel zwischen den Substadien GS 2 b (19,5 bis 16,9 GRIP Jahre B.P.) und GS 2 a (16,9 bis 14,7 GRIP Jahre B.P.) dokumentiert ist.

Eine GIS gestützte Analyse eines Digitalen Geländemodells ermöglicht es, unter Berücksichtigung von Geländedaten, Bohrdaten und Literaturdaten, für den spät(hoch)glazialen Kemptener See eine maximale Seespiegelhöhe von 675 bis 680 m NN abzuleiten. Deutlich höher gelagerte Deltaforesets (Höhe > 690 m NN), die das Kemptener Becken umsäumen, werden als Relikte älterer Seebildungsphasen angesehen.

ABSTRACT. The distribution of glaciolacustrine sediments was mapped in the Kempten Basin, SW Bavaria, southern Alpine Foreland. A three-dimensional model of the basin sediments was developed by analysing core data and outcrops in the area (Chapter 3). Information about the structure and origin of the glaciolacustrine sediments was achieved using sedimentological, mineralogical and geochemical methods (Chapter 4). The investigations are supplemented by the results of luminescence dating (OSL methods), which provide a chronological frame for the investigated sediments (Chapter 5). Lake-level of Lake Kempten after the last glaciation of the Alpine Foreland is simulated using a digital three-dimensional elevation model (ArcView) (Chapter 6).

According to the presented results, the investigated basin sediments are products of four different phases of lake formation.

Two series of pre-Würmian silty lake deposits are found in the northern part of the Kempten Basin at Luiblingstobel and are separated by a till-complex. The high degree of compaction and the number of overlying till-complexes imply that the upper lacustrine series was at least once and lower lacustrine series was at least twice overridden by younger glaciations. The pre-Würmian age of the sediment is supported by six OSL-ages, indicating an age of > 150 ka.

Glaciolacustrine sediments of the next younger phase of lake formation are preserved at the eastern margin of the Kempten basin at the sites of Lauben (Lau), Hofen (Hof) and Gräbelesmühle (Grä). According to the geographical extension it is not possible to securely attribute these sediments to a Lake Kempten that developed after the last glaciation of the Alpine Foreland. Eight OSL dates (sections Lau and Grä) indicate a Middle Würmian age of lake formation during oxygen isotope stage (OIS) 3. The deposits consist of clastic rhythmites, which follow classical varve cycles *sensu* DE GEER (1912). The formation of these sediments is interpreted to result from the decay of a Middle Würmian Iller glacier. The extent of this glaciation is reconstructed from the position of the investigated sites and it is assumed that the Iller glacier reached at least 23 km into the Alpine Foreland. A former ice margin is presumably located in an area 10 km south of the Last Glacial Maximum (LGM). This older end moraine belt is correlated with OIS 4 considering regional and global climate archives and was overridden by the Würmian maximum during OIS 2.

Basin sediments of the youngest lake phase were investigated in the Kempten and Seifen basins. According to the near surface position of the laminated sediments (cores Lamineten 1 to 5, Vocken, Thanners) and the position of the basin within the extension of the last glaciation a pre-LGM age is excluded. This age is confirmed by the results of three OSL datings.

The late Würmian lacustrine sediments of the Kempten basin can be subdivided into three lithological units. Above the till-complex follows unit 3, which consists of proglacial silts with dropstones that indicate an on-setting phase of glaciolacustrine deposition. The grey silts of unit 2 are the result of an event-dominated sedimentation within an instable lake basin, which makes it impossible to securely count the lamination. A few well-defined laminations imply a high minimum sedimentation rate of a few centimetres per year. A sudden decrease in lamination thickness is recorded with the on-set of unit 1 and the deposition of millimetre thick clastic rhythmites, which show several criteria of annually laminated sediments. According to the counting of laminations carried out on two sections a timeframe of about 1000 years is attributed to unit 1.

Comparison of the glaciolacustrine sediments from the Kempten basin with sections from modern lakes of the Alpine Foreland (Lake Konstanz, Lake Zurich), located in the near Rhein-Linth glacier system, indicate a similar lithological development. In all three lakes, a prominent change in lithology occurs from centimetre-thick rhythmites to millimetre-thick annually laminated sediments. It is assumed that this change in sedimentation was caused by the climatic deterioration as recorded in the INTIMATE event-stratigraphy of the GRIP core documented by the change from substacial GS 2 b (19.5 to 16.9 GRIP yr B.P.) and GS 2 a (16.9 to 14.7 yr B.P.) (BJÖRCK et al. 1998).

A lake-level of 675 to 680 m NN for the Late Würmian Lake Kempten is reconstructed using GIS based analysis of the digital elevation model by considering field and coring data as well as information published in the literature. The significantly higher delta foresets (elevation > 690 m NN) surrounding the Kempten basin are interpreted as relicts of older phases of lake formation.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	7
1.1 Fragestellung	8
1.2 Lage des Arbeitsgebietes	9
1.3 Landschaftsformen	9
1.4 Klima	11
1.5 Gewässernetz	11
1.6 Vegetation	13
1.7 Geologie	13
1.8 Forschungsgeschichte	16
2 Untersuchungsmethoden	18
2.1 Geländearbeiten	18
2.1.1 Voruntersuchungen	18
2.1.2 Kernentnahme	18
2.2 Laboruntersuchungen	19
2.2.1 Bearbeitung der Sedimentkerne, Kernbeprobung und Gefrierdrying	19
2.2.2 Radiographien	20
2.2.3 Bildanalyse mit ImageJ	20
2.2.4 Dünnschliffe	23
2.2.5 Rasterelektronenmikroskop	23
2.2.6 Korngrößenanalyse	23
2.2.7 Röntgendiffraktometrie	24
2.2.8 Röntgenfluoreszenzanalyse	24
2.2.9 Quantitative Karbonatbestimmung	24
2.3 Altersbestimmungen	25
2.3.1 Datierung mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL)	25
2.3.2 AMS ¹⁴ C – Datierungen	27
2.4 GIS gestützte Untersuchungen	28
2.4.1 Anwendung von Arc View	28
2.4.2 Anwendung der 3D-Modellierungssoftware GSI 3D	29
3 Räumliche Verbreitung limnischer Beckensedimente	31
3.1 Auswertung der Geländebefunde und Bohrdaten	31
3.1.1 Lagerungstyp 1 (<i>Limnische Beckensedimente, oberflächennah anstehend</i>)	31
3.1.2 Lagerungstyp 2 (<i>Limnische Beckensedimente, mit erosiver Kiesüberlagerung</i>)	34
3.1.3 Lagerungstyp 3 (<i>Limnische Beckensedimente, eindeutig glazial überprägt</i>)	36
3.2 Darstellung der Lagerungsverhältnisse anhand räumlich vernetzter Profilschnitte	36
3.3 Interpretation	39

4 Aufbau und Genese glazilimnischer Sedimente des oberen Illertals	41
4.1 Beckenschluffe des Lagerungstyps 1	41
4.1.1 Hochfläche östlich Lamineten (Bohrungen Lam 1 bis 5 und Voc 1)	41
4.1.1.1 Lithologie, Sedimentologie und Lagencharakteristik	42
4.1.1.2 Lagenzählung und Lagenvermessung an Einheit 1	59
4.1.1.3 Mineralogisch-geochemische Zusammensetzung	63
4.1.2 Seifener Becken	70
4.1.2.1 Bohrung Thanners	70
4.2 Beckenschluffe des Lagerungstyps 2	75
4.2.1 Baugrube Lauben	75
4.2.2 Bohrung Hofen	78
4.2.3 Aufschluss Gräbelesmühle	81
4.3 Beckenschluffe des Lagerungstyps 3	85
4.3.1 Luiblingstobel	86
5 Untersuchungen zur Chronologie der limnischen Beckensedimente	89
5.1 Datierungen mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL)	89
5.2 AMS ¹⁴ C Datierungen	95
6 Untersuchungen zum maximalen Seespiegelstand des Kemptener Sees	96
6.1 Simulierte Seespiegelhöhe 670 m NN	97
6.2 Simulierte Seespiegelhöhe 680 m NN	100
6.3 Simulierte Seespiegelhöhe 690 m NN	101
6.4 Simulierte Seespiegelhöhe 700 m NN	101
6.5 Interpretation und Diskussion	101
7 Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse	105
7.1 Die spät(hoch)glazialen Bänderschuffe des Kemptener Beckens im Vergleich mit klastischen Profilabschnitten rezenter Voralpenseen	105
7.2 Zur Frage einer Vergletscherung des Kemptener Beckens im Mittleren Würm	110
7.3 Zusammenfassende chronologische Einordnung der Untersuchungsergebnisse	114
8 Literatur	119
9 Dank	129
10 Anhang	131

1 Einleitung

Im Alpenvorland setzte mit dem Zerfall der hochwürmzeitlichen Vorlandgletscher und dem Rückzug der Eismassen in die Alpentäler eine ausgedehnte Seebildungsphase ein. In den glazial übertieften Zungenbecken kam es zur Bildung zahlreicher Vorlandseen, die zum überwiegenden Teil bereits im Spät(hoch)glazial bis frühen Holozän verlandeten. Die rezent auftretenden klassischen Vorlandseen des nördlichen Alpenvorlandes stellen daher nur ein deutlich reduziertes Abbild dieses nacheiszeitlichen Seenstadiums dar (Abb. 1).

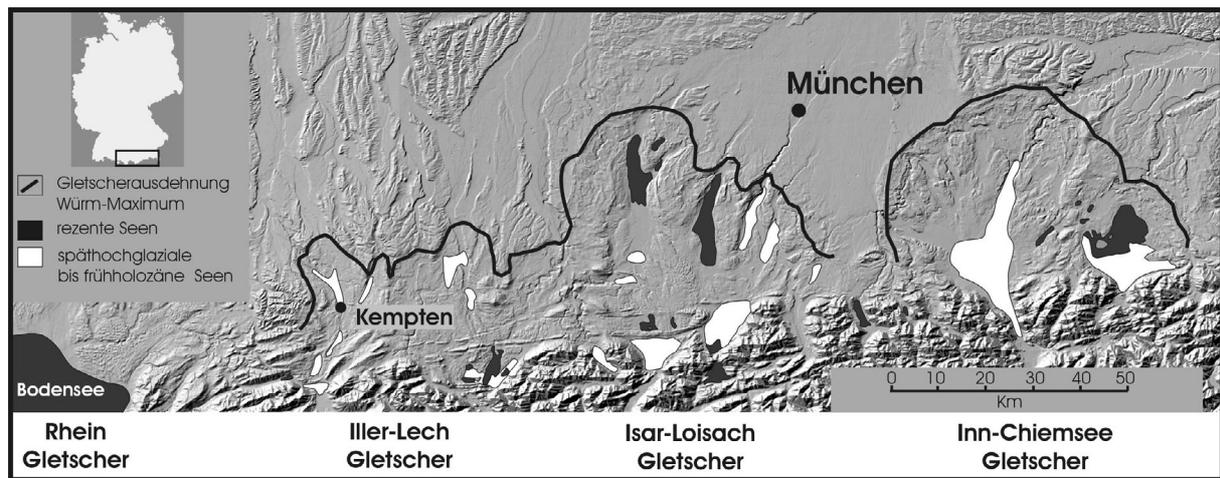


Abb. 1: Süddeutsches Alpenvorland mit Ausdehnung der würmzeitlichen Vorlandgletscher. Verbreitung von rezenten und verlandeten Seeflächen zusammengestellt nach Angaben von PENCK & BRÜCKNER (1901-09), JERZ (1974), SCHUMANN (1969); Kartengrundlage: Top50, Bayern Süd (CD-ROM).

In den verlandeten Seebecken finden sich heute mächtige limnische Sedimentfolgen, die überwiegend der späthochglazialen bis spätglazialen Seebildungsphase (z.T. auch Holozän) entsprechen. Trotz ihrer weiten Verbreitung im Alpenvorland sind systematische sedimentologische Untersuchungen, die eine lithologische Gliederung dieser Bänderschluflvorkommen ermöglichen, äußerst selten. Im gesamten bayerischen Alpenvorland wurden bisher ausschließlich die Bändertone des spätglazialen Rosenheimer Sees über längere Profilabschnitte auf ihre Lagencharakteristik untersucht (SCHUMANN 1969).

Geophysikalische Untersuchungen und die Auswertung von Bohrdaten konnten im bayerischen Alpenvorland, in einzelnen voralpinen Becken, Informationen zur Verbreitung und zur Mächtigkeit dieser limnischen Sedimente erbringen. Auffällig war hierbei, dass unter mächtigen (z.T. > 100 m) spätwürmzeitlichen Beckenschluflfen, sowie in den randlichen Bereichen der Vorlandbecken häufig ältere, eisüberfahrene glazilimnische Sedimente auftreten (BADER 1979, JERZ 1979). Die stratigraphische Einstufung dieser älteren Sedimente ist in den

meisten Fällen jedoch nicht durch unabhängige Datierungsmethoden belegt. In vielen Fällen werden diese Moränen-Beckenschluffkomplexe, aufgrund ihrer relativen Abfolge und ihres Kompaktionsgrades, in die klassischen Glaziale Riss und Mindel eingestuft.

Palynologische Untersuchungen und Datierungen von vereinzelt auftretenden Schieferkohlenlagen (PESCHKE 1983) belegen, dass die im schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland häufig als Interglazial eingestuften Schieferkohlen (PENCK 1901-09) einen interstadialen Charakter aufweisen. Damit entfällt eine Möglichkeit sie zur Trennung zwischen den einzelnen Glazialen zu verwenden. Vollständige interglaziale Vorkommen sind dagegen nur punktuell im Alpenvorland vertreten. So stellt beispielsweise in Süddeutschland die Typlokalität des Riss-Würm und des Mindel-Riss Interglazials am Samerberg (GRÜGER 1979, 1983) ein wichtiges Klimaarchiv für den jeweils dort dokumentierten Zeitraum dar. Da derartige Sedimentfolgen in den meisten süddeutschen Vorlandbecken entweder fehlen oder nur kleinräumig zu verfolgen sind (GRÜGER & SCHREINER 1993, MÜLLER 2001), bleibt die stratigraphische Stellung der älteren und eisüberfahrenen Moränen-Beckenschluffkomplexe vielfach unsicher.

1.1 Fragestellung

In einem klassischen Zungenbecken (Illergletscher) des nördlichen Alpenvorlandes sollten glazilimnische Beckensedimente eines spät(hoch)glazialen Vorlandsees (Kemptener See) nach folgenden Kriterien untersucht werden.

- In einem ersten Schritt sollte die räumliche Verbreitung glazilimnischer Sedimente im Kemptener Becken neu aufgenommen werden. Ausgehend von der bisher bekannten Verbreitung der Sedimente sollte unter Einbeziehung eigener Bohrungen und zahlreicher Archivbohrungen kritisch die Frage beantwortet werden, ob es alleine aufgrund der Lagerungsverhältnisse möglich ist, die bisher vorgenommene spät(hoch)glaziale Einstufung zahlreicher bisher undatierter Bänderschluflvorkommen zweifelsfrei zu bestätigen.
- In einem zweiten Schritt sollten Beckenschluffe aus unterschiedlichen Positionen des Zungenbeckens mit Hilfe von Datierungen mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL) in einen chronostratigraphischen Zusammenhang gestellt werden.
- Die Konstruktion vernetzter Profilschnitte innerhalb einer 3-D Modellierungssoftware (GSI3D) sollte erstmals Informationen zur räumlichen und dreidimensionalen Lage der Bänderschluflvorkommen im Zungenbecken liefern.

- Anhand einer sedimentologischen Untersuchung kontinuierlicher Sedimentsequenzen sollten an den Bänderschluflvorkommen unterschiedliche Ablagerungsmilieus identifiziert werden, die möglicherweise Hinweise auf die Seeentwicklung und die Rückzugsgeschichte des zerfallenden Illergletschers liefern können.
- Mit einer GIS gestützten Simulation verschiedener Seespiegelstände sollte für den spät(hoch)glazialen Kemptener See ein geologisch und geomorphologisch plausibler Seespiegelstand rekonstruiert werden.

Die Untersuchungsergebnisse zu den einzelnen Themenkomplexen werden in eigenständigen Kapiteln vorgestellt, interpretiert und diskutiert. Im abschließenden Kapitel 7 werden die einzelnen lokalen Untersuchungsergebnisse in einem überregionalen Rahmen dargestellt und im Bezug mit klimatischen Aspekten diskutiert.

1.2 Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im süddeutschen Alpenvorland, im bayerisch-schwäbischen Allgäu. Wirtschaftliches und kulturelles Zentrum dieser Region ist die kreisfreie Stadt Kempten (Abb. 2). Sie bildet den Ausgangspunkt der Untersuchungen, die sich westlich und östlich der Iller auf das zentrale Zungenbecken des würmzeitlichen Illergletschers konzentrierten. Zu den grösseren Ansiedlungen im nördlichen Arbeitsgebiet gehören die Ortschaften Altusried und Dietmannsried. Ergänzende Untersuchungen wurden an limnischen Sedimenten des ca. 20 km südlich von Kempten gelegenen Seifener Beckens durchgeführt.

1.3 Landschaftsformen

Das Illergletschergebiet grenzt nach Norden an die glazifluviatilen Schotterfelder der Iller - Lechplatte deren Sedimente seit PENCK & BRÜCKNER (1901-09) als Typusregion für die Mehrgliedrigkeit des Eiszeitalters gelten (Abb. 2). Das Untersuchungsgebiet gehört naturräumlich in den Bereich des voralpinen Hügel- und Moorlandes (MEYNEN et al. 1953-1962), welches sich u.a. in die Untereinheiten Iller-Vorberge und Adelegg gliedern lässt.

Der nördliche Bereich der Iller-Vorberge wird durch die Endmoränenlandschaft des Illergletschers (Alt- und Jugendmoränen) geprägt.

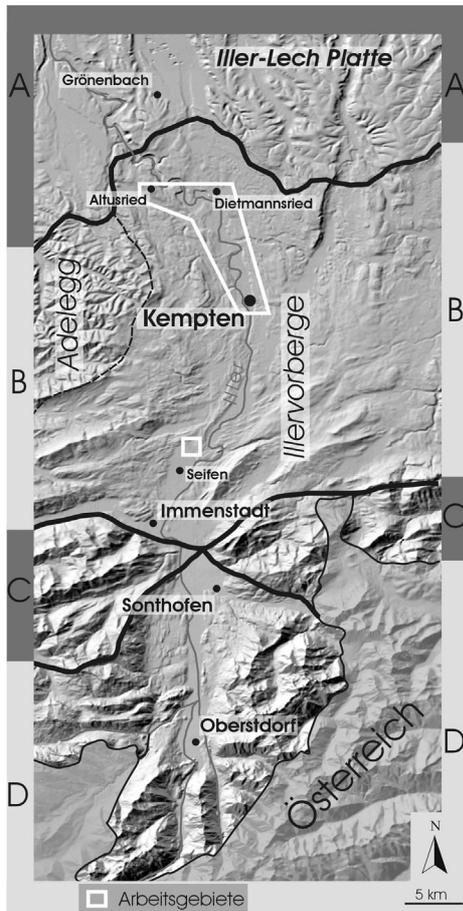


Abb. 2:

Reliefkarte mit Lage der Arbeitsgebiete, sowie der naturräumlichen Gliederung nach MEYNEN et al. (1953 -1962); Kartengrundlage: Top50, Bayern Süd (CD-ROM).

A: Donau-Iller-Lech Platten

B: Voralpines Hügel- und Moorland

C: Schwäbisch-Oberbayerische Voralpen

D: Nördliche Kalkalpen

Der zentrale Teil wird vom Kemptener Becken gebildet, das sich nach Norden in das Altusrieder und Dietmannsrieder Teilbecken aufspaltet.

Der südliche Teil der Illervorberge gehört geologisch bereits in den Bereich der Faltenmolasse und zeigt sich im Landschaftsbild durch ausgeprägte Südwest-Nordost verlaufende Höhenzüge, die Höhen von bis zu 1250 m NN erreichen. Westlich der Iller erhebt sich die Adelegg, die das Illergletschergebiet vom Rheingletschergebiet abtrennt. Dieses Molassehochgebiet mit Mittelgebirgscharakter (Große Schwedenschanze, 1126 m NN) gehört in geologischer Hinsicht zur Vorlandmolasse. Als jüngstes prägendes Reliefelement durchschneidet das Illertal in Süd-Nordrichtung das Untersuchungsgebiet. Dabei durchbricht es mehrfach quer streichende Molassestrukturen und weitet sich nördlich von Kempten in weiten Mäanderbögen im ehemaligen Zungenbecken des Illergletschers aus. Nordwestlich von Dietmannsried durchbricht die Iller mit einem bis zu ca. 70 bis 150 m eingetieften Canyon den Moränengürtel. Ihre hoch-, spät- und postglazialen Terrassen stellen ein wichtiges Kriterium für die Gliederung des spät(hoch)glazialen Eisrückzugs dar (ELLWANGER 1980 a, HABBE 1985, 1986).

1.4 Klima

Das Untersuchungsgebiet liegt im Klimabezirk des schwäbischen Alpenvorlandes. Die Zufuhr feuchter Luftmassen aus westlicher Richtung führt aufgrund der Stauwirkung der Alpen zu relativ hohen Niederschlagsmengen (1000 bis 1500 mm), die mit der Nähe zu den Alpen deutlich zunehmen (BAYFORKLIM 1996). Die Höhenlage des Gebietes (650 bis über 1000 m NN) führt für zentraleuropäische Verhältnisse zu vergleichsweise strengen Wintertemperaturen, die im Januar im Mittel unter -2°C liegen (HENDL 1966). Das Klima ist entsprechend kühl und feucht. Die gegenwärtige Jahresdurchschnittstemperatur der Wetterstation Kempten (Zeitraum 1961-1990) liegt bei $6,9^{\circ}\text{C}$, die jährliche Niederschlagsmenge beträgt 1273 mm (Tab. 1).

In den Höhenlagen der Adelegg und der Iller-Vorberge treten deutlich höhere Jahresniederschlagssummen ($> 1800\text{ mm}$) auf.

Tab. 1: Klimadaten der Wetterstation Kempten für den Zeitraum 1961-1990 (www.dwd.de).

Ort	Wetterstation Kempten
Höhe (m NN)	705
Mittlere Jahreslufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$)	6,9
Mittlere Lufttemperatur Januar ($^{\circ}\text{C}$)	-2,1
Mittlere Lufttemperatur Juli ($^{\circ}\text{C}$)	14,5
Mittlerer Jahresniederschlag (mm)	1273
Mittlerer Niederschlag Januar (mm)	83
Mittlerer Niederschlag Juli (mm)	163

1.5 Gewässernetz

Das Gebiet wird in Süd-Nord Richtung von der Iller durchzogen, die zur Donau entwässert (Abb. 3). Das autochthone Gewässernetz, welches die höher gelegenen Randbereiche des Beckens entwässert, ist auf die Iller hin ausgerichtet, die im Beckentiefsten verläuft. Ein Großteil der Bäche (z.B. Rottach, Kollerbach und Mühlbach) entspringt im Hochgebiet der Adelegg, in Höhen zwischen 850 bis 1000 m NN und mündet nach wenigen Kilometern Fließstrecke in die Iller (650 bis 660 m NN). Der Stigisbach entwässert das Altusrieder Teilbecken und strömt nach Südosten der Iller entgegen. Im Osten des Arbeitsgebietes ist besonders die Leubas mit ihrem tief eingeschnittenen Tal hervorzuheben, die eine Verbindung zwischen dem Kemptener Becken und dem östlich gelegenen Wildpoldsrieder Becken herstellt.

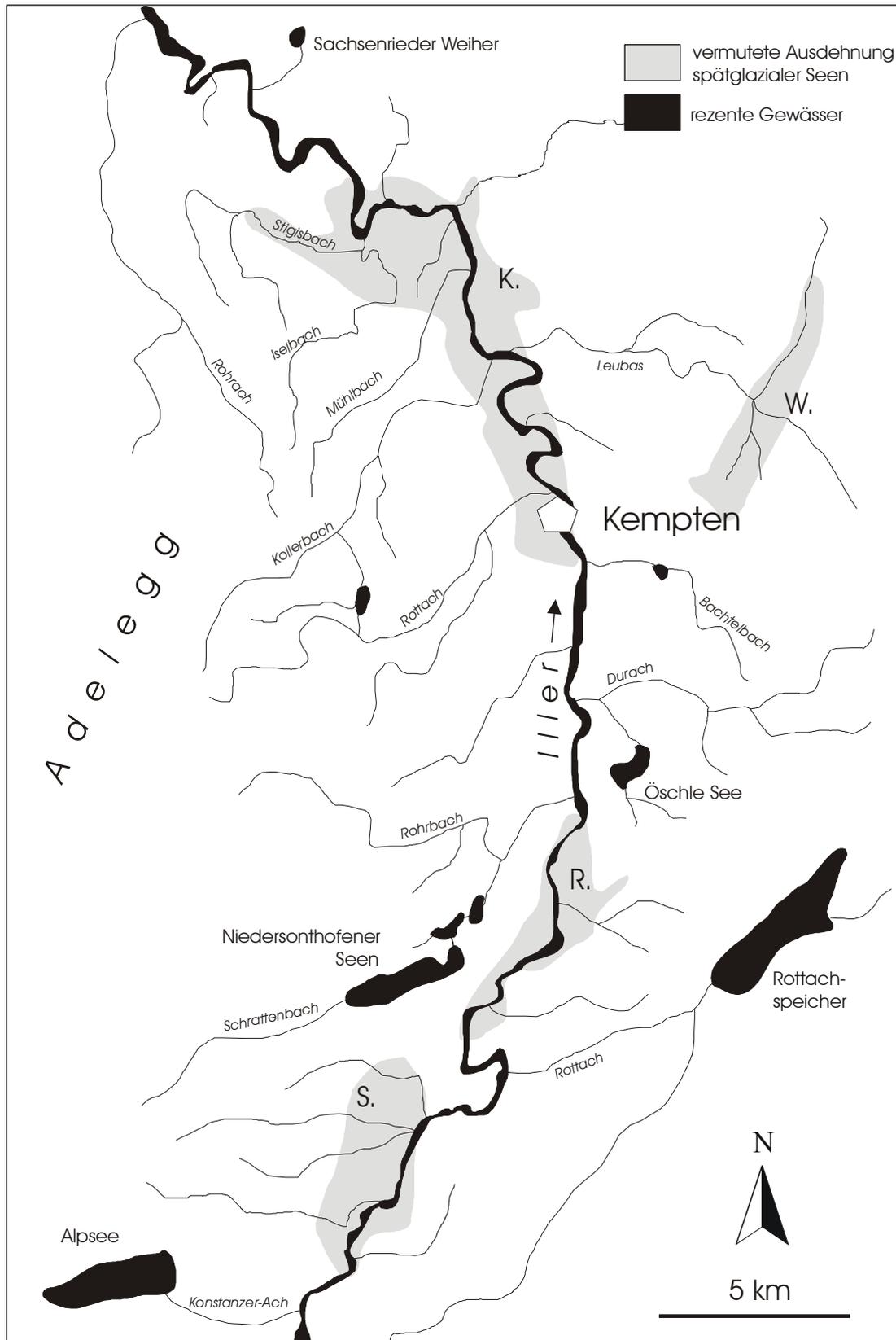


Abb. 3: Gewässernetz im oberen Illertal mit vermuteter Ausdehnung spät(hoch)glazialer Seen (K: Kemptener See, W: Wildpoldsrieder See, R: Rauner See, S: Seifener See).

Obwohl das gesamte Gebiet im Spät(hoch)glazial großflächig limnisch geprägt wurde (Kemptener See, Wildpoldsriedersee, See von Reicholzried), beschränkt sich heute der Anteil der stehenden Gewässer auf das Vorkommen vereinzelter Weiher (z.B. Sachsenrieder Weiher). Dagegen finden sich im Süden, außerhalb der Kernuntersuchungsgebietes neben den verlandeten Illerseen (JERZ 1974) größere Seeflächen (Oeschlesee, Niedersonthofener Seen Alpsee), die das spät(hoch)glaziale Seestadium überdauert haben (REISSINGER 1913).

1.6 Vegetation

Das Untersuchungsgebiet besteht zum überwiegenden Teil aus offenen Grünflächen, die zum Teil beweidet oder als Wiesenfläche genutzt werden. Ackerbau wird selten betrieben. Durch Rodung ist der Wald in der Moränenlandschaft auf die Kuppen und im Bereich der Molasse auf steile Talhänge, Bergflanken und Bacheinschnitte zurückgedrängt. Während im Moränengebiet Laubwald mit Buchen und im Molassebergland Mischwald mit Buchen, Tannen und Fichten die ehemals natürliche Vegetation dargestellt hat, setzen sich heute die Waldflächen aufgrund der intensiven Forstwirtschaft besonders aus Fichtenbeständen zusammen. In feuchten schattigen Schluchten wachsen auf der Molasse vereinzelt Laubwälder mit Erlen, Eschen und Weiden. Größere zusammenhängende Waldflächen sind besonders in den Hochlagen der Adelegg und im Kemptener Wald zu finden.

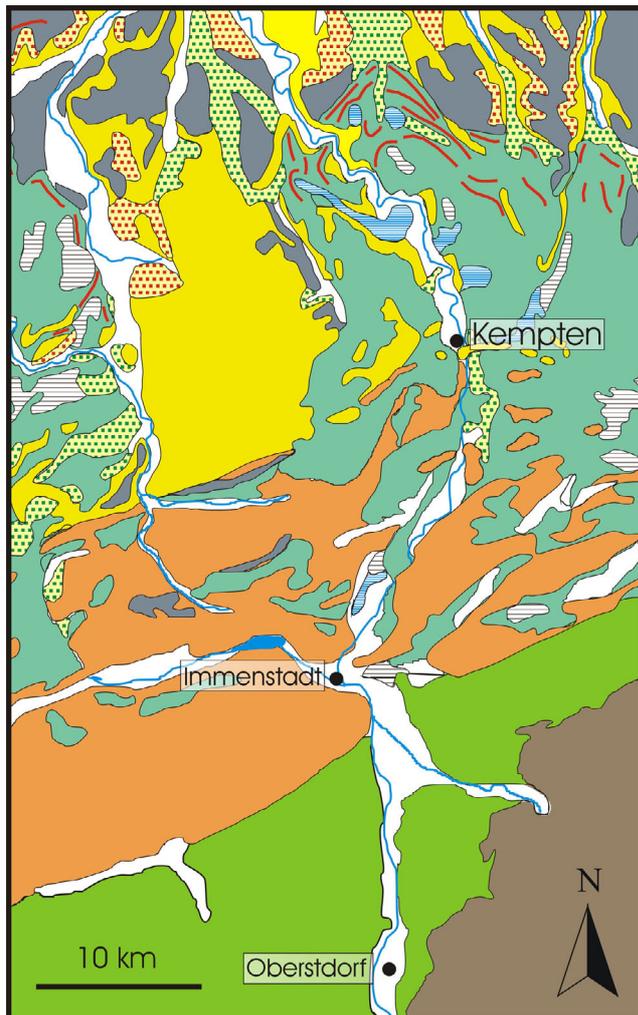
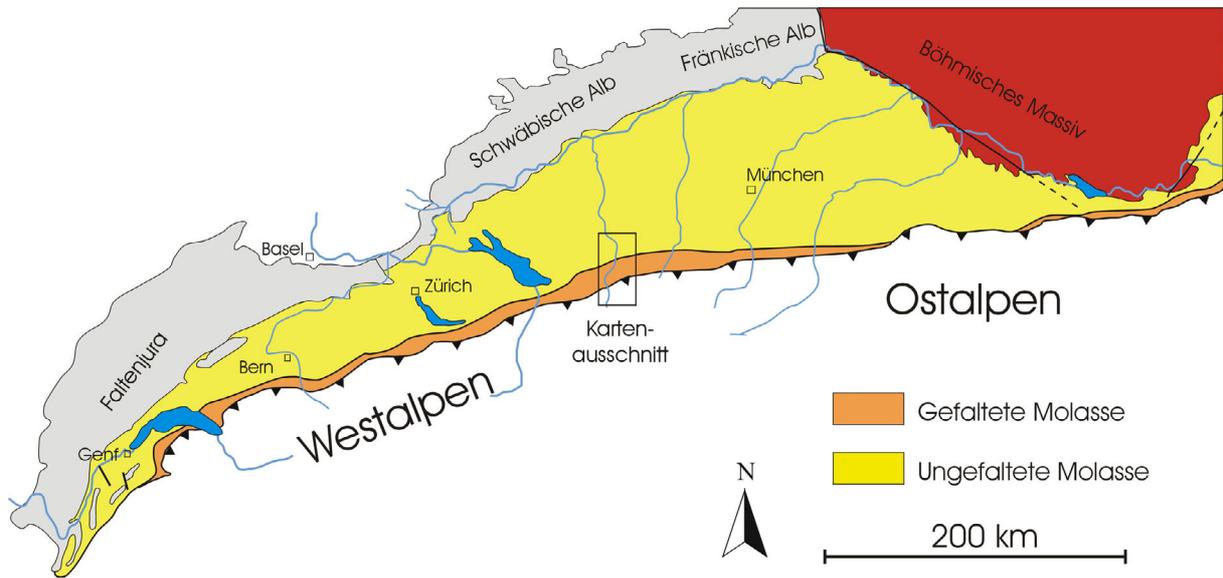
1.7 Geologie

Das Kemptener Becken liegt im ungefalteten Bereich des voralpinen Molassebeckens, welches sich nördlich der Alpenfront vom Genfer See Gebiet über das Schweizer Mittelland, dem süddeutschen und österreichischen Alpenvorland bis zum Ostrand der Alpen erstreckt (Abb. 4). Nach Nordosten wird das Molassebecken von der Böhmisches Masse, nach Nordwesten von der Fränkischen und Schwäbischen Alb, sowie dem Faltenjura begrenzt.

Das Molassebecken ist das nördliche asymmetrische Vorlandbecken der Alpen, welches im Tertiär infolge der alpidischen Orogenese entstand.

Die vortertiäre Basis des Beckens wird aus dem kristallinen Basement und paläozoisch bis mesozoischen Sedimenten gebildet. Das Tertiär ist durch Molassesedimente in mariner, brackiger und limnisch-fluviatiler Fazies repräsentiert und erreicht im südlichen Teil der Vorlandmolasse Mächtigkeiten von nahezu 5000 m.

Abb. 4, nächste Seite: Übersichtskarte zur Geologie des Alpenvorlandes und des Illergletschergebietes (nach WALTER 1995 und GK 500 Bayern, vereinfacht).



-  Jungquartäre Talböden
-  Moor
-  Seeablagerungen
-  Würmzeitliche Schotter
-  Würmmoräne z.T. mit Wallform
-  Riss-Schotter und Deckenschotter
-  Riss-/Mindel- Moräne
-  Vorlandmolasse (Ungefaltete Molasse)
-  Faltenmolasse
-  Helvetikum und Flysch
-  Kalkalpen

Im Untersuchungsbereich (Westteil des bayerischen Molassebeckens) sind die tertiären Molassesedimente das Produkt zweier transgressiv/regressiver Großzyklen (1. Untere Meeresmolasse bis Untere Süßwassermolasse, 2. Obere Meeresmolasse bis Obere Süßwassermolasse), die nur durch kurzfristige, gegenläufige transgressive Phasen unterbrochen werden. Strukturell bildet der jüngere obere Teil der Sedimentfolge eine flache asymmetrische Mulde, während die tieferen Abschnitte der Molasse als **Überfahrene Molasse** zusammen mit der vortertiären Basis unter die Faltenmolasse und die alpidischen Decken reichen. Die geophysikalische Tiefenlage der überfahrenen Molasse liegt im Bereich der Bohrung Vorderriss 1 bei etwa 7500 m unter NN (SCHWERD et al. 1996).

Unmittelbar im südlichen Stadtgebiet von Kempten sind die stratigraphisch jüngeren Schichten (Untere Süßwassermolasse, Obere Meeresmolasse, Obere Süßwassermolasse) der ungefalteten Vorlandmolasse gegen Süden aufgerichtet (**Aufgerichtete Molasse**) und grenzen mit steiler Störung gegen die **Faltenmolasse** (MÜLLER et al. 1988, siehe auch 3D Modell Kap. 3, Abb. 12 und 13). Die untersuchten glazialen Beckensedimente des Seifener Beckens liegen bereits im Bereich der **Faltenmolasse**, die mit ihren Kleindecken, Mulden und Schuppen das nördlichste tektonische Bauelement der Alpen bildet.

Quartär

Das oberflächennah anstehende Quartär wird im Illergletschergebiet hauptsächlich von hoch- bis spätwürmzeitlichen Sedimenten gebildet. Diese setzen sich aus den Jungendmoränen bzw. Seitenmoränen sowie den lückenhaft erhaltenen Rückzugsmoränen zusammen. Der Großteil des Gebietes ist jedoch von würmzeitlichen Grundmoränen überdeckt. Zwischen den Äußeren und Inneren Jungendmoränen treten in den ehemaligen Schmelzwasserabflüssen würmzeitliche Terrassenschotter auf, wozu auch eisrandparallel verlaufende Kameterrassen gehören (HABBE 1986). Hoch-, spät- und postglaziale Terrassen sind entlang des Illertales, insbesondere im Bereich des Illercanyons entwickelt (ELLWANGER 1980 a, HABBE 1986). Den zentralen Teil der Becken nehmen zum Teil Dekameter mächtige Bänderschluflserien ein, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden. Eine landschaftsgestaltende Besonderheit sind die im Bereich der Ortschaften Dietmannsried, Kempten sowie Martinszell-Waltenhofen auftretenden Drumlinfelder (KELLENBERGER 1924, JERZ 1974, HABBE 1989). Dabei handelt es sich um elliptische, stromlinienartig geformte Moränen- (z.T. Schotter-) Rücken, die subglazial gebildet wurden und mit ihren Längsachsen die Hauptrichtung der Eisbewegung anzeigen.

Unter den postglazialen Ablagerungen sind neben den postglazialen Illerterrassen die zahlreichen Moorkommen zu erwähnen, die sich z.T. auf den verlandeten ehemaligen Seebecken entwickeln konnten.

Entsprechend der Ausdehnung des hochwürmzeitlichen Illergletschers lassen sich flächenhaft anstehende Sedimente der älteren Glaziale nur außerhalb der Moränen des Würmhochstandes finden.

1.8 Forschungsgeschichte

Das folgende Kapitel gibt einen Überblick über Untersuchungen, die sich im Illergletschergebiet speziell mit der Gliederung der Würmeiszeit, sowie der Entstehungsgeschichte des späthochglazialen Kemptener Sees befassen.

PENCK & BRÜCKNER (1901-09) entwickeln an den Schotterakkumulationen um Memmingen die vier Glaziale Günz, Mindel, Riss und Würm. In ihrem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ finden sich erstmals Hinweise zur Existenz eines Gletschersees, der nördlich von Kempten das Zungenbecken des Illergletschers ausfüllte.

KELLENBERGER (1924, 1928, 1931) greift diesen Hinweis auf und sammelt weitere Beobachtungen zur Verbreitung der limnischen Sedimente und zur maximalen Ausdehnung des „Kemptener Gletscherstausees“. Aufgrund der Verbreitung zahlreicher Deltavorkommen rekonstruiert er einen Seespiegelstand von 700 m NN.

Untersuchungen zur Rückzugsgeschichte des „Allgäugletschers“ (SIMON 1926) weisen den Kemptener See erstmals als das nördlichste Glied einer Seenkette aus, die von Kempten bis nördlich Sonthofen reichte und sich im Vorfeld des rückschmelzenden Gletschers bildete.

EBERL (1930) gliedert im Illergletschergebiet die würmzeitlichen Moränenlagen und die nördlich anschließenden Niederterrassen in drei Würmstadien (WI bis WIII) und korreliert diese mit den ersten berechneten Strahlungskurven von Milankovitch (KÖPPEN & WEGENER 1924). Diese Stadien sollen von drei selbstständigen, durch Interstadiale getrennte Gletschervorstöße hervorgerufen worden sein. Hierbei soll der WII-Eisvorstoß die WI-Eisrandlage überfahren haben. Im Rahmen seiner Untersuchungen nennt er neue Details zur Entwicklung des Kemptener Sees. Hierzu gehört auch die Beobachtung, dass im Kemptener Becken limnische Sedimente von zwei, möglicherweise auch drei verschiedenen alten Stauseestadien anzutreffen sind.

SCHAEFER (1940, 1953) kommt aufgrund von Untersuchungen an den Abflussrinnen des Iller- und des östlichen Rheingletschers zu einer Zweigliederung der Niederterrassen und somit zu einer Zweigliederung der Würmeiszeit. Zudem bestätigt er im Jungmoränengebiet des Illergletschers Eberls überfahrene WI-Eisrandlage, lehnt aber dessen WIII-Eisrandlage ab. Im Gegensatz zu dieser klimatischen Interpretation führt GRAUL (1953) die Entstehung der zwei würmzeitlichen Schotterakkumulationen auf eine lokalbedingte gletscher- und flussgeschichtliche Entwicklung zurück.

STEPP (1953) veröffentlicht neue Erkenntnisse zur Talgeschichte der mittleren Iller und bezweifelt erstmals die Existenz eines Kemptener Sees mit der von KELLENBERGER (1924) angenommenen Ausdehnung.

Im weiteren Verlauf greift GERMAN (1959) die kontroverse Diskussion zwischen SCHAEFER (1953) und GRAUL (1953) auf und legt ein neues Konzept zur Gliederung der Würmeiszeit vor. Basierend auf Untersuchungen zwischen östlichem Rheingletscher und Illergletscher gliedert er die Würmeiszeit in zwei Phasen. Er unterscheidet ein älteres überfahrenes Würmstadium WI, das in nächster Nähe der Äußeren Jungendmoräne WII gelegen haben soll.

BRUTSCHER (1975 unveröff.; Karte bei HABBE 1979) versucht vor allem die sehr lückenhaften Internstände zu gliedern und weist auf die (morpho-)stratigraphische Bedeutung der glazifluviatilen Ablagerungen innerhalb des Jungmoränengebietes hin.

Neue Erkenntnisse zum Rückzug des Illergletschers wurden von ELLWANGER (1980 a, b; 1983) vorgelegt. Anhand von Untersuchungen an den Terrassen des Illercanyons und einer Neuaufnahme der Endmoränenstände, weist er zwischen dem Maximalstand und dem Kemptener Stammbecken neun Gletscherphasen nach, die mit den entsprechenden Terrassen im Illercanyon zu korrelieren sind. In seinem Modell wird auch erstmals der Kemptener See in die Endmoränen-/Terrassengliederung eingebettet.

Parallel zu Ellwangers Untersuchungen erstellt HABBE (1979, 1985, 1986) die geomorphologische Karte des Blattes Grönenbach (GMK 25, 8127 Grönenbach), die einen charakteristischen Ausschnitt aus dem Gebiet des würmzeitlichen Illergletschers darstellt. Im Untersuchungsgebiet unterscheidet er sieben würmzeitliche Gletscherstände, denen er überregionale, also klimatische Ursachen zugrunde legt. Aufgrund der neuen morphologischen Erkenntnisse lehnt er zudem die Existenz eines Kemptener Sees mit der Ausdehnung Kellenbergers ab.

SCHOLZ & ZACHER (1983) untersuchen bekannte Deltaablagerungen aus dem Stadtgebiet von Kempten (Kiesgrube Engelhalde) und leiten aufgrund der Höhenlage der top-/foreset Grenze für den Kemptener See einen Seespiegel von ca. 690 m NN ab.

SCHOLZ & PETER (1995) erarbeiten weitere Informationen zur Verbreitung der Beckenschluffe im Kemptener Becken und stellen diese erstmals in einer Übersichtskarte dar. Zudem sammeln sie weitere Informationen zur Entwicklungsgeschichte des Kemptener Sees und der Flussgeschichte der Iller.

2. Untersuchungsmethoden

2.1 Geländearbeiten

2.1.1 Voruntersuchungen

In einem ersten Schritt wurde das Gelände nördlich von Kempten auf natürlich anstehende Bänderschluftp Profile untersucht, die nur an wenigen Stellen in den tief eingeschnittenen Seitentälern des Illertales zu finden sind und zudem schlecht aufgeschlossen waren. Baugruben gewährten erste Einblicke in den sedimentologischen Aufbau der Seeablagerungen. Eine systematische Untersuchung längerer Bänderschluftp Profile war erst mit Hilfe von Kernbohrungen möglich. Zur Auswahl geeigneter Bohrpunkte wurden in verschiedenen Bereichen des Gletscherbeckens 1 bis 3 m tiefe Vorbohrungen mit dem Eijkelkampbohrer durchgeführt. Dabei wurden in erster Linie Bereiche ohne Moränen- oder Schotterbedeckung ausgewählt, die sich zudem durch eine hohe morphologische Position im Seebecken auszeichnen mussten, um besonders für die Endphase der Seeentwicklung möglichst vollständige Profile zu erhalten.

2.1.2 Kernentnahme

Die Kernbohrungen wurden in fünf Geländekampagnen mit Hilfe eines Motorhammers der Firma Wacker und eines Raupenfahrzeugs der Firma Nordmeyer durchgeführt. In den tonig schluffigen Sedimenten konnten Bohrtiefen bis maximal 15 m erreicht werden. Die Anwendung eines für Seeablagerungen üblichen Kolbenlotsystems wie z.B. einer Usinger Sonde war für die untersuchten Sedimente nicht praktikabel, weil diese aufgrund des geringen Bohrvortriebs zu störanfällig war. Im Laufe der Untersuchungen bewährte sich eine selbst angefertigte Bohrsonde mit den Maßen 135 x 50 x 1mm. Der Vorteil dieses Bohrsystems liegt neben der Robustheit in dem Verzicht eines Kunststoffliners und der damit verbundenen dünnen Wandstärke von nur einem Millimeter. Dies führt zu einem geringen Bohrwiderstand und einer möglichst ungestörten Probennahme der Sedimente (MERKT & STREIF 1970). Die 1,35 m lange Bohrsonde wurde beim Bohrvorgang jeweils in 1m Schritten abgeteuft, wobei die oberen 0,35 m der Sonde zuverlässig abgeschabtes oder nachgefallenes Material aufnehmen konnten ohne den unterlagernden Sedimentkern übermäßig zu deformieren. Anschließend wurde das Sediment mit einer speziellen Presse aus der Sonde in die Kernhalbschalen ausgedrückt und verpackt. Profile die Grundlage der späteren Lagenzählung waren wurden überlappend gebohrt, um den Bohrfehler so gering wie möglich zu halten und später ein Komposit-Profil zu erstellen (Abb. 5).

Für die Herstellung der Radiographien und der Dünnschliffe muss der Prozess der Gefrier-trocknung vorgeschaltet werden, da die tonig-schluffigen Sedimente bei natürlicher oder Ofentrocknung stark schrumpfen und parallel zur Lamination zerspringen. Die Sediment-scheiben wurden dazu über flüssigem Stickstoff schockgefrostet und in einer Gefrier-trocknungsanlage der Firma STERIS, LYOVAC GT 2c ca. 24 h getrocknet.

2.2.2 Radiographien

Um Informationen über Aufbau und Natur der rhythmischen Schichtung zu erhalten, wurden von den einzelnen Sedimentscheiben mit Hilfe eines Röntgengerätes (HEWLETT PACKARD, CABINET X-RAY SYSTEM - FAXITRON) am Alfred-Wegener Institut (Bremerhaven) Radiographien angefertigt. Die Anwendung von Radiographien zur Unter-suchung laminiertes Seeablagerungen wird u.a. bei EDMONDSON & ALLISON (1970), KOIVISTO & SAARNISTO (1978) und MEHL & MERKT (1992) beschrieben. Jeweils vier Sedimentscheiben im Format 60 x 40 x 5 mm wurden 3 Minuten bei 40 kv durchleuchtet, auf den unterlagernden Film (Agfa Strukturix D4 FW) belichtet und direkt im Anschluss entwickelt. Bei dem gesamten Herstellungsprozess wurde besonders darauf geachtet die Variablen Probendicke, Belichtung und Entwicklung konstant zu halten, um für die einzelnen Subproben vergleichbare Graustufenwerte zu erhalten.

2.2.3 Bildanalyse mit ImageJ

Die angefertigten Radiographie-Negative wurden mit einem Scanner mit Durchlichteinheit (Epson 1200 Photo) mit 1200 dpi im Graustufen-Modus digitalisiert und in Positive umgewandelt. Dabei ist darauf zu achten, dass für alle Präparate die Scaneinstellungen für Helligkeit und Kontrast konstant zu halten sind.

Die Bildanalyse erfolgte mit der Software ImageJ (Abb. 6), die vom National Institute of Health (<http://rsb.info.nih.gov/ij>) zu Verfügung gestellt wird und ursprünglich aus dem medizinischen Bereich (Analyse von Röntgenaufnahmen und Computertomographien) stammt. Die Anwendung der Software zur Auswertung digitalisierter Radiographien wird u.a. bei SAARNINEN & SAARNISTO (1998) und OJALA (2001) beschrieben.

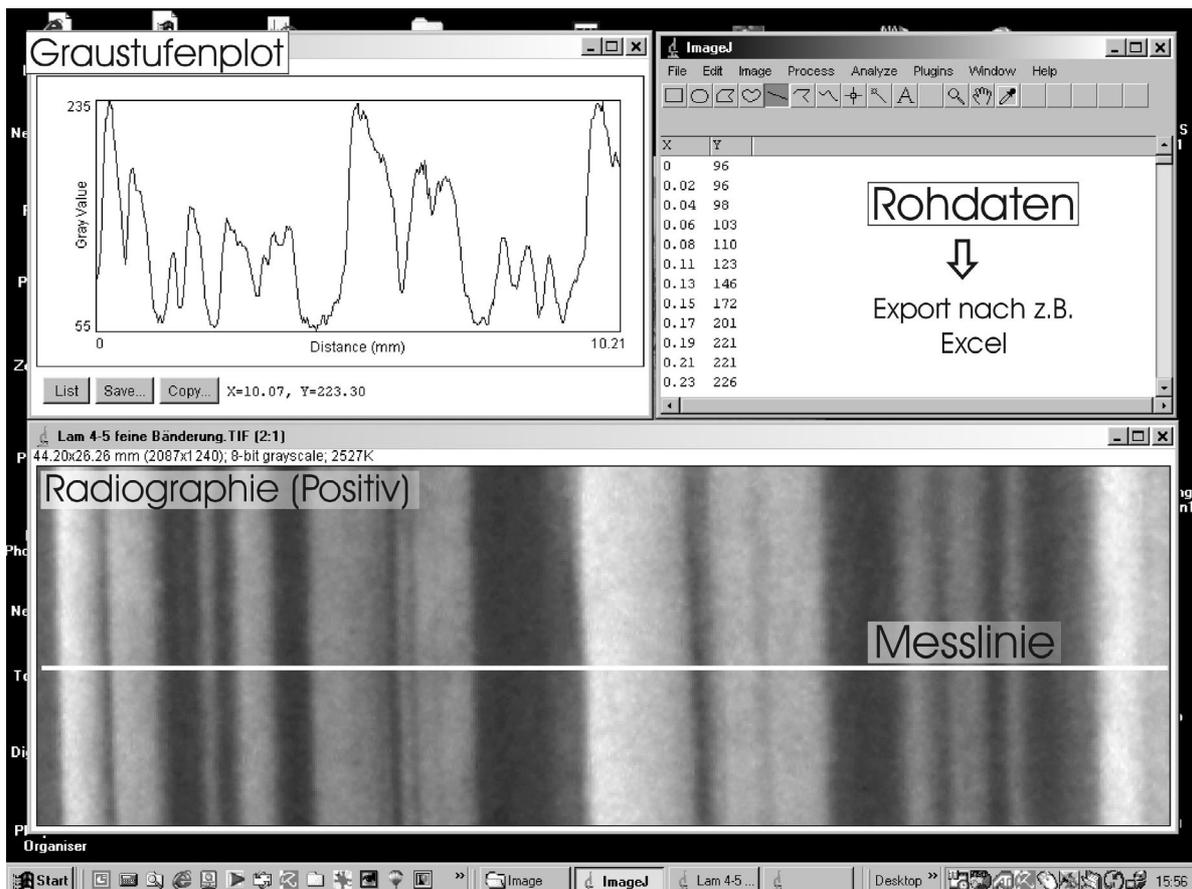


Abb. 6: Messung der Graustufenverteilung an einer digitalisierten Radiographie (Positiv). Dargestellt ist die Untersuchung von zwei ca. 4,5 mm mächtigen klastischen Warven. Die Helligkeitsschwankungen des Graustufenplots liefern nach den eigenen Untersuchungsergebnissen wichtige Hinweise zu Korngrößenänderungen innerhalb der Lagenfolgen (Abb. 7).

Die im digitalisierten Radiographien lösen bis zu 256 Graustufen auf. Dabei hat jeder Pixel des Graustufenbildes einen Helligkeitswert, der zwischen 0 (schwarz) und 255 (weiss) liegen kann, wobei die Werte zwischen 0 und 255 den Abstufungen des Graustufenspektrums entsprechen. Mit Hilfe der Software lassen sich entlang einer festgelegten Messstrecke die einzelnen Helligkeitswerte der Pixel identifizieren und in einen Graustufenplot umsetzen. Die Graustufenkurve zeichnet demnach die Helligkeitsänderungen innerhalb der Radiographien nach.

Im Rahmen der Voruntersuchungen war die Frage zu klären, welche Parameter letztendlich für die Helligkeitsschwankungen des Graustufenplots verantwortlich sind. Dazu wurden an Sedimentproben, die Grundlage der Radiographien waren, insgesamt 28 Lagen mit Hilfe eines Laserpartikelzählers (Kap. 2.2.6) exemplarisch auf ihre Kornverteilung analysiert und

mit den Helligkeitswerten der Graustufenplots in Beziehung gesetzt. Die Gegenüberstellung der einzelnen Daten zeigt, dass der Helligkeitswert der Graustufenplots eine hohe Korrelation mit dem Medianwert der Körnungsanalysen aufweist (Abb. 7). Hohe Helligkeitswerte entsprechen demnach tonreichen Lagen, niedrige Helligkeitswerte entsprechen schluffreichen Lagen.

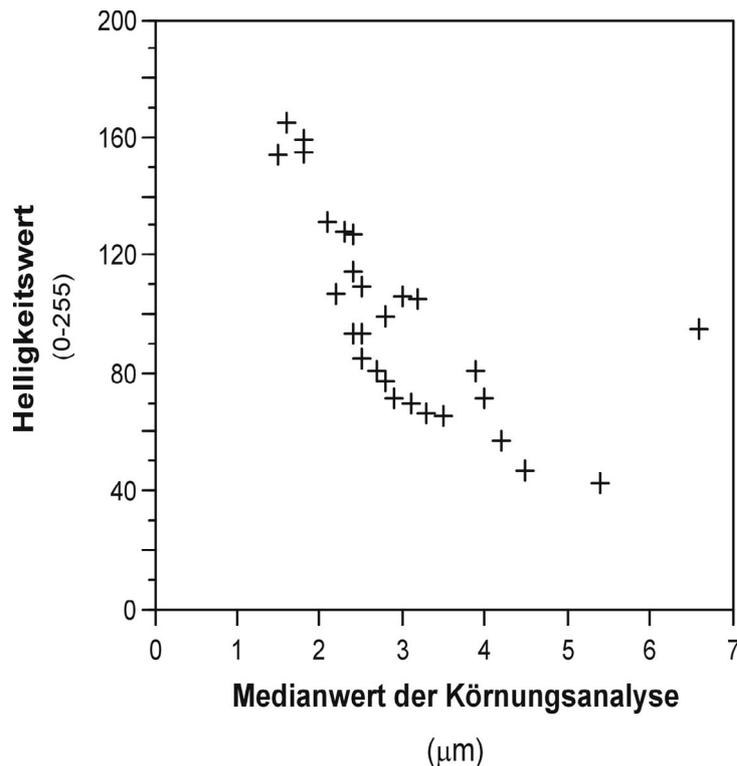


Abb. 7:
Der Zusammenhang zwischen den Helligkeitswerten der Graustufenplots (Radiographie) und der Korngröße der beprobten Lagen (Medianwerte der Lasergranulometrie).

In Kap. 4 (Abb. 20 und 22) werden die einzelnen Daten nochmals im Detail dargestellt. Die Voruntersuchungen deuten daraufhin, dass an den untersuchten limnischen Beckensedimenten, die digitale Auswertung von Radiographien mit hoher Auflösung Korngrößenänderungen nachweisen kann, was es letztendlich ermöglicht Aussagen zur Natur der rhythmischen Schichtung zu treffen.

Mit ImageJ konnten zudem die kontinuierlichen Lagenzählungen durchgeführt werden. Dazu wurden die Kernphotographien in einem Bildbearbeitungsprogramm (Photoshop 7) zum Gesamtkern zusammengesetzt und die Lagengrenzen bei 14-facher Vergrößerung markiert. Ein ca. 1 cm breiter und 1 m langer Streifen der Bilddatei wurde in ImageJ geladen, referenziert und vermessen. Wie schon bei der Analyse der Radiographien werden die Rohdaten der Messergebnisse in einem Fenster des Programms angezeigt (Abb. 6, rechts oben). Die Daten wurden zur weiteren Verarbeitung (Excel) als txt-Datei exportiert.

2.2.4 Dünnschliffe

Die mikroskopische Untersuchung der Seeablagerungen erfolgte mit Dünnschliffen. Die Vorgehensweise der Präparation ist an bekannte Arbeitsweisen (MERKT 1971; JUNGE & MAGNUS 1994) angelehnt. Nach der Gefriertrocknung wurden die Sedimentscheiben im Vakuum eines Exsikkators mit dem Epoxidharz Araldit 2020 imprägniert und langsam bei Raumtemperatur ca. 36 h getrocknet. Im weiteren Verlauf wird nach dem Prozess des Planschleifens die Probe auf einen Glas-Objektträger aufgeklebt und anschließend abgesägt. In einem letzten Arbeitsschritt wird das Präparat in mehreren Schritten auf eine Dicke von ca. 25 µm heruntergeschliffen und mit einem Deckglas abgedeckt. Die Auswertung erfolgte mit einem Polarisationsmikroskop der Firma Leitz.

2.2.5 Rasterelektronenmikroskop

Charakteristische Lagen der rhythmisch geschichteten Seeablagerungen wurden mit Hilfe eines Rasterelektronenmikroskops (CAMSCAN S44 Editor) auf Mikrofossilien (z.B. Goldalgen oder Diatomeen) oder Mineralneubildungen (z.B. Kalzit, Siderit, Vivianit) untersucht. Dazu wurde an den gefriergetrockneten Proben eine senkrecht zur Bänderung verlaufende Bruchfläche erzeugt. Nach zweiminütiger Goldbedampfung konnten die Lagenfolgen in senkrecht zur Bänderung verlaufenden Linien untersucht werden.

2.2.6 Korngrößenanalyse

Die Korngrößenanalysen wurden mit einem Laser-Partikelzähler der Firma Fritsch (Analysette 22) durchgeführt. Die Anwendung dieser Methode erhielt gegenüber den klassischen Alternativen wie z.B. der Köhnanalyse den Vorzug, da bedeutend weniger Ausgangsmaterial zur Analyse benötigt wurde. Dieser Vorteil ermöglichte es, die rhythmisch geschichteten Sedimente im Millimeterbereich unter dem Mikroskop zu beproben, um wertvolle Hinweise zum Aufbau der einzelnen Lagen zu erhalten. Aufgrund der besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse sind alle Messungen in dieser Arbeit ausschließlich mit der Laser-Methode durchgeführt worden. Vor der Messung wurden die Proben 24 Stunden im Überkopfschüttler unter Zusatz von Natriumpyrophosphat dispergiert. Die Auswertung und Darstellung der Kornverteilung erfolgte mit der entsprechenden Software zur Analysette 22.

2.2.7 Röntgendiffraktometrie

Die Mineralphasen am Gesamtsediment konnten mit einem Röntgendiffraktometer PW 1800/00 der Fa. Philips bestimmt werden. Zur Durchführung der Übersichtsaufnahmen wurden aus den getrockneten und gemörserten Proben (Korndurchmesser < 10 µm) mit der Präparationsausrüstung PW 1770/10 (Fa. Philips) texturlose Pulverpräparate angefertigt. Für die Messung wurde ein Einstrahlwinkel von 2 bis 65° 2 Theta mit einer Schrittweite von 0,01° und einer Messzeit von 0,3 sec gewählt. Die Vorauswertung der Diffraktogramme erfolgte mit der Software Graphics X'Pert der Firma Philips. Die endgültige Bestimmung der Mineralphasen wurde manuell mit den Identifikationstabellen vom International Center for Diffraction Data durchgeführt.

2.2.8 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Röntgenfluoreszenzanalyse ermöglicht eine quantitative Bestimmung der Hauptelemente in Form ihrer Oxide (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅) sowie der Spurenelemente (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr; Y, Zr, Nb, Ba, Th, Pb, U, La, Ce, Nd, Mo). Am Mineralogischen Institut der Universität Köln wurden 600 mg pulverisiertes Probenmaterial mit dem Flussmittel Di-Lithiumtetraborat und dem Oxidationsmittel Ammoniumnitrat gut vermischt und bei etwa 1000° C komplett aufgeschmolzen. Die bei der Herstellung der Schmelztabletten entweichenden Gase wurden gesondert durch Ermittlung des Glühverlustes quantifiziert. Die Messung der Schmelztabletten erfolgte an einem RFA-Gerät der Firma Philips (PW 2400).

Das Messverfahren beruht darauf, dass jedes Element durch Anregung von Röntgenstrahlung eine Fluoreszenzstrahlung mit einer jeweils charakteristischen Wellenlänge emittiert. Die von der Probe emittierte Fluoreszenzstrahlung wird mit Hilfe verschiedener Analysatorkristalle, deren Gitterkonstante bekannt ist, in Spektrallinien zerlegt. Die Wellenlängen der einzelnen Spektrallinien berechnen sich nach der BRAGG'schen Gleichung ($n \cdot \lambda = 2 \sin \theta$). Die Berechnung der quantitativen Elementgehalte erfolgt anhand der Intensität der emittierten Strahlung sowie unter Berücksichtigung der ermittelten Glühverluste.

2.2.9 Quantitative Karbonatbestimmung

An den Seeablagerungen konnte der Karbonatgehalt mit dem Scheibler- Kalzimeter bestimmt werden. Das bei 105° C getrocknete Sediment wurde im Achatmörser zerkleinert. Danach

wurde 1 g des Pulvers zwei Minuten mit Salzsäure (1n) versetzt. Das entstehende CO₂ verdrängt aus der Flüssigkeitssäule das Quecksilber, der Differenzbetrag lässt sich an einer Skala ablesen. Über interne Kalibrationskurven kann der Karbonatgehalt bestimmt werden. Da die Methode temperatur- und luftdruckempfindlich ist, wurden mehrere Kalibrationsmessungen mit reinem Marmorpulver bekannter Menge während den Messreihen eingeschaltet.

2.3 Altersbestimmungen

2.3.1 Datierung mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL)

Limnische Sedimente aus verschiedenen Positionen des oberen Illertales wurden von F. Preusser (Universität Bern) mit der Optisch Stimulierten Lumineszenz Methode datiert. Grundlagen und Methodik sollen in diesem Kapitel kurz zusammengefasst werden. Ein detaillierter Überblick zur Methodik findet sich bei AITKEN (1998), DULLER (1996), PRESCOTT & ROBERTSON (1997) und WINTLE (1997).

Mit Hilfe der Lumineszenzmethoden ist es möglich den Zeitpunkt der letzten Sonnenlichtexposition und somit den Ablagerungszeitpunkt zu datieren. Natürlich auftretende ionisierende Strahlung, die durch den Zerfall instabiler radioaktiver Elemente im Sediment und durch die kosmische Strahlung entsteht, führt in Kristallgittern von Mineralien wie z.B. Quarz oder Feldspat zu einem Strahlenschaden, welcher als latentes Lumineszenzsignal gespeichert wird. Dieses wird während des Sedimenttransportes durch das Sonnenlicht gelöscht. Nach der Sedimentation der Minerale wächst der Strahlenschaden und somit das latente Lumineszenzsignal unter Lichtabschluss wieder an. Die Signalzunahme ist proportional zur Zeit und zur Dosisleistung (D) im Sediment. In der Lumineszenzanlage wird unter kontrollierten Bedingungen den Proben Anregungsenergie zugeführt und die von den Mineralen absorbierte radioaktive Energie gemessen, die als akkumulierte Dosis (AD) bezeichnet wird. Die Berechnung des Lumineszenzalters erfolgt nach der unten genannten Formel.

$$\text{Lumineszenzalter [ka]} = \text{AD [Gy]} / \text{D [Gy ka}^{-1}\text{]}$$

Je nach verwendeter Methode wird die Anregungsenergie durch Wärme (Thermolumineszenz), Licht einer bestimmten Wellenlänge (optisch-stimulierte Methoden) oder radioaktive Strahlung (Radiolumineszenz) zugeführt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Infrarot Simulierte Lumineszenz (IRSL) und z.T. die Grün-Licht Stimulierte Lumineszenz (GLSL) bestimmt. Der Vorteil dieser optischen Methoden gegenüber der Thermolumineszenz liegt darin, dass nur das lichtsensitive Signal bei der Lumineszenzmessung betrachtet wird. Die erheblich höhere Lichtempfindlichkeit des OSL Signals führt dazu, dass dieses unter günstigen Bedingungen bereits nach wenigen Minuten Sonnenlichtexposition vollständig gelöscht ist. Dies ermöglicht die Datierung von Sedimenten, die während ihres Transportes nur relativ kurze Zeit dem Sonnenlicht ausgesetzt waren. Im fluviatilen Ablagerungsbereich wird die Lichtstärke durch die Schwebfracht, Wassertiefe und Turbulenz stark eingeschränkt, wodurch sich die benötigte Zeit für die Löschung des OSL Signals erhöht. Unzureichend gebleichte Sedimente führen daher zu Altersüberbestimmungen. AITKEN (1998) und PREUSSER (1999) diskutieren unterschiedliche Möglichkeiten zur Identifikation unvollständig gebleichter Sedimente.

Die Datierungsobergrenze der Lumineszenzmethoden wird erreicht, wenn in den jeweiligen Mineralen kein weiterer Strahlenschaden mehr akkumuliert werden kann und folglich das Lumineszenzsignal in Sättigung gerät. Der Zeitraum bis zur Sättigung eines Minerals hängt von der Dosisleistung ab, die je nach Sediment unterschiedlich ist. Für Löss wird nach dem bisherigen Kenntnisstand eine Obergrenze von 150 ka angenommen, was jedoch je nach angewandeter Technik und Region variieren kann.

Methodik

Das Probenmaterial wurde nach der Feinkornmethode aufbereitet. Die einzelnen standardisierten Arbeitsschritte werden bei FRECHEN et al. (1996) näher beschrieben. Sie beinhalten eine chemische Vorbehandlung (HCl, Natriumoxalat, H₂O₂), eine Separierung der Kornfraktion 4-11 µm durch Schlämmen mit Wasser sowie den abschließenden Sedimentationsvorgang auf die Probenplättchen.

Nach der Gamma-Bestrahlung mit einer ⁶⁰Co-Quelle (additive Methode) wurden die Proben mindestens 4 Wochen bei Raumtemperatur gelagert und anschließend bei 150° C für 16 Stunden vorgeheizt, um instabile Komponenten des Lumineszenzsignals zu entfernen. Die Lumineszenz Messungen erfolgten mit einem TL/OSL Gerät der Firma Risø.

Als Detektionsfilter wurde für die IRSL-Messungen eine Filterkombination (Schott BG39, Schott GG400, Corning 7-59) eingesetzt, die eine Transmission im blauen Spektralbereich zulässt. An den Proben Grä und Lau wurden zudem Messungen mit einem UV-Filter (Hoya U340) durchgeführt, der auch bei der Bestimmung der GLSL eingesetzt wurde. Die optische Stimulierung (Dauer: 60 sec) erfolgte mittels IR-Dioden (IRSL) bzw. Grün-Licht (GLSL). Vom gemessenen Lumineszenzsignal wurde das Integral 50-60 sec als spätes Leuchten subtrahiert (AITKEN & XIE 1992). Die Bestimmung der akkumulierten Dosis erfolgte anhand der Konstruktion von Aufbaukurven (Integral: 0-25 sec) nach der additiven Methode. Die externe Dosisleistung wurde mittels hochauflösender Gammaskpektrometrie im Labor ermittelt (PREUSSER & KASPER 2001). Der Wassergehalt leitet sich aus den rezent gemessenen Werten ab. Die Bestimmung der kosmischen Dosisleistung erfolgte nach AITKEN (1985), unter Berücksichtigung der geographischen Lage (Breitengrad und Höhe) sowie der Abschwächung durch die überlagernden Sedimente.

Probennahme

Während der Probennahme darf das Material nicht dem Tageslicht ausgesetzt werden. In den Aufschlüssen wurde die äußere lichtexponierte Schicht (20 bis 30 cm) der Profilwand entfernt und opake Stechzylinder in die Wand geschlagen. Das Probenmaterial wurde nach der Entnahme in lichtdichte Tüten verpackt. Zudem wurden jeweils ca. 2 kg Material für Gamma-spektrometrie entnommen. Erbohrte Sedimente wurden unter Verwendung von opaken Plastiklinern gezogen, die in eine Rammkernsonde geschoben wurden. Diese Kerne wurden im Labor unter Rotlicht aufgesägt und beprobt.

2.3.2 AMS¹⁴C Datierungen

In den Bohrkernen der Bohrung Lamineten (Kap. 4.1.1) wurden in jeweils zwei Bereichen organische Makroreste gefunden, die in einer klastischen Matrix eingebettet waren. Diese wurden an das Ångströmlaboratoriet, Uppsala (Anne Hormes) geschickt, dort aufbereitet (Säure-Base-SäureVorbehandlung) zu CO₂ verbrannt und mittels einer katalytischen Reaktion (Fe Katalysator) graphitisiert (HORMES et al. im Druck). Die Messungen erfolgten mit dem Uppsala EN-Tandem Beschleuniger. Um die natürliche Massenfraktionierung von $\delta^{13}\text{C}$ zu bestimmen, wurde ein geringer Teil des Kohlendioxids (~0.05 mg Kohlenstoff) einem konventionellen Massenspektrometer (VG OPTIMA) zugeführt.

Die ^{14}C Alter werden in Jahren B.P. angegeben. Eine nachträgliche Alterskalibration der Daten in Kalenderjahre wurde nicht durchgeführt (siehe Kap. 5.2).

2.4 GIS gestützte Untersuchungen

2.4.1 Anwendung von ArcView

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das GIS-System Arc View 3.1 mit den Erweiterungen „Spatial-Analyst“ und „3D-Analyst“ benutzt. Das Ziel war die Herstellung eines Digitalen Geländemodells (DGM), das einerseits für die 3D Modellierung mit GSI 3D benötigt wurde. Andererseits sollte mit der Analyse des Digitalen Geländemodells versucht werden verschiedene Seespiegelstände zu simulieren und die Ergebnisse mit georeferenzierten Geländedaten (Bohrungen, Geländebefunde, Literaturangaben) in Beziehung zu setzen, um letztendlich eine plausible Seespiegelhöhe für den Kemptener See zu rekonstruieren.

Das Kartenmaterial (TK 25 Blatt 8127 Grönenbach und 8227 Kempten) wurde eingescannt, georeferenziert (Software: Wgeo) und die Höhenlinien in ArcView 3.1 vektorisiert. Höhendaten aus dem Stadtgebiet von Kempten wurden vom Bayerischen Landesvermessungsamt bezogen (DGM 25). Die Höhendaten wurden durch Triangulation in ein TIN (triangulated irregular network = vermaschte Dreiecksnetze) umgewandelt und in einem weiteren Schritt in ein Rasterformat (ArcInfo GRID, Rasterweite 10 m) konvertiert. Dieses wurde für die spätere 3D Modellierung (GSI 3D) als ASCII Format exportiert.

Die Analyse des Digitalen Geländemodells wurde mit der Funktion „Map Query“ durchgeführt, welche sich im Menü Analysis (Erweiterung: Spatial Analyst) befindet. Dazu wurden neun GRID-Themen erstellt, deren Höhenwerte ausgehend von 700 m NN um jeweils 5 m auf 660 m NN reduziert wurden (entspricht plausiblen Seespiegelständen). Die Abfragen mit „Map Query“ wurden folgendermaßen formuliert:

1. Map Query 1 (Seespiegel 700 m NN): 700 m NN GRID \geq DGM (GRID)
2. Map Query 2 (Seespiegel 695 m NN): 695 m NN GRID \geq DGM (GRID)
3. usw.

Mit dieser Analysefunktion war es möglich die Ausdehnung der Seefläche für die jeweiligen Seespiegelstände zu simulieren und sie mit den georeferenzierten Geländedaten in Beziehung zu setzen. Bei der Bewertung der Ergebnisse wurde berücksichtigt, dass sich die simulierte Seefläche aus der heutigen Morphologie des Geländes ableitet, es sich also um eine modellhafte Näherung der tatsächlichen Seeausdehnung handelt.

2.4.2 Anwendung der 3D-Modellierungssoftware GSI 3D

Zur Modellierung der limnischen Beckenfüllung konnte die Software GSI 3D (Geological Surveying and Investigation in 3D) verwendet werden, die von Dr. H.G. Sobisch (Abt. Quartärgeologie Köln) entwickelt wurde. Die Methode ermöglichte es mit Hilfe vernetzter Profilschnitte interaktiv ein geometrisch sinnvolles Modell zur Verbreitung der Beckensedimente aufzubauen.

Die Datengrundlage (Abb. 8) besteht aus dem Digitalen Geländemodell (DGM), den Bohrdaten und der Geologischen Karte. Das Digitale Geländemodell wurde unter ArcView 3.1 angefertigt und für die Anwendung unter GSI 3D im ASCII Format bereitgestellt.

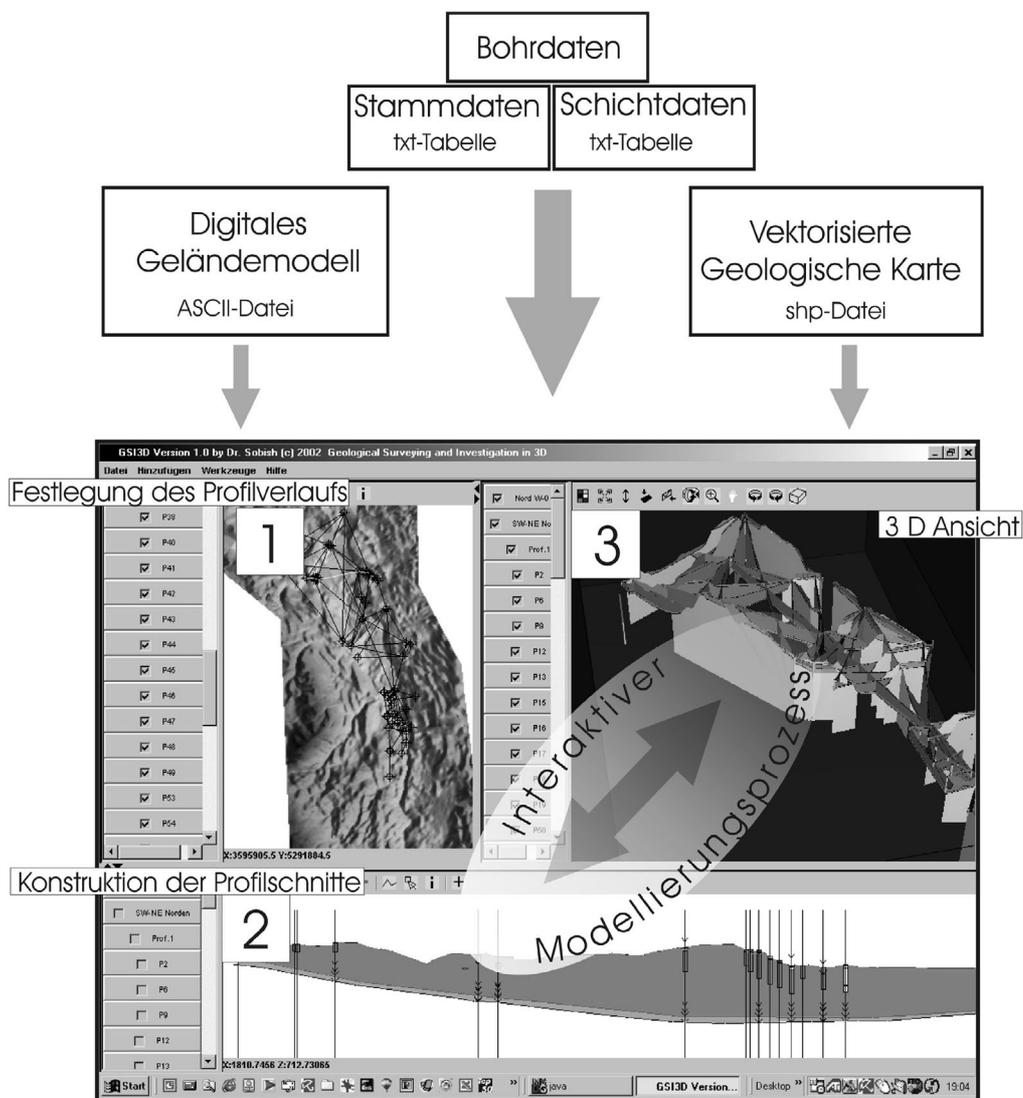


Abb. 8: Datengrundlage und Arbeitsschema zur Modellierung mit der 3D- Modellierungssoftware GSI 3D.

Die Bohrdaten setzen sich aus den eigenen sedimentologisch, mineralologisch-geochemisch und chronostratigraphisch untersuchten Profilen zusammen und werden durch ausgewählte Archivbohrdaten des Geologischen Landesamtes Bayern und des Abwasserzweckverbandes Unterallgäu ergänzt.

Der Arbeitsbereich von GSI 3D (Abb. 8) setzt sich aus drei Fenstern zusammen, die es ermöglichen die Profilschnitte in zweidimensionaler Ansicht zu konstruieren und das Resultat in dreidimensionaler Ansicht zu überprüfen. Im linken Fenster (Abb. 8, Fenster 1) wird das Digitale Geländemodell mit der Position der einzelnen Bohrungen angezeigt. Zudem lassen sich hier die Schichtgrenzen z.B. einer vektorisierten geologischen Karte (shp-Datei), anzeigen.

In einem ersten Schritt wird zwischen den Bohrpunkten der Verlauf der Profile festgelegt. Im mittleren Fenster (Abb. 8, Fenster 2) baut sich der entsprechende Profilschnitt auf. Er zeigt neben dem Höhenprofil des Geländes die einzelnen Bohrungen mit ihren Schichtdaten an. Innerhalb dieses Fensters erfolgt zwischen den einzelnen Bohrungen die Konstruktion der einzelnen Schichtglieder. Dabei wird die Arbeit durch Markerpunkte unterstützt. Diese zeigen den höhengenauren Ausbiss einer Schichtgrenze im Profilschnitt an, der sich aus der Verknüpfung von DGM und den vektorisierten Schichtgrenzen der geologischen Karte ableitet. Im Verlauf der Modellierung baut sich ein Netz von Profilschnitten auf.

Im rechten Fenster (Abb. 8, Fenster 3) lässt sich die dreidimensionale Lage der Profilschnitte überprüfen. Eventuelle Fehler bei der Modellierung werden hier sichtbar, Änderungen an den Profilen werden zeitgleich aktualisiert. Das angestrebte Endergebnis besteht aus einem dichten Netz von Profilschnitten, welches den räumlichen Verlauf der einzelnen Schichtglieder korrekt ausmodelliert. In einem letzten Schritt lassen sich aus den konstruierten Profilschnitten die Schichtunterkanten der einzelnen Einheiten als Fläche berechnen. Diese Schichtflächen (Rasterdaten) bilden die Grundlage für den Aufbau eines digitalen räumlichen Modells (SOBISCH 2000).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Konstruktion der räumlich vernetzten Profilschnitte ausschließlich zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse der Schichtenfolge im zentralen Kemptener Becken verwendet.

3 Räumliche Verbreitung limnischer Beckensedimente

Informationen zur Verbreitung limnischer Beckensedimente werden bereits bei KELLENBERGER (1928) und EBERL (1930) gegeben. Die Geologische Übersichtskarte CC8726 Kempten (Allgäu) zeigt erstmals die oberflächliche Verbreitung "pleistozäner Seeablagerungen" im Kemptener Becken. Eine Übersicht kann bei SCHOLZ & PETER (1995) aus einer geomorphologisch-geologischen Übersichtskarte entnommen werden.

Im Rahmen dieses Kapitels werden die Kenntnisse zur flächenhaften Verbreitung der Seeablagerungen dargestellt (2D), die durch Auswertung der Geländebefunde und der Bohrdaten gewonnen wurden. Diese Daten bilden die Grundlage einer 3D Modellierung, die anhand vernetzter Profilschnitte die dreidimensionale Verbreitung der Beckensedimente im Kemptener Becken anzeigt.

3.1 Auswertung der Geländebefunde und Bohrdaten

Anhand von Geländebefunden und Bohrdaten lassen sich die limnischen Sedimente im Kemptener Becken in drei Lagerungstypen untergliedern. Der Lagerungstyp 1 besteht aus limnischen Beckensedimenten, die oberflächennah anstehen und keine erosive Überlagerung von Grobsedimenten (Moräne oder Schotter) aufweisen. Zum Lagerungstyp 2 gehören Seeablagerungen, die erosiv mit Grobsedimenten überlagert sind. Der Lagerungstyp 3 besteht aus Beckenschluffen, die von Dekameter mächtigen glazialen Sedimenten überdeckt sind und einen auffällig stark erhöhten Kompaktionsgrad aufweisen.

3.1.1 Lagerungstyp 1 (Limnische Beckensedimente, oberflächennah anstehend)

Limnische Beckensedimente, die keine erosive Überdeckung von Grobsedimenten (Schotter, Moräne) aufweisen, sind im Kemptener Becken auf drei Bereiche beschränkt.

Altusrieder Tal

Das größte Areal (ca. 1,6 km²) befindet sich im Altusrieder Zweigbecken und erstreckt sich, ausgehend von der Ortschaft Wasserschwenden, nach Nordwesten bis etwa an das Schwimmbad von Altusried (Abb. 9). Das Gebiet östlich der Siedlung Lamineten ragt mit Höhen zwischen ca. 665 und 671 m NN inselartig aus dem Talboden heraus. Die Bohrungen Lam 1 bis Lam 5 (Gesamtprofil Lam, Kap. 4.1.1.1) zeigen, dass hier Bänderschluflfe unmittelbar bis zur Geländeoberkante anstehen.

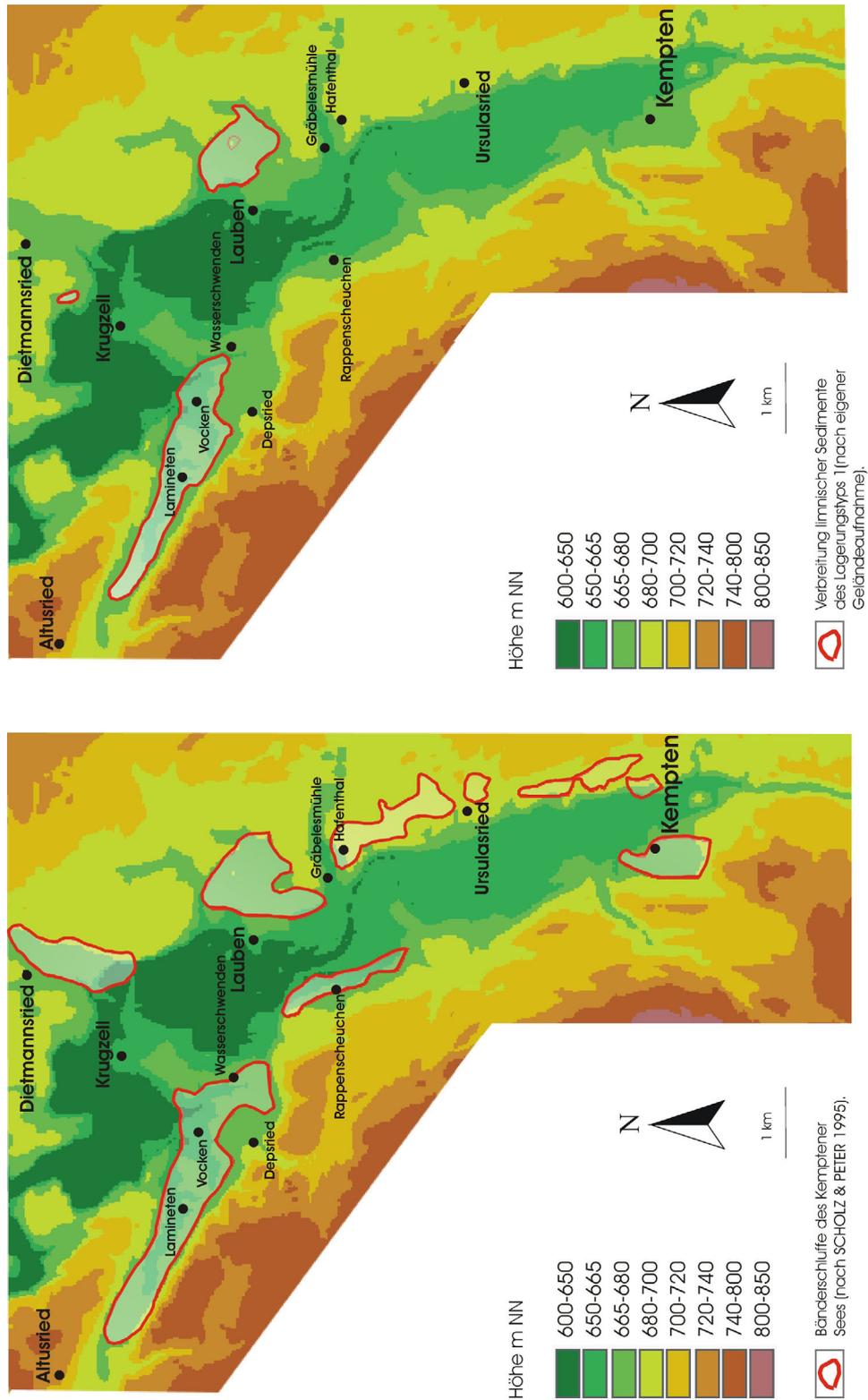


Abb. 9: Verbreitung limnischer Beckensedimente im Kemptener Becken. Links: Verbreitung der limnischen Sedimente nach SCHOLZ & PETER (1995). Rechts: Verbreitung limnischer Beckensedimente die nach den Untersuchungsergebnissen dem Lagerungstyp 1 zuzuordnen sind.

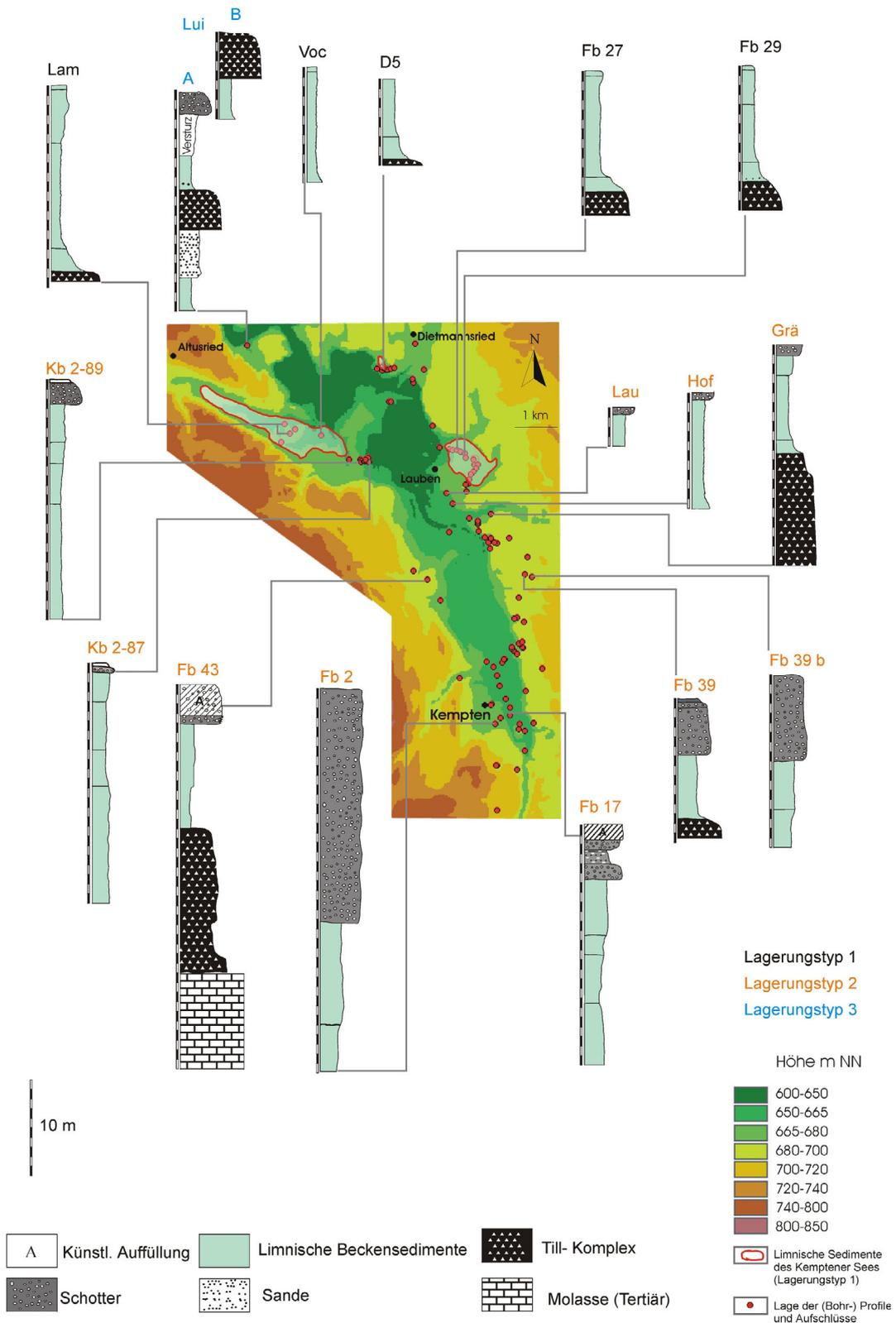


Abb. 10: Auswahl von Profilen, die limnische Beckensedimente erschließen. Bohrungen Lam, Voc, Lau, Hof, D5 und Lui nach eigener Aufnahme; Bohrung Grä nach SCHOLZ & PETER (1995); übrige Bohrungen aus dem Bohrarchiv des GLA München.

Im Bereich östlich von Lamineten beträgt die Gesamtmächtigkeit der limnischen Beckensedimente ca. 19 m (Profil Lam, Abb. 10).

Die Fläche nordöstlich der Ortschaft Lauben

Ein weiteres Vorkommen befindet sich mit einer Fläche von ca. 0,8 km² nordöstlich der Ortschaft Lauben (Abb.9). Es stehen Beckenschluffe ohne Sedimentüberdeckung bis in Höhen von 670-673 m NN an. Die Bohrdaten (z.B. Fb 27 und Fb 29) weisen darauf hin, dass in diesem Bereich über der Grundmoräne ca. 10 bis 11 m mächtige glazilimnische Sedimente lagern (Abb. 10).

Nach Süden ist dieser Bereich durch den Moränenstand der Leubas Phase begrenzt. Südwestlich dieser Grenze werden von SCHOLZ & PETER (1995) Beckenschluffvorkommen beschrieben, die jedoch nach den eigenen Ergebnissen (Abb. 9) über den gesamten Bereich bis zum Ost-West verlaufenden Leubastal von Grobsediment (sandige Mittelkiese) überlagert werden, also zum Lagerungstyp 2 gehören. Die Bohrung Hof (Abb. 10 und Kap. 4.2.2) zeigt, dass die Seeablagerungen in diesem Bereich mindestens 12 m mächtig werden können.

OSL-Datierungen des Profils Lauben (Kap. 5.1) konnten diese, erosiv mit Grobsediment überdecken Beckensedimente als mittelwürmzeitlich datieren.

Die Fläche südwestlich der Ortschaft Dietmannsried

Südwestlich von Dietmannsried befindet sich auf 670 bis 675 m NN Höhe ein weiteres Areal (Abb. 9). Im Zuge von Straßenbauarbeiten waren in diesem Bereich Beckenschluffprofile über eine Strecke von ca. 450 m angeschnitten, die keine Hinweise auf erosive Überlagerung von Grobsedimenten anzeigen. Die Mächtigkeit dieser glazilimnischen Sedimente liegt bei 8 m (siehe Abb. 10, Bohrung D5).

3.1.2 Lagerungstyp 2 (Limnische Beckensedimente, mit erosiver Kiesüberlagerung)

Die Fläche zwischen Hafenthal und Ursulasried

Auf der Fläche zwischen Hafenthal und Ursulasried (Höhe: 678 m NN bis 690 m NN) lagern nach SCHOLZ & PETER (1995) glazilimnische Ablagerungen, die dem ehemaligen Seeboden des Kemptener Sees entsprechen sollen. Ein wichtiger Hinweis zur Sedimentmächtigkeit liefert das Profil an der Gräbelesmühle (Grä). In diesem Bereich folgen über einer

Till-Abfolge ca. 9 m mächtige limnische Sedimente, die von verwitterten Kiesen überdeckt werden. Die eigenen Kartierarbeiten zeigen jedoch, dass der gesamte Bereich zwischen Hafenthal und Ursulasried von Mittel- bis Grobkiesen überdeckt ist. Die Bohrungen Fb 39 und Fb 39 b weisen ebenfalls auf eine erosive Überlagerung der limnischen Beckensedimente durch einen ca. 6 bis 9 m mächtigen Kieskörper (Abb. 10) hin.

Anhand von OSL Datierungen des Profils Gräbelesmühle (Grä) konnte für die Bänderschluße dieses Bereiches ein mittelwürmzeitliches Alter ermittelt werden (Kap. 5.1).

(Fläche südlich Krugzell und der Iller-Talboden)

Auf der Verebnungsfläche zwischen Wasserschwenden und Krugzell (Höhe ca. 667 m NN) weisen zahlreiche Bohrungen (z.B. Kb 2-89, Abb. 11) auf mindestens 25 m mächtige limnische Beckensedimente, die von ca. 2 bis 3 m mächtigen Kiesen überdeckt werden. In unmittelbarer Umgebung der genannten Bohrung fällt das Gelände über eine Steilstufe nach Osten zum Illertalboden (Höhe: 648 m NN) ab.

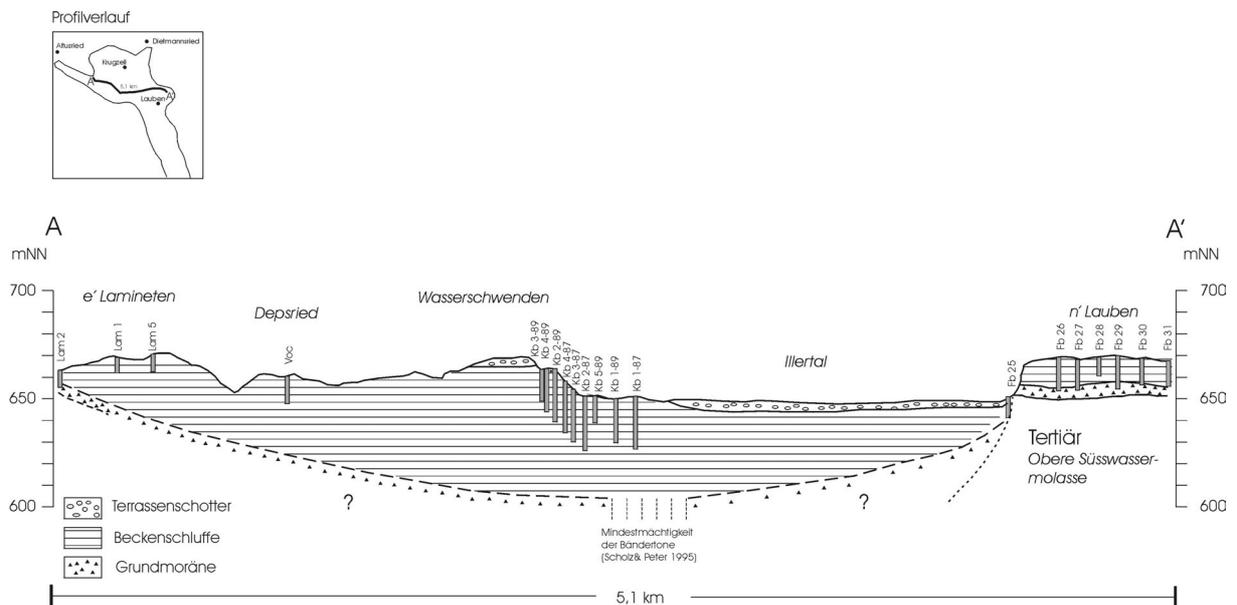


Abb. 11: Profilschnitt zwischen dem Altusrieder Tal und dem Gebiet nördlich der Ortschaft Lauben.

Die Bohrungen (z.B. Kb 2-87; Abb. 11) zeigen, dass auch im Bereich des Illertalbodens, unter Schotterbedeckung, nochmals mindestens 25 m mächtige limnische Beckensedimente anzutreffen sind. Anhand der vorliegenden Bohrungen lässt sich eine Gesamtmächtigkeit limnischer Beckensedimente von mindestens 42 m nachweisen.

Reflexionsseismische Untersuchungen (BADER 1987, zit. bei SCHOLZ & PETER 1995) lassen vermuten, dass die Gesamtmächtigkeit der Bänderschluﬀserien nochmals um mindestens 25 bis 35 m höher liegt.

Anhand des Profils A-A' (Abb. 11) lässt sich zeigen, dass die limnischen Beckensedimente die unter dem Talboden der Iller anstehen nach Nordwesten mit den Beckensedimenten von Wasserschwenden und den glazilimnischen Ablagerungen im Altusriedertal in Verbindung stehen. Letztere Vorkommen geben aufgrund ihrer Lagerung (Lagerungstyp 1) und der OSL-Datierung ($16,1 \pm 2,4$ ka, Bohrung Lam 3, Kap. 5.1) das spätwürmglaziale Alter für den gesamten Komplex vor.

3.1.3 Lagerungstyp 3 (Limnische Beckensedimente, eindeutig glazial überprägt)

Luiblingstobel

Bänderschluﬀe des Lagerungstyps 3 lassen sich in den westlich des Illercanyons eingeschnittenen Tobeln (Hentschtobel und Luiblingstobel) finden. Der Kompaktionsgrad und die nachweisbare Überlagerung mit glazialen Sedimenten lässt für diese Vorkommen mindestens eine einmalige Überfahung durch Gletschereis annehmen. Die Abbildung 10 zeigt das Profil Lui im Luiblingstobel. Der Aufbau des Profils ist in Kap. 4.3.1 näher beschrieben. OSL Datierungen der verdichteten Bänderschluﬀe lassen auf ein präwürmzeitliches Alter dieser Sedimente schließen (Kap. 5.1).

Das Profil am Luiblingstobel kann aufgrund seiner peripheren Lage nicht in die folgende 3D Modellierung einbezogen werden, da hierzu eine zu lange Distanz ohne Bohrdaten und Aufschlussdaten überbrückt werden müsste und gerade in diesem Bereich (Jungmoränengebiet) mit einem kleinräumigen Wechsel verschieden alter Sedimente zu rechnen ist.

3.2 Darstellung der Lagerungsverhältnisse anhand räumlich vernetzter Profilschnitte

Die Informationen zur flächenhaften und räumlichen Verbreitung lassen sich in einem dreidimensionalen Modell mit Hilfe vernetzter Profilschnitte darstellen (Abb. 12 und 13). Der präquartäre Sockel des Modells setzt sich aus tertiären Molassesedimenten zusammen, die zum überwiegenden Teil aus limnischen und fluviatilen Sanden bzw. Konglomeraten der Oberen Süßwassermolasse (Legende: gelb) aufgebaut werden.

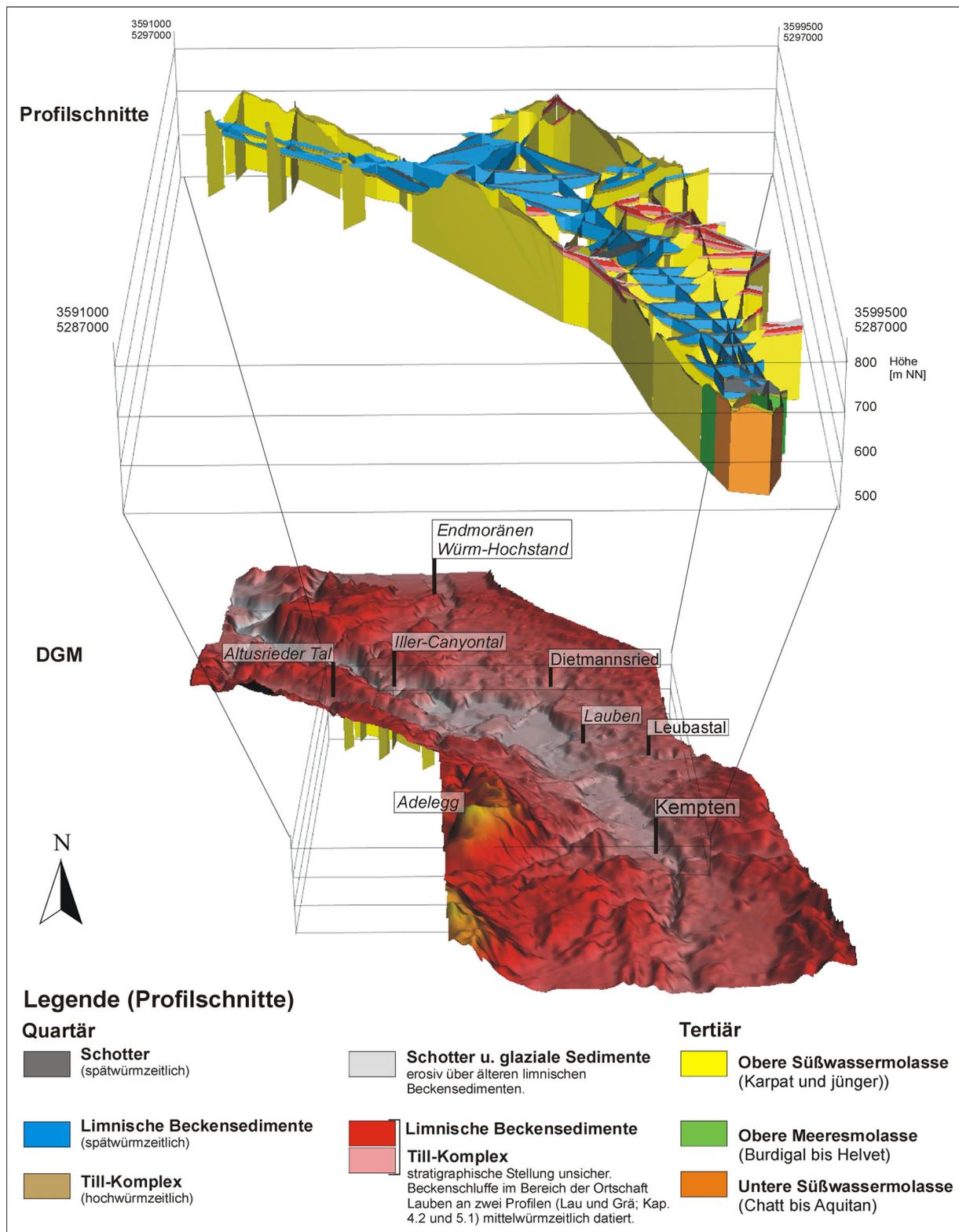


Abb. 12: Räumlich vernetzte Profilschnitte mit DGM zur Darstellung der räumlichen Verbreitung glazilimnischer Sedimente des Kemptener Beckens (Blickrichtung Norden, Ausschnitt 10 x 10 km, Überhöhung 7-fach).

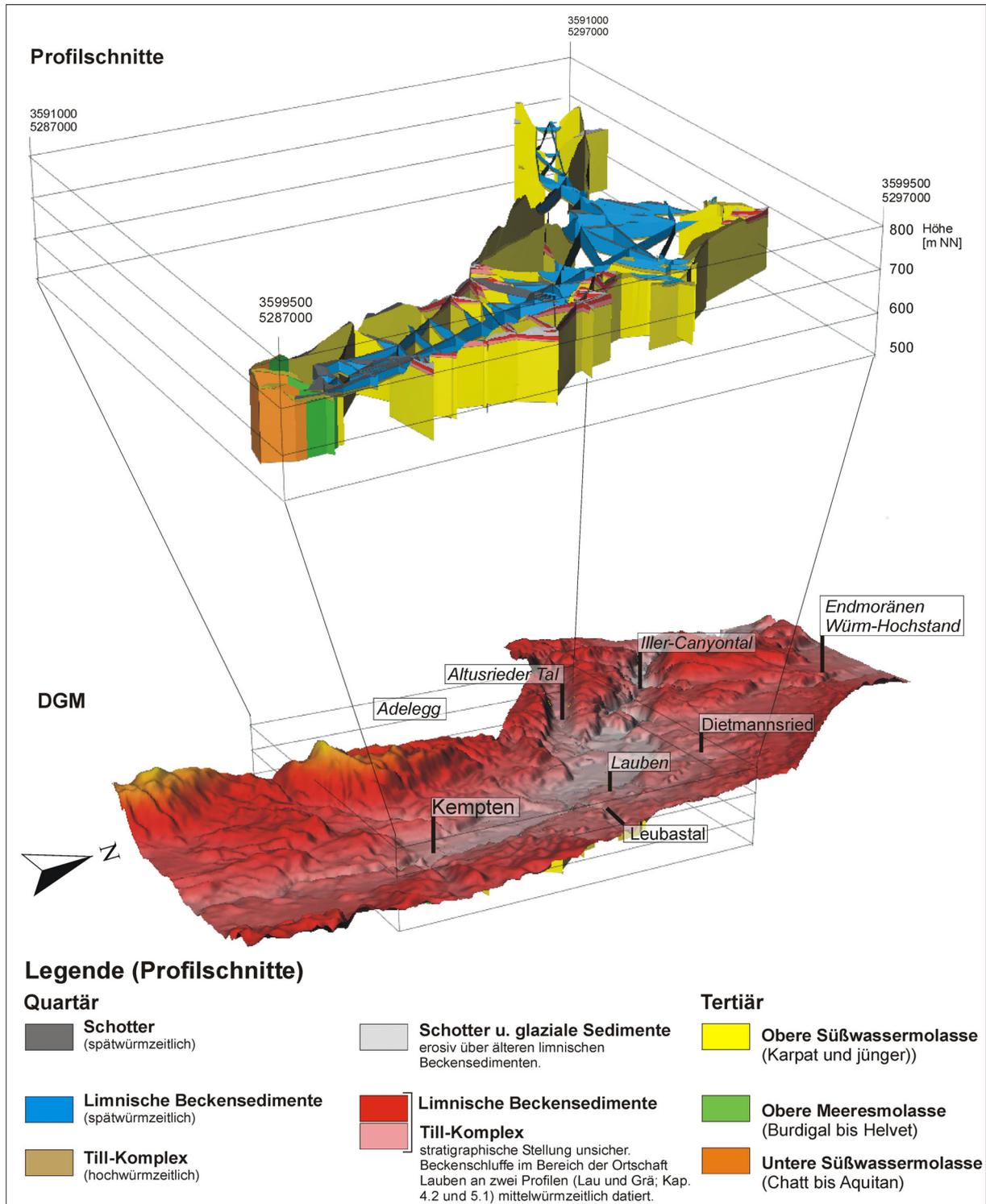


Abb. 13: Räumlich vernetzte Profilschnitte mit DGM zur Darstellung der räumlichen Verbreitung glazilimnischer Sedimente des Kemptener Beckens (Blickrichtung Nordwesten, Ausschnitt 10 x 10 km, Überhöhung 7-fach).

Gegen Süden ist die Zone der aufgerichteten Molasse mit dem Aufbiegen und Ausstreichen der stratigraphisch tieferliegenden Schichten der Oberen Meeremolasse (Farbe: Grün) und der Unteren Süßwassermolasse (Farbe: braun) dargestellt.

Eine Betrachtung der quartären Sedimente zeigt, dass der zentrale Teil des Kemptener Beckens zum überwiegenden Teil mit limnischen Beckensedimenten (Legende: blau und rot) verfüllt ist. Diese Seeablagerungen lassen sich in zwei Gruppen unterteilen.

Die erste Gruppe (Abb. 12 und 13, Legende: rot) wird von ca. 10 bis 12 m mächtigen glazilimnischen Sedimenten gebildet, die an der östlichen und westlichen Flanke des Illertales über dem Talboden der Iller lagern und erosiv von Mittel- bis Grobkiesen überdeckt werden. Dazu gehören auch die Profile Lau und Grä (Abb. 10), die nach den OSL-Datierungen (Kap. 5.1) in das Mittlere Würm zu stellen sind.

Zu der zweiten Gruppe (Abb. 12 und 13, Legende: blau) gehören die oberflächennah anstehenden Sedimente im Altusriedertal, die nach Nordwesten ausdünnen und nach Südosten, zum Illertal hin, deutlich an Mächtigkeit zunehmen.

Wie schon im Profil A-A' beschrieben (Abb. 11), lassen sich diese mit mindestens 50 bis 60 m mächtigen limnischen Beckenablagerungen verbinden, die unter dem Talboden des Illertales anstehen. Diese dünnen nach Süden auf weniger als 10 m Mächtigkeit aus. Dieser zweiten Gruppe sind ebenfalls die Beckenschluffvorkommen von Lauben (Mächtigkeit: 10-11 m) und von Dietmannsried (Mächtigkeit: ca. 7 m) zuzuordnen.

3.3 Interpretation

Anhand der Untersuchungen zur räumlichen Lagerung können die limnischen Beckenablagerungen drei unterschiedlichen Lagerungstypen zugeordnet werden. Diese Unterscheidung ist besonders für die Beantwortung der Frage von Bedeutung, ob alle bisher in der Literatur beschriebenen Beckensedimente zweifelsfrei einem spät(hoch)glazialen Kemptener See zuzuordnen sind. So lässt sich für die Gruppe der oberflächennah anstehenden Seeablagerungen (Lagerungstyp 1) ohne Zweifel ein spätwürmzeitliches Alter annehmen. Die Vorkommen befinden sich südlich der hochwürmzeitlichen Jungendmoränen (Abb. 12 und 13), südlich dieser Beckenablagerungen sind bis in die Alpentäler nur noch spärliche Rückzugsmoränenreste anzutreffen (EBERL 1930; JERZ 1974). Ein höheres Alter als Spätwürmglazial würde eine Eisüberfahrung der limnischen Seeablagerungen voraussetzen, die sich zumindest in einer erosiven Überdeckung durch Grobsedimente äußern würde. Diese Grobsedimente müssten entweder primär aus glazialen Sedimenten bestehen oder im Falle einer erosiven Abtragung der glazialen Sedimente aus anderen Grobsedimenten wie z.B. fluviatilen Schotter aufgebaut sein. In den Profilen des Lagerungstyps 1 finden sich jedoch bis

unmittelbar unter die Geländeoberkante ausschließlich limnische Tone und Schluffe, die durch eine Bodenbildung überprägt sind. Das spätwürmglaziale Alter wird zudem durch die Ergebnisse der OSL-Datierungen gestützt, die auf ein Alter von $16,1 \pm 2,4$ ka hinweisen (Kap. 5.1). Somit lassen sich die im 3D Modell blau dargestellten Vorkommen unter Berücksichtigung der durchgeführten Korrelation zwischen den Seeablagerungen des Altusrieder Beckens und des Illertalbodens (Abb. 11) eindeutig als spät(hoch)glaziale Sedimente des Kemptener Sees nachweisen.

Ein derartiger Nachweis ist für die Gruppe der erosiv mit Kiesen überdeckten Seeablagerungen (3-D Modell: rot) nicht mit Sicherheit möglich (Lagerungstyp 2). Bei dieser kann es sich um spätwürmglaziale Seeablagerungen handeln, die nach der Verlandung des Kemptener Sees erosiv von Grobmaterial überlagert wurden (Terrassenschotter, Schwemmfächer). Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, dass es sich bei diesen Sedimenten um Reste einer älteren Seebildungsphase handelt, die in Folge der spät(hoch)glazialen Einschneidung der Iller und der Leubas zufällig freigelegt wurden. Die im 3D Modell rot eingefärbten Moränen-Beckenschluffkomplexe sind alleine aufgrund der Lagerungsverhältnisse als stratigraphisch unsicher einzustufen. Anhand der OSL-Datierungen (Kap. 5.1) und der durchgeführten Korrelation zwischen den Profilen Lau, Hof und Grä (Kap. 4.2) lässt sich jedoch nachweisen, dass die Bänderschluße zwischen der Ortschaft Lauben und dem Leubastal in das Mittlere Würm zu stellen sind. Nach den vorliegenden Bohrdaten und der durchgeführten Korrelation anhand der vernetzten Profilschnitte (GSI 3D) scheinen sich diese mittelwürmzeitlichen Bänderschluße an der Ostflanke des Kemptener Beckens bis in das Industriegebiet von Kempten fortzusetzen.

Diese Fortsetzung könnte in den limnischen Sedimenten zu sehen sein, die EBERL (1930) aus dem heutigen Industriegebiet von Kempten (Brotkorbweg) beschreibt. Aufgrund der damaligen Aufschlussverhältnisse konnte er in diesem Gebiet Bänderschluße und glimmerführende Sande beobachten, die bis in eine Höhe von 680 m anstehen und dort von Moränen überdeckt sind. Die nördliche Fortsetzung sieht er in den Bänderschlußen des Leubastals, die nach den OSL-Datierungen (Kap. 5.1) ein mittelwürmzeitliches Alter aufweisen.

Inwiefern die stratigraphisch unsicheren Bänderschlußvorkommen aus dem Westrand des Kemptener Beckens (3D Modell rot) und aus dem Bereich von Dietmannsried dieser mittelwürmzeitlichen Seebildungsphase zuzuordnen sind, muss vorerst offen bleiben und kann erst mit weiteren OSL-Datierungen geklärt werden. Eine Zusammengehörigkeit zu den Bänderschlußen des Ostrand es wäre aufgrund der Lagerungsverhältnisse denkbar.

4 Aufbau und Genese glazilimnischer Sedimente des oberen Illertals

4.1 Beckenschluffe des Lagerungstyps 1

4.1.1 Die Hochfläche östlich Lamineten (Bohrungen Lam 1 bis 5 und Voc 1)

Die Untersuchungen zur räumlichen Verbreitung limnischer Beckensedimente (Kap. 3) haben gezeigt, dass die Bänderschluflfe des Lagerungstyps 1 das gesamte Altusrieder Tal ausfüllen, da sie in diesem Bereich vor der spät- und postglazialen Einschneidung der Iller geschützt waren. Das Gebiet zwischen den Siedlungen Lamineten und Iselmühle erhebt sich inselartig aus dem Altusrieder Tal und weist daher günstige Voraussetzungen auf, um die Sedimentation im Kemptener See bis zur Endphase der Seentwicklung anhand von Profilen zu studieren (Abb. 14). Das Areal wurde mit insgesamt 41 Sedimentkernen (Länge: 1 m) untersucht, die sich auf die fünf Bohrungen Lam 1 bis Lam 5 verteilen. Hieraus lässt sich ein Gesamtprofil von 20 m Mächtigkeit zusammenstellen, dass unter Einbeziehung der Bohrung Voc 1 (Teufe: 12 m) die limnische Entwicklung im Kemptener Becken exemplarisch darstellt.

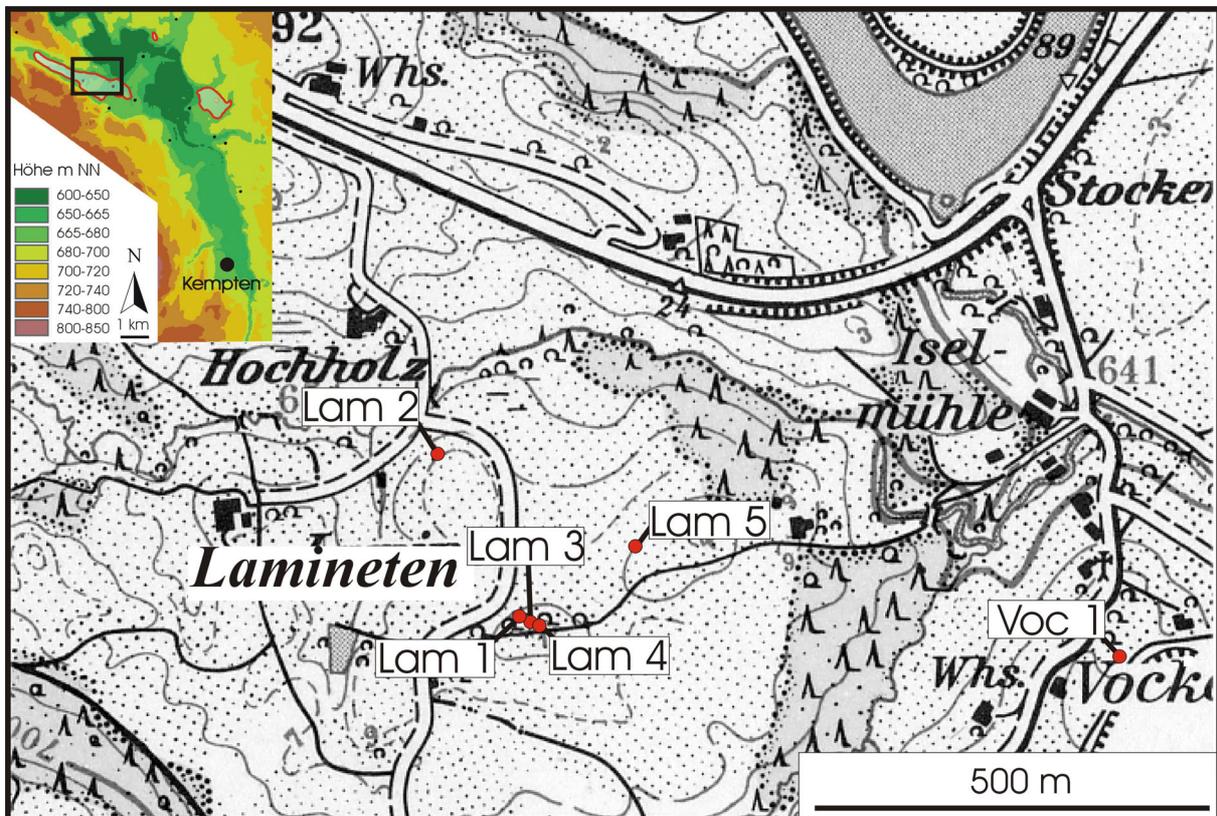


Abb. 14: Das Gebiet zwischen den Siedlungen Lamineten und der Iselmühle, mit der Lage der sedimentologisch untersuchten Bohrungen und der Position im Kemptener Becken.

4.1.1.1 Lithologie, Sedimentologie, Lagencharakteristik

Die untersuchte Sedimentfolge lässt sich aufgrund der makroskopischen Begutachtung in vier lithologische Haupteinheiten gliedern (Abb. 15). Die einzelnen Einheiten setzen sich vom Liegenden zum Hangenden aus glazialen Sedimenten eines Till-Komplexes (Einheit 4), aus eisrandnah abgelagerten Beckenschluffen mit Dropstones (Einheit 3), aus zentimetergeschichteten, grauen Bändertonen (Einheit 2) und abschließend aus millimetergeschichteten, gelbgrauen Schluffen (Einheit 1) zusammen. Der sedimentologische Charakter dieser Einheiten, insbesondere der Charakter der Bänderung wird im Folgenden näher dargestellt.

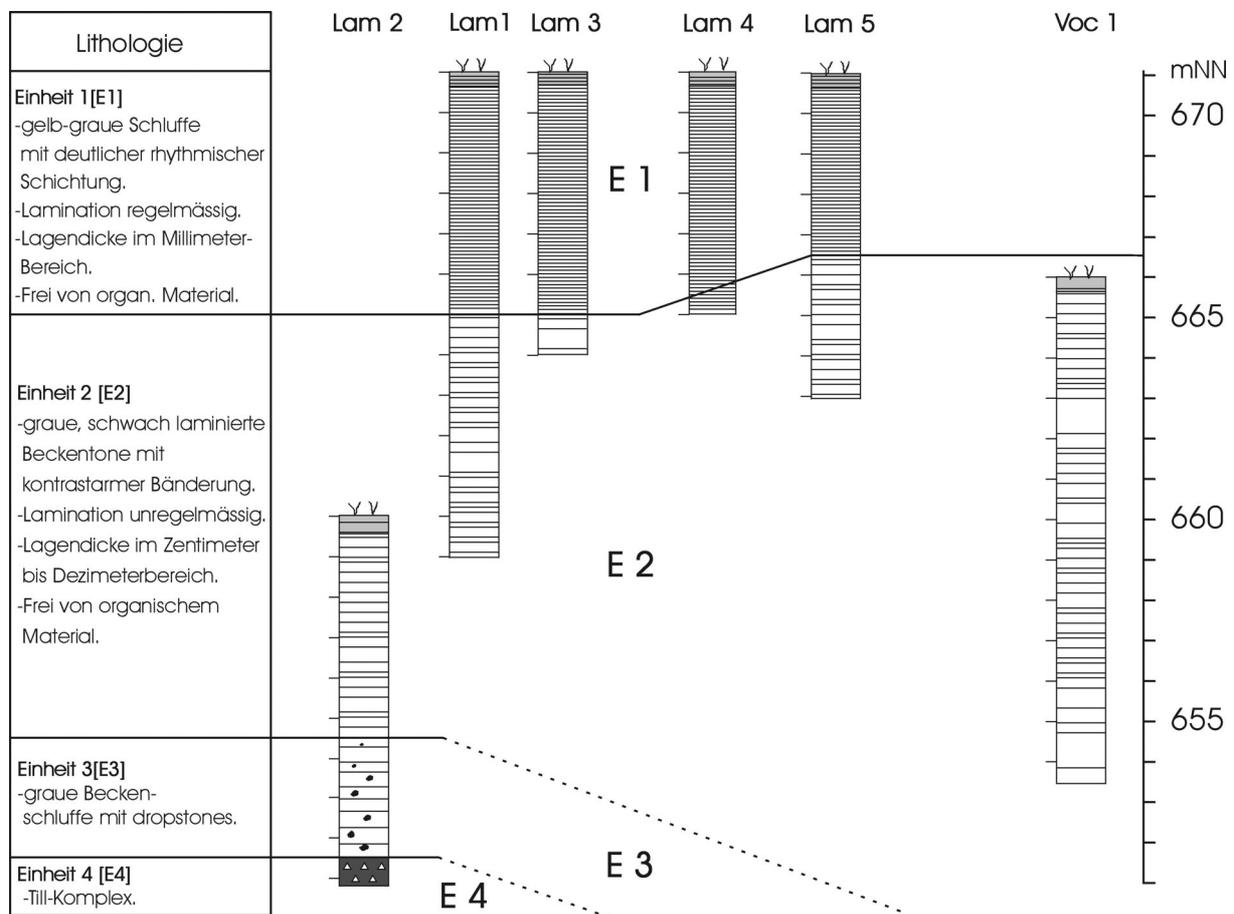


Abb. 15: Übersicht zur lithologischen Gliederung der limnischen Sedimente im südlichen Altusrieder Becken (Lage der einzelnen Sedimentkerne Abb. 14).

Einheit 4 [E 4]: till

Einheit 4 bildet die Basis der Bohrung Lam 2 und stellt die älteste lithologische Einheit der sechs Bohrungen (Lam 1 bis 5, Voc 1) dar. Sie setzt sich aus schlecht sortierten, sandig, kiesigen Schluffen, gelbgrauer Farbe zusammen. Das Sediment ist im Vergleich zu den über-

lagernden Einheiten deutlich stärker kompaktiert und weist einen geringen Wassergehalt auf. Die schluffig, sandige Matrix wird im oberen Abschnitt von zahlreichen, kleinen (1 bis 5 mm) dichtgelagerten, kantigen Klasten durchzogen (Abb. 16). Zum Liegenden treten vermehrt größere, gekritzte Geschiebe auf, deren Durchmesser deutlich größer als der Sonden-durchmesser (50 mm) ist. Von Einheit 4 konnten aufgrund des nachlassenden Bohrvortriebs nur die oberen 50 cm erbohrt werden.

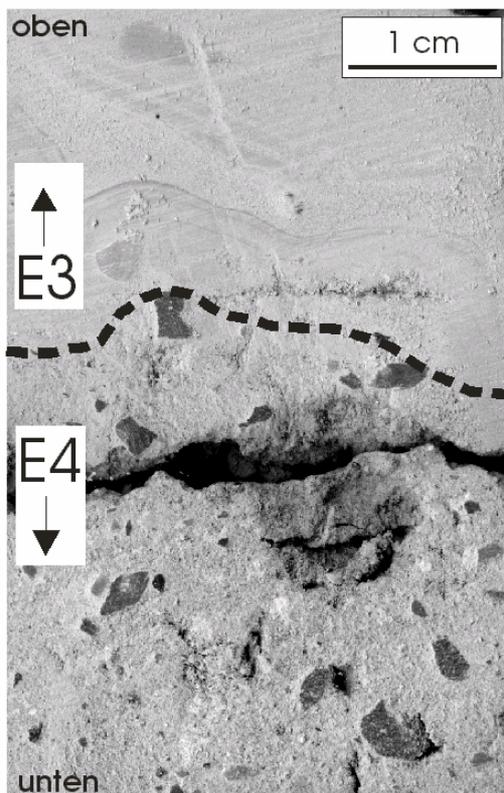
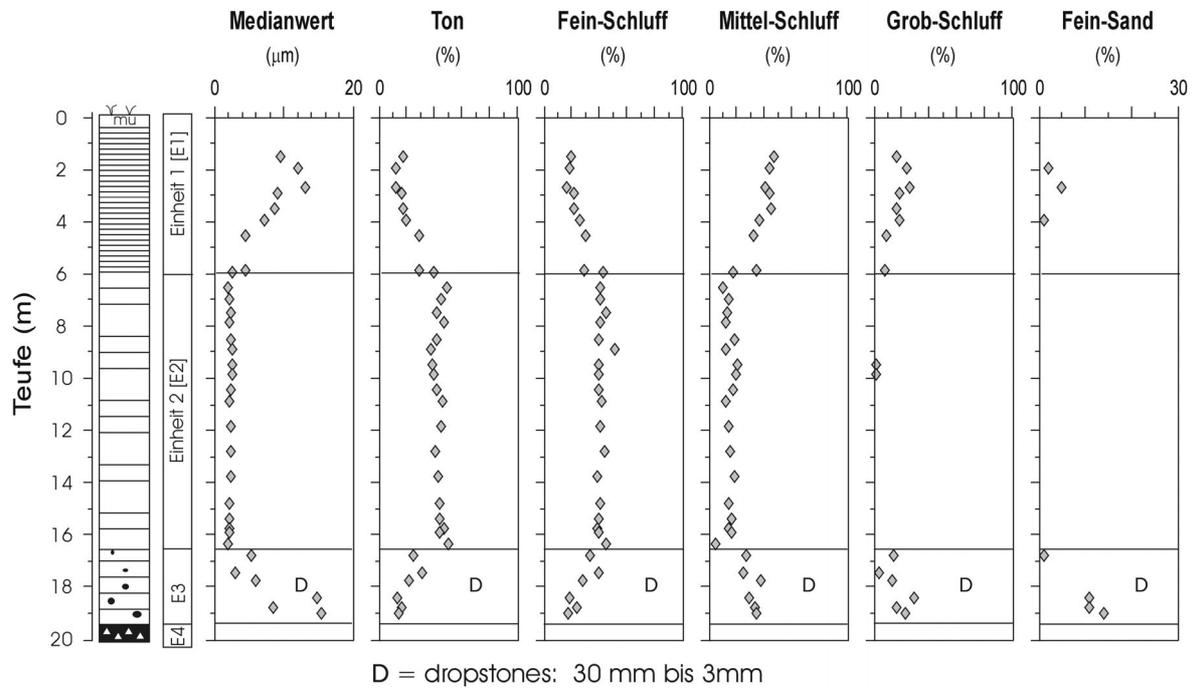


Abb. 16: Übergang zwischen Sedimenten der Einheit E4 [oberer Tillkomplex] und der Einheit E3 [graue Beckenschluffe mit dropstones (dropstones in dieser Abb. nicht zu sehen)].

Interpretation [Einheit 4]

Die Textur, der Kompaktionsgrad und die Anwesenheit von gekritzten Geschieben weist daraufhin, dass es sich bei den Sedimenten der Einheit 4 um glaziale Ablagerungen handelt. Die erbohrten Sedimente lassen sich als die oberste Einheit eines Till-Komplexes ansprechen. Da die Bohrung nur ca. 50 cm des Tills erschließt, ist eine weitere Differenzierung schwierig. Im oberen Teil der Einheit 4 lagern vorwiegend kleine (wenige Millimeter), kantige Klasten uneingeregelt in der schluffig, sandigen Matrix (Abb. 16). Zum Liegenden ist eine deutliche Korngrößenzunahme durch die Anwesenheit größerer Geschiebe zu erkennen. Dies könnte darauf hinweisen, dass innerhalb der Einheit 4 der Übergang von einem hangenden waterlain-till (DREIMANIS 1979) zu einem liegenden massiven lodgement till liegt.

Korngrößenverteilung Profil Lam



Korngrößenverteilung Profil Voc 1

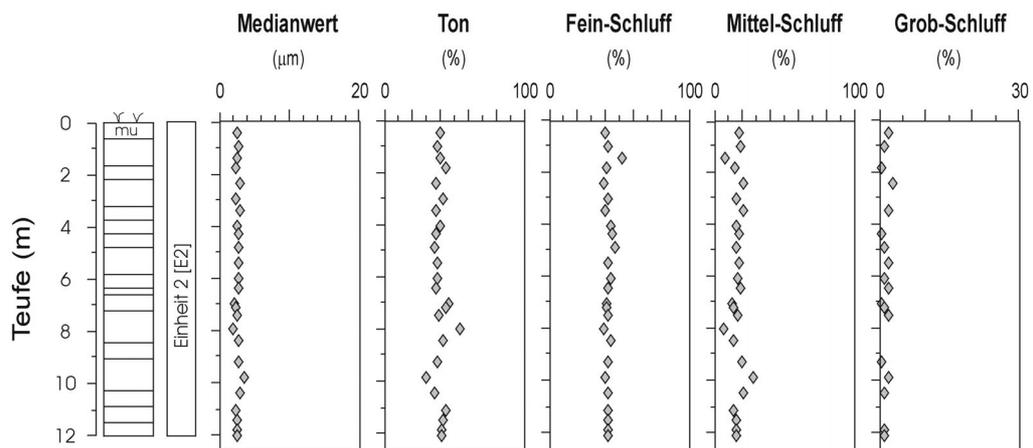


Abb. 17: Kornverteilung der Profile Lam (Gesamtprofil aus den Bohrungen Lam 1 und Lam 2) und der Bohrung Vocken (Voc 1). Die Kornverteilung der Einheit E3 (Bohrung Lam) bezieht sich auf die schluffig-feinsandige Matrix, in der Dropstones (D) eingebettet sind.

Einheit 3 [E3]: graue Beckenschluffe mit dropstones

Die Einheit 3 ist ausschließlich in der Bohrung Lam 2 vertreten. Sie setzt mit scharfer Grenze über dem unterlagernden Till-Komplex (Abb. 16) ein. Die mittelgrauen Schluffe sind aufgrund der geringeren Kompaktion und des höheren Wassergehaltes deutlich plastischer als die zuvor beschriebenen Ablagerungen (Till-Komplex). Im Verlauf dieser knapp 4 m mächtigen Einheit treten kantige Klasten (Abb. 18) auf, deren Durchmesser zum Hangenden von 30 mm auf 3 mm abnimmt. Die Korngrößenanalysen der Matrix spiegeln mit einer Abnahme des Medianwertes von 14,8 μm auf 3,0 μm (Abb. 17) diesen Trend wieder.

Im bergfeuchten Zustand weisen die Sedimente eine kontrastarme, horizontale Bänderung im Zentimeter-Bereich auf, die Grenzen sind jedoch nur unsicher festzulegen. In den Radiographien ist eine deutliche, aber unregelmäßige Bänderung zu erkennen, die mit der Schichtung der folgenden Einheit 2 vergleichbar ist und nach den eigenen Untersuchungen (Kap. 2.2.3) auf Korngrößenschwankungen zurückzuführen ist. Ein eindeutiger Sedimentationszyklus, mit einer schluffreichen Basislage und einem tonreichen Top, lässt sich nur vereinzelt nachweisen. Die kantigen Gerölle, die aufgrund ihrer höheren Röntgendichte in den Radiographien als schwarze Schatten auftreten, finden sich hierbei gehäuft an der Basis der größeren Schlufflage und drücken die unterlagernde Tonlage ein (Abb. 18).

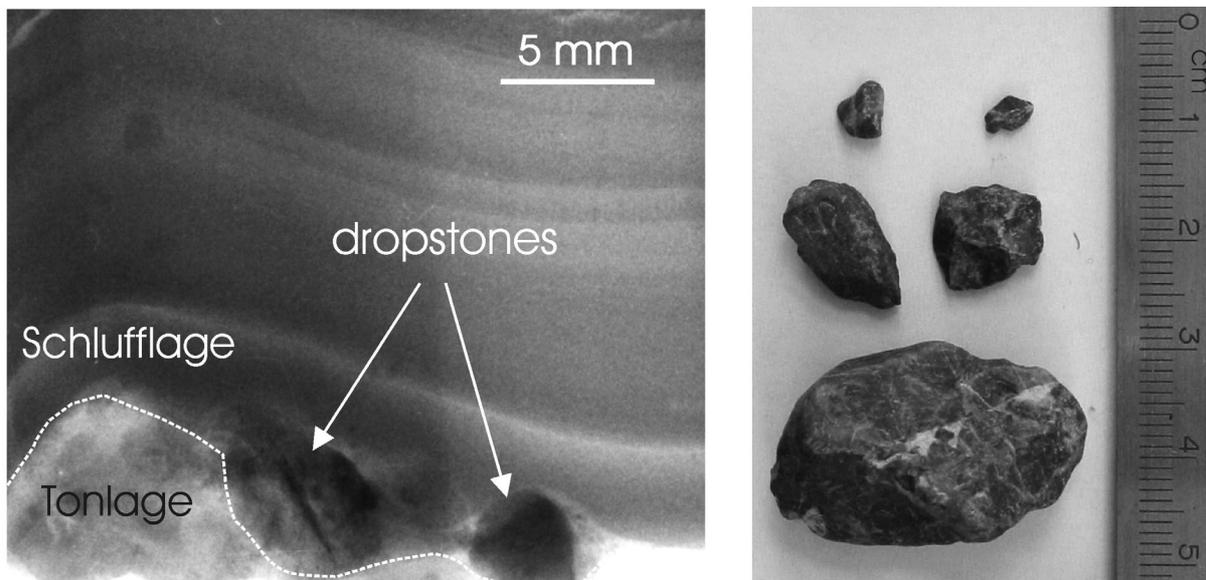


Abb. 18: Links: Radiographie (Positiv) von dropstonehaltigen Beckenschluffen der Einheit 3; rechts: Form und Größe der Dropstones.

Interpretation [Einheit 3]

Bei den Ablagerungen der Einheit 3 handelt es sich um typisch proglaziale Seesedimente, die im Vorfeld des zurückschmelzenden Illergletschers gebildet wurden. Die kantigen Gerölle werden als „dropstones“ oder „ice-rafted debris“ (z.B. BENNET & GLASSER 1996) gedeutet, die durch „Eisberge“ während der sommerlichen Abschmelzperiode von der kalbenden Gletscherfront in distale Positionen des Gletschersees transportiert werden. Durch den folgenden Ausschmelzprozess fallen diese Klasten in die feinkörnigen Seeablagerungen und deformieren die oberen Bereiche des unterlagernden Sediments (siehe Abb. 18). Eine zum Hangenden erkennbare Abnahme in Anzahl und Größe der „dropstones“ (Abb. 18, rechts), verbunden mit einer deutlichen Korngrößenabnahme innerhalb der schluffigen Matrix (Abb. 17; Md: 14,8 μm \rightarrow Md: 3,0 μm) weist auf eine Zunahme der Distanz zwischen Eisfront und Position des Profils, sowie auf einen Wechsel vom proximalen zum distalen Ablagerungsbereich hin. Vergleichbare Sedimente werden aus späthochglazialen Abschnitten vergleichbarer voralpiner Seen beschrieben (LISTER 1984 a, b; MOSCARIELLO 1996). Sie leiten die glazilimnische Ablagerungsphase ein, die mit dem Zerfall der voralpinen Gletscher einsetzt.

Einheit 2 [E2]: graue laminierte Beckentone

Die Einheit 2 ist in den Bohrungen Lam 1 bis 3, Lam 5 und Voc 1 vertreten und zeigt in allen Kernen eine Übereinstimmung in den Merkmalen Aussehen, Korngröße und Laminationscharakter (Abb. 15). Der Übergang von Einheit E3 zu E2 ist durch die Abwesenheit der „dropstones“ markiert. Die Sedimente setzen sich aus grauen, schluffigen Tonen zusammen, die im feuchten Zustand eine kontrastarme Bänderung aufweisen (Abb. 19).

Die Einheit 2 ist im Gesamtprofil Lam über 10,5 m Profillänge bezüglich der Korngröße äusserst homogen aufgebaut (Abb. 17). Es handelt sich um tonige Feinschluffe, die etwa zu gleichen Teilen aus Ton (Mittel: 43,4 %) und Feinschluff (Mittel: 41,4 %) bestehen. Der Mittelschluffanteil liegt im Durchschnitt bei 15,1 %, der Grobschluffanteil weist Werte unter 2 % auf. Der durchschnittliche Medianwert liegt bei ca. 2,5 μm .



Abb. 19: Kernfoto von grauen, laminierten Beckentonen aus dem oberen Teil der Einheit 2 (Bohrung: Lam 5 Teufe: 780 – 787 cm). Die feinschluffigen Tone zeigen im bergfeuchten Zustand eine kontrastarme, schlecht identifizierbare zyklische Bänderung im Zentimeterbereich.

Das gleiche Bild zeigen die Körnungsanalysen der südöstlich gelegenen Bohrung Voc 1, die über 12 m Profillänge ausschließlich Sedimente der Einheit E2 aufschließt (Abb. 17). Der durchschnittliche Medianwert der 15 Korngrößenanalysen liegt bei 2,57 μm . Die Durchschnittswerte für den Ton-, Feinschluff-, Mittelschluff- und Grobschluffanteil liegen bei 40,0 %, 42,36 %, 16,6 % und 0,9 %.

Während die makroskopische Begutachtung der feuchten Sedimentkerne, sowie die Körnungsanalysen ein äusserst homogenes Bild dieser Einheit zeichnen, zeigen die angefertigten Radiographien eine unregelmäßige und komplexe Schichtung (Abb. 20, 21, 22). Es wechseln mehrfach Abschnitte in denen eine rhythmische Schichtung im Zentimeterbereich zu verfolgen ist, mit Bereichen in denen eine Vielzahl von diffusen Lagen keine übergeordnete rhythmische Schichtung erkennen lässt.

Durch Auswertung der Radiographien mittels digitaler Bildverarbeitung (Image J) lassen sich Graustufenplots erzeugen, die nach den eigenen Untersuchungen Korngrößenänderungen nachzeichnen (siehe auch Kap. 2.2.3, Abb. 7). Die Änderungen in der Charakteristik der Lamination lassen sich anhand von drei typischen Schichtungstypen (A, B, C) beschreiben, die untereinander verschiedene Mischtypen entwickeln können.

Schichtungstyp A

Der Schichtungstyp A lässt in den Graustufenplots der Radiographien scharfe, positive Peaks mit hohen Intensitätswerten erkennen, die im Abstand von mehreren Zentimetern Profilstrecke (Maximalwert: 9 cm) auftreten und jeweils einen Sedimentationszyklus abschließen (Abb. 20).

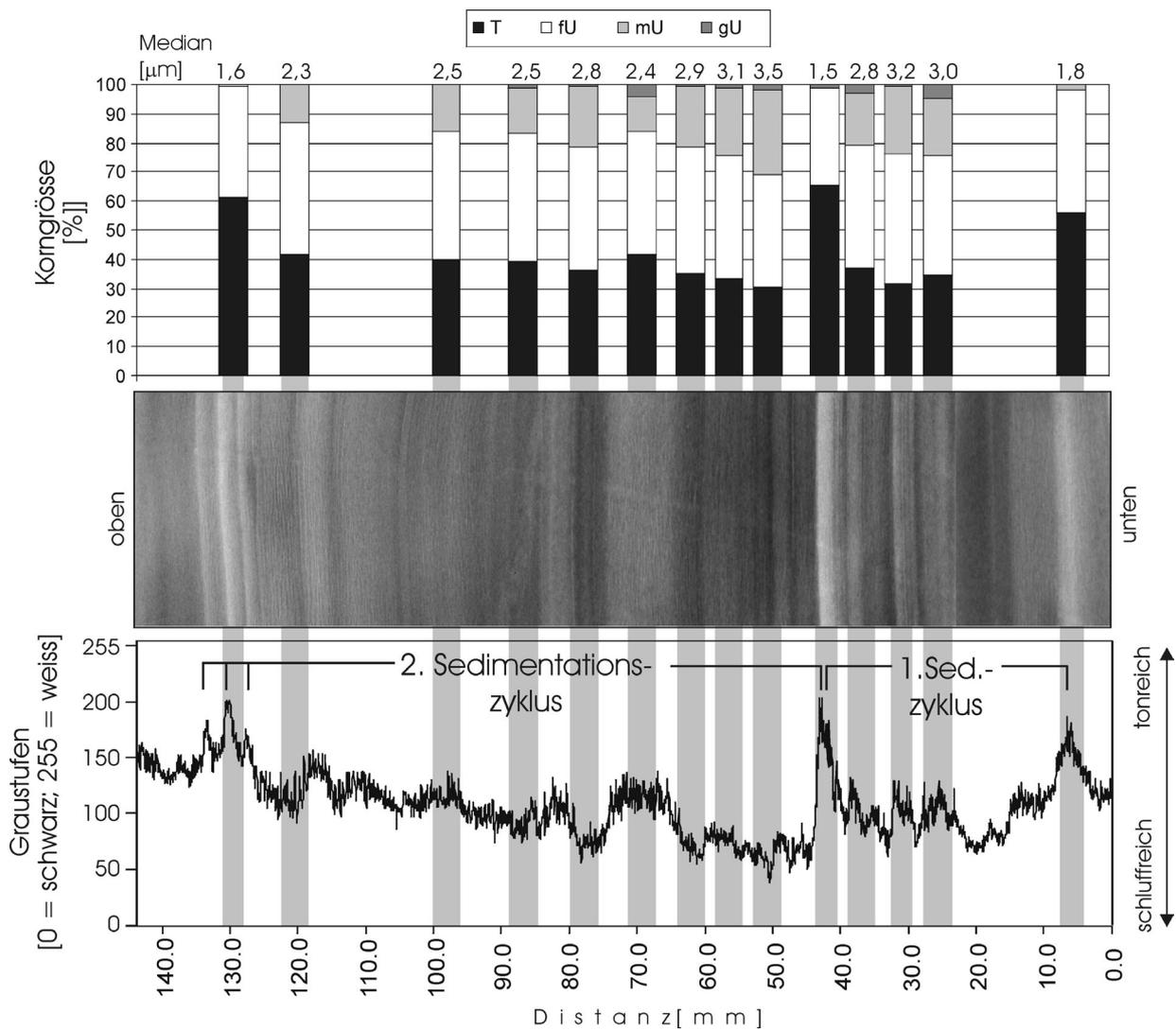


Abb. 20: Radiographie des Schichtungstyps A mit Graustufenplot und den Ergebnissen der Laser-Partikel Messungen. Graustufenschwankungen entsprechen Korngrößenänderungen zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen.

Ergänzende Körnungsanalysen zeigen, dass sich diese Abschlusslagen durch einen hohen Tonanteil (56 bis 65 %) mit Medianwerten zwischen 1,5 µm und 1,8 µm auszeichnen. Ein Zyklus beginnt häufig mit Mittel- bis Feinschlufflagen mit deutlich geringeren Tonanteilen (< 40%), was in den Graustufenplots durch niedrige Helligkeitswerte angezeigt wird. Im weiteren Verlauf ist eine allmähliche Korngrößenabnahme zu erkennen, die mehrfach impulsartig durch Sedimentation von „größerem“ Material unterbrochen wird. Die abschließende Tonlage ist oft uneinheitlich ausgebildet (Abb. 20, links), sie wird ebenfalls häufig von „größerem“ Impulsen unterbrochen, was eine Abgrenzung der einzelnen Zyklen erschwert.

Schichtungstyp B

Der Schichtungstyp B steht in raschem Wechsel mit dem zuvor genannten Schichtungstyp A und lässt sich über mehrere Meter Profilstrecke verfolgen. Die Graustufenplots zeigen eine Vielzahl von unregelmäßigen Intensitätsschwankungen, die im Millimeterbereich zwischen dunklem und hellem Grau wechseln (Abb. 21). Aufgrund der geringen Lagendicke konnten keine ergänzenden Körnungsanalysen durchgeführt werden, es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass es sich auch hier höchstwahrscheinlich um Korngrößenschwankungen zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen handelt.

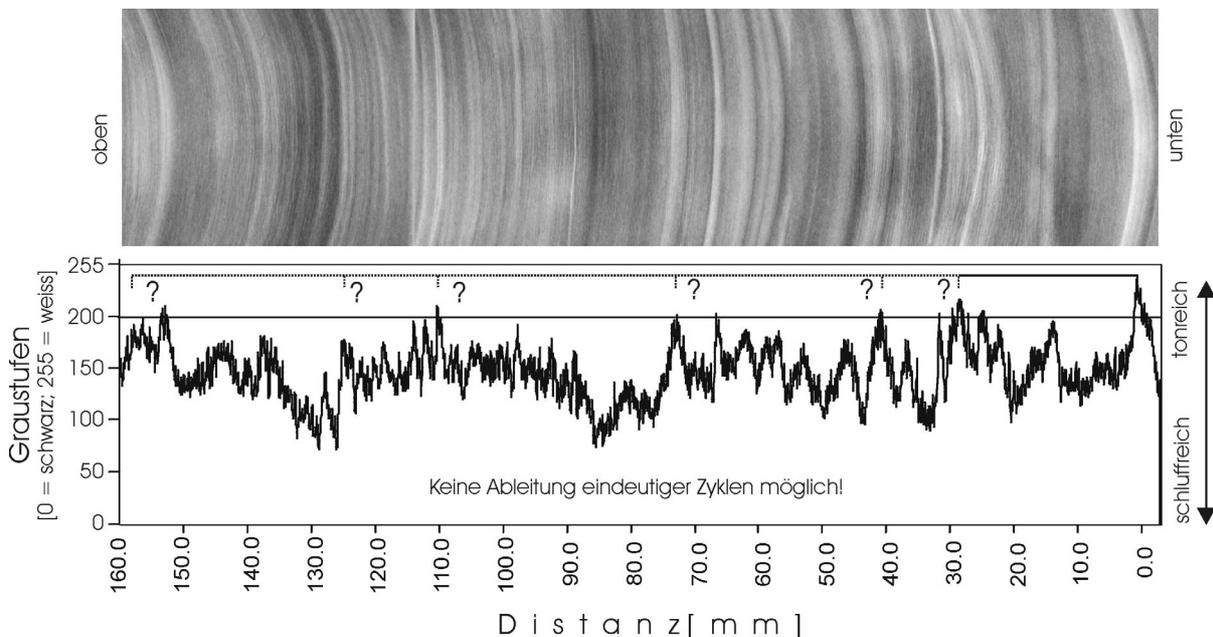


Abb. 21: Radiographie und Graustufenkurve des Schichtungstyps B. Eine Vielzahl von hochfrequenten Helligkeitsänderungen lässt keine zuverlässige Zuordnung zu einem übergeordneten Sedimentationszyklus zu. Graustufenschwankungen entsprechen Korngrößenänderungen zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen.

Eine sichere Abgrenzung einzelner Sedimentationszyklen ist nicht möglich, da die tonreichen Lagen selten einheitlich ausgebildet sind, sondern durch Einschaltung größerer Schlufflagen stark untergliedert sind.

Schichtungstyp C

Der Schichtungstyp C ist charakteristisch für den oberen Abschnitt der Einheit 2 und ist ebenfalls sehr variabel aufgebaut. Die Ausbildung der Schichtung lässt sich anhand der Graustufenplots der Proben Lam 1-7-3 bis Lam 1-7-5 verdeutlichen (Abb. 22). Der erste Zyklus zeigt in den Graustufenplots zwischen Messabschnitt 0 bis 25 mm eine kontinuierliche Helligkeitszunahme, was nach den Ergebnissen der Körnungsanalysen einer kontinuierlichen Abnahme des Medianwertes von 4,0 auf 1,9 μm entspricht.

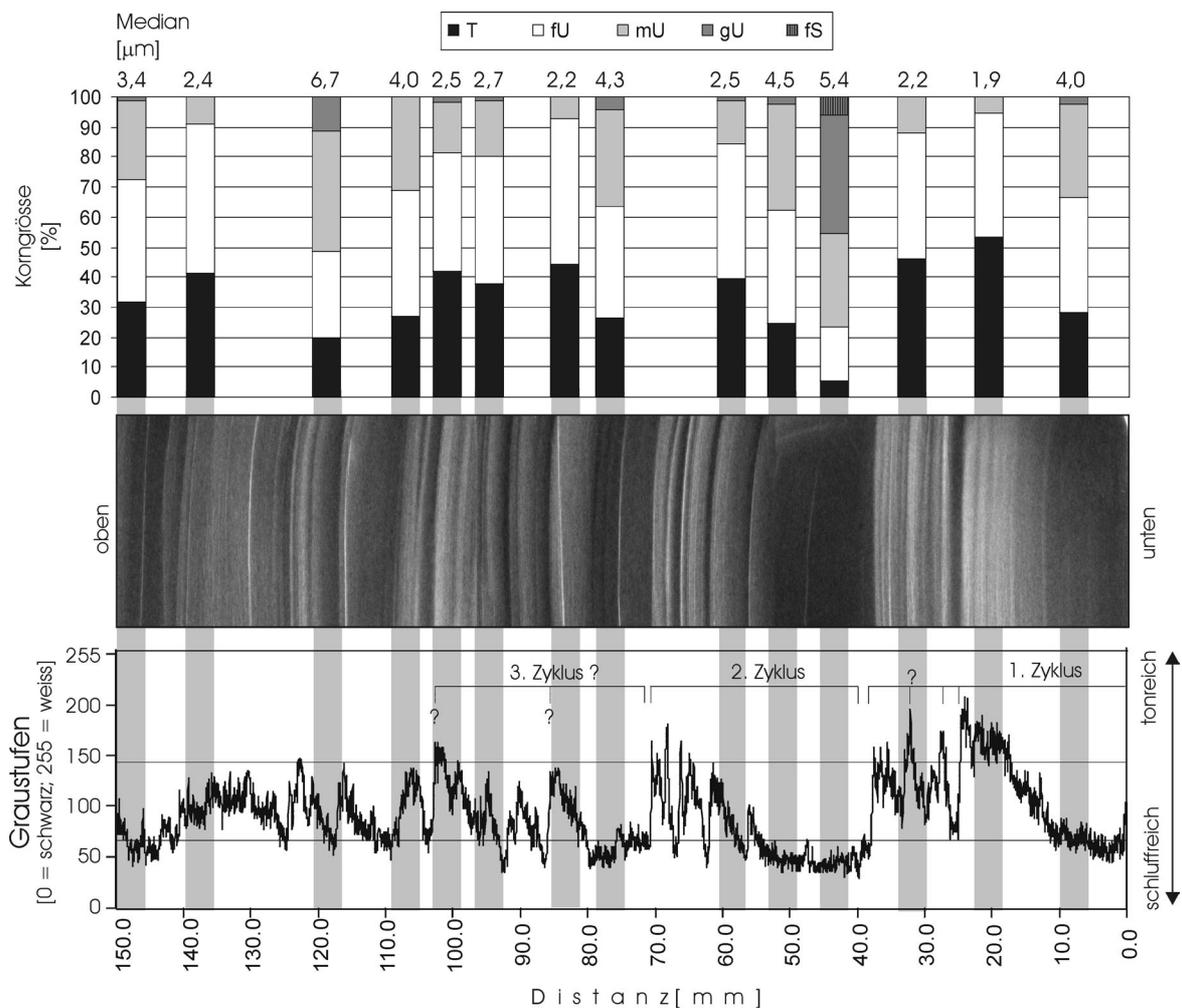


Abb. 22: Radiographie des Schichtungstyps C mit Graustufenplot und den Ergebnissen der Laser-Partikel-Messungen. Graustufenschwankungen entsprechen Korngrößenänderungen zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen.

Die tonreiche Abschlusslage ist nicht einheitlich ausgebildet, sondern wird zwischen dem Messabschnitt 25 bis 37 mm mehrfach durch Sedimentation von schluffreichem Material unterbrochen.

Der Beginn des zweiten Zyklus (37 bis 71 mm) zeigt sich im Graustufenplot durch eine abrupte Abnahme der Helligkeitswerte, die einem Korngrößenprung des Medianwertes von ca. 2,2 μm auf 5,4 μm entspricht. Die folgende Korngrößenabnahme verläuft nicht kontinuierlich, sondern wird wiederholt durch Sedimentation schluffreicher Sedimente unterbrochen. Eine abrupte Helligkeitsabnahme in den Radiographien, die durch eine deutliche Korngrößenzunahme (Median 4,3 μm) hervorgerufen wird, leitet den dritten Sedimentationszyklus ein, dessen obere Grenze aufgrund zahlreicher größerer Sedimentimpulse nicht eindeutig festzulegen ist. Es besteht einerseits die Möglichkeit, dass der Zyklus bei 85 mm Messdistanz endet und sich weitere Zyklen im Millimeterbereich anschließen. Andererseits kann ähnlich wie beim 2. Zyklus eine Serie von größeren Sedimentimpulsen zu einer starken Untergliederung der tonreichen Lage führen. Das tatsächliche Endstadium dieses übergeordneten Zyklus wäre bei 102 mm Messdistanz zu finden.

Interpretation [Einheit 2]

Die niedrigen Korngrößenwerte mit konstant hohem Ton- und Feinschluffanteil ohne größere Sedimenteinschlaltungen weisen daraufhin, dass mit Beginn der Einheit 2 der Beckenbereich des südlichen Altusrieder Tales bereits dem distalen, deltafernen Ablagerungsbereich des Kemptener Sees angehört.

Die Lagencharakteristik der Einheit 2 ist jedoch durch einen raschen Wechsel zwischen den drei Schichtungstypen (A, B, C) gekennzeichnet, was auf hochenergetische, rasch wechselnde Ablagerungsbedingungen innerhalb eines instabilen Seebeckens hinweist. Hierfür sind einerseits grundberührende Trübestrome verantwortlich, die als „underflows“ große Mengen an Sediment in die distalen Bereiche des Beckens transportieren. Diese führen zur Ausbildung einer Schichtung, die sich aus unregelmäßigen, einfach gradierten Korngrößenzyklen zusammensetzt (KUENEN & MIGLIORINI 1950; STURM & MATTER 1972, 1978). Hohe Sedimentationsraten und deutliche Seespiegelschwankungen können subaquatische Rutschungen auslösen, die ebenfalls die Sedimentation im See beeinflussen. Zudem kann an Seen mit Verbindung zur aktiven Gletscherfront (Sedimente der Einheit 3) das Kalben von Eisbergen Schockwellen produzieren, die ebenfalls Rutschungen auslösen (RUST 1977). Für die Sedimente der Einheit 2 ist daher anzunehmen, dass diese Faktoren mehr oder weniger

ineinander greifen und die komplexen Schichtungstypen A, B und C erzeugen. Anhand der Graustufenplots und der Körnungsanalysen lässt sich besonders für den Schichtungstyp A und C zeigen, dass die Gradierungszyklen häufig mit einer Serie von tonreichen Abschlusslagen (Medianwert: $< 2,2 \mu\text{m}$) enden, die eine Stillstandsphase in der limnischen Sedimentation anzeigen. Es ist denkbar, dass diese Lagen während der winterlichen Eisbedeckung des Sees abgelagert wurden (ZHAO et al. 1984) und anhand der Graustufenplots vereinzelt ein jahreszeitlicher Zyklus erkennbar ist, der jedoch stark durch Ereignissedimentation überprägt ist. Die häufige Untergliederung der abschließenden Tonlage (Schichtungstyp A und C) durch gröberes, schluffreicheres Material kann darauf hinweisen, dass subaquatische Rutschungen auch weiterhin unter der winterlichen Eisbedeckung ablaufen, was die Grenzziehung zwischen möglichen saisonalen Zyklen erschwert.

Die Lagencharakteristik der Einheit 2 erlaubt es daher nicht zuverlässige Lagenzählungen durchzuführen. Nimmt man für die eindeutig identifizierbaren Zyklen hypothetisch eine saisonale Steuerung der Bänderung an, so würde die jährliche Mindestsedimentationsrate im Zentimeter-Bereich zwischen ca. 3 und 9 cm liegen, woraus sich für Einheit 2 ein maximaler Bildungszeitraum von wenigen Jahrhunderten ableiten würde.

Ähnlich komplex aufgebaute Sedimente werden aus klastischen Profilabschnitten zahlreicher rezenter voralpiner Seen beschrieben. Sie markieren den späthochglazial-spätglazialen Hauptzerfall der alpinen Eiskappe (z.B. Zürichsee: „cyclic proglacial mud beds“; LISTER 1984 a, b; Luganer See: „proglacial muds“, NIESSEN 1987; Bodensee-Untersee: „laminierte, glazigene Schlämme“, NIESSEN & STURM 1991; Genfer See: „mud turbidites“, MOSCARIELLO 1996). Der Bildungszeitraum dieser mächtigen (z.T. mehrere Dekameter) Sedimente wird ähnlich wie in Einheit 2 (Kemptener See) als relativ kurz eingestuft. So ermitteln beispielsweise ZHAO et al. (1984) am Zürichsee unter der Annahme einer saisonal gesteuerten Bänderung für die 16 m mächtigen Beckenschluffe der „Unit 6“ einen Bildungszeitraum von ca. 420 Jahren.

Einheit 1 [E1]: gelb-graue Rhythmite

Einheit 1 wird von gelbgrauen, tonigen Schluffen gebildet, die bereits im bergfeuchten Zustand eine ausgeprägte, rhythmische Bänderung im Bereich mehrerer Millimeter erkennen lassen (Abb. 23). Dies ermöglicht bereits visuell eine deutliche Abgrenzung von den unterlagernden mittelgrauen und homogenen Beckentonen der Einheit 2.



Abb. 23: Kernfoto von gelb-grauen, rhythmisch geschichteten, Sedimenten der Einheit 1 (Bohrung Lam 4, Teufe 444 – 450 cm). Typisch ist die ausgeprägte Bänderung, die sich aus gelblichen Schlufflagen und gräulichen Tonlagen zusammensetzt. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen liegt im Bereich mehrerer Millimeter.

Mit dem Wechsel von Einheit 2 zur Einheit 1 nimmt die Korngröße deutlich zu (Abb. 17). Im Vergleich zur unterlagernden Einheit 2 reduziert sich der Ton- und Feinschluffanteil von ca. 80-90% (Einheit 2) auf minimal 35-40%, bei einer gleichzeitigen Zunahme der Mittel-/Grobschluff und Feinsandfraktion. Im Verlauf der 6 m mächtigen Einheit 1 steigt zum Hangenden der Medianwert der Kornsummenkurve von $4,4 \mu\text{m}$ auf Werte zwischen $13,2 \mu\text{m}$ und ca. $10 \mu\text{m}$ an (Abb. 17).

Die makroskopisch sichtbare Bänderung zwischen den hellgelben Schlufflagen und gelb-grauen, tonreichen Lagen lässt sich anhand der Radiographien und der Graustufenplots verdeutlichen (Abb. 24). Die Graustufenkurven zeigen zum Hangenden in regelmäßiger Folge von mehreren Millimetern einen scharfen Wechsel von hohen (Graustufenwert: > 200) zu niedrigen Helligkeitswerten (Graustufenwert: < 60), die den „Korngrößensprung“ zwischen tonreicher und schluffreicher Lage anzeigen und einen Sedimentationszyklus einleiten. Dieser wird durch Graustufenschwankungen geringerer Amplitude fortgesetzt, was auf eine Mikrolamination innerhalb der schluffreicheren Lagen hinweist. Im weiteren Verlauf zeigt ein abrupter Anstieg der Helligkeitswerte einen scharfen Übergang zur abschließenden Tonlage an. Diese wird vereinzelt von mikrometermächtigen schluffreicheren Lagen durchzogen.

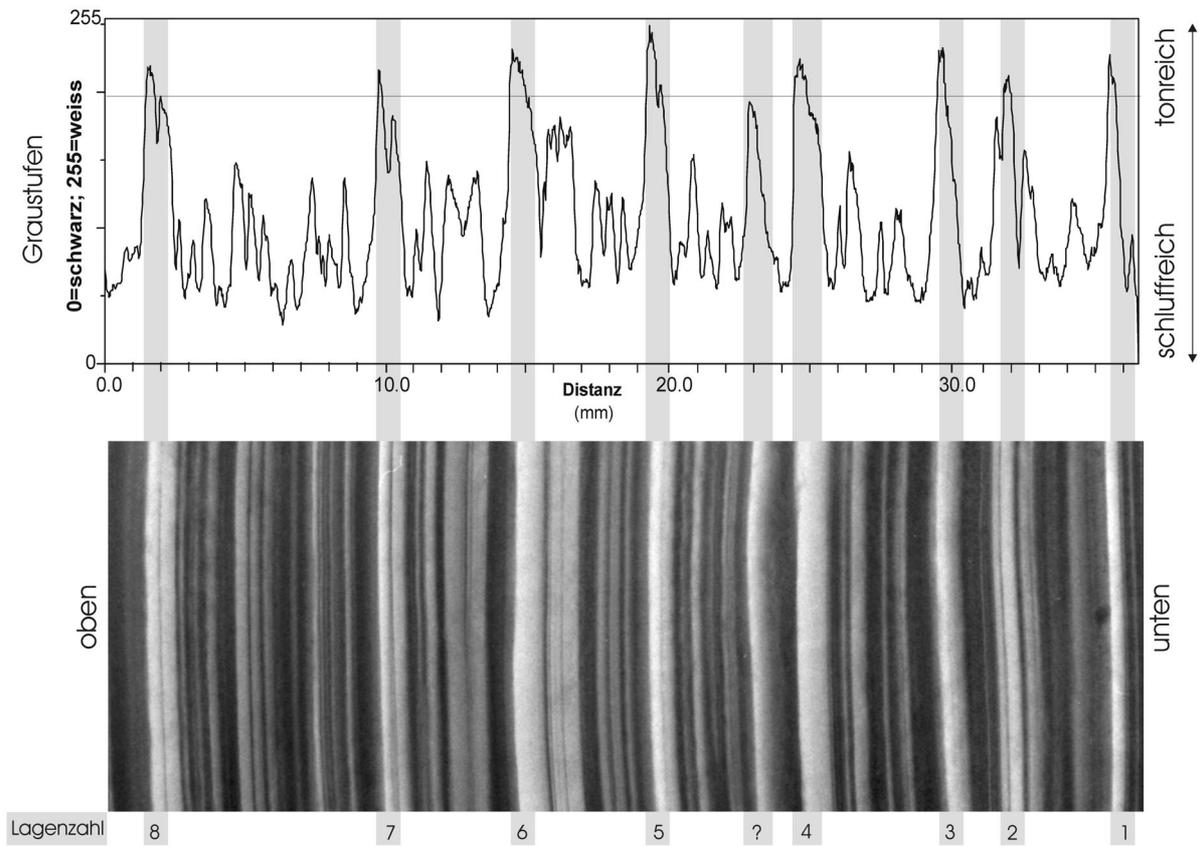


Abb. 24: Radiographie limnischer Sedimente der Einheit 1. Helligkeitsschwankungen des Graustufenplots lassen eine rhythmische Schichtung im Millimeterbereich identifizieren, die den Wechsel zwischen schluffreichen „Sommerlagen“ und tonreichen „Winterlagen“ anzeigt. Helligkeitsschwankungen im Mikrometerbereich mit geringeren Amplituden zeigen eine Mikrolamination an.

Ein ähnliches Bild zeigt die Betrachtung der Dünnschliffe (Abb. 25). Ein im Mittel ca. 5 mm mächtiger Zyklus setzt mit einem scharfen Korngrößensprung zwischen toniger Winterlage und schluffreicher Frühjahrslage ein. Als besonders interessant erweist sich hierbei die lichtmikroskopische Betrachtung der schluffreichen Basislage. Sie weist Mächtigkeiten zwischen 0,3 mm und 0,6 mm auf und ist durch eine geringe Zahl grobkörniger Kasten mit bis zu 0,4 mm Durchmesser gekennzeichnet, die in einer ungradierten und gut sortierten feinschluffigen Matrix lagern.

Die mittel- bis grobschluffreiche „Sommerlage“ setzt mit einer sprunghaften Zunahme der Korngröße ein. Sie wird aus alternierenden Korngrößengradierungszyklen (normalgradiert) gebildet, deren Lagestärken zum Hangenden von 0,7 bis 0,2 mm abnehmen. Diese alternierende Lagenfolge wird abschliessend von der tonreichen Winterlage abgelöst, die den jahreszeitlichen Zyklus beendet.

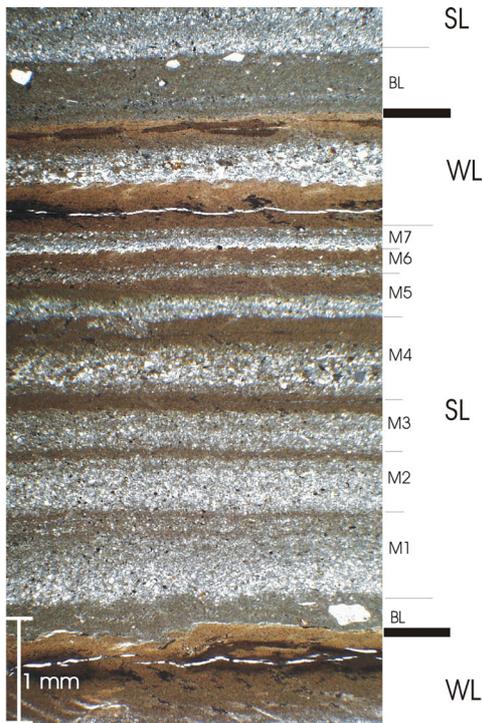


Abb. 25: Lagenaufbau rhythmisch geschichteter Schluffe der Einheit 1 (Dünnschliff).

WL = Winterlage

SL = Sommerlage

BL = ungradierte Basislage mit gröberer Klasten bis max. 0,4 mm.

M1-M7 = Mikrolamination, hervorgerufen durch alternierende

WL Korngrößengradierungszyklen).

Wie schon aus den Radiographien ersichtlich war, wird die abschließende tonreiche Winterlage häufig von schluffreichen Lagen untergliedert, deren Mächtigkeit Bruchteile eines Millimeters beträgt.

Im Rasterelektronenmikroskop zeigen die tonreichen „Winterlagen“ (Abb. 26, links) einen hohen Anteil an horizontal eingeregelter Schichtsilikaten, die detritische Klasten der Schlufffraktion umkleiden. Diese horizontale Einregelung löst sich innerhalb der Sommerlagen auf (Abb. 26, rechts). Diese Lagen sind durch chaotisch gelagerte silikatische und karbonatische Mineralkörner gekennzeichnet.

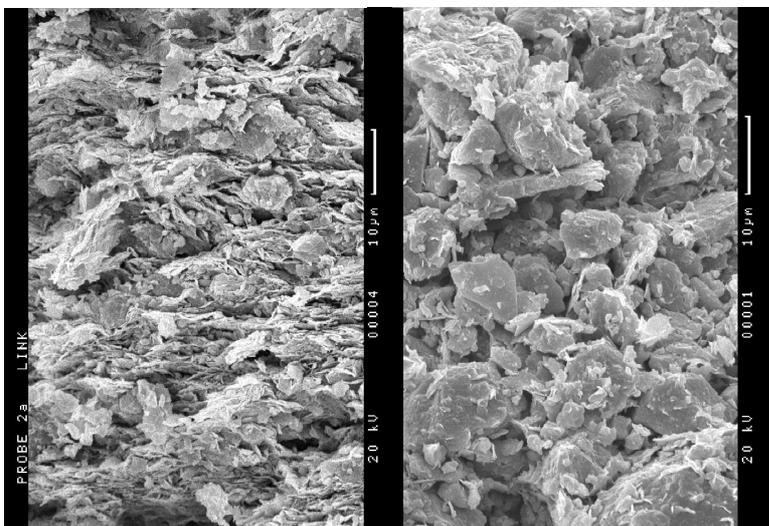


Abb. 26: REM- Aufnahmen charakteristischer Lagenfolgen der Einheit 1.

Links: tonreiche Winterlage mit horizontaler Einregelung der Schichtsilikate.

Rechts: typische Ausbildung der schluffreichen Sommerlage mit chaotischer Lagerung detritischer Mineralkörner.

Die REM-Aufnahmen zeigen, dass sich die Sedimente der Einheit 1 ausschließlich aus detrischem Material zusammensetzen. Hinweise auf biogen gebildetes Material (z.B. Diatomeen, Goldalgen) konnten trotz entsprechender Vergrößerung nicht gefunden werden.

Interpretation [Einheit 1]

Die Sedimente der Einheit 1 weisen aufgrund ihrer Lagencharakteristik eine Ähnlichkeit mit klastischen Warven aus dem rezenten glazilimnischen Ablagerungsraum auf (SMITH 1978, 1981; LEONARD 1986; ØSTREM & OLSEN 1987; LEEMANN 1993). Dieser ist heute auf Bereiche hoher Breitengrade und das Hochgebirge beschränkt. Des Weiteren lassen sich Übereinstimmungen mit klastischen Warven spätglazialer Profilabschnitte der heutigen Voralpenseen (LISTER 1984 a, b; ZHAO et al. 1984; NIESSEN 1987; BRAUER & CASANOVA 2001) und spätglazialer Warvenprofile (ASHLEY 1975, 1995; RIDGE & LARSEN 1990; RINGBERG & ERLSTRÖM 1999) feststellen. Zudem sind Ähnlichkeiten mit klastischen Warven älterer pleistozäner Vereisungsphasen zu erkennen (JUNGE 1998). Die genannten Arbeiten geben Hinweise auf charakteristische Merkmale, die typisch für den klastischen Warventyp sind. Folgende Merkmale konnten in den Sedimenten der Einheit 1 nachgewiesen werden:

- Wechsel zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen

Ein grundlegendes Merkmal, das sich makroskopisch (Abb. 23), mikroskopisch (Abb. 25) und anhand der Graustufenplots (Abb. 24) zeigen lässt, ist der regelmäßige Wechsel zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen, wofür zwei separate Sedimentationsmechanismen verantwortlich gemacht werden.

A) Sommerliche Sedimentation der schluffreichen Lage, infolge der Schnee- und Gletscherschmelze, als Reaktion auf das sommerliche Strahlungsmaximum (ZOLITSCHKA 1998). Hierbei erfolgt der Sedimenttransport je nach Dichtedifferenz zwischen dem zufließenden Wasser und dem Seewasser als underflow, interflow oder overflow (STURM 1979).

B) Winterliche Sedimentation der tonreichen Lage aus der Suspension unter vergleichsweise ruhigen Ablagerungsbedingungen unter winterlicher Eisbedeckung (ZHAO et al. 1984).

Aus den Graustufenplots (Abb. 24) lässt sich zudem ableiten, dass die Korngröße der winterlichen tonreichen Lage immer unter einen Schwellenwert fällt, was typisch für die klastische Warven ist (PEACH & PERRIE 1975; ZHAO & HSÜ 1984; LEEMANN 1993).

- *Regelmäßigkeit des Lagenwechsels*

LAMBERT & HSÜ (1979) schlagen vor die Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Laminae statistisch zu erfassen um die Regelmäßigkeit des Lagenwechsels zu dokumentieren. Dies soll eine Abgrenzung zwischen klastischen Warven und Ereignissedimenten ermöglichen. Für klastische Warven wird ein vergleichsweise regelmäßiger Lagenwechsel beschrieben, der sich in geringen Mächtigkeitsschwankungen (Faktor zwei bis drei) äußert (LEEMANN 1993). Im Gegensatz dazu werden für ereignisgesteuerte Sedimente (Hochwasserlaminite, Turbidite), die keinem saisonalen Zyklus unterliegen, unregelmäßige Lagenwechsel mit großen Mächtigkeitsschwankungen beschrieben (Faktor sechs bis sieben). Eine statistische Auswertung der Lagendickenschwankungen (Abb. 27), die auf den Ergebnissen des folgenden Kapitels 4.1.1.2 beruht, zeigt für den Teufenbereich 3 bis 5 m der Einheit 1 eine deutliche Konzentration der Häufigkeiten zwischen ca. 3 und 6 mm bei einer vergleichsweise niedrigen Standardabweichung (1,75 mm bis 2,69 mm), was Ausdruck des regelmäßigen Lagenwechsels ist.

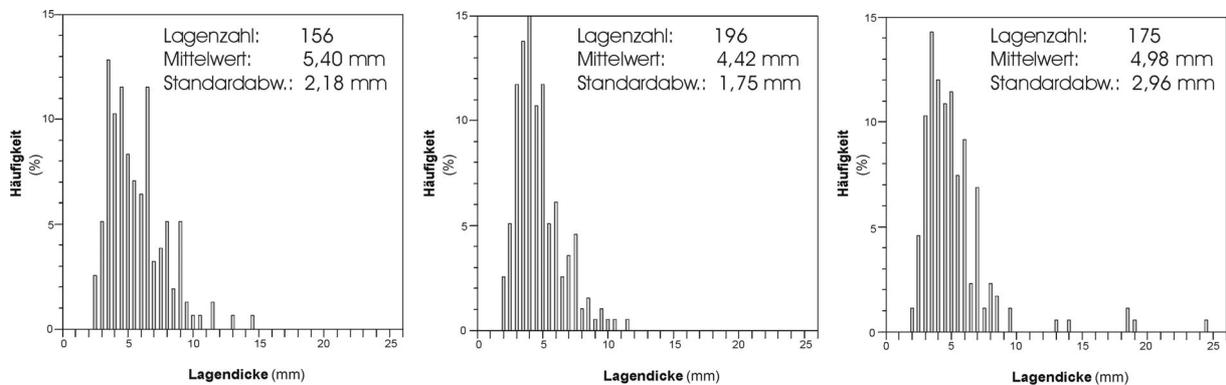


Abb. 27: Mächtigkeitsschwankungen der Rhythmite zwischen Teufenabschnitt 3 m bis 5 m (Bohrkerne: Lam 4-3 bis Lam 4-5). Konzentration der Häufigkeiten zwischen 3 und 6 mm Lagendicke und vergleichsweise niedrige Standardabweichung weisen auf einen regelmäßigen Lagenwechsel.

- *Korngrößenprung und ungradierte, matrixgestützte Basislage*

Die Graustufenplots (Abb. 24) und die Dünnschliffe (Abb. 25) zeigen einen scharfen Übergang zwischen tonreicher Winterlage und schluffreicher Sommerlage, der durch ein abruptes Ansteigen der Korngröße hervorgerufen wird, was mit dem Eisaufbruch während der Frühjahrs-/Frühsommer-Monate in Verbindung gebracht wird (JUNGE 1998).

Die charakteristische Ausprägung der Basislage, die durch fehlende Gradierung und durch matrixgestützte Klasten (max. 0,4 mm) gekennzeichnet ist (Abb. 25), weist eine große Übereinstimmung mit Lagen auf, die aus Schliffbildern spätglazialer, rhythmisch geschichteter Schluffe des ca. 90 km westlich gelegenen Bodensees (Untersee) beschrieben werden (NIESSEN et al. 1992).

Auch hier treten in den Schliffbildern ungradierte Basislagen (Frühjahrslagen) auf, die durch matrixgestützte Klasten (max. 0.6 mm) gekennzeichnet sind. Aufgrund der geringen Korngröße der Klasten wird sowohl für die spätglazialen Sedimente am Bodensee (NIESSEN et al. 1992), als auch für die Sedimente der Einheit 1 ein Transport der größeren Körner durch Eisschollen (ice-rafting) ausgeschlossen. Wie die Untersuchungen an Einheit 3 gezeigt haben weisen Klasten, die durch Eisschollentransport als dropstones abgelagert wurden deutlich größere maximale Korngrößen (max.: 30 mm) auf. Dies trifft sowohl für eistransportierte Klasten glazialen Ursprungs zu, als auch für Klasten die z.B. Strandablagerungen entstammen (LISTER 1984 a, b; NESJE et al. 1991).

Am Bodensee geht man davon aus, dass die charakteristische Ausprägung der Basislage durch Eintrag von äolischem Material (Löss) hervorgerufen wurde, was auf Lösstransport während der Ältesten Dryas hinweist (NIESSEN et al. 1992). Eine vergleichbare Genese der Basislage innerhalb der klastischen Warven der Einheit 1 scheint aufgrund übereinstimmender Merkmale plausibel. Der Eintrag von äolischem Material könnte auch den im Verlauf der Einheit 1 erkennbaren deutlichen Anstieg der Korngröße erklären (Abb. 17).

- Mikrolamination

Als weiteres Merkmal zeigt sich in den Graustufenplots und den Dünnschliffen eine normalgradierte Mikrolamination, die häufig im Zusammenhang mit klastischen Warven beschrieben wird (LEEMANN 1993; MOSCARIELLO 1996; ZOLITSCHKA 1998; JUNGE 1998; ØSTREM & OLSEN 1987; BRAUER & CASNOVA 2001). Sie entsteht durch kurzfristige Schwankungen des Schmelzwassereintrags oder aufgrund von Niederschlagsereignissen während der Sommerperiode (SMITH 1978). Eine Mikrolamination innerhalb der schluffigen Lage weist nach JUNGE (1998) daraufhin, dass der zyklische Lagenwechsel zwischen schluffreicher und tonreicher Lage nicht das Produkt eines kurzfristigen, einphasigen Ereignisses (Turbidite, Hochwasserereignisse; STURM & MATTER 1972; LAMBERT & HSÜ 1979) sein kann.

4.1.1.2 Lagenzählung und Lagenvermessung an Einheit 1

Die ausgeprägte Lamination der Einheit 1 lässt an den Radiographien und den Kernphotos eine Zählung und Vermessung der einzelnen Laminae zu. Hierfür wurden die Bohrungen Lam 3 und Lam 4 teufenversetzt gebohrt, um Kompositprofile zusammenzustellen, die den Bohrfehler minimieren und durch den Vergleich der beiden Profile eine Fehlerabschätzung zulassen.

Der jeweils erste Bohrmeter wurde nicht für eine kontinuierliche Messung herangezogen, da die ersten 30 cm stark durch anthropogenen Einfluss gestört sind. Es konnte jedoch für den ersten Bohrmeter der Bohrung Lam 4 an einem rund 17 cm mächtigen ungestörten Abschnitt eine durchschnittliche Lagendicke von rund 8 mm bestimmt werden, anhand derer die Anzahl der Lagen für den ersten Bohrmeter rechnerisch ermittelt wurde.

Ergebnisse für die einzelnen Sedimentkerne

An den fünf Kernen der Bohrung Lam 3 wurden zwischen 1,2 m und 6 m Teufe insgesamt 799 Lagen gezählt (Tab. 2). Die durchschnittliche Mächtigkeit der Lagen liegt bei rund 6,1 mm. Hierbei wird ein deutliches Minimum mit 4,48 mm bzw. 4,97 mm in den Kernen Lam 3-4 und Lam 3-5 erreicht. Die Maximalwerte werden einerseits an der Basis (6,67 mm) und im oberen Bereich (8,24 mm) von Einheit 1 erreicht.

Der gleiche Trend ist auch in der parallel niedergebrachten Bohrung Lam 4 zu beobachten (Tab. 2). 729 Lagenpaare zwischen 1,0 bis 6,0 m Teufe weisen eine mittlere Mächtigkeit von rund 5,9 mm auf. Die maximalen Lagenmächtigkeiten können auch in dieser Bohrung am Top (ca. 8 mm) und an der Basis (6,48 mm) der Einheit 1 ermittelt werden. Die geringsten Lagenmächtigkeiten wurden im dritten (Lam 4-3: 5,40 mm), im vierten (Lam 4-4: 4,42 mm) und im fünften Bohrmeter (Lam 4-5: 4,98 mm) gemessen.

Korrektur der Einzelergebnisse

Beide Bohrungen Lam 3 und Lam 4 lassen sich jeweils zu einem Gesamtprofil zusammenfügen. Das hat den Vorteil, dass gestörte oder fehlende Bereiche des Ursprungsprofils anhand der Ergebnisse entsprechender Abschnitte des Parallelkernes überbrückt werden können, was es ermöglicht den tatsächlichen Gehalt an Lagenpaaren in Einheit 1 zu verifizieren. Die Korrelierung zwischen den Kernen erfolgte durch charakteristisch ausgeprägte Markerlagen.

Tab. 2: Ergebnisse der Lagenzählungen und Mächtigkeitsmessungen für die einzelnen Bohrkern der Bohrungen Lam 3 und Lam 4.

Sedimentkern	Teufe [m]	Messbereich [mm]	Gezählte Warven [n]	Mittlere Lagendicke [mm]	Standardabweichung [mm]
Lam 3-1	0,2 - 1,2	n.B.	n.B.	n.B.	n.B.
Lam 3-2	1,2 - 2,2	956,1	116	8,24	4,62
Lam 3-3	2,2 - 3,2	949,4	151	6,29	2,84
Lam 3-4	3,2 - 4,2	993,7	224	4,48	2,17
Lam 3-5	4,2 - 5,2	989,7	199	4,97	1,85
Lam 3-6	5,2 - 6,2	727,4	109	6,67	3,67
Gesamt			799		

Sedimentkern	Teufe [m]	Messbereich [mm]	Gezählte Warven [n]	Mittlere Lagendicke [mm]	Standardabweichung [mm]
Lam 4-1	0 - 1	167,25	21	7,96	n.B.
Lam 4-2	1,0 - 2,0	669,5	83	8,07	4,81
Lam 4-3	2,0 - 3,0	842,7	156	5,40	2,18
Lam 4-4	3,0 - 4,0	865,6	196	4,42	1,75
Lam 4-5	4,0 - 5,0	871,8	175	4,98	2,96
Lam 4-6	5,0 - 6,0	770,7	119	6,48	4,24
Gesamt			729		

Tab. 3: Korrektur der Lagenzählungen und Mächtigkeitsmessungen nach Zusammenstellung zweier Kompositprofile (*errechnet auf Basis einer gemittelten Lagendicke aus Bohrkern Lam 4-1, siehe Tab. 2).

Kompositprofil	Teufe [m]	Gezählte Warven [n]	Mittlere Lagendicke [mm]	Kompositprofil	Teufe [m]	Gezählte Warven [n]	Mittlere Lagendicke [mm]
Lam 3	0 - 1	125*	8*	Lam 4	0 - 1	125*	8*
	1,0 - 2,0	123	8,1		1,0 - 2,0	118	8,5
	2,0 - 3,0	182	5,5		2,0 - 3,0	183	5,5
	3,0 - 4,0	234	4,3		3,0 - 4,0	213	4,7
	4,0 - 5,0	184	5,4		4,0 - 5,0	209	4,8
	5,0 - 6,0	147	6,8		5,0 - 6,0	145	6,9
Gesamt		995		Gesamt		993	

Anhand des Gesamtprofils Lam 3 kann die tatsächliche Zahl der gezählten Lagenpaare von 799 auf 870 korrigiert werden, was zusammen mit der errechneten Anzahl der Lagenpaare (ca. 125) des ersten Bohrmeters (Tab. 3) eine Gesamtzahl von 995 Laminae ergibt.

Entsprechend kann im parallelen Gesamtprofil Lam 4 die Anzahl der Laminae von 729 auf 868 korrigiert werden. Die Gesamtzahl der Lagen errechnet sich in diesem Profil auf 993 Laminae.

Fehlerbetrachtung durch Vergleich der beiden Kompositprofile

Die Untersuchungen zeigen eine nahezu übereinstimmende Gesamtlagenzahl zwischen den beiden Profilen Lam 3 und Lam 4. Der Vergleich von parallelen 1 m Abschnitten beider Kompositprofile weist dagegen auf größere Abweichungen hin (Abb. 28).

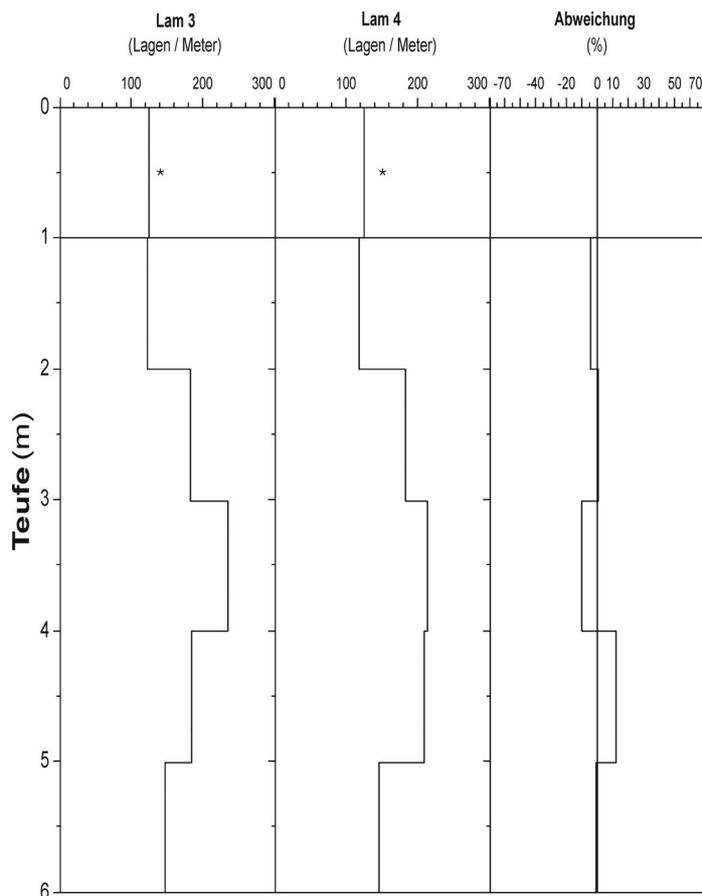


Abb. 28: Berechnung des Zählfehlers zwischen den Kompositprofilen Lam 3 und Lam 4 (*für den ersten Bohrmeter ist keine Ermittlung des Fehlers möglich, da die Anzahl der Lagen berechnet wurde).

Die größte Fehlerabweichung wurde mit - 10 % bis + 12 % zwischen den Profilabschnitten 3 bis 4 m und 4 bis 5 m bestimmt. Dagegen liegt zwischen den Profilabschnitten 1 bis 3 m und 5 bis 6 m der Zählfehler bei maximal + 4 %.

Als Erklärung für diese Unterschiede kommen einerseits bohrtechnische Fehler in Frage, andererseits sind Zählfehler durch falsche Interpretation einzelner Lagenpaare denkbar (SPROWL 1993). Aufgrund von Mehrfachzählungen werden beispielsweise aus der klastischen Abfolge des Lac d'Annecy je nach Qualität der Warven Fehlerabweichungen zwischen 1 % und 15 % beschrieben (BRAUER & CASANOVA 2001). Aus dem hocharktischen Lake C2 lassen sich Unterschiede zwischen + 1,8 % bis + 12,4 % (LAMOUREUX & BRADLEY 1996) nachweisen und durch parallele Auswertung mehrerer Kerne Fehlerabweichungen zwischen + 4,8 und + 17,1 % berechnen (ZOLITSCHKA 1998). Im Falle der beiden untersuchten Gesamtprofile dürfte die deutliche Zunahme des Zählfehlers zwischen 3-4 m und 4-5 m Teufe darin begründet sein, dass in diesem Profilabschnitt Lagenpaare auftreten, die vereinzelt eine ausgeprägte Untergliederung der tonreichen Winterlage aufweisen, was eine Abgrenzung der einzelnen saisonalen Zyklen erschwert.

Die Untersuchungen zeigen, dass die Anzahl der Hell-Dunkel Laminae in zwei separat ausgezählten Profilen im Rahmen der Mess- und Interpretationsgenauigkeit vergleichbare Werte aufweisen. Unter der Annahme einer jahreszeitlichen Steuerung der rhythmischen Bänderung kann für Einheit 1 ein Sedimentationszeitraum von ca. 1000 Jahren angenommen werden.

Lagendickenschwankungen

Für den Zeitraum 0 bis -125 Jahre (Zeitabschnitt A) lässt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von $6,9 \text{ mm a}^{-1}$ bestimmen (Abb. 29).

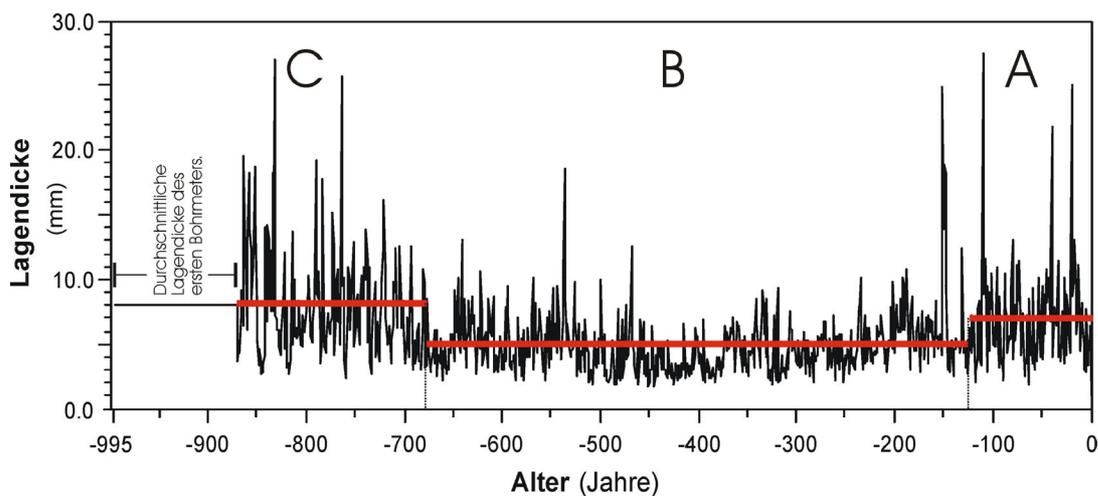


Abb. 29: Lagendickenvariationen des Gesamtprofils Lam 3 für einen Zeitraum von 995 Jahren. Horizontale Linien stellen den Durchschnittswert der Altersbereiche A, B, C dar (die durchschnittliche Lagendicke des ersten Bohrmeters errechnet sich aus der gemittelten Lagendicke des Bohrkerns Lam 4-1).

In diesem Bereich wird der regelmäßige Lagenwechsel mehrfach durch mächtigere Einzellagen ($> 15 \text{ mm}$) unterbrochen.

Der Zeitabschnitt B (-126 bis -675 Jahre) ist gekennzeichnet durch deutlich geringere Sedimentationsraten, die im Mittel bei $5,0 \text{ mm a}^{-1}$ liegen. In einem Zeitraum von ca. 650 Jahren sind in diesem Abschnitt Lagendickenvariationen zu erkennen, die im zeitlichen Abstand mehrerer Dekaden ablaufen.

Der folgende Zeitabschnitt C (-676 bis -870 Jahre) zeigt einen deutlichen Anstieg der Sedimentationsrate auf $8,13 \text{ mm a}^{-1}$. Mit dem Anstieg der Sedimentationsrate ist eine deutliche Zunahme von Einzellagen mit Mächtigkeiten $> 15 \text{ mm}$ verbunden. Diese Lagen fallen alleine aufgrund ihrer Mächtigkeit auf, weisen jedoch die gleiche Lagencharakteristik wie benachbarte Lagen auf und sind deshalb nicht als Turbidite oder andere Ereignissedimente zu werten. Für den Abschnitt -870 a bis -995 a konnte die Variation der Lagenmächtigkeiten nicht aufgezeichnet werden, die durchschnittliche Sedimentationsrate von ca. 8 mm a^{-1} , die sich rechnerisch aus einem kurzen Abschnitt des Bohrkerns Lam 4-1 ergibt zeigt jedoch, dass sich der Trend von Abschnitt C fortsetzt.

Für die charakteristischen Lagendickenschwankungen, die in einem Zeitraum von rund 1000 Jahren ablaufen, sind im Wesentlichen zwei Faktoren heranzuziehen, die einerseits fazieller, andererseits klimatischer Natur sein können. Welche Faktoren letztendlich für die Steuerung der aufgezeichneten Lagendickenschwankungen verantwortlich sind, wird in Kap. 7.1 in einem überregionalen Rahmen diskutiert.

4.1.1.3 Mineralogisch-geochemische Zusammensetzung

Anhand der qualitativen Auswertung der Röntgendiffraktogramme (Übersichtsaufnahmen) konnten neben den Phyllosilikaten, die Minerale Quarz, Kalzit, Dolomit, Kalifeldspat und Plagioklas identifiziert werden (Abb. 30).

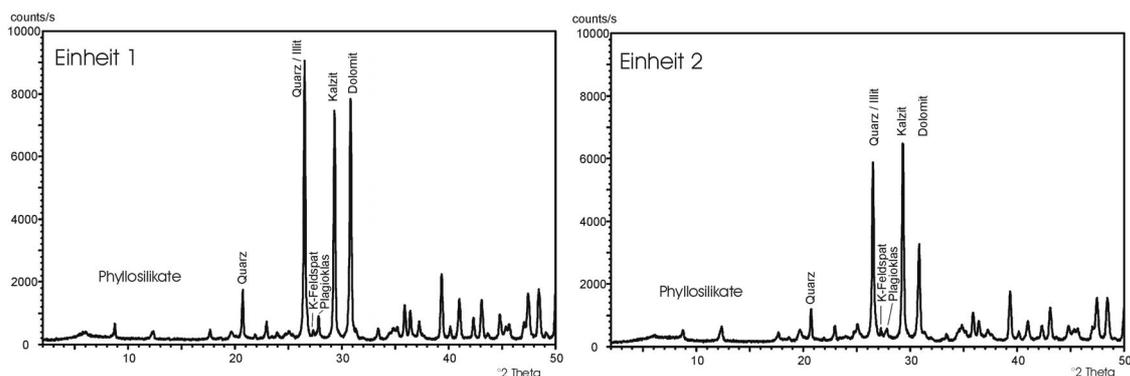


Abb. 30: Diffraktogramme des Gesamtsediments der lithologischen Einheiten 1 und 2.

Der Vergleich zwischen den Diffraktogrammen der einzelnen Einheiten zeigt, dass mit dem Wechsel von den unregelmäßig geschichteten Bändertonen der Einheit 2 zu den fein laminierten Schluffen der Einheit 1 eine deutliche Zunahme der Reflexintensitäten für die Minerale Dolomit, Kalzit, Quarz und Plagioklas festzustellen ist.

Die chemischen Veränderungen (Haupt- und Spurenelemente) innerhalb des Profils wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) untersucht. Die Ergebnisse sind für die Hauptelemente auf die jeweilige Oxidformel berechnet und werden als Prozentanteile am Gesamtsediment angegeben. Der Anteil der Spurenelemente ist in ppm angegeben.

Die chemische Zusammensetzung wird im Wesentlichen durch die vier Hauptverbindungen SiO_2 , CaO , Al_2O_3 und MgO dominiert und zeigt folgende Anteile (Abb. 31):

Siliziumdioxid (SiO_2)

SiO_2 bildet mit 35 bis 41 % den Hauptbestandteil des untersuchten Sediments, wobei die lithologische Einheit 3 (Beckenschluffe mit dropstones) mit 40 bis 41 % die höchsten Werte aufweist. Die Anteile liegen mit 36 bis 39 % in Einheit 2 (Beckentone) und 35 bis 40 % in Einheit 1 (rhythmisch geschichtete Schluffe) nur unwesentlich niedriger.

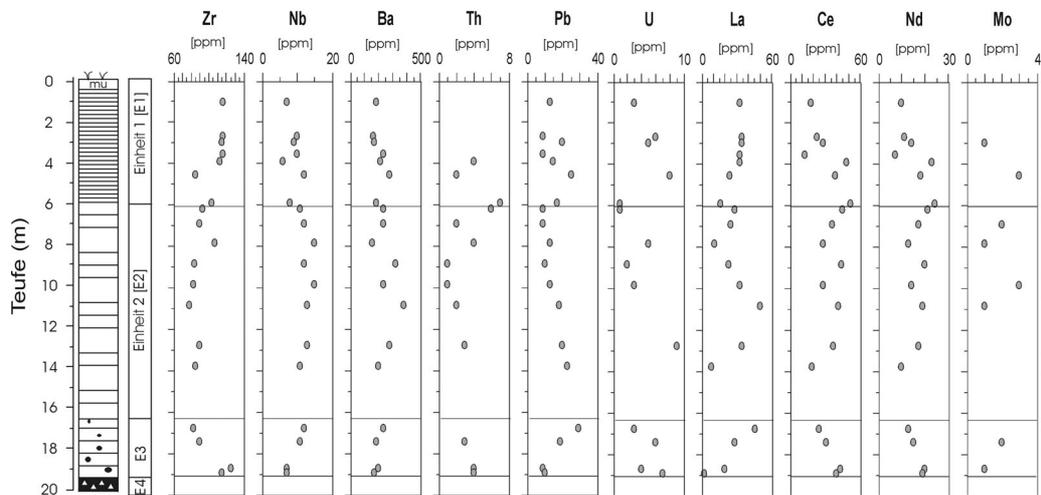
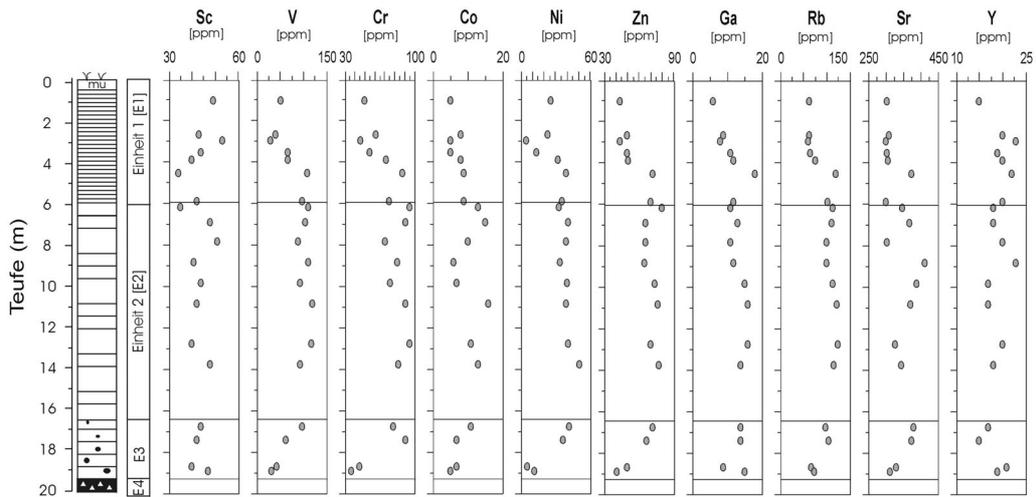
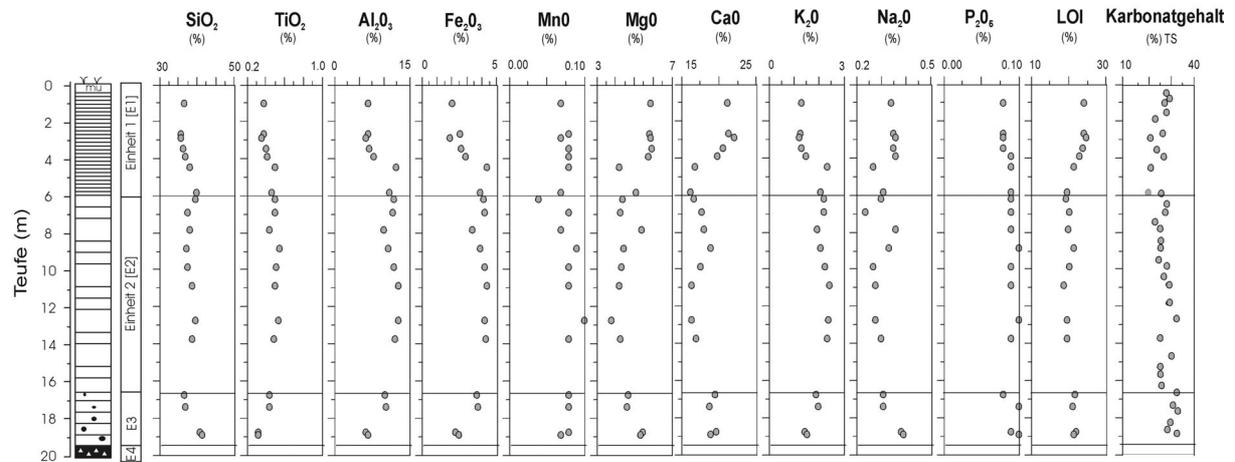
Der SiO_2 Gehalt wird in erster Linie von den diffraktometrisch nachgewiesenen Phyllosilikaten, Quarz und Feldspäten beeinflusst. Der Anteil von biogenen Kieselskeletten (Diatomeen) dürfte unbedeutend sein, da Detailaufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop (Kap. 4.1.1.1) keine Hinweise auf charakteristische ausgeprägte Diatomeenlagen liefern konnten.

Calciumoxid (CaO)

CaO tritt mit 16 bis > 22 % als zweithäufigstes Element auf. Die Einheit 3 ist durch CaO Gehalte von durchschnittlich 19 % gekennzeichnet. In den Beckentonen der Einheit 2 wurden mit 16 bis 19 % geringfügig niedrigere Anteile gemessen. Im Verlauf von Einheit 1 ist ein Anstieg von 16 % auf > 22 % zu verzeichnen. Für den CaO Gehalt sind hauptsächlich die diffraktometrisch identifizierten Karbonatminerale Kalzit und Dolomit verantwortlich.

Abb. 31, nächste Seite: Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. Der Karbonatgehalt wurde mit einem Scheibler Kalzimeter bestimmt. Lithologische Einheiten E4 = till; E3= graue Beckenschluffe mit dropstones; E2 = graue laminierte Beckentone; E1=gelbgraue glaziale Warven.

Profil Lamineten



Aluminiumoxid (Al₂O₃)

Mit durchschnittlich rund 10 % ist Al₂O₃ als dritthäufigste Verbindung vertreten. Im Verlauf des Profils sind Schwankungen des Al₂O₃ Gehaltes zu erkennen, die annähernd die lithologische Gliederung nachzeichnen. Während in Einheit 3 der Anteil am Gesamtsediment bei ca. 6 % liegt, verdoppeln sich die Werte innerhalb von Einheit 2 auf durchschnittlich rund 11 %. Im Verlauf von Einheit 1 ist wiederum eine deutliche Reduktion auf rund 6 % zu erkennen. Die Al₂O₃ Werte werden hauptsächlich durch den Gehalt der diffraktometrisch nachgewiesenen Phyllosilikate und Feldspäte beeinflusst.

Magnesiumoxid (MgO)

Der Gehalt an Magnesiumoxid zeigt im Verlauf des Profils geringfügige Schwankungen im Bereich zwischen 4,2 bis 5,9 %. Hierbei sind die höchsten Werte innerhalb der Einheiten 1 und 3 gemessen worden. Der Gehalt an MgO ist hauptsächlich auf die Anwesenheit der diffraktometrisch nachgewiesenen Phyllosilikate und des Dolomits zurückzuführen.

Eisenoxid (Fe₂O₃)

Der durchschnittliche Gehalt von Eisenoxid variiert zwischen rund 2 und 4 %. Während in Einheit 3 (Bänderschluflfe mit Dropstones) der Anteil bei ca. 2 % liegt, ist in Einheit 2 (homogene Beckentone) ein Anstieg auf größer 4% zu verzeichnen. Im Verlauf von Einheit 1 (rhythmisch geschichtete gelbe Schluffe) ist wiederum eine deutliche Abnahme auf ca. 2 % zu erkennen. Der Eisenoxidgehalt dürfte im wesentlichen auf Veränderungen im Anteil der diffraktometrisch nachgewiesenen Phyllosilikate (Chlorit und Glimmer) zurückzuführen zu sein.

Kaliumoxid (K₂O)

Ein ähnlicher Trend zeigt sich auch im Verlauf der Kaliumoxid-Kurve. Niedrige Werte mit ca. 1,2 bis 1,5 % an der Basis (Einheit 3) und am Top (Einheit 1) des untersuchten Profils, leicht erhöhte Werte mit über 2 % im Bereich der Einheit 2. Der Kaliumgehalt wird ebenfalls zum Großteil von den diffraktometrisch nachgewiesenen Phyllosilikaten (Glimmer) und den Kalifeldspäten beeinflusst.

Titandioxid (TiO₂), Natriumoxid (Na₂O), Manganoxid (MnO), Diphosphor (V)-oxid

Die vier Verbindungen weisen Werte von unter einem Prozent auf.

Die TiO₂ Gehalte weisen Schwankungen zwischen 0,5 % (Einheit 2) und 0,3 % (Einheit 1 und 3) auf. Der Verlauf der Natriumoxidkurve zeigt demgegenüber einen gegenläufigen

Trend mit geringfügig erhöhten Werten in Einheit 1 und 3 (ca. 0,3 %). Manganoxid und Diphosphor (V)-oxid sind mit unter 0,1 % vertreten.

Glühverlust (LOI)

An der Basis (Einheit 3) und am Top des Profils (Einheit 1) liegt der Glühverlust bei ca. 21 bis 24 %. In den homogenen Beckentonen (Einheit 2) liegen die Werte mit 18 bis 21 % geringfügig niedriger.

Die ermittelten Werte beruhen in erster Linie auf der Verbrennung der Karbonate zu CO₂. Für den Massenverlust sind weiterhin verdampfendes Kristallwasser der Schichtsilikate und ein geringer Teil organischer Substanz verantwortlich.

Karbonatgehalt

Ergänzende Messungen mit dem Scheibler Kalzimeter weisen auf einen gemittelten Karbonatgehalt, der bei 27,5 % liegt. Hierbei werden mit ca. 31 % geringfügig höhere Werte innerhalb der Einheit 3 und mit 25,7 % niedrigere Werte innerhalb der Einheit 1 gemessen.

Spurenelemente

Die 20 bestimmten Spurenelemente lassen sich in folgende Gruppen untergliedern.

Die Elemente Strontium (Sr), Rubidium (Rb), Vanadium (V), Chrom (Cr), Zink (Zn), Nickel (Ni), Cobalt (Co) zeigen im Verlauf des Profils erhöhte Messwerte innerhalb der lithologischen Einheit 2 und reduzierte Gehalte in den Einheiten 1 und 3. Die Kurven für Barium (Ba), Niob (Nb) und Gadolinium (Ga) folgen weniger deutlich diesem Trend.

Einen deutlich gegenläufigen Trend zeigt das Element Zirkon (Zr). Im Verlauf des Profils sind erhöhte Werte an der Basis (Einheit 3) und am Top des Profils (Einheit 1) sowie reduzierte Werte in der Einheit 2 gemessen worden.

Die Elemente Scandium (Sc), Yttrium (Y), Thorium (Th), Blei (Pb), Uran (U), Lanthan (La), Cer (Ce), Neodym (Nd) und Molybdän (Mo) lassen sich diesen Trends nicht eindeutig zuordnen.

Interpretation

Die chemische Zusammensetzung bestätigt den allochthonen Charakter der Seeablagerungen. Der Gehalt der Elementoxide (SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O, Na₂O und TiO₂), die von detrischen Mineraleinschwemmungen (Silikate und Dolomit) hervorgerufen werden, liegt bei ca. 50 bis 60 %. Die übrigen ca. 40 bis 50 %, die sich aus dem Glühverlust, dem CaO Gehalt und dem Fe₂O₃ Gehalt zusammensetzen sind ebenfalls detrischen Ursprungs (detrische Karbonate), da bereits in den typisch eisrandnahen Sedimenten der Einheit 3, in denen autochthone Sedi-

mentationsprozesse keine Rolle spielen, bereits hohe Werte für den Glühverlust (ca. 22 %) und den CaO (19 %) Gehalt nachzuweisen sind.

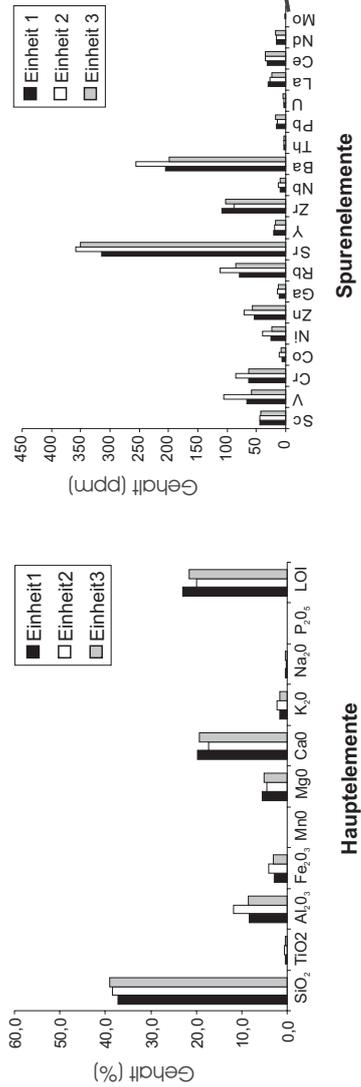
Die charakteristischen Schwankungen der Haupt- und Spurenelementgehalte, die innerhalb des Profils Lamineten bis auf einige Ausnahmen die lithologische Gliederung nachzeichnen, lassen sich folgendermaßen zusammenfassen. Die Verteilungskurven der Hauptelemente SiO₂ (Ausnahme Einheit 3), TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O und der Spurenelemente V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Nb zeigen einen vergleichbaren Verlauf und werden hauptsächlich durch Veränderungen im Anteil der Phyllosilikate hervorgerufen. Zudem folgt der Kurvenverlauf der genannten Haupt- und Spurenelemente im Wesentlichen den Kurvenschwankungen des ermittelten Ton- und Feinschluffgehalts (vergl. Kap. 4.1.1.1, Abb. 17). Einen gegenläufigen Kurvenverlauf zeigen die Elemente CaO, MgO, Na₂O und Zr sowie der Karbonatgehalt und der Glühverlust. Er korreliert positiv mit der Mittelschluff- bis Feinsandfraktion (vergl. Kap. 4.1.1.1, Abb. 17). Der Wechsel zwischen den lithologischen Einheiten 2 und 1 ist, wie auch die Diffraktogramme zeigen, in erster Linie durch eine Zunahme des Dolomit- und Kalzitgehaltes gekennzeichnet.

Ein signifikantes Einsetzen massiver autochthoner Kalzitproduktion, als Reaktion auf die spätglaziale Klimaerwärmung lässt sich jedoch nicht erkennen. Dabei ist zu beachten, dass diese Reaktion von See zu See sehr unterschiedlich sein kann. Während massive autochthone Kalzitproduktion im Alpenvorland und den Alpen in kleineren Seen bereits mit dem Wechsel zwischen Ältester Dryas und dem Bölling beobachtet wird (EICHER 1987, WOLF 1994), tritt dies in den großen Vorlandseen mit alpinem Zufluss (z.B. Bodensee, Zürichsee, Neuenburger See, Genfer See) erst etwa mit Beginn des Holozäns auf (WESSELS 1998, LISTER 1988, SCHWALB 1992, MOSCARIELLO 1996).

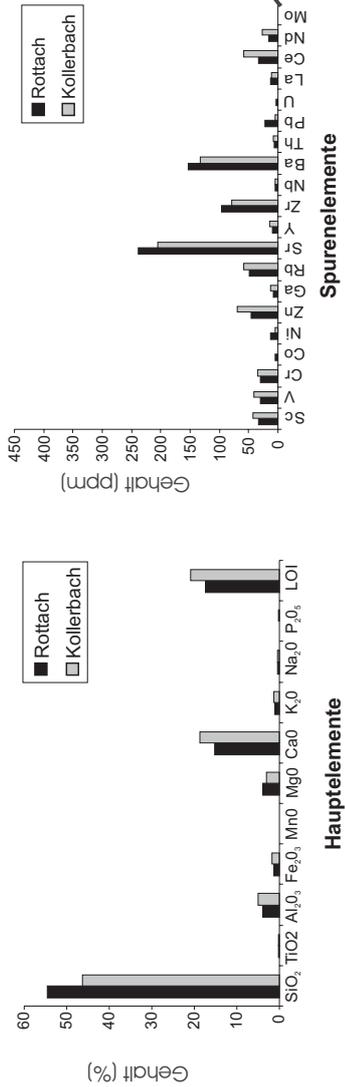
Insgesamt spiegelt die Sedimentchemie die geologischen Verhältnisse im Vereisungsgebiet des Illergletschers wieder (Abb. 32). Die Herkunft der Haupt- und Spurenelemente lässt sich durch Vergleichsproben eingrenzen, die an den Beckenschluffen des 20 km südlich gelegenen spätglazialen Seifener Sees und den Illerzuflüssen Kollerbach und Rottach gewonnen werden konnten. Das Einzugsgebiet des Seifener Sees setzt sich aus dem südlichen Teil der Faltenmolasse, dem Helvetikum und Flysch sowie dem Kalkalpin zusammen.

Abb. 32, nächste Seite: Elementgehalt der Bohrung Lamineten im Vergleich mit den Sedimenten des südlich gelegenen Seifener Sees und den Zuflüssen Kollerbach und Rottach, die das Molassehochgebiet der Adelegg entwässern.

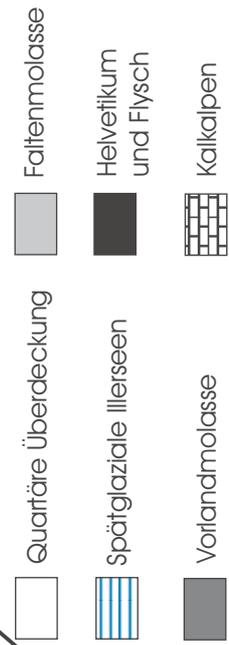
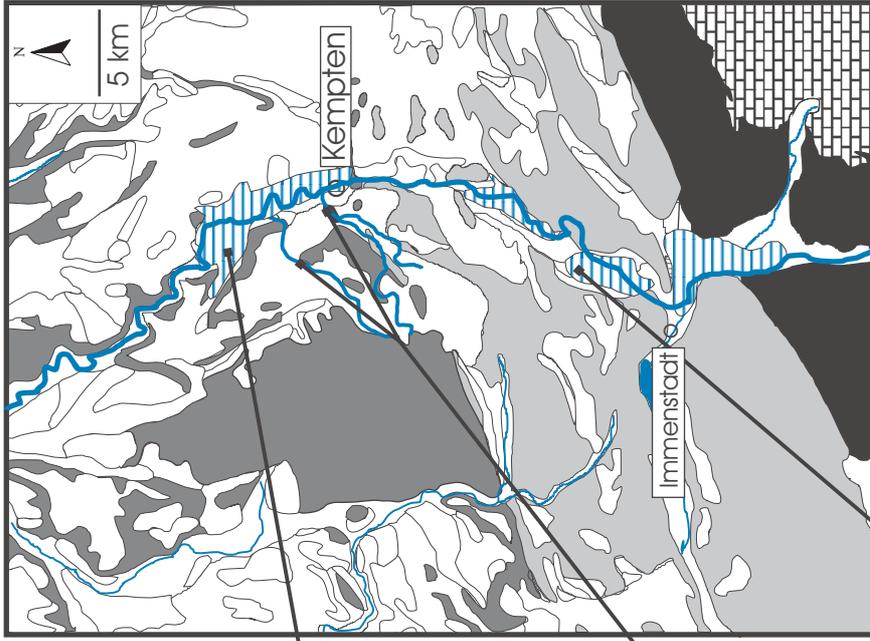
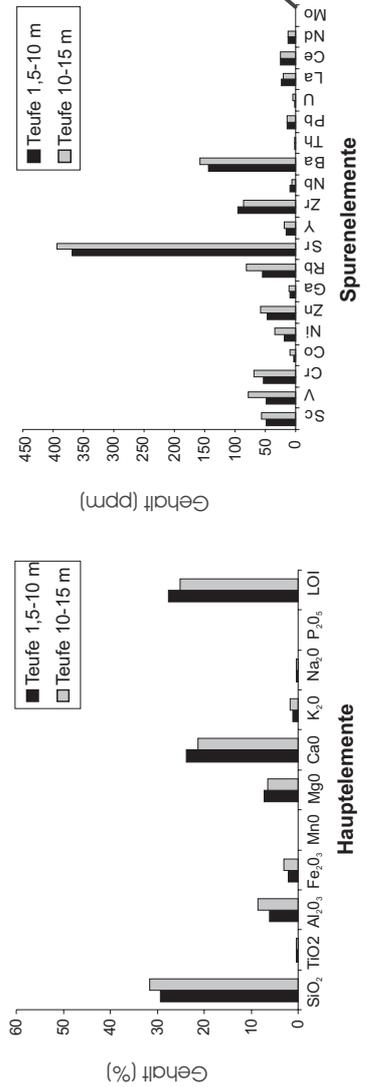
Beckenschluffe des Kemptener See (Bohrung Lam 1 + 2)



Zuflüsse aus dem Molassegebiet der Adelegg



Beckenschluffe des Seifener Sees (Bohrung Thanners)



Der Vergleich des Haupt- und Spurenelementgehaltes mit den Daten des Kemptener Sees zeigt, dass der SiO_2 Gehalt am Seifener See mit ca. 30 % um etwa 8 % niedriger liegt, jedoch höhere Gehalte für CaO und MgO zu verzeichnen sind, was vor allem auf die nähere Position zu dem stark karbonatisch geprägten Einzugsgebiet zurückzuführen ist (**Kalkalpin**: z.B. Hauptdolomit, Kalkstein; **Helvetikum**: Kalkstein, Tonmergel; **Flysch**: Kalkmergel, Kalksandsteine; **Südliche Faltenmolasse**: karbonatische Sandsteine, karbonatische Arenite, dolomitreiche Konglomerate). Für die höheren SiO_2 Werte der Sedimente des Kemptener Sees (ca. 38 %) wird vor allem das größere Einzugsgebiet verantwortlich gemacht, in dem nun auch silikatreichere Ablagerungen der nördlichen Faltenmolasse (z.B. Granitische Molasse, Hauchenbergschichten) und der Vorlandmolasse (Obere Süßwassermolasse) anstehen. Dies zeigt auch die Beprobung zweier Bäche (Rottach und Kollerbach), die dem Kemptener Becken von Westen her aus dem Molassehochgebiet der Adelegg zuströmen und in ihrer Sedimentfracht deutlich höhere SiO_2 Gehalte von 46 bis 55 % aufweisen (Abb. 32).

4.1.2 Seifener Becken

4.1.2.1 Bohrung Thanners

Südlich des Kemptener Sees entstanden mit dem Zerfall des Illergletschers die sogenannten Illerseen (Abb. 33), die sich aus dem Raunser, Seifener und Immenstädter See zusammensetzen (JERZ 1974).

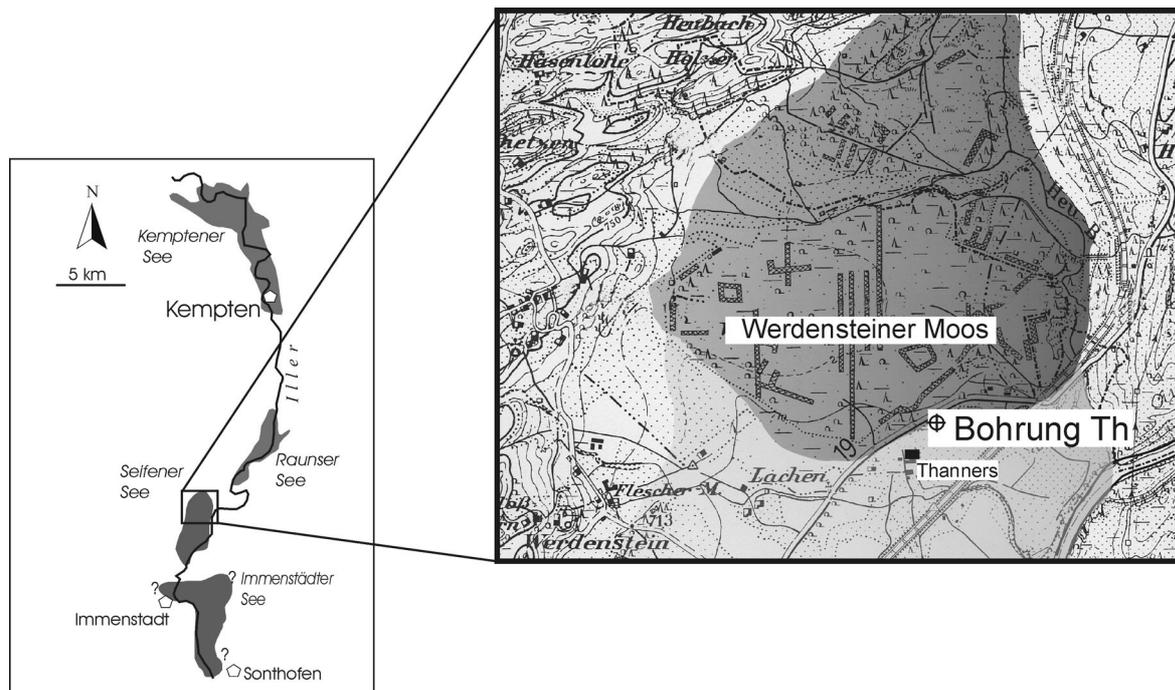


Abb. 33: Lage und vermutete Ausdehnung der spätglazialen Illerseen mit Lage der Bohrung Thanners (Seifener Becken).

Von den drei Seen wurden die limnischen Beckensedimente des ehemaligen Seifener Sees ausgewählt, um mit einer Bohrung zu überprüfen, ob sich ähnlich wie am Kemptener See Abschnitte mit jahreszeitlich geschichteten Sedimenten nachweisen lassen können. Da die Bohrung Thanners im Vergleich zur Bohrung Lamineten ca. 20 km südlicher liegt und mit einem Torfhorizont überdeckt wird (Randbereich des Werdensteiner Moooses), wurde für die limnischen Beckensedimente ein Ablagerungszeitraum erwartet, der möglicherweise weiter in das jüngere Spätglazial reicht. Aufgrund fehlender Überlagerung mit Grobsediment (Moräne oder Schotter) lassen sich die Bändertone des Seifener Beckens dem Lagerungstyp 1 zuordnen.

Das Profil setzt sich im Teufenabschnitt 15 m bis 2 m aus mittelgrauen Beckenschluffen zusammen, die makroskopisch eine kontrastarme Bänderung im Zentimeterbereich aufweisen. Nach den Ergebnissen der Korngrößenanalyse (Abb. 34) handelt es hierbei um Sedimente, die sich hauptsächlich aus der Mittelschluff- (30 bis 44%), der Feinschluff- (23 bis 38 %) und der Tonfraktion (19 bis 32 %) zusammensetzen (Medianwert: 3,5 bis 7 μm).

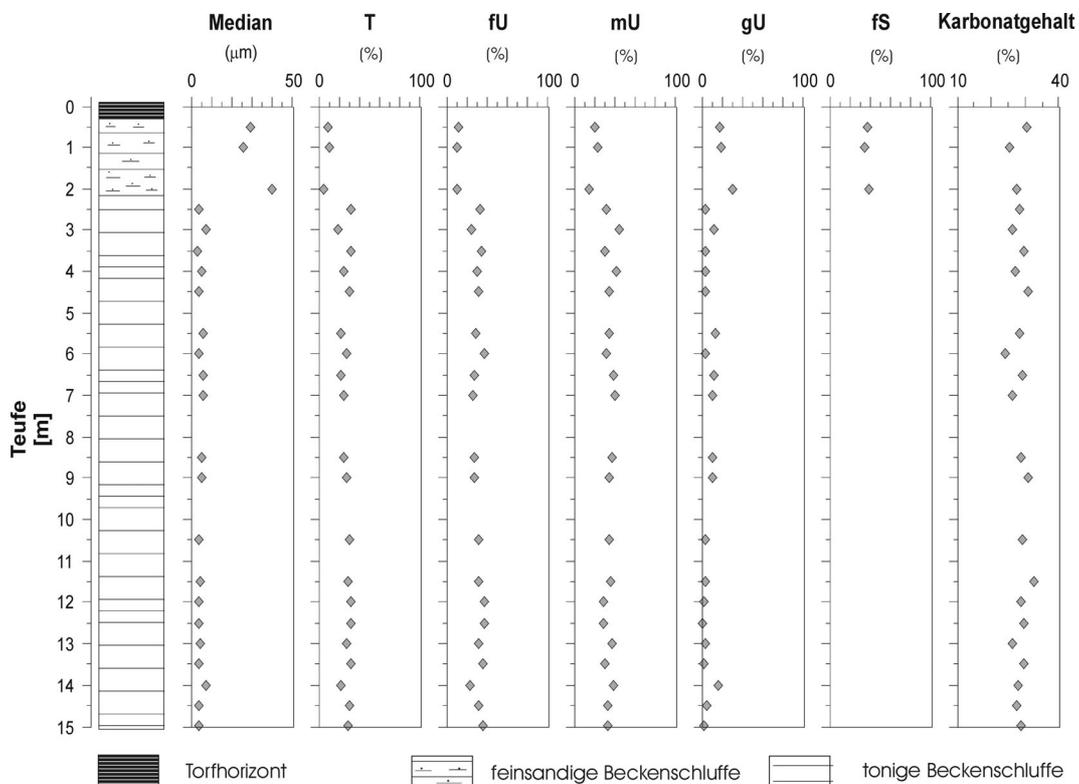


Abb. 34: Das Bohrprofil der Bohrung Thanners (Th) mit den Ergebnissen der Körnungsanalysen und den ermittelten Karbonatgehalten.

Zum Hangenden (Teufenabschnitt: 2 m bis 0,6 m) folgt ein Wechsel zu graubraunen Schluffen bis Feinsanden, die eine schwache Schichtung aufweisen. Nach den Körnungsanalysen handelt es sich um feinsandige (35 bis 39 %) Schluffe (51 bis 55 %) mit geringem Tonanteil (5 bis 10 %). Die Medianwerte der Korngrößenanalysen schwanken in diesem Bereich zwischen 10 und 40 μm . Zum Hangenden wird das Profil von einem ca. 30 cm mächtigen Torfhorizont abgeschlossen.

Die Graustufenplots der digitalisierten Radiographien (Abb. 35) sind durch geringfügige Graustufenschwankungen niedriger bis mittlerer Intensität gekennzeichnet, was darauf hinweist, dass die Schichtung ausschließlich durch geringfügige Korngrößenänderungen der insgesamt schluffreichen Sedimente hervorgerufen wird.

Die Abwesenheit von Lagen mit deutlich geringerer Röntgendichte (Graustufenwert > 180) lässt erkennen, dass innerhalb der Lagenfolgen keine tonreichen Lagen entwickelt sind. Deutliche Korngrößenunterschiede zwischen tonreichen und schluffreichen Lagen, wie sie z.B. in den Sedimenten des Kemptener Beckens beobachtet wurden, existieren nicht. Ein saisonales Muster, das dem klassischen Warvenzyklus (Silt-Ton Lagen) entspricht, lässt sich nicht erkennen. Lagenzählungen sind nicht möglich. Vielmehr scheint die rhythmische Schichtung, die sich in zahlreichen normalgradierten Korngrößenzyklen äußert, das Ergebnis einer Vielzahl periodischer Trübeströme zu sein.

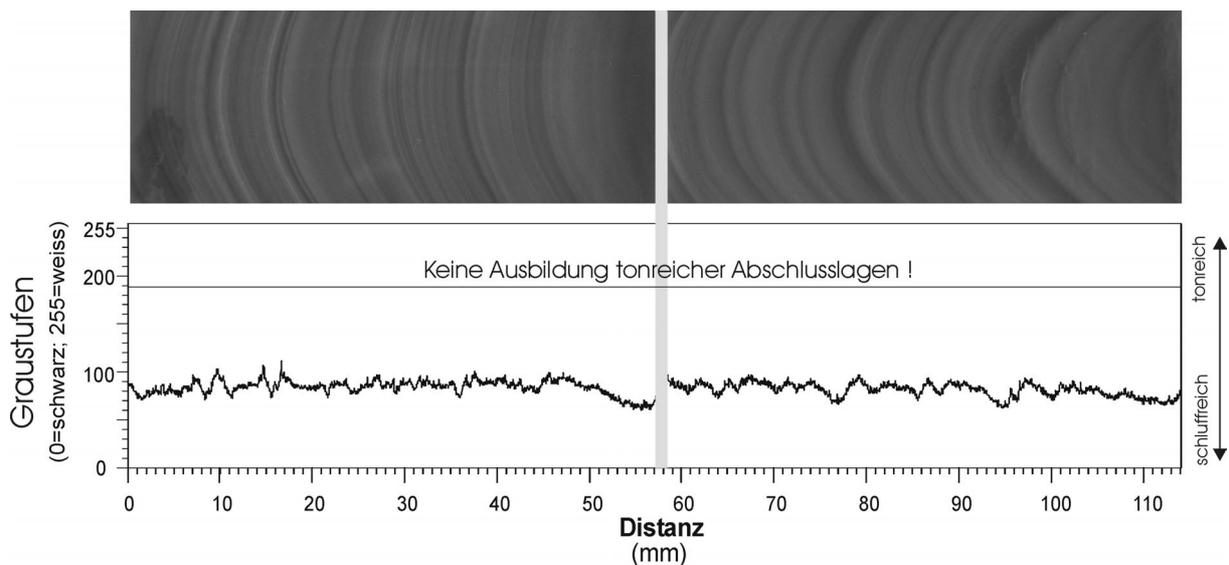


Abb. 35: Radiographie und Graustufenplot limnischer Sedimente der Bohrung Thanners (Tiefe: 4,40 m). Typisches Merkmal ist das Fehlen tonreicher Abschlusslagen. Die rhythmische Schichtung der Sedimente wird ausschließlich durch geringfügige Schwankungen der Korngröße verursacht.

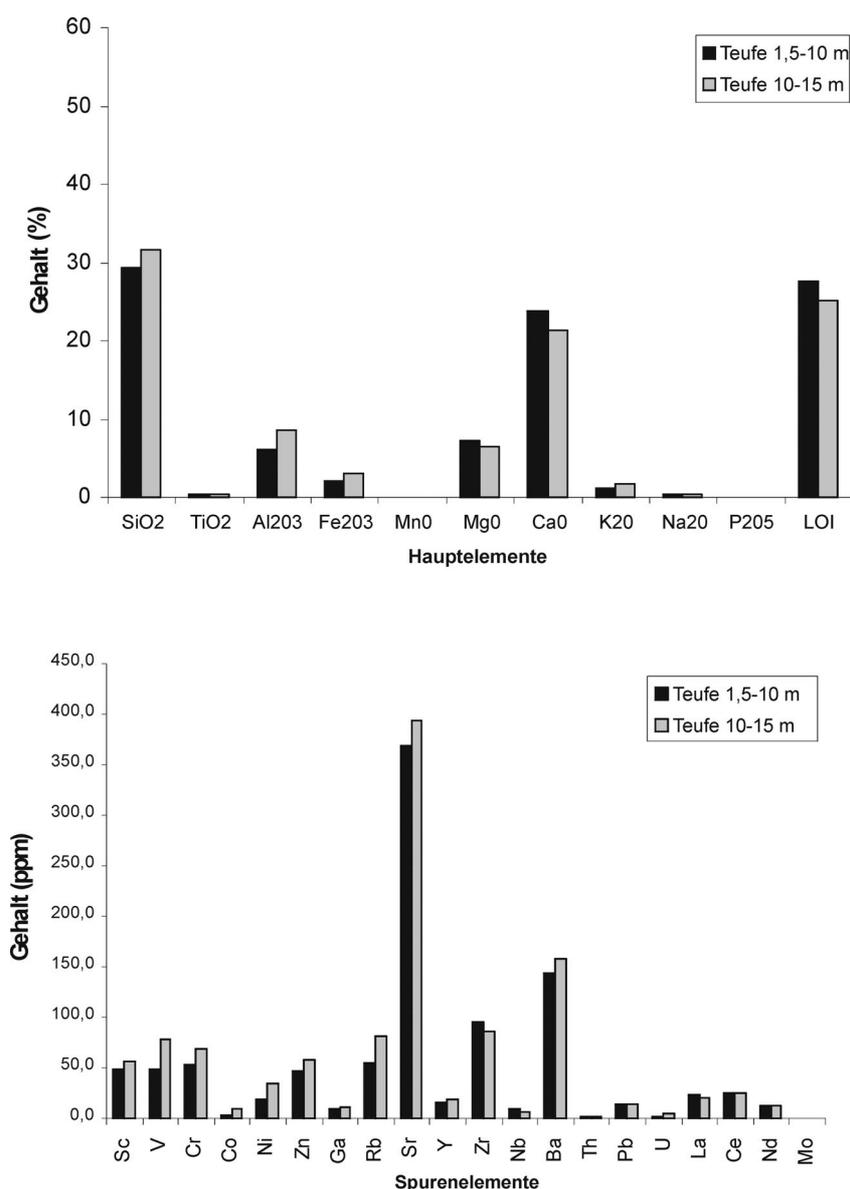


Abb. 36: Ergebnisse der Röntgenfluoreszenz, gemittelte Werte (siehe auch Abb. 32: Vergleich mit RFA Daten der Bänderschluße des Kemptener Sees und der Sedimente der Zuflüsse Kollerbach und Rottach).

Diffraktometrisch konnten wie schon an den Beckenschluffen des Profils Lam (Abb. 30) neben den Phyllosilikaten, die Minerale Calcit, Dolomit, Quarz und Feldspat (K-Feldspat und Plagioklas) nachgewiesen werden. Dies spiegelt sich auch in der geochemischen Zusammensetzung wieder (Abb. 36). Hauptbestandteil am Gesamtsediment sind die Elementoxide SiO₂ (Mittel: 30,5 %), CaO (Mittel: 22,5 %), Al₂O₃ (Mittel: 7,3 %) und MgO (Mittel: 6,9 %). Der Glühverlust liegt bei durchschnittlich 26,4 % und ist zum überwiegenden Teil auf die Verbrennung der Karbonate unter CO₂ Abgabe zurückzuführen. Im Verlauf des Profils ist eine geringfügige Zunahme der CaO- und MgO-Werte und des Glühverlustes festzustellen. Analog dazu ist vom Liegenden zum Hangenden eine schwache Abnahme der SiO₂-, Al₂O₃-

Fe₂O₃-, K₂O- und TiO₂- Werte sowie der Spurenelemente Sr, Ba, Rb, V, Cr, Sc, Zn, Ni und Co zu erkennen.

Zwei Proben der Bohrung Thanners wurden mit der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) Methode datiert. Für die Probe Th 1-14 (Teufe 13,5 m) konnte ein IRSL-Alter (blau) von 20,0 ± 2,3 und für Th 1-11 (Teufe 10,5 m) ein IRSL-Alter (blau) von 16,4 ± 2,1 ermittelt werden. Die Ergebnisse der OSL-Datierungen werden in Kapitel 5.1 näher diskutiert.

Interpretation

Im Gegensatz zu den späthochglazialen Beckenschluffen des Kemptener Beckens setzen sich die erbohrten Beckenschluffe des Seifener Sees ausschließlich aus Ereignissedimenten zusammen, die das Resultat periodischer Trübestrome sind. Bei der Betrachtung der Lamination fällt vor allem auf, dass die Bildung tonreicher Abschlusslagen ausbleibt. Es lassen sich über die gesamte Profilstrecke in keinem Abschnitt Hinweise auf einen Sedimentationsstillstand finden, wie er z.B. im Winter unter Eisbedeckung üblich ist. Die Untersuchungen des Profils Lamineten (Einheit 2, Kap. 4.1.1.1) haben gezeigt, dass selbst bei stark ereignisgesteuerten Sedimenten der Einheit 2 vereinzelt und unregelmäßig tonreiche Abschlusslagen auftreten, die sich möglicherweise mit einer Sedimentationsunterbrechung während der winterlichen Eisbedeckung in Verbindung bringen lassen können. Da die Bohrung Thanners mit einer Teufe von 15 m die unterlagernde Grundmoräne nicht erreichen konnte, bleibt eine mögliche lithologische Gliederung der tieferen Abschnitte dieser limnischen Beckensedimente jedoch ungewiss.

Die Ergebnisse der mineralogisch-geochemischen Untersuchungen weisen auf einen allochthonen Charakter der Seeablagerungen hin, was typisch für späthochglaziale bis spätglaziale Sedimente ist (vergl. Kap. 4.1.1.3). Die geochemischen Parameter der Bohrung Thanners und der Bohrung Lamineten zeigen erkennbare Unterschiede. Betrachtet man bei beiden Bohrungen Abschnitte mit vergleichbarer Korngrößenverteilung, so kann für die Bohrung Thanners ein niedrigerer SiO₂- (ca. 8 bis 10 %) und Al₂O₃- Gehalt (ca. 2 bis 3 %) und leicht erhöhte Werte für CaO (ca. 5 %) und MgO (1 bis 2 %) nachgewiesen werden, was möglicherweise durch die nähere Position zum Kalkalpin und den geringeren Einfluss von eingeschwemmten Molassesedimenten hervorgerufen wird (siehe Abb. 32).

Innerhalb der Seeablagerungen treten keine Dropstones auf was darauf hinweist, dass der Illergletscher bereits keinen Kontakt mehr zum Seifener See hatte. Die Gletscherzunge muss sich mindestens bis südlich des Molasseriegels von Greggenhofen (Abb. 33, nördlich Immenstadt) zurückgezogen haben, der etwa 5 km südwestlich der Bohrung Thanners liegt.

4.2 Beckenschluffe des Lagerungstyps 2

Am Ostrand des Kemptener Beckens, südlich der Ortschaft Lauben lagern limnische Beckensedimente, die erosiv von sandigen Mittelkiesen überdeckt werden. Diese konnten nach den Untersuchungen zur räumlichen Verbreitung (Kap. 3) dem Lagerungstyp 2 (limnische Beckensedimente mit erosiver Kiesüberlagerung) zugeordnet werden. Nach den Ergebnissen der OSL-Datierungen (Kap. 5.1) sind sie in das Mittlere Würm zu stellen. Die Sedimente wurden an drei Lokalitäten näher untersucht, die sich zwischen der Ortschaft Hofen und dem Leubastal (Profil Gräbelesmühle) befinden (Abb. 37).

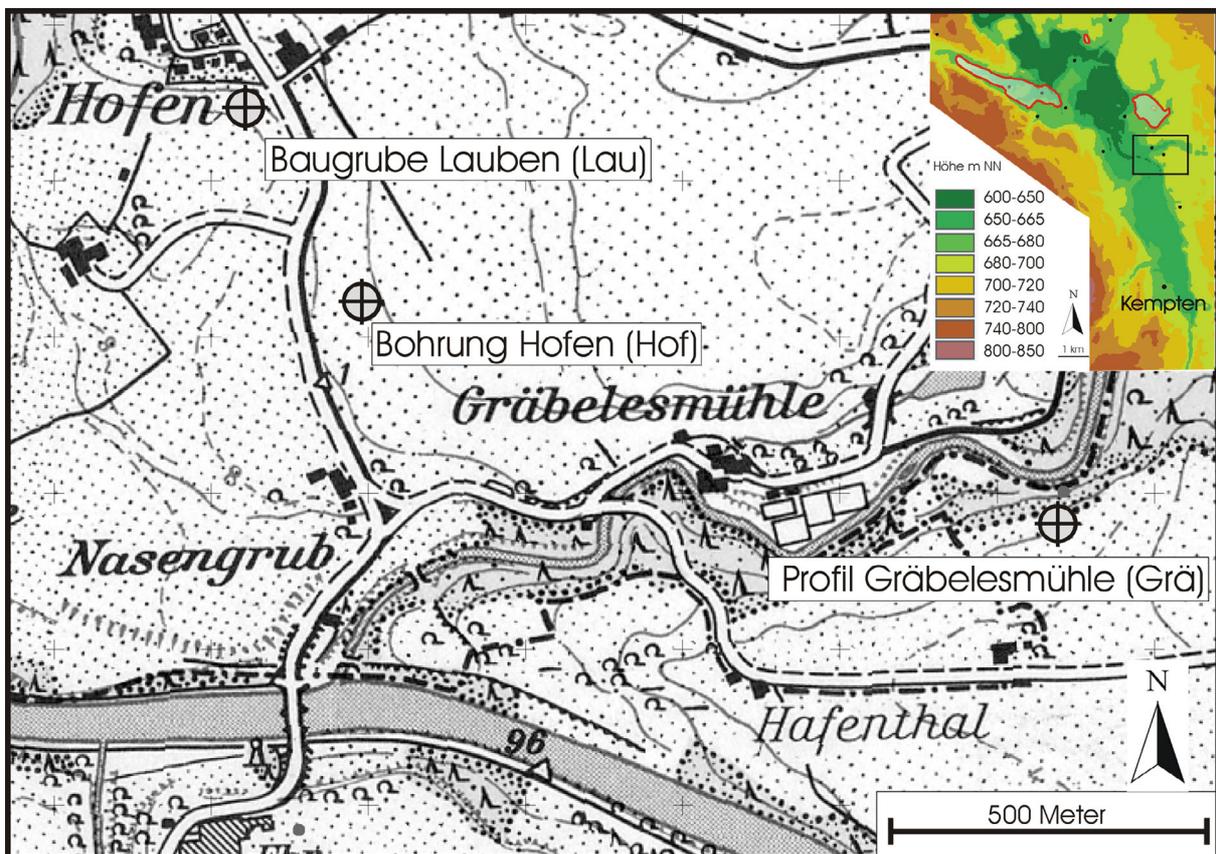


Abb. 37: Lage der Untersuchungspunkte am Ostrand des Kemptener Beckens.

4.2.1 Baugrube Lauben

Etwa 600 m südwestlich der Ortschaft Lauben waren in einer Baugrube kurzzeitig Bänderschluflfe über eine Profillänge von 3,10 m angeschnitten (Abb. 38). Sie werden von ca. 0,60 m mächtigen sandigen Fein- bis Mittelkiesen erosiv überlagert. Die untersuchten Schluffe zeigen im bergfeuchten Zustand eine bräunliche bis graue Färbung und weisen im angetrockneten Zustand eine rhythmische und regelmäßige Schichtung im Bereich mehrerer Zentimeter auf. Hierbei wechseln helle, gelbliche Schlufflagen mit dunklen Tonlagen.

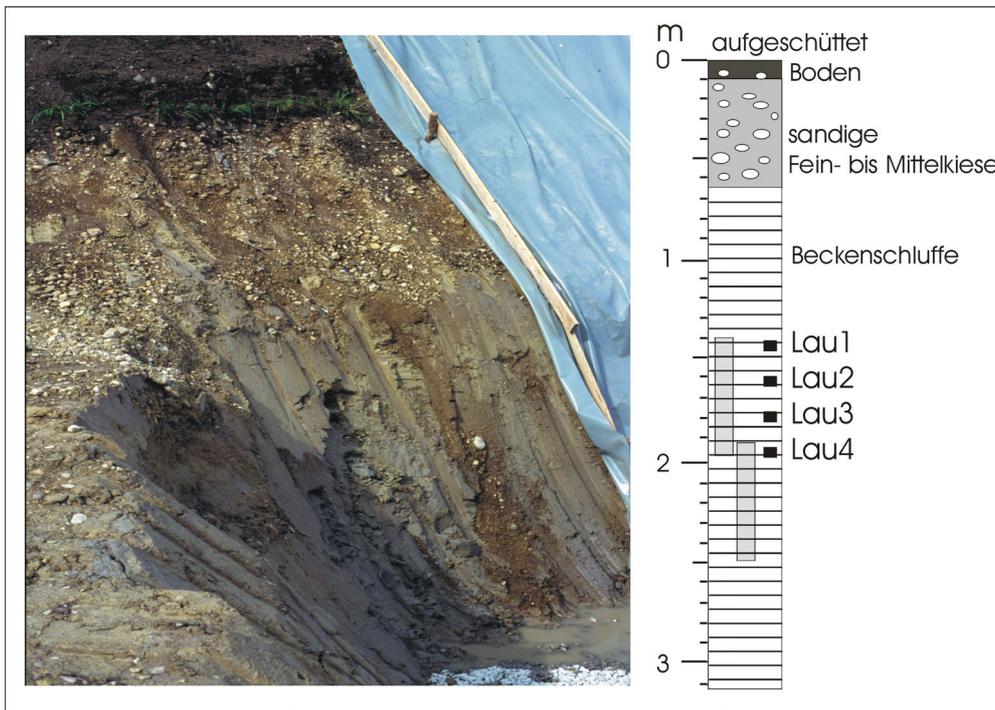


Abb. 38: Aufschluss Baugrube Lauben mit Lage der Entnahmekästen (50 cm) und der OSL- Proben.

Lagencharakteristik

Ein ca. 2,5 bis 2,9 cm mächtiger Sedimentationszyklus setzt mit einem scharfen Wechsel von der tonreichen „Winterlage“ zur schluffigen „Sommerlage“ ein (Abb. 39). Diese Grenze weist den stärksten Korngrößengradienten innerhalb der gesamten Lagenfolge auf. Die folgende Schlufflage ist im Mittel 2,4 cm mächtig und weist eine deutliche Mikrogradierung auf. In den Schriffen Lau I und Lau II konnten zwischen 21 bis 35 solcher Mikrolagen (Mächtigkeit: 0,18 bis 2 mm) innerhalb der „Sommerlage“ gezählt werden. Im oberen Drittel lässt sich in der „Sommerlage“ eine geringfügige Abnahme der Korngröße beobachten. Die gradierten Lagen der Mikrolamination enden hier zunehmend mit tonreichen Lagen. Jeder Zyklus wird mit einer 4 bis 7 mm mächtigen tonigen Winterlage abgeschlossen, die häufig deutlich von der liegenden „Sommerlage“ abgesetzt ist. In den ansonsten relativ homogen ausgebildeten „Winterlagen“ sind zum Teil dünne Schlufflagen (< 1 mm) eingeschaltet. Die Winterlage ist frei von organischen Resten.

Im Rasterelektronenmikroskop lassen sich in den „Winterlagen“ hauptsächlich plattige Schichtsilikate erkennen, die parallel zur Bänderung eingeregelt sind. Die „Sommerlagen“ zeigen neben den Schichtsilikaten deutlich größere Minerale (Karbonate und Silikate), die detritischen Ursprungs sind. Es lassen sich keine Mikrofossilien wie z.B. Diatomeen nachweisen.

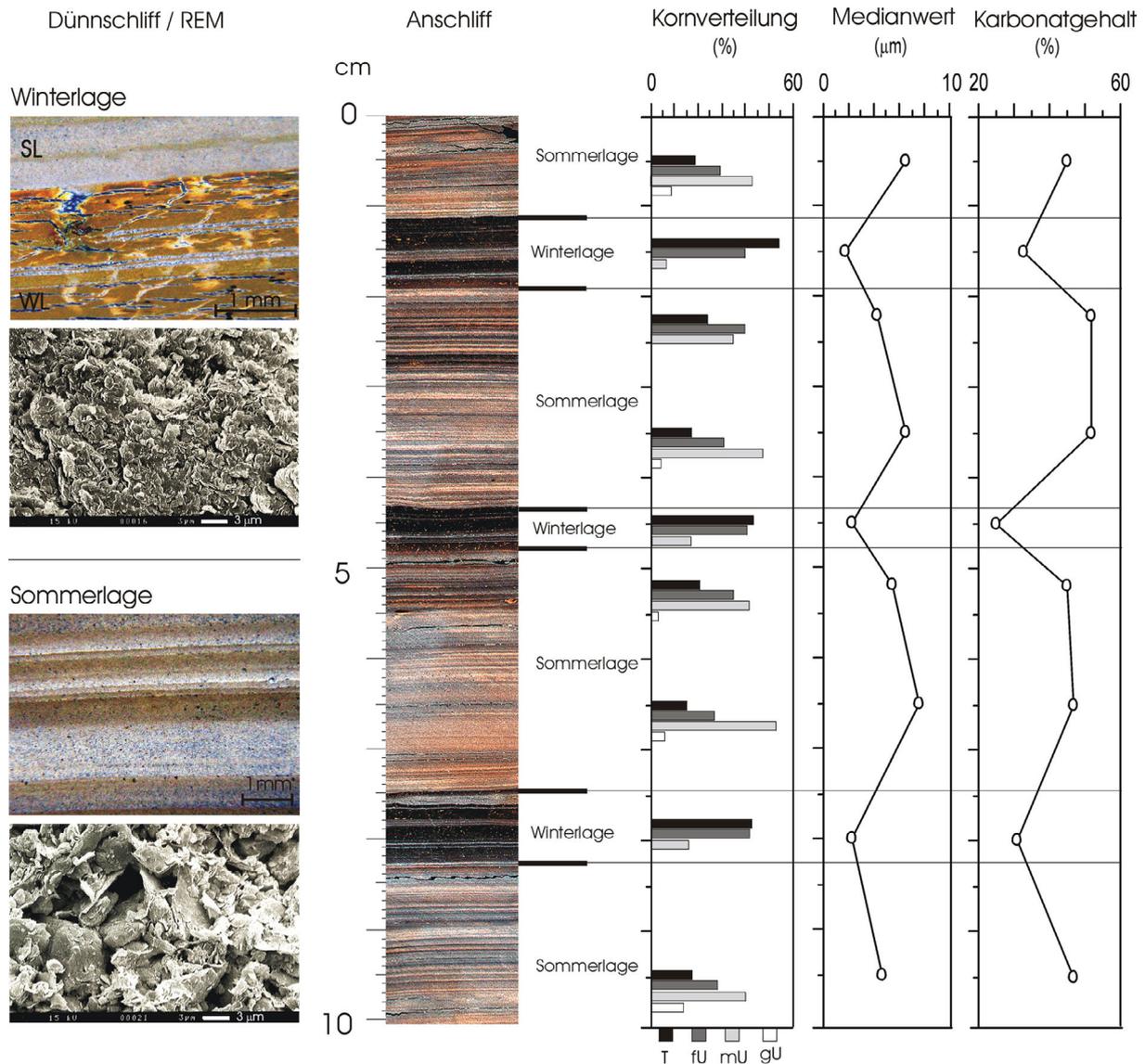


Abb. 39: Übersicht zum Lagenaufbau limnischer Beckensedimente der Baugrube Lauben.

Mit Hilfe der Laser Partikel-Analyse konnten die hell-dunkel Lagen auf ihre Kornverteilung hin untersucht werden. Die Ergebnisse zeigen deutliche Unterschiede zwischen den hellen „Sommerlagen“ und den dunklen „Winterlagen“.

Die „Sommerlagen“ bestehen zu ca. 75 % aus Mittel- (46,6 %) bis Feinschluff (28,7%) bei einer mittelmäßigen Sortierung (So: 2,1). Im oberen Drittel der „Sommerlage“ lässt sich eine deutliche Zunahme im Anteil der Ton- (23%) und Feinschluff- Fraktion (37,2%) nachweisen. Der Medianwert fällt von durchschnittlich 6,9 μm auf 4,8 μm .

Die Winterlage setzt sich zu ca. 87 % aus der Feinschluff- (40,5 %) und Ton-Fraktion (46,6%) und zu 12,8 % aus der Mittelschluff-Fraktion zusammen, bei einer mittelmäßigen Sortierung (So: 1,76).

Die „Sommerlagen“ weisen im Mittel mit 35,3 % einen deutlich höheren Karbonatgehalt als die Winterlagen (21,1%) auf.

Die Ergebnisse der OSL-Datierungen sollen in diesem Kapitel nur kurz erwähnt werden, eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse erfolgt in Kapitel 5.1. Für die vier Proben Lau 4 bis Lau 1 wurden IRSL-Alter (blau) zwischen 30 ± 3 ka und 47 ± 7 ka ermittelt, was dem Zeitabschnitt des Mittleren Würm entspricht.

4.2.2 Bohrung Hofen

Die Bohrung Hofen wurde ca. 400 m südöstlich der Baugrube Lauben abgeteuft, um zwischen den Profilen Lauben und Gräbelesmühle (Abb. 37) - die beide ältere Beckenschluffe aufschließen - ein Profil zu erstellen, dass die Sedimentationsentwicklung der älteren Seeablagerungen darstellt.

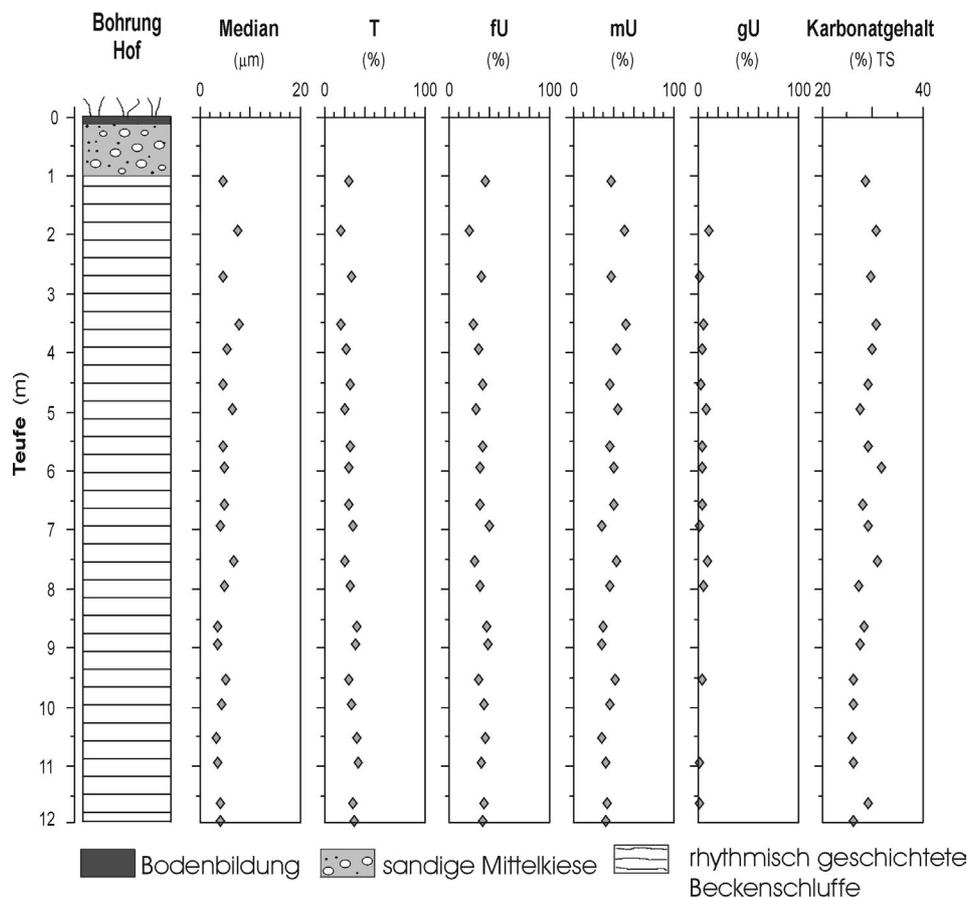


Abb. 40: Profil der Bohrung Hofen (Hof) mit Ergebnissen der Körnungsanalysen und dem Karbonatgehalt.

Das 12 m mächtige Profil (Abb. 40) setzt sich zwischen Teufenabschnitt 12 m bis 0,9 m aus gelblich-grauen, tonigen Mittel- bis Grobschluffen zusammen, die im feuchten Zustand eine rhythmische helldunkel Bänderung im Bereich mehrerer Zentimeter aufweisen. Zum Hangenden werden die Sedimente von einem ca. 90 cm mächtigen sandigen Mittelkiespaket überlagert, das in einen 20 cm mächtigen Bodenhorizont übergeht.

Die durchgeführten Körnungsanalysen zeigen, dass sich die limnischen Sedimente zu ca. 70 % aus der Mittel- bis Feinschluff und zu 26 % aus der Tonfraktion zusammensetzen. Der Grobschluffanteil ist mit 3,8 % entsprechend niedrig. Im Verlauf des 11,1 m mächtigen Sedimentpakets deutet sich zum Hangenden eine geringfügige Abnahme des Ton- und Feinschluffanteils bei gleichzeitiger Zunahme der Mittel- bis Grobschlufffraktion an. Ähnlich geringfügige Änderungen zeigt der Karbonatgehalt, der im Mittel bei 28,5 % liegt und zum Hangenden von ca. 26 % auf ca. 30 % ansteigt (Abb. 40).

In den Graustufenplots der Radiographien (Abb. 41) zeigen sich in rhythmischer Folge scharfe positive Peaks mit hohen Graustufenintensitäten, die mit deutlich mächtigeren Abschnitten niedrigerer Graustufenintensität im Wechsel stehen und Korngrößenänderungen (Kap. 2.2.3) zwischen tonreichen „Winterlagen“ und schluffreichen „Sommerlagen“ entsprechen.

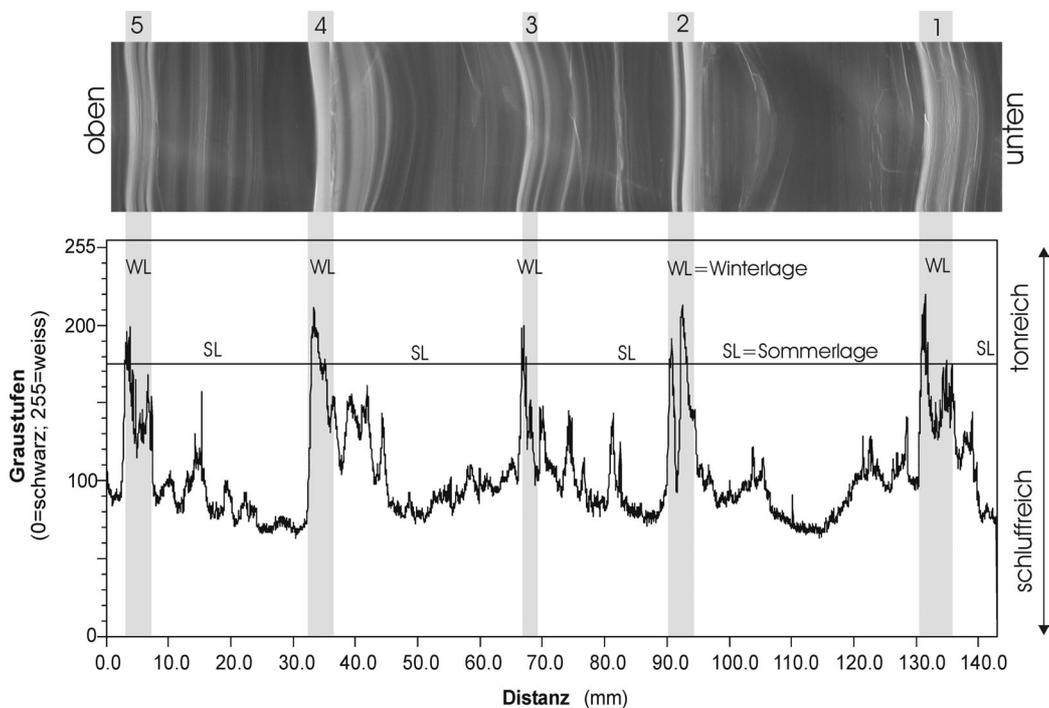


Abb.41: Radiographie (Positiv) und Graustufenplot rhythmisch geschichteter Beckenschluffe der Bohrung Hofen (Teufe: 10,7-10,84 m). Die Graustufenschwankungen zeigen einen rhythmischen Wechsel zwischen schluffreichen Sommerlagen und tonreichen Winterlagen an.

Die nähere Betrachtung der einzelnen Zyklen zeigt, dass die „Sommerlage“ mit einem scharfen Korngrößenprung von der unterlagernden „Winterlage“ abgesetzt ist. Innerhalb der „Sommerlage“ deuten geringfügige Körnungsschwankungen eine Mikrolamination an. Der Übergang zur folgenden Winterlage ist nicht gradiert, sondern häufig durch eine abrupte Korngrößenabnahme gekennzeichnet. Die abschließende Winterlage wird von wenigen Mikrometern mächtigen „gröberen“ Lagen durchzogen, wird jedoch zum Hangenden deutlich feinkörniger.

An den einzelnen Bohrkernen wurden abschnittsweise die Lagenmächtigkeiten bestimmt und als Näherung auf den Gesamtkern hochgerechnet. Kontinuierliche Lagendickenmessungen wie an den Bohrungen Lam (Kap. 4.1.1.2) wurden nicht durchgeführt, da wegen der Kiesüberlagerung eine Verrohrung des Kiespakets vorgeschaltet werden musste und statt der dünnwandigen linerlosen Sonde, eine geotechnische Bohrsonde mit Liner verwendet wurde, die nicht die gewohnte Bohrqualität lieferte. In Tab. 4 sind für den jeweiligen Bohrkern die Anzahl der gemessenen Lagen sowie die gemittelten Lagendicken pro Kern angegeben.

Tab. 4: Lagenstatistik für die Einzelkerne Hof 1-2 bis Hof 1-12 (* Mittelwert der Kerne HOF 1-5 und 1-7).

Kern	Teufe [m]	Gemessene Lagen [n]	Mittlere Lagenmächtigkeit [cm]	Errechnete Lagenzahl [n / m]
HOF 1-1	0 - 1	Kies	Kies	Kies
HOF 1-2	1 - 2	34	3,0	34
HOF 1-3	2 - 3	29	2,8	36
HOF 1-4	3 - 4	13	5,5	18
HOF 1-5	4 - 5	8	5,9	17
HOF 1-6	5 - 6	n.b	5,0*	20*
HOF 1-7	6 - 7	10	4,1	24
HOF 1-8	7 - 8	5	3,4	29
HOF 1-9	8 - 9	14	5,2	19
HOF 1-10	9 - 10	10	5,3	19
HOF 1-11	10 - 11	9	4,3	23
HOF 1-12	11 - 12	6	5,2	17

Für die Einzelkerne konnten mittlere Lagenmächtigkeiten zwischen 2,8 und 5,9 cm ermittelt werden, wobei der Profilabschnitt 1 m bis 3 m mit 2,8 bis 3,0 cm niedrigere Lagendicken aufweist. Die Gesamtlagenzahl des Profils errechnet sich demnach auf 256 Lagen. Der mögliche Fehler dieses rechnerischen Wertes kann eingegrenzt werden, indem jeweils der

Minimalwert von 2,8 cm (Bohrung Hof 1-3), und der Maximalwert von 5,9 cm (Bohrung Hof 1-5) als Durchschnittswert für die Berechnung der Gesamtlagenzahl angesetzt wird. In diesem Fall lassen sich zwischen 186 und 393 Lagen berechnen. Vor diesem Hintergrund ist eine realistische Schätzung möglich, die eine Gesamtlagenzahl von ca. 200 bis 350 Laminae für die ca. 11 m mächtigen Bänderschlufluffe annimmt.

4.2.3 Aufschluss Gräbesmühle

Hierzu gehören die Beckenschlufluffe, die im Leubastal am Prallhang der Leubas, im Bereich der Gräbesmühle aufgeschlossen sind (Abb. 42). Aufgrund der Unterschneidung durch die Leubas bilden diese Sedimente heute einen bis zu zwanzig Meter mächtigen Hangrutsch. Unmittelbar an der oberen Abbruchkante konnte ein 3 m mächtiges Profil freigelegt werden, an dem schwach gebänderte, gelbliche Beckenschlufluffe von verwitterten bräunlichen Kiesen überlagert werden.

Im heute verstürzten Bereich wird von SCHOLZ & PETER (1995) ein durchgängiges Profil beschrieben. Über einem Moränen-Komplex (lodgement till, darüber waterlain till) folgt ein ca. 7 m mächtiges Bänderschlufluffpaket, welches an der Basis Dropstones aufweist. Zum Hangenden gehen die Sedimente in geschichtete Sande (2 m) über, die von 1 m mächtigen stark verwitterten Kiesen erosiv überlagert werden.

Im Gegensatz zu dem beschriebenen Profil fehlen nach der eigenen Profilaufnahme die geschichteten Sande unmittelbar unter der Kiesbedeckung. Dies ist möglicherweise darin begründet, dass beide Profile von ihrer Position wenige Meter voneinander abweichen und das eigene Profil einen Bereich zeigt, indem durch die erosive Überlagerung der verwitterten Kiese die unterlagernden Feinsedimente stärker ausgeräumt wurden.

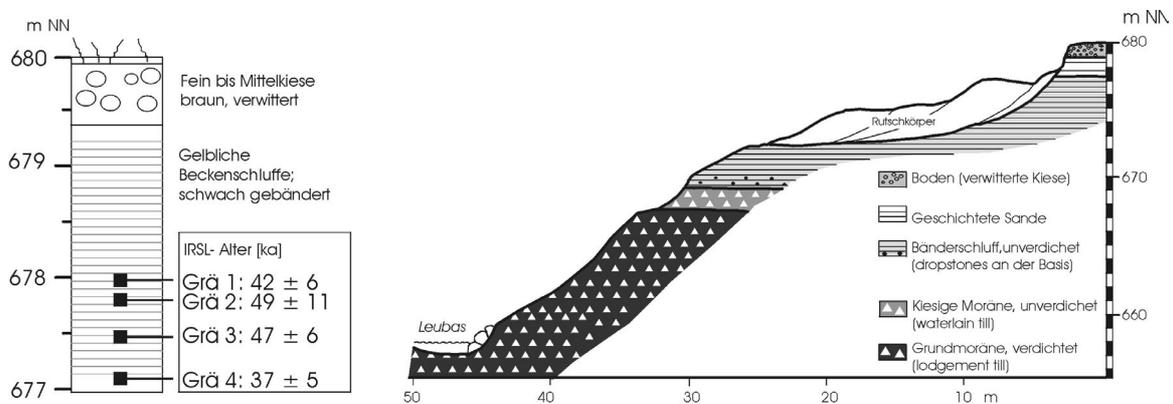


Abb. 42: links: Aufschluss Grä mit den Datierungsergebnissen (siehe Kap. 5.1); rechts: geologische Situation im gleichen Bereich (nach SCHOLZ & PETER 1995).

Von den schwach gebänderten Beckenschluffen des oberen Abschnitts wurden vier Proben mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz datiert. Für die Proben Grä 1 bis 4 wurden IRSL-Alter (blau) zwischen 37 ± 5 ka und 49 ± 11 ka ermittelt, der gewichtete Mittelwert der vier Proben liegt unter Berücksichtigung aller optischen Methoden bei $44,5 \pm 6,4$ ka. In Kap. 5.1 findet sich eine nähere Beschreibung der Datierungsergebnisse.

Interpretation

Die Untersuchungen zeigen, dass sich die älteren Beckenschluffe ausgehend von der Baugrube Lauben am Osthang des Illertales bis zur Bohrung Hofen und über das Leubastal bis zum Profil Gräbelesmühle erstrecken. Sie werden durchgängig erosiv von Kiesen überlagert. Die beiden Endpunkte des Profils, die mit insgesamt acht OSL-Proben datiert sind, lassen die Vorkommen in das Mittlere Würm einstufen (Abb. 45).

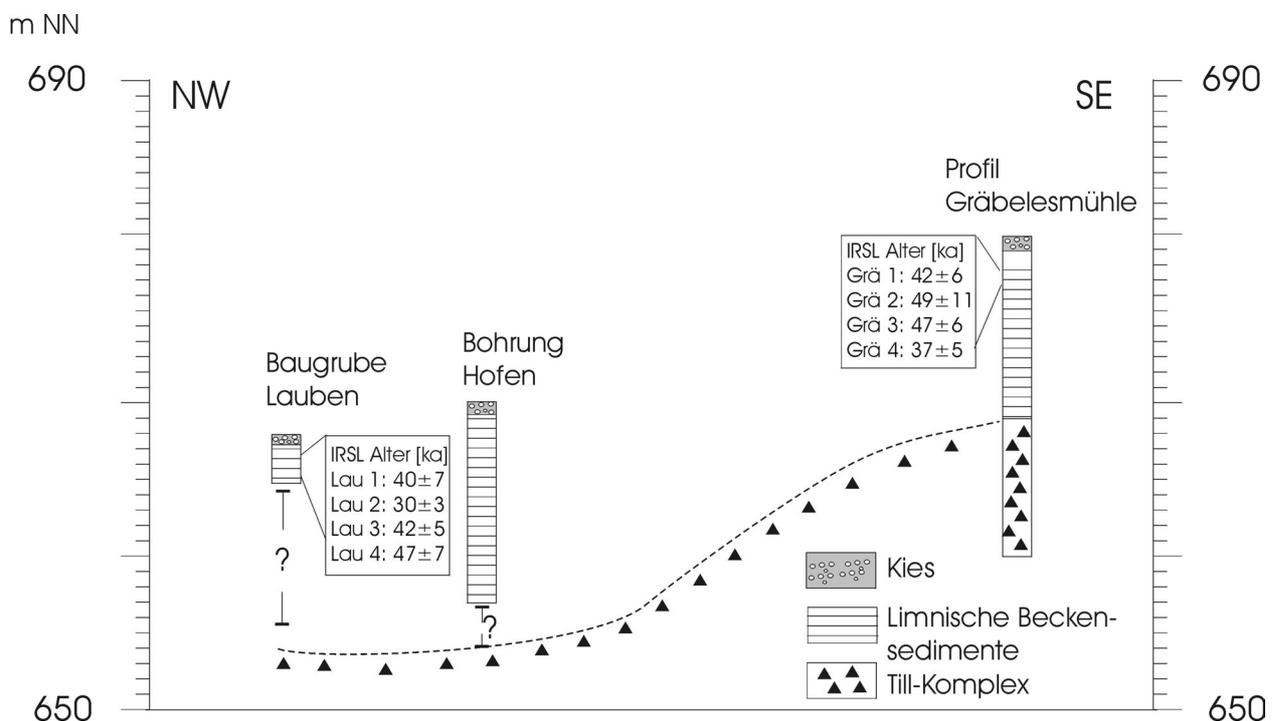


Abb. 43: Lagerung der untersuchten Profile mit den Ergebnissen der IRSL-Datierungen. Profil Gräbelesmühle vereinfacht nach SCHOLZ & PETER (1995).

Nach den sedimentologischen Untersuchungen weisen die rhythmisch geschichteten Beckenschluffe große Übereinstimmung mit klastischen Warven im Sinne von DE GEER (1912) auf. Dazu gehören eine Reihe von Merkmalen, die bereits in Einheit 1 des spät(hoch)glazialen Bänderschluflprofils Lamineten (Kap. 4.1.1.1) identifiziert werden konnten und an dieser Stelle nochmals kurz erwähnt werden sollen.

Dies ist vor allem der regelmäßige Lagenwechsel zwischen schluffreichen und tonreichen Lagen, der sich in den Körnungsanalysen (Abb. 39), den Schliffbildern (Abb. 39) und den Graustufenplots der Radiographien (Abb. 41) widerspiegelt. Hierfür können zwei separate Sedimentationsmechanismen verantwortlich gemacht werden.

- A) Sommerliche Sedimentation der schluffreichen Lage, als Folge der Schnee- und Gletscherschmelze, wobei je nach Dichtekontrast zwischen zufließendem Wasser und Seewasser die Sedimentverteilung im See, als under-, inter-, oder overflow erfolgt (STURM 1979).

- B) Winterliche Sedimentation der tonreichen Lage aus der Suspension unter ruhigen Ablagerungsbedingungen während winterlicher Eisbedeckung des Sees (ZHAO et al. 1984).

Die Körnungsanalysen und die Graustufenplots zeigen, dass die Korngröße der Winterlage immer unter einen Schwellenwert fällt (siehe Abb. 39: Medianwert < 2 mm und Abb. 41: Graustufenwert > 175), was ebenfalls als charakteristisches Merkmal klastischer Warven gilt (LEEMANN 1993).

Das Auftreten einer Mikrolamination innerhalb der schluffreichen Sommerlage weist auf kurzfristige Schwankungen des Schmelzwassereintrags oder auf Niederschlagsereignisse während des Sommers hin (SMITH 1978). Dies gilt zudem als Hinweis, dass der zyklische Lagenwechsel zwischen schluffreicher und tonreicher Lage nicht das Resultat kurzfristiger, einphasiger Ereignisse, wie z.B. Turbidite oder Hochwasserlaminite ist (JUNGE 1998). Insgesamt weist die Lagencharakteristik große Gemeinsamkeiten mit den von ASHLEY (1975) beschriebenen klastischen Warven (Abb. 44) des glazialen Lake Hitchcock (USA) auf.

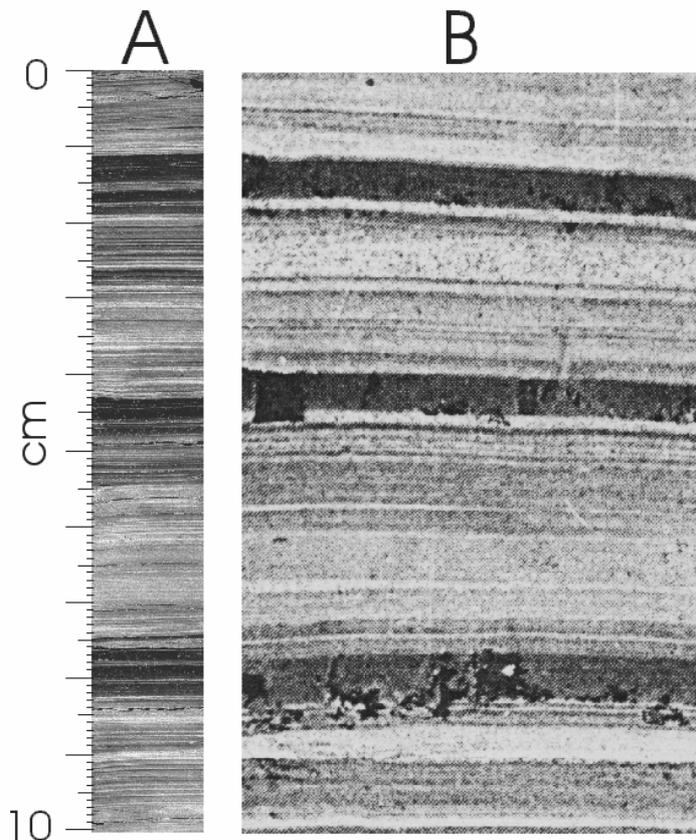


Abb. 44: A) klastische mittelwürmzeitliche Warven des Profils Lauben im Vergleich mit B) klastische Warven des glazialen Lake Hitchcock, USA (ASHLEY 1975); gleicher Maßstab.

Setzt man für die mittelwürmzeitlichen Bänderschluße eine jahreszeitliche Steuerung der Bänderung voraus, dürfte der maximale Bildungszeitraum für die ca. 11 m mächtigen limnischen Sedimente der Bohrung Hofen (Kap. 4.2.2) bei maximal ca. 200 - 350 Jahren liegen. Durch die Anbindung der Beckenschluße an den unterlagernden Till-Komplex (Profil Gräbelesmühle, Abb. 42) ist anzunehmen, dass die Seebildung ähnlich wie am spät(hoch)würmzeitlichen Profil Lamineten (Kap. 4.1.1) das Resultat einer vorausgegangen Vergletscherung des Alpenvorlandes ist. Nach der marinen Sauerstoffisotopenkurve (IMBRIE et al. 1984, BASSINOT et al. 1994) ist hierfür das OIS 4 (57-71 ka) oder das OIS 5d in Betracht zu ziehen. Letzteres scheint jedoch unwahrscheinlich, da die Zeitspanne zwischen dem Ende des OIS 5d und dem gewichteten mittleren OSL-Alter des Profils Gräbelesmühle $44,5 \pm 6,4$ ka) etwa 50000 bis 60000 Jahre beträgt. Hochgerechnet auf die 7 m mächtigen Beckenschluße des Profils Gräbelesmühle würde dies einer jährlichen Sedimentationsrate von ca. 0,14 bis 0,1 mm/a entsprechen, was untypisch für den proglazialen Ablagerungsraum ist.

Plausibler scheint eine Seebildungsphase zu sein, die mit dem Zerfall eines mittelwürmzeitlichen Illergletschers (OIS 4) einsetzt. Es ist jedoch zu beachten, dass der gewichtete Mittelwert der OSL-Datierungen mit $44,5 \pm 6,4$ ka (Profil Gräbelesmühle) für die 7 m mächtigen Bänderschluße eine Sedimentationsdauer von ca. 6000 bis 12000 Jahren voraussetzt, was ebenfalls zu hoch erscheint. Nach den Ergebnissen der Lagenzählungen dürfte das OSL-Alter der Beckenschluße nur wenige Jahrhunderte jünger sein, als der einsetzende Zerfall des Vorlandgletschers.

Diese im Vergleich zur marinen Chronologie jüngeren Alter könnten einerseits darauf hinweisen, dass zwischen der marinen Sauerstoffisotopenkurve, die Veränderungen im globalen Eisvolumen anzeigt und der eigenen Chronologie eine zeitliche Verschiebung von mehreren tausend Jahren besteht. Andererseits könnten die OSL-Alter wenige tausend Jahre unterbestimmt sein. Letzteres wäre damit zu erklären, dass zur Bestimmung der externen Dosisleistung ein rezent gemessener Wassergehalt von ca. 30 % angenommen wurde, dieser Wert aber in der geologischen Vergangenheit nicht konstant gewesen sein muss. Es ist anzunehmen, dass sich beispielsweise durch die spät- und postglaziale Einsenkung der Iller und der Leubas der Grundwasserspiegel deutlich abgesenkt hat und somit der Wassergehalt der Schluße ehemals höher gewesen sein dürfte. Ein höherer Wassergehalt führt zu einer verstärkten Abschwächung der radioaktiven Strahlung im Sediment, was bei der Berechnung der OSL-Alter zu einer Unterbestimmung von wenigen tausend Jahren führen kann.

Die Frage einer mittelwürmzeitlichen Vergletscherung des Alpenvorlandes wird in Kap. 7.2 nochmals aufgegriffen und im Zusammenhang mit regionalen und überregionalen Klimaindikatoren weitergeführt.

4.3 Beckenschluße des Lagerungstyps 3

Im südwestlichen Bereich des Illercanyons stehen in den tiefeingeschnittenen Tobeln (Abb. 45: Hentschtobel und Luiblingstobel) Dekameter-mächtige limnische Beckensedimente an (ELLWANGER 1980 a), die aufgrund der hohen Kompaktion und der Überdeckung von glazialen Sedimenten mindestens einmal von Gletschereis überfahren wurden und daher dem Lagerungstyp 3 zugeordnet werden (Kap. 3).

4.3.1 Luiblingstobel

Während der Geländearbeit konnte am südwestlich exponierten Hang des Luiblingstobel ein Teilprofil freigelegt werden, das zwei limnische Serien aufschließt, die durch glaziale Sedimente voneinander getrennt sind (Abb. 45).

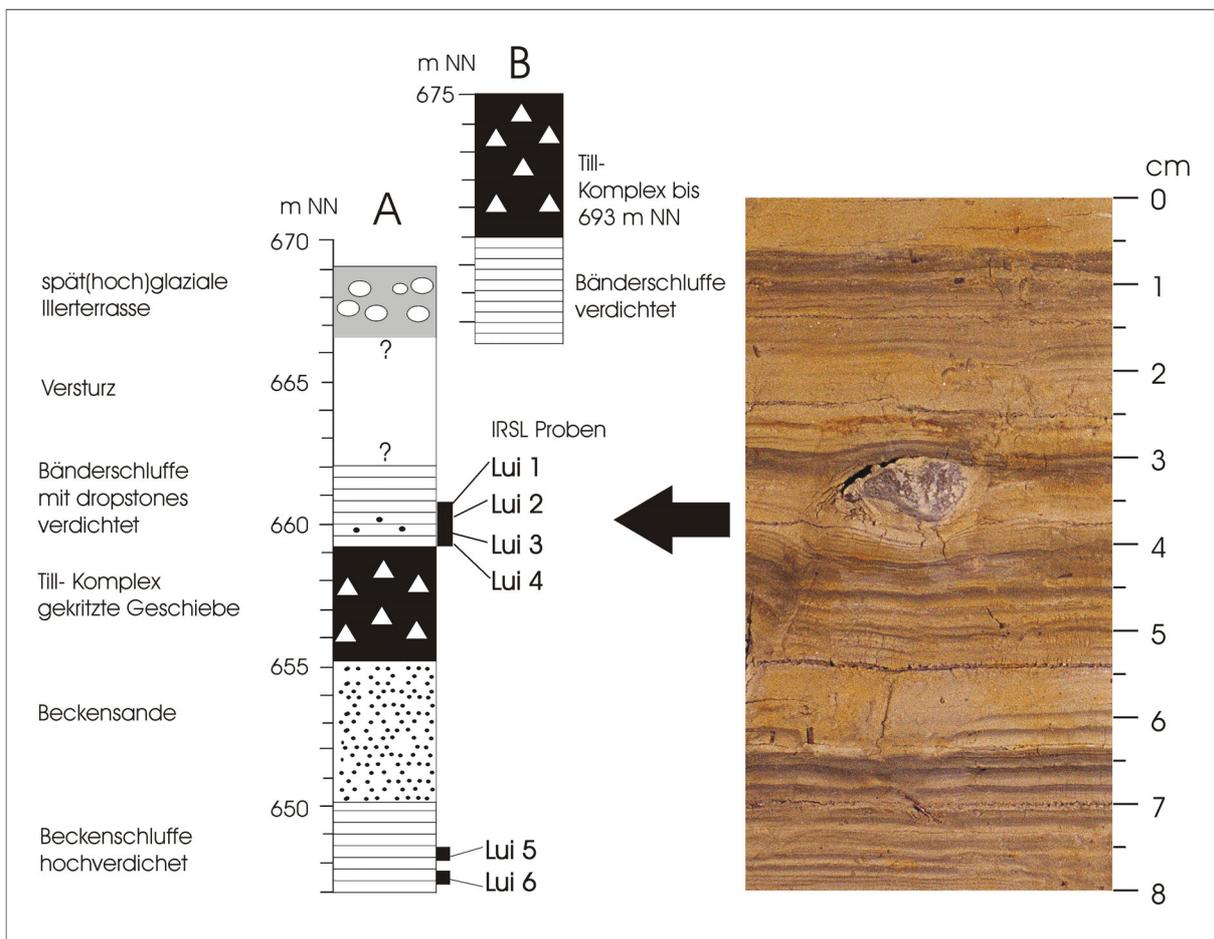
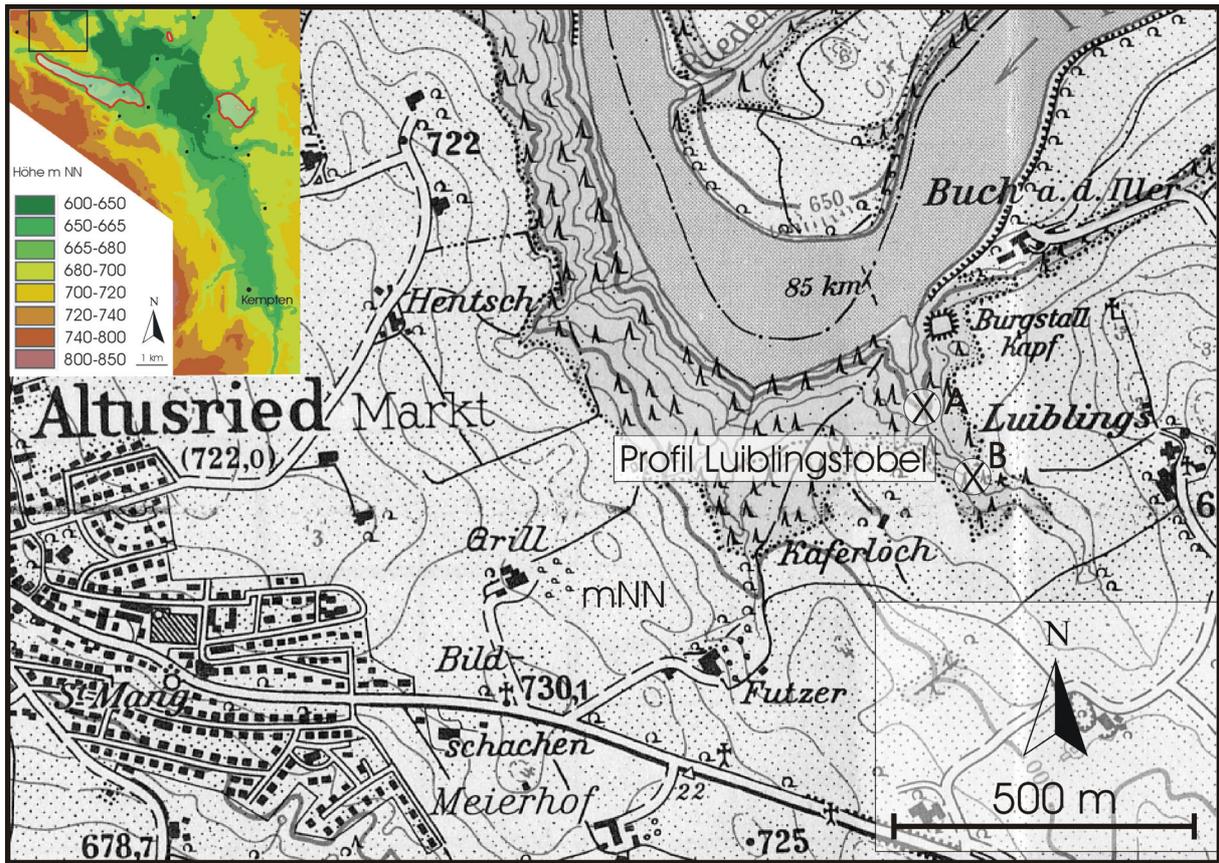
Die Basis des Profils (ca. 647 m NN) wird aus stark kompaktierten, rein klastischen Schluffen aufgebaut, die abschnittsweise eine rhythmische Bänderung im Zentimeterbereich aufweisen. Aufgrund der hohen Verdichtung war es nicht möglich einen Metallentnahmekasten in die Profilwand zu schlagen, um die Bänderung näher zu untersuchen. Die Bänderung zeigt sich nur in der angewitterten Profilwand.

Nach dem Abschaben der oberen Schicht mit einer Spachtel verschwindet die Lamination; tonreiche Abschluslagen wie sonst üblich, lassen sich hierbei nicht erkennen. Zwei Proben der unteren limnischen Serie wurden mit der IRSL-Methode datiert. Die Datierungsergebnisse liegen mit 293 ± 44 ka (Lui 5) und 148 ± 59 ka (Lui 6) im Bereich der Datierungsobergrenze der Methode. Eine nähere Betrachtung der Ergebnisse findet sich in Kap. 5.1.

Zum Hangenden folgt eine ca. 6 m mächtige Einheit aus Mittel- bis Feinsanden und stark schluffigen Kiesen, die im oberen Teil gekritzte Geschiebe aufweisen und als Sedimente eines vorrückenden Gletschers gedeutet werden.

Die glazialen Sedimente werden über eine Profillänge von 2 m von gelbgrauen dropstone-führenden Beckenschluffen überlagert, die geringer kompaktiert sind als die Beckenschluffe an der Basis des Profils. Das gewonnene Probenmaterial zeigt eine rhythmische Bänderung von ca. 2 bis 4 cm mächtigen gelblichen Schlufflagen, die zum Hangenden in alternierende Millimeter-mächtige Tonlagen übergehen. An der Basis dieser Einheit sind in den hellen Schlufflagen häufig dropstones zu finden. Die Gesamtmächtigkeit dieser Einheit konnte in diesem Bereich nicht eindeutig bestimmt werden, da das Profil ab einer Höhe von 660 m verstürzt ist und der untersuchte Hang in einer Höhe von ca. 669 m NN von einer spät(hoch)glazialen Illerterrasse angeschnitten wird (Terrasse Nr. 8, ELLWANGER 1980 a). Wenige hundert Meter talaufwärts (Abb. 45, Punkt B), in einem Bereich der nicht durch die erwähnte Illerterrasse angeschnitten ist, zeigen vergleichbare Bänderschluffe ab einer Höhe von ca. 670 m NN eine Überdeckung durch einen Tillkomplex, der nach Osten bis zu den Kuppen unmittelbar nordwestlich von Luiblings reicht (693 m NN).

Abb. 45, nächste Seite: Lage des untersuchten Profils im Luiblingstobel; Lithologische Gliederung des Profils; Photo von verdichteten Bänderschluffen mit Dropstones.



An den dropstonehaltigen Bänderschluften (Lui 1 bis Lui 4) wurden IRSL-Alter ermittelt, die mit 256 ± 73 ka bis 309 ± 46 ka im Bereich der Datierungsobergrenze der Methode liegen. Eine näher Beschreibung der Daten findet sich in Kap. 5.1.

Interpretation

Im Gegensatz zu den Bänderschluften der Lagerungstypen 1 und 2 (Kap. 4.1 und 4.2) konnten die Sedimente des Lagerungstyps 3 nur punktuell untersucht werden. Die untere limnische Serie scheint aufgrund ihrer extrem hohen Verdichtung mehrfach von Gletschereis überfahren worden sein. Im Profil ist anhand der Anzahl der überlagernden Moränenkomplexe mindestens eine zweimalige Überführung abzuleiten. Die Datierungsergebnisse liegen mit 293 ± 44 ka (Lui 5) und 148 ± 59 ka (Lui 6) im Bereich der Datierungsobergrenze und müssen daher vorsichtig interpretiert werden. Derzeit lässt sich daher nur mit Sicherheit ein präwürmzeitliches Alter dieser Sedimente annehmen. Möglicherweise handelt es sich hierbei um limnische Beckensedimente eines riss- oder mindelzeitlichen Zungenbeckens, dessen Eisrandlagen wenige Kilometer nördlich auf dem Südrand des Grönenbacher Feldes als Altmoränen zu finden sind. Der folgende Moränenkomplex dokumentiert einen Vorstoß und Rückzug eines Gletschers.

Die obere limnische Serie setzt sich aus Bänderschluften zusammen, die nur an der Basis dropstonehaltig sind. Dies weist auf einen proglazialen See mit Kontakt zur Eisfront hin, der im Vorfeld eines zerfallenden Gletschers gebildet wurde. Ob es sich hierbei jedoch um den Beginn einer länger anhaltenden limnischen Phase handelt, wie es z.B. im spät(hoch)glazialen Profil Lam (Kap. 4.1.1.1) dokumentiert ist oder es sich nur um einen temporären und räumlich eng begrenzten See handelt, der infolge einer Gletscherszillation entstanden ist, lässt sich aufgrund der derzeitigen Aufschlussituation nicht belegen. Die Sedimente weisen ebenfalls eine hohe Kompaktion auf, die jedoch deutlich geringer ist als in der unteren limnischen Serie. Aufgrund der Aufschlussituation (Überlagerung durch einen Tillkomplex) lässt sich mindestens eine einmalige Überführung durch Gletschereis nachweisen. Es ist jedoch nicht klar inwiefern der überlagernde Moränenkomplex, der nach Nordosten (Richtung Luiblings) ungefähr 23 m mächtig wird und nach Westen eine Mächtigkeit von > 30 m aufweist (Abb. 45, oben) weiter zu untergliedern ist.

Die Datierungsergebnisse (siehe Kap. 5.1) liegen mit IRSL-Altern zwischen 256 ± 73 ka bis 309 ± 46 ka ebenfalls im Bereich der Datierungsobergrenze und lassen keine zeitliche Trennung zwischen der unteren und oberen limnischen Serie zu. Aus den derzeitigen Untersuchungsergebnissen ist daher mit Sicherheit ebenfalls nur ein präwürmzeitliches Alter dieser limnischen Beckensedimente abzuleiten.

5 Untersuchungen zur Chronologie der limnischen Beckensedimente

5.1 Datierungen mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL)

In den Kapiteln 3 und 4 wurde bereits mehrfach auf die Datierungsergebnisse hingewiesen. Diese sollen im folgenden Kapitel zusammenfassend dargestellt und näher erläutert werden. Die Lage der Bänderschluftprofile im oberen Illertal, sowie die Lithologie ist Abb. 46 zu entnehmen. Detaillierte Informationen zur Sedimentologie finden sich in Kapitel 4.

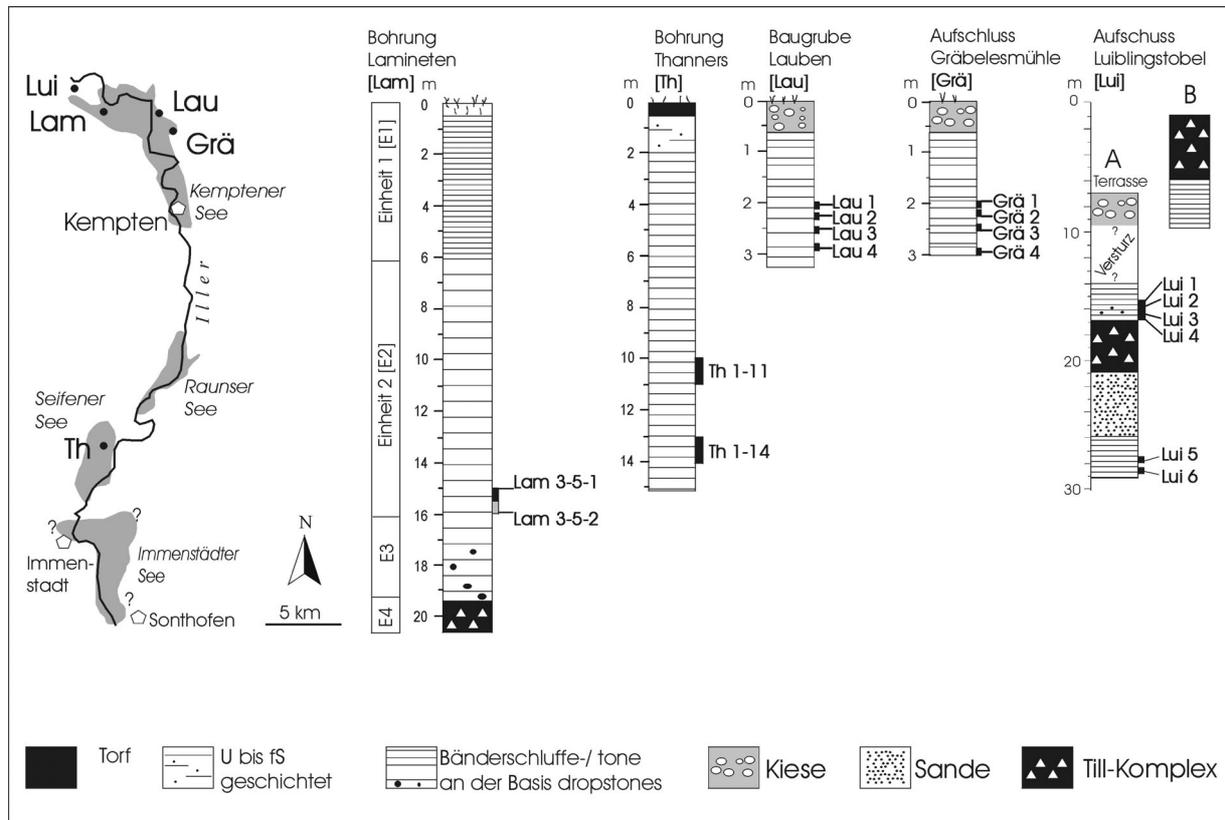


Abb. 46: Lage der datierten Bänderschluftprofile im oberen Illertal, mit Ausdehnung der spät(hoch)glazialen Illerseen. Die Profile Lam, Lui, Lau und Grä befinden sich im Kemptener Becken. Das Profil Th erschließt Beckenschluft des spät(hoch)glazialen Seifener Sees. Der Aufschluss im Luiblingstobel wird zum Hangenden durch eine Illerterrasse (Terrasse Nr. 8, ELLWANGER 1980 a) angeschnitten.

An glazilimnischen Sedimenten des Kemptener Beckens und des Seifener Beckens konnten von F. Preusser (Geologisches Institut, Universität Bern) 18 Proben mit Hilfe der Optisch Stimulierten Lumineszenz Methode datiert werden. Wie bereits die Untersuchungen zur räumlichen Lagerung (Kap. 3) zeigten, lassen sich aufgrund der Lagerung drei Typen von Bänderschluften unterscheiden.

Tab. 5: Kalium, Uran und Thorium Gehalt der Proben und ermittelte Gesamtdosisleistung.

Probe	K (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Dosis- Leistung (Gy ka ⁻¹)
Lam 3-51	3,08 ± 0,27	2,74 ± 0,12	8,47 ± 0,18	3,8 ± 0,4
Lam 3-52	2,49 ± 0,22	2,87 ± 0,13	8,04 ± 0,17	3,4 ± 0,4
Th 1-11	1,73 ± 0,15	3,14 ± 0,14	5,72 ± 0,12	2,7 ± 0,3
Th 1-14	1,92 ± 0,17	3,12 ± 0,14	6,70 ± 0,14	2,9 ± 0,3
Grä 1-4	0,89 ± 0,04	2,14 ± 0,11	5,39 ± 0,27	1,9 ± 0,2
Lau 1-4	1,03 ± 0,05	2,02 ± 0,10	6,05 ± 0,30	2,0 ± 0,2
Lui 1	1,42 ± 0,13	2,87 ± 0,13	6,06 ± 0,13	2,5 ± 0,3
Lui 2	1,30 ± 0,12	2,70 ± 0,12	5,58 ± 0,12	2,3 ± 0,3
Lui 3	1,26 ± 0,11	2,55 ± 0,11	5,73 ± 0,12	2,3 ± 0,2
Lui 4	0,91 ± 0,08	1,86 ± 0,08	3,10 ± 0,07	1,6 ± 0,2
Lui 5	1,03 ± 0,09	2,41 ± 0,11	4,17 ± 0,09	2,2 ± 0,2
Lui 6	1,15 ± 0,10	2,58 ± 0,11	5,17 ± 0,11	2,1 ± 0,2

Tab. 6: Akkumulierte Dosis (AD) und IRSL Alter für Bänderschluße des Lagerungstyps 1 (Proben Lam und Th) und des Lagerungstyps 3 (Proben Lui).

Probe	AD _{IRSL} (Gy)	Alter _{IRSL} (ka)
	blau	blau
Lam 3-51	61,0 ± 6,7	16,1 ± 2,4
Lam 3-52	124,3 ± 10,4	36,8 ± 4,8
Th 1-11	44,1 ± 3,0	16,4 ± 2,1
Th 1-14	57,7 ± 2,5	20,0 ± 2,3
Lui 1	702 ± 122	278 ± 56
Lui 2	723 ± 78	309 ± 46
Lui 3	670 ± 295	295 ± 133
Lui 4	409 ± 110	256 ± 73
Lui 5	652 ± 65	293 ± 44
Lui 6	304 ± 116	148 ± 59

Tab. 7: Akkumulierte Dosis (AD) und Alter der Infrarotstimulierten Lumineszenz (IRSL) und der Grünlicht Stimulierten Lumineszenz (GLSL) für Bänderschluße des Lagerungstyps 2 (blauer / ultravioletter Emissionsbereich).

Probe	AD _{IRSL} (Gy)	Alter _{IRSL} (ka)	AD _{IRSL} (Gy)	Alter _{IRSL} (ka)	AD _{GLSL} (Gy)	Alter _{GLSL} (ka)
	blau	blau	UV	UV	UV	UV
Grä 1	78,8 ± 7,2	42 ± 6	88,6 ± 4,8	47 ± 5	96,7 ± 11,0	52 ± 8
Grä 2	91,9 ± 17,6	49 ± 11	69,3 ± 8,1	37 ± 6	89,0 ± 9,3	48 ± 7
Grä 3	86,9 ± 7,2	47 ± 6	76,4 ± 5,6	41 ± 5	-	-
Grä 4	69,4 ± 5,1	37 ± 5	98,5 ± 20,3	53 ± 12	108 ± 7,8	58 ± 7
Lau 1	79,0 ± 10,9	40 ± 7	63,8 ± 3,2	32 ± 4	89,9 ± 7,7	45 ± 6
Lau 2	59,7 ± 2,8	30 ± 3	69,4 ± 5,4	35 ± 4	74,8 ± 4,3	38 ± 4
Lau 3	83,3 ± 4,5	42 ± 5	72,0 ± 9,2	35 ± 6	83,5 ± 6,1	42 ± 5
Lau 4	93,8 ± 9,5	47 ± 7	92,6 ± 5,0	47 ± 5	91,6 ± 6,3	46 ± 6

Lagerungstyp 1

Zu dieser Gruppe gehören die oberflächennah anstehenden Beckenschluffe der Bohrung Lamineten (Kap. 4.1.1) und der Bohrung Thanners (Kap. 4.1.2). Aufgrund ihrer Position südlich der Jungendmoränen des Illergletschers und einer fehlenden erosiven Überdeckung mit Grobsediment (Moräne, Kiese) konnte bereits aufgrund der Überlegungen zur räumlichen Verbreitung (Kap. 3) eine hochwürmzeitliche „Eisüberfahung“ sicher ausgeschlossen und somit ein späthochglaziales bis spätglaziales Alter angenommen werden.

Die Proben Lam 3-5-1 und Lam 3-5-2 weisen eine Akkumulierte Dosis für die IRSL_{blau} von $61,0 \pm 6,7$ Gy bzw. $124,3 \pm 10,4$ Gy auf. Mit einer ermittelten Dosisleistung, die zwischen $3,4 \pm 0,4$ Gy ka⁻¹ und $3,8 \pm 0,4$ Gy ka⁻¹ liegt, lässt sich ein IRSL_{blau} -Alter von $16,1 \pm 2,4$ ka bzw. $36,8 \pm 4,8$ ka berechnen (Tab. 5 und 6)

Für die Proben Th-11 und Th 14 wurde eine Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) von $44,1 \pm 3,0$ bzw. $57,7 \pm 2,5$ Gy gemessen, die Dosisleistung beträgt $2,7 \pm 0,3$ Gy ka⁻¹ bzw. $2,9 \pm 0,3$ Gy ka⁻¹. Dies entspricht IRSL_{blau} Altern von $16,4 \pm 2,1$ ka bzw. $20,0 \pm 2,3$ ka.

Lagerungstyp 2

Diesem Lagerungstyp sind limnische Sedimente der Baugrube Lauben (Lau, Kap. 4.2.1), der Bohrung Hofen (Hof, Kap. 4.2.2) und Bänderschluffe des Profils Gräbelesmühle (Grä, Kap. 4.2.3) zuzuordnen. Aufgrund der erosiven Überlagerung mit Grobsediment und der randlichen Position im Gletscherbecken konnte anhand der Überlegungen zur räumlichen Lagerung (Kap. 3) eine frühere „Eisüberfahung“ dieser Sedimente, also ein höheres Alter als Späthochglazial bis Spätglazial nicht ausgeschlossen werden.

An den Proben Lau 1 bis Lau 4 wurde eine Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) zwischen $59,7 \pm 2,8$ Gy und $93,8 \pm 9,5$ Gy gemessen. Unter Berücksichtigung der ermittelten Dosisleistung von $2,0 \pm 0,2$ Gy ka⁻¹ lassen sich IRSL-Alter zwischen 30 ± 3 ka und 47 ± 7 ka berechnen (Tab. 5 und 7). Die ermittelten Alter für das ultraviolette Emissionsspektrum, sowie die Ergebnisse der Grünlicht Stimulierten Lumineszenz stimmen im Rahmen der Fehlergenauigkeit mit den zuvor beschriebenen Alterswerten überein. Der gewichtete Mittelwert der vier Proben liegt bei $37,6 \pm 5,7$ ka.

Die Proben Grä 1 bis 4 weisen eine Dosisleistung von $1,9 \pm 0,2$ Gy ka⁻¹ auf. Die Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) liegt zwischen $69,4 \pm 5,1$ Gy und $91,9 \pm 17,6$ Gy, woraus sich IRSL-Alter zwischen 37 ± 5 ka und 49 ± 11 ka berechnen lassen. Die Ergebnisse für das ultraviolette Emissionsspektrum und die Alter für die Grünlicht Stimulierte Lumineszenz

(GLSL) zeigen Abweichungen, die im Rahmen der Fehlergenauigkeit liegen. Der gewichtete Mittelwert liegt bei $44,5 \pm 6,4$ ka.

Lagerungstyp 3

Limnische Beckensedimente dieses Typs sind östlich der Ortschaft Altusried in den tief eingeschnittenen, zum Illercanyon hin ausgerichteten Tobeln zu finden. Die erosive Überlagerung durch glaziale Sedimente und der hohe Kompaktionsgrad lassen bereits aufgrund der Lagerungsverhältnisse auf mindestens eine einmalige „Überfahung“ durch Gletschereis schließen. Der Aufschluss Lui, der sich im Luiblingstobel (Kap. 4.3.1) befindet, wurde mit sechs Proben datiert.

Für die hochverdichteten Beckenschluffe (Proben Lui 6 und Lui 5) der unteren limnischen Serie konnte eine Akkumulierte Dosis ($IRSL_{\text{blau}}$) von 304 ± 116 und 652 ± 65 Gy und eine Dosisleistung von $2,1 \pm 0,2$ bzw. $2,2 \pm 0,2$ Gy ka⁻¹ gemessen werden, aus der sich $IRSL_{\text{blau}}$ Alter von 148 ± 29 und 293 ± 44 ka berechnen lassen (Tab. 5 und 6).

Für Proben Lui 1 bis Lui 4 aus der oberen limnischen Serie konnte eine Akkumulierte Dosis ($IRSL_{\text{blau}}$) zwischen 409 ± 110 Gy und 723 ± 78 Gy gemessen werden. Mit einer Dosisleistung, die zwischen $2,5 \pm 0,3$ Gy ka⁻¹ und $1,6 \pm 0,2$ Gy ka⁻¹ liegt, lassen sich $IRSL_{\text{blau}}$ Alter zwischen 256 ± 73 ka und 309 ± 46 ka berechnen.

Interpretation

Die Ergebnisse der OSL-Datierungen konzentrieren sich auf drei Altersbereiche, die deutlich voneinander getrennt sind und mit der vorgenommenen Untergliederung in drei Lagerungstypen übereinstimmen (Abb. 47).

Drei der vier Proben aus den oberflächennah anstehenden Bänderschluffen der Profile Lamineten und Thanners entsprechen mit Altern zwischen $20,0 \pm 2,3$ ka und $16,1 \pm 2,4$ ka den Altersvorstellungen, die sich aus der geologischen Position und dem sedimentologischen Charakter der Seeablagerungen ableiten lassen. Die untersuchten Profile befinden sich südlich der hochglazialen Würmendoränen, südlich dieser Profile lassen sich wenige rudimentär erhaltene Rückzugsmoränen nachweisen (EBERL 1930, JERZ 1974). Wie schon in Kap. 3 beschrieben, stehen die datierten limnischen Sedimente unmittelbar bis zur Oberfläche an, eine nachträgliche „Eisüberfahung“ kann daher ausgeschlossen werden.

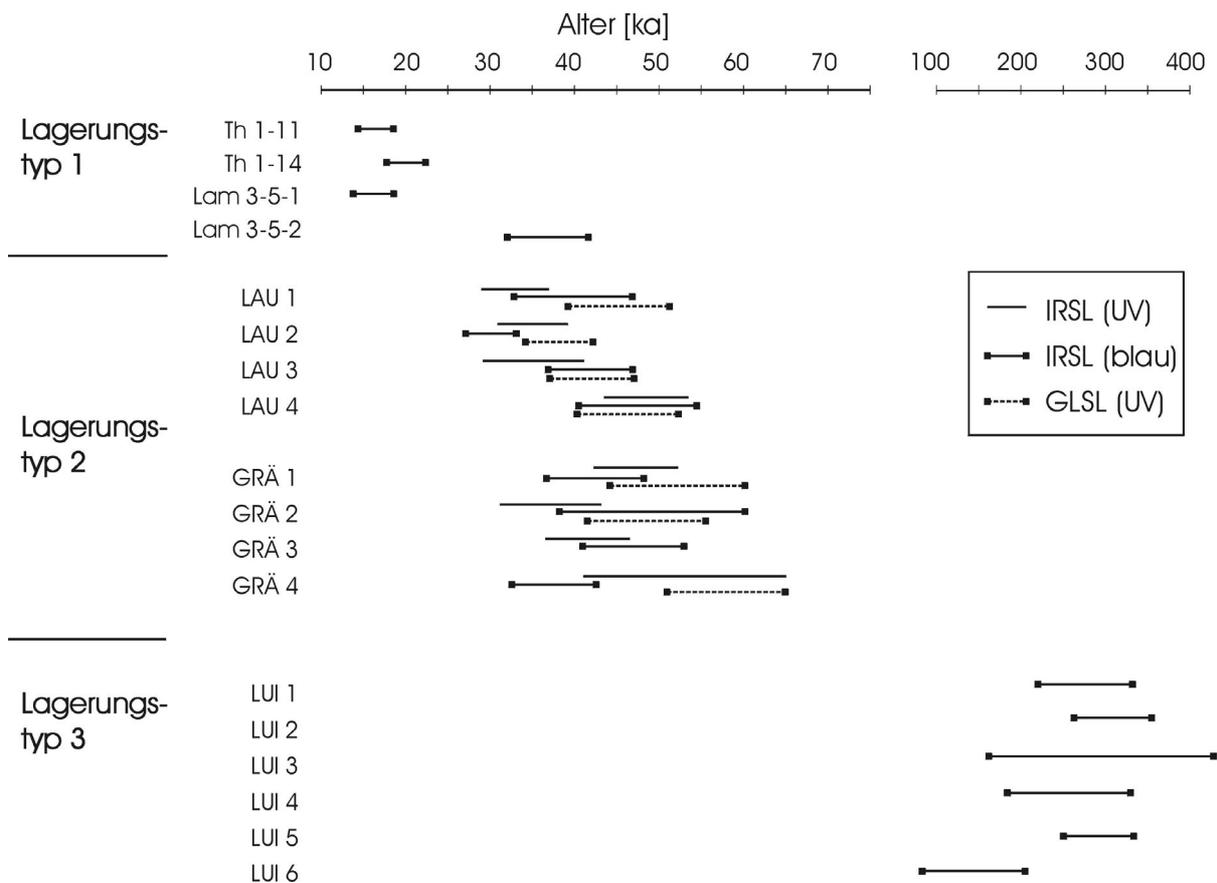


Abb. 47: IRSL- und GLSL- Alter von Bänderschluflprofilen des oberen Illertales. Aufgrund der Untersuchungen zur räumlichen Verbreitung (Kap. 3) lassen sich drei Lagerungstypen unterscheiden, die exemplarisch datiert wurden.

Sedimentologisch handelt es sich um unregelmäßig gebänderte, klastische Beckenschluffe, deren Lagenaufbau auf eine stark ereignisgesteuerte Sedimentation hinweist (Kap. 4.1), die typisch für den spät(hoch)glazialen Hauptzerfall der alpinen Eismassen ist. Vergleichbare Sedimente werden im benachbarten Bodensee-Untersee (laminierte, glazigene Schlämme) bis ca. 17.500 cal.¹⁴C Jahre B.P. abgelagert (NIESSEN et al. 1992, WESSELS 1995, 1998). Die gute Übereinstimmung der IRSL-Alter mit den geologischen Altersvorstellungen scheint auf eine vollständige Bleichung des Sediments vor der Ablagerung hinzuweisen. Das deutlich zu hohe Alter der Probe Lam 3-5-2 könnte damit erklärt werden, dass die Proben im Profil Lamineten unmittelbar nach dem Wechsel von Einheit 3 (Bänderschluffe mit dropstones) zur Einheit 2 (graue laminierte Beckentone) genommen wurden und in der Frühphase der Seeentwicklung im Einzelfall auch mit unvollständig gebleichtem Probenmaterial gerechnet werden muss.

Der nächst ältere Bereich wird von den Proben Lau 1 bis 4 (gewichteter Mittelwert: $37,6 \pm 5,6$ ka) und Grä 1 bis 4 (gewichteter Mittelwert: $44,5 \pm 6,4$ ka) gebildet, der auf eine mögliche Seebildungsphase im Mittleren Würm hinweist.

Die rhythmische Bänderung der Proben Lau, die nach den sedimentologischen Untersuchungen (Kap. 4.2) typische Merkmale klastischer Warven im Sinne von DE GEER (1912) aufweist, deutet auf vergleichsweise ruhige Sedimentation in einem stabilisierten Seebecken hin. Fehlende Dropstones und regelmäßige Bänderung weisen auf eine längere fluviatil überbrückte Distanz zwischen Eisfront und See hin. Untersuchungen an fluviatilen Sedimenten aus dem Vorfeld des rezenten Steinlimigletschers (Schweiz) zeigen, dass für eine annähernde Nullstellung des OSL-Signals und eine teilweise Bleichung des TL Signals ein Transportweg von mindestens einem Kilometer oder wiederholte Aufarbeitung der Sedimente nötig ist (PREUSSER 1999). Insgesamt sind die Bleichungsvoraussetzungen an diesen Sedimenten deutlich günstiger einzuschätzen, als in den zuvor beschriebenen späthochglazialen bis spätglazialen stark ereignisgesteuerten Sedimenten der Proben Lam und Th, an denen bereits (bis auf eine Ausnahme) geologisch konsistente Alter ermittelt werden konnten. Da aufgrund der Untersuchungen zur räumlichen Verbreitung limnischer Beckensedimente (Kap. 3) für die Bänderschluflprofile Lau und Grä (Lagerungstyp 2) ein höheres Alter als Spät(hoch)glazial nicht auszuschließen war, scheint eine ältere Seebildungsphase im Mittleren Würm plausibel zu sein. Demnach wurden die Sedimente nach ihrer Ablagerung im Mittleren Würm vom hochglazialen Illergletscher „überfahren“ und nach dem Eisrückzug durch die spät- bis postglaziale Einschneidung der Iller (in diesem Bereich ca. 30 m) und Leubas angeschnitten (siehe Kap. 7.3).

Die Datierungsergebnisse für die limnischen Beckensedimente des Lagerungstyps 3 liegen mit IRSL-Alterswerten zwischen 256 ± 73 ka und 309 ± 46 ka (obere limnische Serie) und 293 ± 44 bzw. 148 ± 59 ka (untere limnische Serie) im oberen Datierungsbereich der Methode und sind daher mit Vorsicht zu interpretieren. Obwohl beide limnischen Serien durch einen Eisvorstoß voneinander getrennt sind (Kap. 4.3.1) und verschieden stark kompaktiert sind, ist anhand der Altersdatierungen keine weitere zeitliche Trennung möglich. Zudem lassen sich in den datierten Sedimenten der oberen limnischen Serie dropstones nachweisen, die auf eine in den See kalbende Eisfront hinweisen. Die Bleichungsvoraussetzungen dürften bei derartigen Sedimenten im Vergleich zu den datierten Proben der anderen Lagerungstypen (1 und 2) weniger günstig sein, womit die Gefahr einer Altersüberbestimmung besteht.

Aufgrund der vorliegenden Daten lässt sich sicherlich ein präwürmzeitliches Alter annehmen, was auch den Lagerungsverhältnissen im Luiblingstobel (Kap. 4.3.1) entsprechen würde. Eine sichere Zuordnung zum klassischen Riss- oder Mindelglazial lässt sich jedoch nicht vornehmen.

5.2 AMS ¹⁴C Datierungen

Die Untersuchungen zur Sedimentologie (Kap. 4.1.1) haben bereits gezeigt, dass es sich bei den untersuchten Beckensedimenten um rein klastische, sterile Schluffe und Tone handelt, die praktisch frei von organischer Substanz sind. Als einzige Ausnahme konnten in den Bohrungen Lam 1 und Lam 4 (Kap. 4.1.1, Abb. 15) jeweils im zweiten Bohrmeter pflanzliche Makroreste identifiziert werden, die isoliert in der klastischen Matrix eingebettet waren. Da die Aussicht bestand, mit AMS ¹⁴C Datierungen das späthochglazial-spätglaziale Alter (IRSL Alter: $16,1 \pm 2,4$ ka) der Bohrung Lamineten zeitlich präziser zu fassen, wurden zwei Proben freundlicherweise von Anne Hormes (Ångströmlaboratoriet, Uppsala) datiert.

Für die Proben Lam 1-2 (Ua 16384) und Lam 4-2 (Ua 16385) wurden ¹⁴C Alter (konv.) von 4675 ± 50 und 5448 ± 75 Jahre B.P. ermittelt, die dem Holozän (Jüngeres Atlantikum) entsprechen.

Aufgrund des rein detrischen Charakters der Beckenschluffe der Bohrung Lamineten (Kap. 4.1.1) lässt sich ein holozänes Alter jedoch ausschließen. Dies zeigt sich besonders deutlich bei der Betrachtung des Karbonatgehaltes, der im Verlauf des gesamten Profils, von den eisrandnahen Beckenschluffen mit dropstones (Einheit 3), bis zu den rhythmisch geschichteten Beckenschluffen (Einheit 1) relativ konstant bei 20 bis 30 % liegt (Abb. 31). Ein sprunghafter Anstieg des Karbonatgehaltes, wie er in voralpinen Seen z.T. bereits im Spätglazial und besonders deutlich im Holozän aufgrund massiver Karbonatbildung (z.B. Seekreiden) zu beobachten ist, tritt nicht auf (Kap. 4.3.1).

Anhand der Untersuchungsergebnisse aus Kap. 4.1.1 lassen sich die rhythmisch geschichteten Sedimente der Bohrung Lam (Einheit 1) als klastische Warven ansprechen, die ausschließlich von schluffreichen und tonreichen Lagen gebildet werden. Diatomeen, Goldalgen, authigen gebildete Kalzitlagen, Eisensulfide und organisches Material sind nicht am Lagenaufbau beteiligt, wie es beispielsweise von holozänen Rhythmiten zu erwarten wäre. Des weiteren lassen sich weder Ostracoden, Bivalven, Gastropoden, noch Hinweise auf Bioturbation in den pollenarmen Schluffen nachweisen.

Die Datierungsergebnisse können daher nur mit einer Kontamination des zweiten Bohrmeters durch nachgefallenes organisches Material aus dem überlagernden Bodenhorizont erklärt werden. Eine Präzisierung des IRSL-Alters der Bohrung Lam ($16,1 \pm 2,4$ ka) war mittels AMS ¹⁴C Datierungen nicht möglich.

6 Untersuchungen zum maximalen Seespiegelstand des Kemptener Sees

Im Verlauf der Forschungsgeschichte wurden dem spät(hoch)glazialen Kemptener See verschiedene maximale Seespiegelstände zugewiesen (Abb. 48). KELLENBERGER (1924, 1928) leitete aufgrund der Höhenlage zahlreicher Deltavorkommen, die das zentrale Kemptener Becken umsäumen einen Seespiegel von ca. 700 m NN ab. Ein geringfügig niedrigerer Seespiegelstand (693 m NN) wurde von EBERL (1930) angegeben.

Aufgrund von geomorphologischen Untersuchungen an den Rückzugsmoränen des Illergletschers und den Terrassen des Illertales (STEPP 1953; HABBE 1985, 1986; ELLWANGER 1980 a, b) wurde die Existenz eines Sees mit den von KELLENBERGER (1928) beschriebenen Ausmaßen jedoch zunehmend in Frage gestellt. SCHOLZ & PETER (1995) versuchen den Unterschied zwischen einer Seespiegelhöhe von 675 m NN, die sich durch die Terrassengliederung am Nordrand des Kemptener Sees ableitet und der Seespiegelhöhe von 690 m NN (SCHOLZ & ZACHER 1983), die sich aus dem heute nicht mehr aufgeschlossenen Kemptener Delta (Engelhalde, Lindenberger Ösch) ergibt, durch Isostasie zu erklären. Hierbei soll nach dem Rückzug des Illergletschers der südliche Teil des Kemptener Beckens um ca. 15 m stärker herausgehoben worden sein als der nördliche Teil.

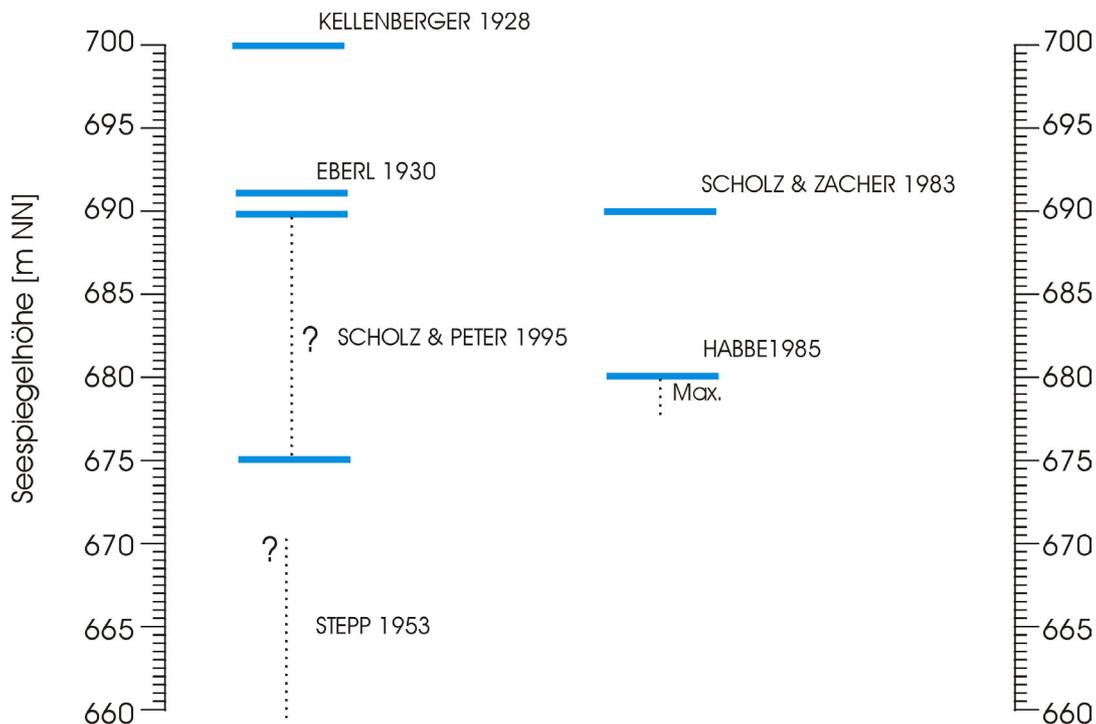


Abb. 48: Bisher in der Forschungsgeschichte rekonstruierte Seespiegelstände des spät(hoch)glazialen Kemptener Sees.

Im Rahmen dieses Kapitels wird versucht sich dieser Problematik unter Verwendung eines GIS Programms (ArcView mit den Erweiterungen „Spatial Analyst“ und „3D Analyst“) zu nähern. Die Methode hat den Vorteil, dass die bisherigen Untersuchungsergebnisse (Kap. 3, Kap. 4 und Kap. 5) und zahlreiche Literaturdaten positionsgenau in ArcView abgegriffen und mit simulierten Seespiegelständen verknüpft werden können, die sich aus der Analyse des Digitalen Geländemodells (DGM) ableiten.

Einschränkend soll vorausgestellt werden, dass sich die Rekonstruktion des Seespiegels aus der heutigen Morphologie des Geländes ableitet. Diese Ableitung kann aufgrund spät- und postglazialer Erosion (z.B. Talbildung) und Akkumulation (z.B. Schwemmfächer, Terrassenkiese) nur als modellhafte Näherung der tatsächlichen späthochglazialen Seeausdehnung begriffen werden. Diese Problematik wurde bei der Beurteilung der Ergebnisse berücksichtigt.

6.1 Simulierte Seespiegelhöhe 670 m NN

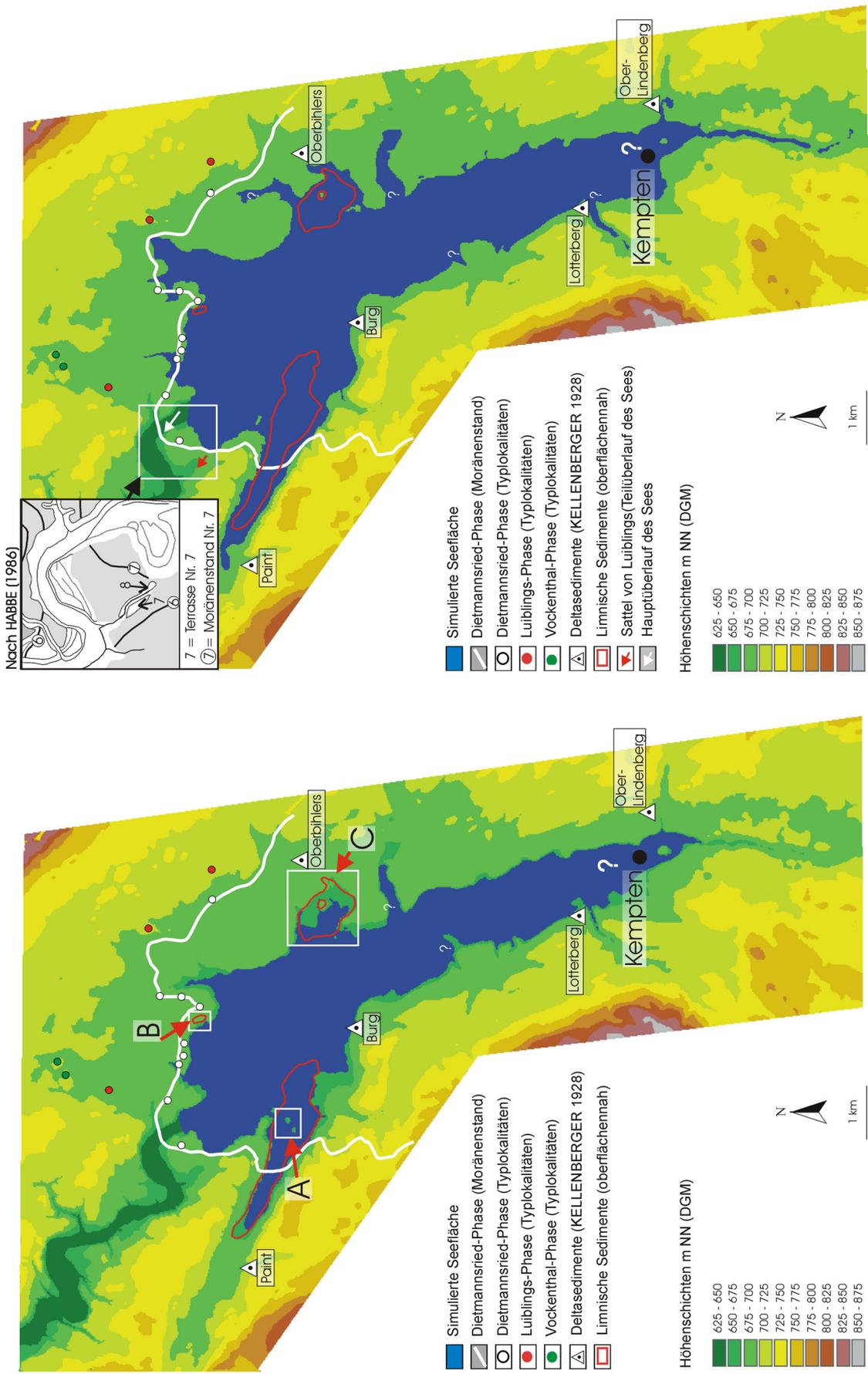
An drei Punkten lässt sich darstellen, dass die Seespiegelhöhe des Kemptener Sees während seiner Endphase deutlich über 672-675 m NN gelegen haben muss (Abb. 49).

Punkt A (Abb. 49): Die Analyse des Digitalen Geländemodells zeigt, dass im Altusrieder Tal östlich der Siedlung Lamineten bei einem simulierten Seespiegel von 670 m NN gerade jener Bereich ohne Wasserbedeckung ist, der in Kap. 4.1 mit den Bohrungen Lam 1 bis 5 näher untersucht werden konnte. Diese Bohrungen zeigen in der oberen Einheit 1 jahreszeitlich geschichtete Rhythmite, die bis in eine Höhe von ca. 671 m NN anstehen. Eine flächenhafte Wasserüberdeckung der Seeablagerungen tritt in diesem Bereich erst ab einer Seespiegelhöhe von ca. 672-673 m NN auf. Als Voraussetzung für die Bildung und Erhaltung dieser jahreszeitlich geschichteten Sedimente muss jedoch ein deutlich höherer Wasserspiegel gefordert werden.

Punkt B (Abb. 49): Das zweite Areal liegt südlich der Ortschaft Dietmannsried. Aufgrund von Straßenbauarbeiten waren in diesem Bereich limnische Beckensedimente aufgeschlossen, die oberflächennah anstehen. Eine flächenhafte Wasserbedeckung dieser Vorkommen kann erst ab einer Seespiegelhöhe von größer 675 m NN angenommen werden.

Punkt C (Abb. 49): Der dritte Bereich befindet sich westlich der Ortschaft Lauben. Die Bohrungen FB 26 bis 31 (Kap. 3.1.2, Abb. 11) zeigen ebenfalls Seeablagerungen, die bis in eine Höhe von 670,5 m NN oberflächennah anstehen. Mit Hilfe von Handbohrungen konnten limnische Beckensedimente bis in eine Höhe von 673 m NN nachgewiesen werden, woraus sich ein Minimal-Seespiegel von ca. 674 m NN ableiten lässt.

Abb. 49: Modellhafte Ausdehnung des spät(hoch)glazialen Kemptener Sees. Links: bei einer simulierten Seespiegellhöhe von 680 m NN (Modellhafte Näherung der tatsächlichen Seeaussdehnung). Typlokalitäten der Endmoränenstände nach HABBE (1985).



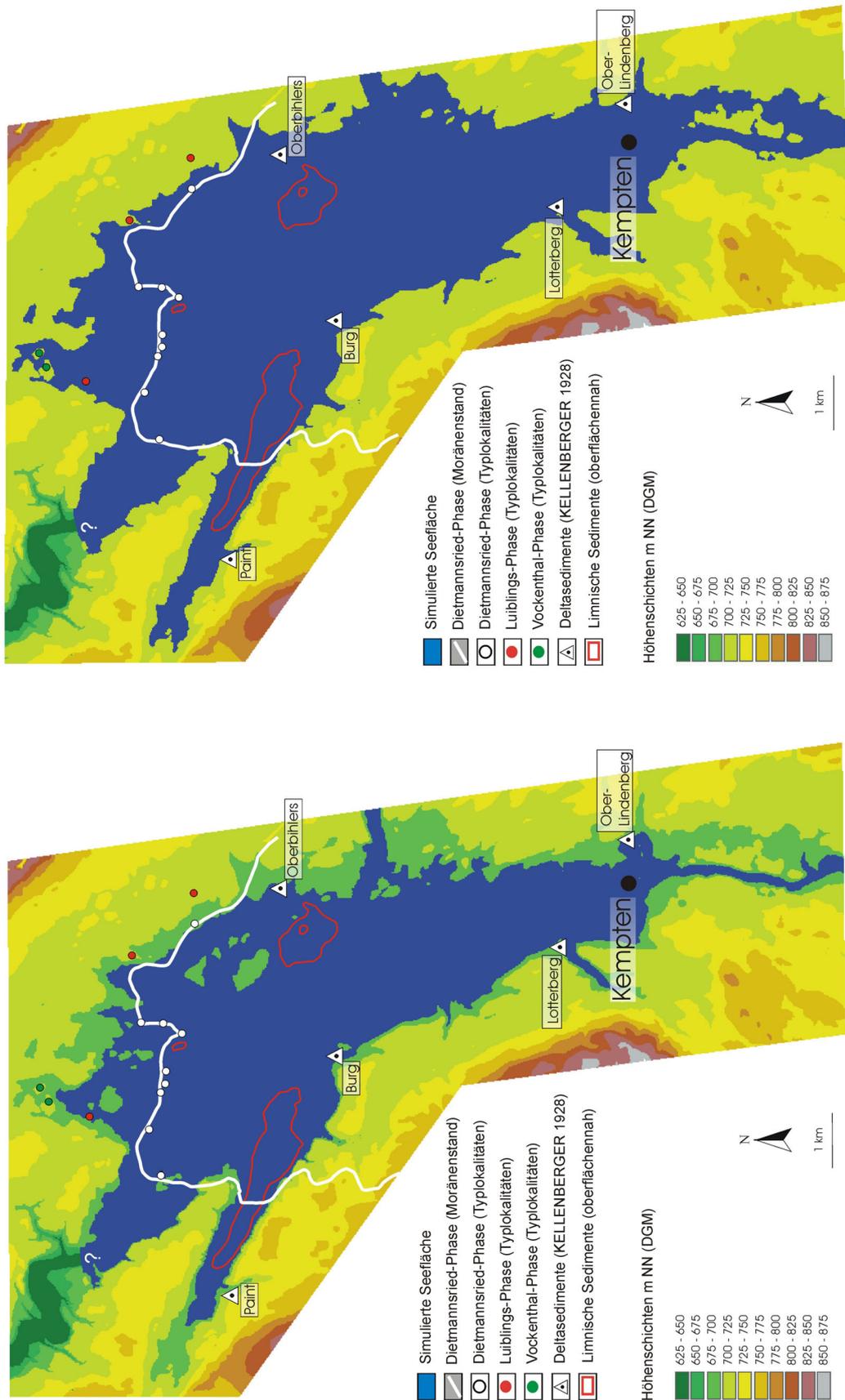


Abb. 50: Modellhafte Ausdehnung des spät(hoch)glazialen Kemptener Sees. Links: bei einer simulierten Seespiegellhöhe von 690 m NN; rechts: bei einer simulierten Seespiegellhöhe von 700 m NN (Modellhafte Näherung der tatsächlichen Seeausdehnung). Typlokalitäten der Endmoränenstände nach HABBE (1985).

6.2 Simulierte Seespiegelhöhe 680 m NN

Die Simulation (Abb. 49) zeigt, dass nun die Endmoränen der Dietmannsried-Phase (Typlokalitäten, HABBE 1985, 1986) den nördlichen Rand des Kemptener Sees bilden. Mit einer weiteren Erhöhung des Seespiegels auf über 684 m NN würde die Ausdehnung des Sees diesen Endmoränenstand nach Norden überschreiten (vgl.: 690 m NN Seespiegel, Abb. 50).

Es lässt sich zudem erkennen, dass der NW-SE verlaufende Sattel von Luiblings bei einem Seespiegelstand von 680 m NN als Überlauf des Sees genutzt werden kann. HABBE (1986) (Abb. 49, rechts) beschreibt in diesem Einschnitt zwei Terrassen, eine höher gelegene ältere Terrasse (Nr. 7), die sich mit dem Endmoränenstand der Dietmannsried-Phase (Nr. 7) verbinden lässt und eine jüngere (Nr. 8) die den entstandenen Kemptener See entwässert haben soll. Hieraus ist eine maximale Seespiegelhöhe von 680 m NN abzuleiten. Es muss allerdings hinzugefügt werden, dass es sich in diesem Bereich sicherlich nicht um den Hauptabfluss des Sees handelt, dieser dürfte etwa 1 km nordöstlich in dem Gebiet des heutigen Iller-Canyons gelegen haben.

Des weiteren ist zu erkennen, dass die Fläche des simulierten Sees mit der Verbreitung der oberflächennah anstehenden limnischen Sedimente übereinstimmt. Dagegen kann ein Seespiegel von 680 m NN nicht mit bekannten Deltaresten („schräggeschichtete Schotter“, KELLENBERGER 1928) in Verbindung gebracht werden.

Neben dem Kemptener Delta erwähnt KELLENBERGER (1928) am Lotterberg schräggeschichtete Schotter, die bis mindestens 690 m NN Höhe anstehen und nach Nordosten in das Beckenzentrum einfallen. Aus einer Kiesgrube bei Burg beschreibt er nach Osten einfallende, schräggeschichtete Sande und Kiese, die bei 690 m NN Höhe enden.

Östlich der Iller weist Kellenberger auf die Kiesgrube von Oberbihlers mit „ausgezeichneter Deltaschichtung“ hin, deren Oberfläche bei 695 m NN Höhe liegt. Hierbei ist anzumerken, dass letztgenannte Kiesgrube bei SCHOLZ & PETER (1995) irrtümlich mit der heute noch aufgeschlossenen Kiesgrube von Heising verwechselt wurde, aus der keine Deltasedimente bekannt sind.

Alle Vorkommen sind größtenteils verstürzt oder zugeschüttet und lassen sich daher nicht mehr sedimentologisch auswerten oder datieren. Sie dürfen jedoch nicht unbeachtet bleiben, da alle Vorkommen auf einen Seespiegelstand hinweisen, der mindestens bei 690-695 m NN gelegen haben dürfte, was für KELLENBERGER (1928) ein wichtiges Argument war den Seespiegel des Kemptener Sees auf 700 m NN festzulegen.

6.3 Simulierte Seespiegelhöhe 690 m NN

Ein Seespiegel von 690 m NN könnte sich aus der Höhenlage der „topset- und foreset-Grenze“ des Kemptener Deltas ableiten lassen (SCHOLZ & ZACHER 1983).

Die Simulation (Abb. 50) zeigt, dass nun die Ausdehnung des Sees die Endmoränenlage der Dietmannsried-Phase nach Norden hin überschreitet. Die Nordgrenze würde nun durch den älteren Endmoränenstand der Luiblings-Phase gebildet werden. In diesem Fall weitet sich die Seefläche über die bekannte Verbreitung der oberflächennah anstehenden Seeablagerung aus. Verfolgt man die Ausdehnung der Seefläche, so sieht man, dass bei einem 690 m NN Seespiegel z.T. eine Verbindung zu den von KELLENBERGER (1928) beschriebenen Deltaresten bestehen würde.

6.4 Simulierte Seespiegelhöhe 700 m NN

Der von KELLENBERGER (1928) favorisierte Seespiegel führt dazu, dass sich die Fläche am nördlichen Rand des Sees weiter nach Norden über die Typlokalitäten (HABBE 1985, 1986) der Dietmannsried-Phase und der älteren Luiblings-Phase hin ausweitet (Abb. 50).

Der Nordrand des Sees würde nun von der Endmoränenlage der älteren Vockenthal-Phase (HABBE 1985, 1986) begrenzt werden. Die Ausdehnung des Sees würde die Verbreitung der limnischen Beckensedimente bei weitem übertreffen. Der Überlauf des Sees wäre im heutigen Illertal mehrere Kilometer weiter nördlich anzunehmen und nicht mit der Terrassengliederung im Illercanyon (ELLWANGER 1980 a, HABBE 1985, 1986) vereinbar.

6.5 Interpretation und Diskussion

Anhand der Analyse des Digitalen Geländemodells, der Verbreitung der Endmoränen (Dietmannsried-Phase) und der limnischen Sedimente, sowie den terrassenstratigraphischen Überlegungen lässt sich ein maximaler Seespiegelstand festlegen, der mindestens bei 675 m NN und höchstens bei 680 m gelegen haben dürfte. Die Untersuchungen verdeutlichen die Problematik die entsteht, wenn der maximale Seespiegel aus der Höhenlage der „top- und foreset-Grenze“ des Kemptener Deltas mit 690 m NN (SCHOLZ & ZACHER 1983) abgeleitet oder unter Einbeziehung aller Deltavorkommen auf 700 m NN (KELLENBERGER 1928) festgelegt wird. Der simulierte See würde eine Ausdehnung einnehmen, die weder der

morphologischen Situation am Nordrand des Sees, noch der Verbreitung der limnischen Beckensedimente gerecht wird (Abb. 50).

Als Lösung des Problems wird von SCHOLZ & PETER (1995) Isostasie favorisiert. Demnach soll sich nach dem Rückzug des Illergletschers der südliche Teil des Kemptener Beckens um ca. 10 bis 15 m stärker gehoben haben als der ca. 10 km entfernte nördliche Teil, was heute zu der beschriebenen Situation führen könnte. Diese Hypothese vernachlässigt jedoch die von KELLENBERGER (1928) beschriebenen Delta-Vorkommen, die das Illertal nach Norden begleiten und ebenfalls alle auf einen höheren Seespiegel (> 690 m NN) ausgerichtet sind. Setzt man voraus, dass diese Delta-Ablagerungen einer gemeinsamen Seebildungsphase angehören und damit auf einen Seespiegelstand ausgerichtet sind, dann müsste die isostatische Hebung von 10 bis 15 m auf einer deutlich verkürzten Strecke von nur noch 2 bis 3 km (statt 10 km) erfolgt sein, was sich mit Isostasie nicht erklären lässt.

Andererseits könnten die höher gelegenen Deltasedimente im Kemptener Becken Relikte verschieden alter Seebildungsphasen sein. In diesem Falle wäre die beschriebene Problematik allein auf fehlerhafte Korrelation verschieden alter Sedimente (Seeablagerungen und Deltaablagerungen) zurückzuführen. Diese Annahme wird durch die Ergebnisse der eigenen Datierungen (Kap. 5.1) gestützt. Diese zeigen, dass Teile der limnischen Beckensedimente die bisher einem spät(hoch)glazialen Kemptener See zugerechnet wurden einer älteren Seebildungsphase (Mittleres Würm) angehören. Zudem konnten im Luiblingstobel nochmals deutlich ältere, präwürmzeitliche limnische Sedimente datiert werden (Kap. 4.3 und 5.1). Es besteht somit die Möglichkeit, dass auch die Deltasedimente Überreste verschieden alter Seebildungsphasen sind, deren „foresets“ zufällig durch Kiesgruben angeschnitten wurden.

Auf eine ähnliche Problematik weist bereits WOHLFARTH-MEYER (1990) im Westschweizer Seeland hin. Eine fehlerhafte Korrelation verschieden alter, undatierter limnischer Einzelvorkommen führte dort in der Vergangenheit zur Rekonstruktion eines ausgedehnten spätglazialen Solothurner Sees.

Vor diesem Hintergrund wäre jedoch auch das spät(hoch)glaziale Alter der früher aufgeschlossenen Sedimente der Ober-Lindenberger Kiesgrube (KELLENBERGER 1928) und der Engelhalde (SCHOLZ & ZACHER 1983) in Frage zu stellen, aus der ein Seespiegelstand von 690 m NN abgeleitet wird.

Anhand der existierenden Abbildungen der Ober Lindenberger Kiesgrube, die aus den zwanziger und dreißiger Jahren des letzten Jahrhunderts stammen (KELLENBERGER 1928, SCHOLZ & PETER 1995), lassen sich schräggeschichtete „foresets“ erkennen, die von einem horizontal geschichteten Schotterpaket erosiv überlagert werden. Es ist jedoch nicht klar, ob es sich um „top- und foresets“ eines Deltas handelt, wie es bei SCHOLZ & PETER (1995) beschrieben wird. Aufgrund der Abbildungen ist es auch denkbar, dass die „foresets“ zu einem älteren Delta gehören, das von einem jüngeren spätglazialen Terrassenkörper diskordant überlagert wird.

Eine Betrachtung der morphologischen Situation am Südrand des Kemptener Beckens (Abb. 51) liefert weitere Informationen zur beschriebenen Problematik. Im Schichtenmodell zeigt sich im Norden die tiefeingeschnittene Ober-Lindenberger Kiesgrube und südlich davon gelegen die Kiesgrube der Engehalde.

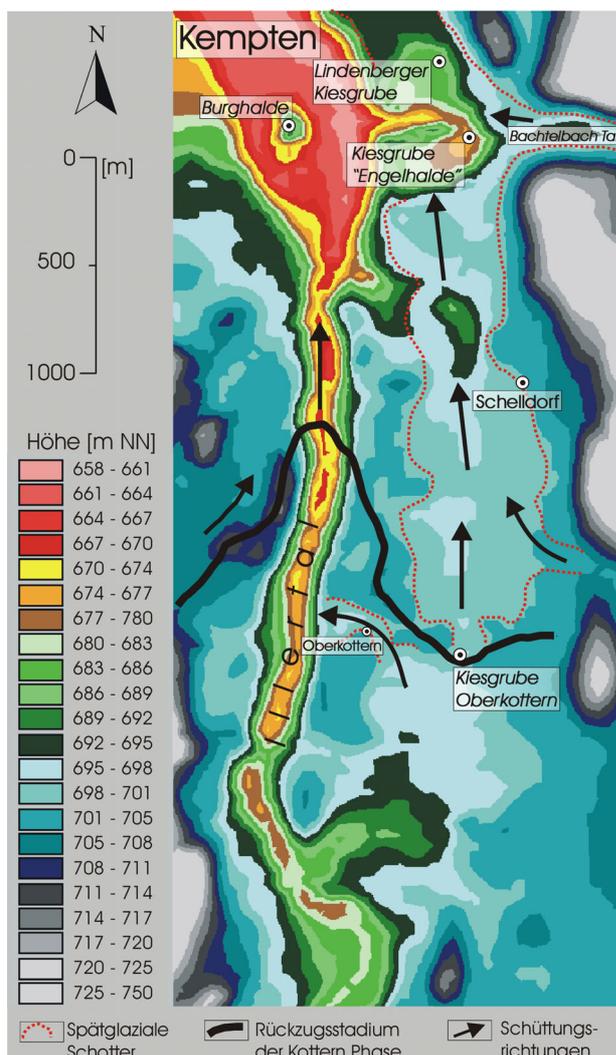


Abb. 51: Das Gebiet südlich von Kempten, dargestellt im Schichtenmodell (DGM).

Eisrandlage der Kottern-Phase (Rückzugshalt), Verbreitung der Schotterfelder und Schüttungsrichtungen nach SCHOLZ & ZACHER (1983); Schüttungsrichtungen ergänzt.

Über die Süd-Nord verlaufende Schelldorfer Terrasse werden die Deltasedimente mit dem Rückzugshalt der Kottern-Phase verknüpft und somit zeitlich dem Spätglazial zugeordnet (SCHOLZ & ZACHER 1983).

Diese Verknüpfung ist jedoch nur eindeutig möglich, wenn zweifelsfrei bewiesen werden kann, dass die in den Kiesgruben angeschnittenen Deltaforesets und die darüber lagernden horizontal geschichteten Kiese Ablagerungen eines gemeinsamen Deltas sind. Ansonsten könnte die geologische Situation am Südrand des Kemptener Beckens auch so gedeutet werden, dass die spätglaziale Schelldorfer Terrasse oder auch die Terrassenschüttung aus dem Bachtelbachtal (Abb. 51) in den beiden nördlichen Kiesgruben („Lindenberger Kiesgrube und „Engelhalde“) „foresets“ einer älteren Seebildungsphase anschneidet, also eine ähnliche Situation vorliegt, wie sie beispielsweise an den mittelwürmzeitlichen Beckenschluffen am Ostrand des Kemptener Beckens beobachtet werden konnte (Kap. 3). Dazu muss allerdings angenommen werden, dass der Südrand des Sees bzw. der Nordrand des Kemptener Deltas deutlich weiter nördlich gelegen hat, da sonst der Höhenunterschied zwischen der Terrassenunterkante (690 m NN) und dem simulierten Seespiegel (680 m NN) schwer zu erklären wäre.

Eine abschließende Klärung dieser Problematik kann jedoch erst erbracht werden, wenn in Zukunft dieser Bereich durch z.B. Bauarbeiten aufgeschlossen ist und die beiden Schotterpakete datiert werden können.

Es lässt sich jedoch festhalten, dass die GIS gestützte Simulation verschiedener Seespiegelstände die Problematik verdeutlicht, die entsteht wenn man auch die höher gelegenen Deltaablagerungen mit in die spät(hoch)glaziale Seebildungsphase einbezieht. Entgegen der bisherigen Hypothese, die von einer isostatischen Hebung des Südteils des Kemptener Beckens ausgeht (SCHOLZ & PETER 1995), weisen die eigenen Untersuchungen daraufhin, dass das Problem auf die Korrelation verschieden alter Seeablagerungen (Bänderschluße, Deltaresten) zurückzuführen ist, was sich auch in den Datierungsergebnissen der drei Lagerungstypen (Kap. 5.1) andeutet.

7. Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse

7.1 Die spät(hoch)glazialen Bänderschluße des Kemptener Beckens im Vergleich mit klastischen Profilabschnitten rezenter Voralpenseen

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse, die sich aus der sedimentologischen Untersuchung der spät(hoch)glazialen Beckenschluße (Lagerungstyp 1) des Kemptener Sees ergeben haben (Kap. 4.1.1) mit klastischen Sedimentfolgen rezenter Voralpenseen verglichen.

Der Kemptener See war nach dem Zerfall des Illergletschers für den gesamten Zeitraum seiner Existenz, über die Iller mit den Schmelzwässern des zerfallenden Illergletschers verbunden. Dies unterscheidet ihn von sogenannten Moränenseen (JUNGE 1998), die bereits früh nach dem Rückzug nur noch von autochthonen Zuflüssen gespeist wurden.

Der Kemptener See ist daher aufgrund seiner Entstehung mit den deutlich größeren, rezenten perialpinen Seen zu vergleichen, die über ihre Zuflüsse mit den Alpen in Verbindung stehen. Als Vergleichsmöglichkeit bieten sich die detailliert beschriebenen spät(hoch)glazialen klastischen Abfolgen des Bodensees (NIESSEN & STURM 1991; NIESSEN et al. 1992; WESSELS 1995, 1998) und des Zürichsees (LISTER 1984 a, b, 1988) an, die westlich der Adelegg im Rhein-Linth Gletschersystem liegen (Abb. 52).

Im Profil Lamineten (Kemptener See) setzt die Seentwicklung über einem Tillkomplex mit dropstonehaltigen Bänderschlußen (Einheit 3) ein, die eine Gesamtmächtigkeit von ca. 3 m aufweisen und ungestört sind (Kap. 4.1.1). Vergleichbare Beckensedimente werden im Zürichsee als „upper deformed mud with dropstones“ beschrieben. Sie sind deutlich mächtiger (ca. 35 m) und aufgrund von Rutschungen und durch grundberührende Eisberge stark deformiert.

Eine mögliche Erklärung warum im Profil Lamineten die Einheit 3 vergleichsweise geringmächtig ausgebildet und ungestört ist, könnte in der Position der Bohrung im Gletscherbecken liegen. Das Profil Lamineten konnte am Übergang zwischen Kemptener und Altusrieder Becken erbohrt werden, dieser Bereich stellt jedoch nicht das Beckentiefste dar. Die Ergebnisse der 3D Modellierung (Kap. 3) zeigen, dass im Beckenzentrum, indem heute das Illertal verläuft, die limnischen Beckensedimente deutlich mächtiger werden (> 70 m). Limnische Sedimentation trat im Bereich der Bohrung Lamineten erst ein, als der See sich auf einen Seespiegelstand von über 652 m NN aufgestaut hatte. Während der Frühphase der Seentwicklung scheint der Bereich der Bohrung Lamineten noch dem terrestrischen Ablagerungsbereich angehört zu haben, während im Beckenzentrum in einem proglazialen See bereits glazilimnische Sedimente mit dropstones abgelagert wurden. Der Nachweis von dropstones deutet jedoch darauf hin, dass noch bevor der Illergletscher das Kemptener Becken verlassen hatte, auch der Bereich der Bohrung Lamineten dem glazilimnischen Ablagerungsraum angehörte.

Im Profil der Bohrung Lamineten folgen mit Einheit 2 graue, schwach laminierte und dropstonefreie Beckentone. Die Untersuchungen zum Lagenaufbau zeigen eine komplexe unregelmäßige Bänderung, die stark durch ereignisgesteuerte Sedimentation geprägt ist (Kap. 4.1.1.1). Vereinzelt, klar definierte Lagenfolgen weisen auf hohe jährliche Mindestsedimentationsraten hin, die im Zentimeterbereich (3 bis 9 cm) liegen. Vergleichbare zentimetergeschichtete Sedimente werden im Zürichsee als „cyclic proglacial mud beds“ (LISTER 1984 a, b) beschrieben. Untersuchungen zur Lagencharakteristik (ZHAO et al. 1984) klassifizieren diese Schichtung als „type C varves“, ein zweifelsfreier Nachweis einer Warvenschichtung konnte dort jedoch nicht erbracht werden. Auch am Bodensee-Untersee sind ähnlich ausgebildete Sedimente als „Laminierte glazigene Schlämme“ bekannt, die durch einen unregelmäßigen, alternierenden Lagenwechsel im Zentimeterbereich auffallen. In den letztgenannten Seen treten diese Sedimente in ähnlicher Charakteristik bis 14600 ± 250 ¹⁴C Jahre B.P. (17500 cal. Jahre B.P.) auf und markieren den Hauptzerfall der alpinen Eismassen (LISTER 1988, NIESSEN & STURM 1991, WESSELS 1998).

Im Profil Lamineten tritt mit dem Wechsel von Einheit 2 zur Einheit 1 eine deutliche Änderung in der Lagencharakteristik auf, womit auch eine drastische Reduzierung der jährlichen Sedimentationsrate verbunden ist. Die gelbgrauen Schluffe der Einheit 1 weisen nun eine ausgeprägte rhythmische Bänderung im Millimeter-Bereich auf, die nach den Untersuchungen zur Lagencharakteristik (Kap. 4.1.1.1) dem klassischen Warvenzyklus im Sinne von DE GEER (1912) folgt.

Vergleichbares lässt sich in den Sedimentfolgen des Zürichsees und des Bodensee-Untersees beobachten. Im Zürichsee kommt es mit dem Wechsel von „Unit 6: cyclic proglacial mud beds“ zu „Unit 5: Laminated mud and mud turbidites“ (LISTER 1984 a, b) ebenfalls zu einer sprunghaften Reduktion der Lagendicke, die von 2 bis 8 cm (Einheit 6) auf 1,7 bis 1,8 mm (Einheit 5) fällt. Gleiches ist im Bodensee-Untersee am Übergang von Einheit 5 („Laminierte glazigene Schlämme“) zur Einheit 4 („Beige-graue Rhythmite“) zu erkennen. In beiden Seen wird für diese feingebänderten Rhythmite eine saisonale Steuerung zugrunde gelegt, die auf einen regelmäßig im Winter gefrierenden See hinweist (ZHAO et al. 1984, NIESSEN & STURM 1991).

Die feingebänderten, gelbgrauen Rhythmite des Kemptener Sees und die beige-grauen Rhythmite des Bodensee-Untersees zeigen in den Schlibfbildern eine weitere Gemeinsamkeit. Am Übergang zwischen den Winter- und Sommerlagen finden sich in beiden Sedimentfolgen auffällige dünne, ungradierte Basislagen mit matrixgestützten Klasten (Kap. 4.1.1.1, Abb. 25).

Dies wird am Bodensee-Untersee zusammen mit der gelben Färbung der Basislage auf Lössseintrag während der Ältesten Dryas zurückgeführt (NIESSEN et al. 1992). Lössseintrag wird auch aus den entsprechenden glazilimnischen Profilabschnitten des Bodensee-Obersees (WESSELS 1998) und des Zürichsees beschrieben (GIOVANOLI 1979).

Im Kemptener See bricht die limnische Sedimentation mit Ablagerung der klastischen Rhythmite (Einheit 1) ab, während sich in den benachbarten Seen zunehmend authigen geprägte, nichtglaziale Sedimente anschließen. So folgen im benachbarten Bodensee-Untersee auf die klastischen Rhythmite, grauschwarze Schlämme mit Seekreidelagen, die eisenpigmentiert und bioturbiert sind (NIESSEN & STURM 1991). Im Zürichsee werden zeitgleich detrische, nichtglaziale Silte (eisenpigmentiert, Ostrakoden) abgelagert (LISTER 1988).

Der Vergleich zwischen den Sedimenten des Kemptener Sees und den glazilimnischen Profilabschnitten des benachbarten Bodensees und des Zürichsees zeigt, dass trotz deutlicher Größenunterschiede der Seen und der Einzugsgebiete eine vergleichbare lithologische Entwicklung innerhalb der klastischen Abfolgen feststellbar ist. Von besonderer Bedeutung ist hierbei der in allen drei Seen auftretende, abrupte lithologische Wechsel von unregelmäßig geschichteten Rhythmiten mit hohen Mindestsedimentationsraten (Zentimeterbereich), zu regelmäßig geschichteten klastischen Warven mit niedrigen Sedimentationsraten (Millimeterbereich), die zudem durch den Eintrag von äolischem Material geprägt sind. Als mögliche Erklärung für diesen markanten Schnitt lassen sich einerseits kurzfristige Veränderungen **regionaler** Natur, andererseits sprunghafte Veränderungen **klimatischer** Natur anführen.

Zu den möglichen **regionalen** Veränderungen kann beispielsweise die Entstehung weiterer Seebecken zwischen den extern gelegenen Seen und der zurückweichenden Eisfront gehören, die als zwischengeschaltete Sedimentfallen dienen. In den beschriebenen Seen könnte dies zur einer sprunghaften Änderung der Lagencharakteristik und zu einer Reduktion der Sedimentationsrate führen, wie es beispielsweise von SMITH (1981) am alpinen Bow Lake (Kanada) nachgewiesen wurde. Im Illergletschergebiet wären hierfür die ehemaligen Illerseen, im Bodenseegebiet der Obersee und im Linth-Gletschergebiet das Walenseebecken in Betracht zu ziehen (Abb. 52).

Andererseits können **klimatische** Faktoren für diesen scharfen lithologischen Wechsel verantwortlich sein. Aus den $\delta^{18}\text{O}$ Daten der GRIP Eisbohrkerne (JOHNSEN et al. 1992, DANSGAARD et al. 1993) und der vorläufigen INTIMATE Gliederung des Hoch- und Spätglazials (BJÖRCK et al. 1998) ist bekannt, dass sich das Grönlandstadial 2 (14,7 bis 21,2 GRIP Jahre B.P.) in zwei kältere Abschnitte (GS 2 a und GS 2 c) und einen weniger kalten Abschnitt gliedert (GS 2 b).

Zieht man die Chronologien vom Zürichsee (LISTER 1988, WESSELS 1998) und Bodensee-Untersee (NIESSEN et al. 1992) als Vergleich hinzu (Abb. 52), die den charakteristischen lithologischen Wechsel auf 14600 ± 250 ^{14}C Jahre B.P. (17500 cal. Jahre B.P.) datieren, so fällt auf, dass in diesem Zeitraum im GRIP-Kern (16.900 GRIP Jahre B.P.) eine klimatische Verschlechterung zwischen den Substadien GS 2 b und GS 2 a dokumentiert ist. Der scheinbare Unterschied von 600 Jahren zwischen der GRIP Chronologie (16900 GRIP Jahre B.P.) und den limnischen Chronologien ($17500 \pm 570/590$ cal. Jahre B.P., WESSELS 1998) löst sich bei näherer Betrachtung des ^{14}C Fehlers auf. Somit ist folgendes Interpretationsmodell denkbar:

Klimatisches Interpretationsmodell

Die in allen drei Seen auftretenden unregelmäßigen, zentimetergeschichteten Rhythmite, die den Hauptzerfall der alpinen Eismassen dokumentieren, gehören dem weniger kalten GS 2 b (16,9 bis 19,5 GRIP Jahre B.P.) an. In dieser Phase vollzieht sich der kollapsartige Eiszerfall von den inneren Eisrandlagen der voralpinen Gletscher bis in die Alpentäler.

Der klimatische Rückschlag zum kälteren GS 2 a äußert sich in einer anhaltenden Stabilisierung der zerfallenden Eismassen. Die daraus resultierende geringere Abflussmenge glazialer Schmelzwässer (geringere Sommertemperaturen!) führt demnach zu einer Erniedrigung der mitgeführten Suspensionsfracht und letztendlich im See zu einer Abnahme der Warvendicke (z.B. LEEMANN 1993). Das kältere Substadial GS 2 a (16,9-14,7 GRIP Jahre B.P.) wäre in diesem Falle in den drei Seen durch die Bildung feingeschichteter (Millimeterbereich) klastischer Warven gekennzeichnet, die auf einen regelmäßigen saisonalen Auftau- und Gefrierzyklus hinweisen, der zudem von äolischem Sedimenteintrag beeinflusst wird. Diesem zeitlichen Abschnitt würden die an Einheit 1 (Kap. 4.1.1.2) des Profils Lamineten nachgewiesenen Warvendickenschwankungen (Zeitraum ca. 1000 Jahre) entsprechen.

Welchem Steuerungsmechanismus die aufgezeichneten Warvendickenschwankungen in diesem Zeitraum letztendlich unterliegen, ist nicht eindeutig zu beantworten. Denkbar wäre eine Warvendicken-Klima Beziehung wie sie in der Vergangenheit an rezenten glazial geprägten Seen mehrfach durch den Vergleich von klimatischen Parametern (mittlere Jahrestemperatur, mittlere kumulierte Schneemenge, mittlere Sommertemperatur, Gletscherschwankungen) und aufgezeichneten Warvendickenschwankungen nachgewiesen werden konnte (PERKINS & SIMS 1982, LEONARD 1986, LEEMANN et al. 1992, LEEMANN 1993, LEEMANN & NIESSEN 1994 a, b).

Eine deutliche Stabilisierung und Mobilisierung der Eismassen ist in dieser Phase in den Alpentälern der Zentralalpen durch spätglazialen Gletschervorstöße wie z.B. des „Gschnitzstadials“ (PENCK & BRÜCKNER 1901-09; MAYR & HEUBERGER 1968; KERSCHNER et al. 1999) dokumentiert.

Die Tatsache, dass am Bodensee und Zürichsee dieser abrupte lithologische Wechsel zeitgleich datiert wurde (NIESSEN et al. 1992) und im südalpinen Luganer See ebenfalls synchron eine vergleichbare drastische Reduktion der Sedimentationsrate innerhalb der klastischen Sedimentfolge auftritt (NIESSEN 1987), stützt diesen überregionalen klimatischen Lösungsansatz. Dies hätte für die Chronologie des Profils Lamineten (Kemptener See) die Konsequenz, dass Einheit 2 und Einheit 1 nach der INTIMATE GRIP Event-Stratigraphie (BJÖRCK et al. 1998) etwa dem jüngeren Abschnitt des GS2 b und älteren Abschnitt des GS2 a entsprechen würde (Abb. 52).

Insgesamt erklärt dieses klimatische Interpretationsmodell sehr gut die lithologischen Veränderungen der drei perialpinen Seen. Eine abschließende Bestätigung dieses Modells kann jedoch erst durch präzisere Datierung dieses lithologischen Wechsels erzielt werden.

7.2 Zur Frage einer Vergletscherung des Kemptener Beckens im Mittleren Würm

Anhand der Untersuchungsergebnisse zur räumlichen Verbreitung glazilimnischer Sedimente (Kap. 3) konnte gezeigt werden, dass ein Großteil der bisher als spät(hoch)glazial eingestuften Bänderschluflvorkommen nicht zweifelsfrei einem spät(hoch)glazialen Kemptener See zugeordnet werden können.

Die OSL-Datierungen (Kap. 5.1) weisen daraufhin, dass im oberen Illertal neben einer spätwürmzeitlichen Seebildungsphase (Kemptener See) mindestens noch drei weitere ältere limnische Phasen existierten, wovon die jüngere ins Mittlere Würm (OIS 3) und die beiden älteren als präwürmzeitlich einzustufen sind (Riss, Mindel ?).

Nach den sedimentologischen Untersuchungen weisen die spätwürmzeitlichen Bänderschluflfe den gleichen sedimentologischen Charakter auf, wie klastische Profilabschnitte rezenter Voralpenseen, die den spätwürmzeitlichen Eiszerfall der alpinen Gletscher dokumentieren (Kap. 7.1).

Ähnlich wie die spätwürmzeitlichen Beckenschluflfe zeigen auch die mittelwürmzeitlichen Seeablagerungen einen Eiszerfall an, der im Profil Gräbelesmühle durch die typische Abfolge Tillkomplex/Beckenschluflfe mit dropstones/Beckenschluflfe dokumentiert ist (Kap. 4.2.3).

Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen stellt sich daher sich die Frage, welcher Zeitraum des Mittleren Würm klimatisch günstige Bedingungen für eine mögliche Vorlandverglletscherung aufweist.

Nach den OSL-Datierungen der Beckenschluflfe ist für den Eiszerfall ein Zeitbereich in Betracht zu ziehen, der zwischen ca. 35 bis 55 ka gelegen haben muss. Zieht man andere regionale und überregionale Klimaarchive zur Beantwortung dieser Frage hinzu, weist das OIS 4 günstige Voraussetzungen für einen Gletschervorstoß auf.

Nach der marinen Sauerstoffisotopenkurve (IMBRIE et al. 1984, BASSINOT et al. 1994) ist im OIS 4 (71-57 ka) eine deutliche Zunahme des globalen Eisvolumens abzuleiten.

Untersuchungen in Spitzbergen (MANGERUD et al. 1998) konnten neben einem hochglazialen Eisvorstoß im OIS 2, weitere Hauptvorstöße im OIS 4 und 5 d nachweisen, deren Eiszerfall in Sedimentkernen der Barents See durch ein IRD-Maximum und deutliche $\delta^{18}\text{O}$ Minima gekennzeichnet ist. Der Eiszerfall der mittelweichselzeitlichen Vergletscherung (OIS 4) ist demnach in der Barents See durch ein IRD-Maximum zwischen 55-50 ka gekennzeichnet, was sehr gut mit den Datierungen des Eiszerfalls im Kemptener Becken übereinstimmt.

Im Füramoos, das ca. 35 km nordwestlich des Kemptener Beckens liegt, kann in einem Zeitraum zwischen 70 bis 55 ka (~ OIS 4) pollenanalytisch eine kaltzeitliche Periode mit offener, baumfreier Vegetation nachgewiesen werden, in der ein weitreichender Eisvorstoß des benachbarten Rheingletschers denkbar wäre (MÜLLER 2001).

Aufgrund der vorliegenden Daten scheint ein Gletschervorstoß im Kemptener Becken im OIS 4 plausibel zu sein, auf den im frühen OIS 3 ein Eiszerfall folgt, der in den klastischen Bänderschluflfen der Profile Lau, Hof und Grä (Kap 4.2) dokumentiert ist.

Anhand der Lage dieser mittelwürmzeitlichen Profile im Kemptener Becken ist ein Vorstoß des Illergletschers abzuleiten, der mindestens 23 km in das Alpenvorland gereicht hat. Im Vergleich dazu beträgt die maximale Ausdehnung des hochglazialen Illergletschers (OIS 2)

ca. 33 km (Ziegelbergphase, HABBE 1985). Es ist zu vermuten, dass sich in der ca. 10 km breiten Zone, die zum überwiegenden Teil (ca. 7 km) der Moränenlandschaft zwischen Äußerer und Innerer Jugendmoräne entspricht, eine „überfahrene“ Eisrandlage der OIS 4 Vergletscherung liegt (Abb. 53).

In diesem Zusammenhang sind besonders frühere morphologische Arbeiten zu erwähnen. EBERL (1930) rekonstruiert in diesem Bereich eine „überfahrene“ WI-Eisrandlage, die durch einen W II Gletscher „verschleifen“ wurde, was auch von SCHAEFER (1940) bestätigt wird (Abb. 53). Mit der zunehmenden Kenntnis der Internstände durch Arbeiten von GERMAN (1959), BRUTSCHER (1975 unveröff., Karte bei HABBE 1979), HABBE (1985, 1986) und ELLWANGER (1980 b) wurde Eberls WI-Stadium in seinem Verlauf jedoch abgelehnt. Als Hauptargument werden hierbei die zur Gliederung der bruchstückhaft vorhandenen Endmoränenreste herangezogenen Kameterrassen angeführt. Die Eichholz-Phase (Rückzugsphase Nr. 3), die dem überfahrenen WI Eberls entsprechen soll, hat ebenfalls Anschluss an eine Kameterrasse, was gegen eine ältere „überfahrene“ WI-Eisrandlage spricht (HABBE 1986).

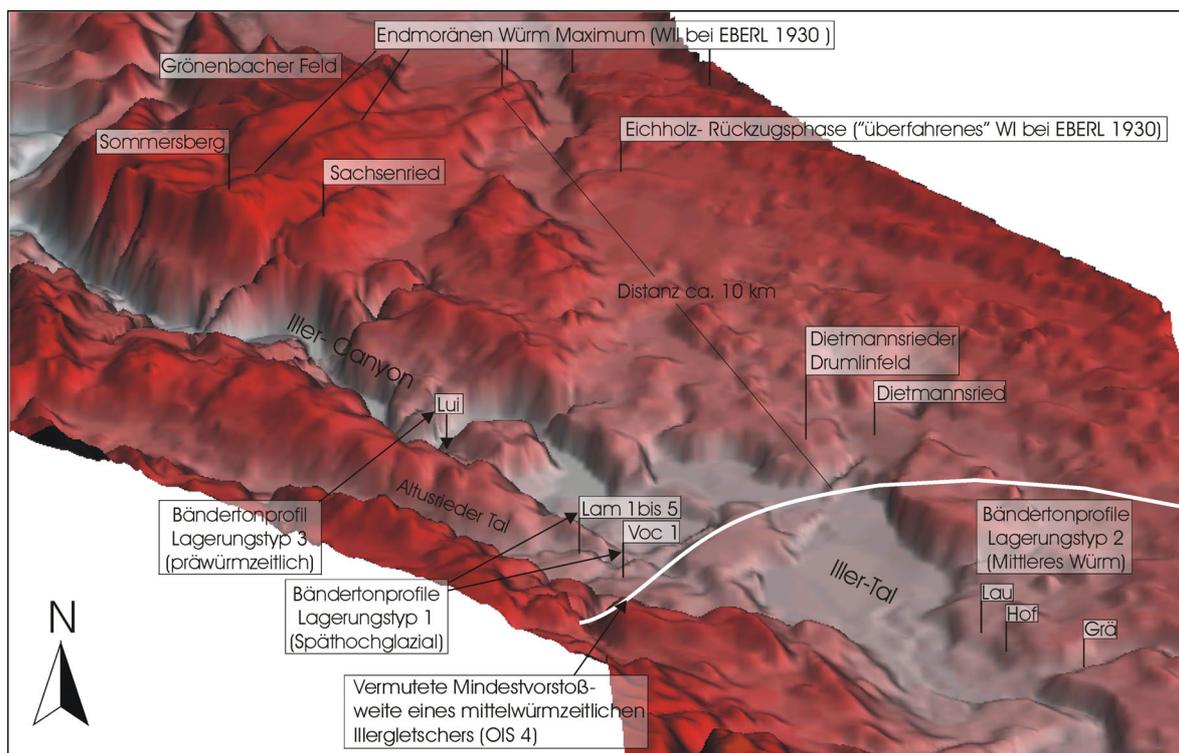


Abb. 53: Der nördliche Bereich des Kemptener Beckens im Geländemodell (siebenfach überhöht). Markiert ist die Lage der untersuchten Bänderschluftp Profile und die Lage der Endmoränen des Würmhochstandes (z.B. HABBE 1985). Von den Gletscherständen zwischen Würm Maximum und der Dietmannsried Phase ist die Eichholzphase markiert, die von EBERL (1930) und SCHAEFER (1940) als „überfahrene WI-Randlage“ gedeutet wurde. Die Lage der mittelwürmzeitlich (OIS 3) datierten Bänderschluftp Profile Lau, Hof und Grä, weist indirekt auf einen möglichen Gletschervorstoß im OIS 4 hin, der mindestens bis in den nördlichen Bereich des Kemptener Beckens reichte. Die mittelwürmzeitlichen Bänderschluftp Profile wurden in Folge der spät- und postglazialen Eintiefung der Iller und Leubas angeschnitten.

Es muss jedoch bemerkt werden, dass die Eichholzphase nur im östlichen Bereich des Gletscher Beckens mit der WI-Lage Eberls zusammenfällt und die Anbindung an eine Kameterrasse nur für diesen Bereich gilt. Das Areal des Sachsenrieder Weihers in dem EBERL (1930) auf „verwaschene Moränen“ und SCHAEFER (1940) auf den morphologischen Gegensatz zwischen überfahrener WI-Moräne (Sachsenried-Gmeinschwenden) und der frischen kuppigen WII-Moräne (Sommersberg) hinweist (Abb. 53), weicht jedoch deutlich vom Verlauf der Eichholzphase ab. Auch die Wallformen der älteren Hörensberg-Phase (HABBE 1985, 1986) schmiegen sich nur an die Moräne von Sachsenried-Gmeinschwenden an, womit es nicht möglich ist die WI-Einstufung Eberls und Schaefers in diesem Bereich sicher zu widerlegen.

GERMAN (1959) vermutet eine überfahrene WI-Randlage, die in nächster Nähe zum Würm-Maximum gelegen haben soll. KNAUER (1937) beschreibt aus dem Nordrand der ca. 25 km östlich gelegenen Wertachzunge des Iller-Lechgletschers ebenfalls eine WI-Randlage, die von einer WII-Phase „überfahren“ wurde. Nach seinen Vorstellungen sind die WI-Moränen hierbei z.T. drumlinoid umgestaltet worden (Abb. 54).

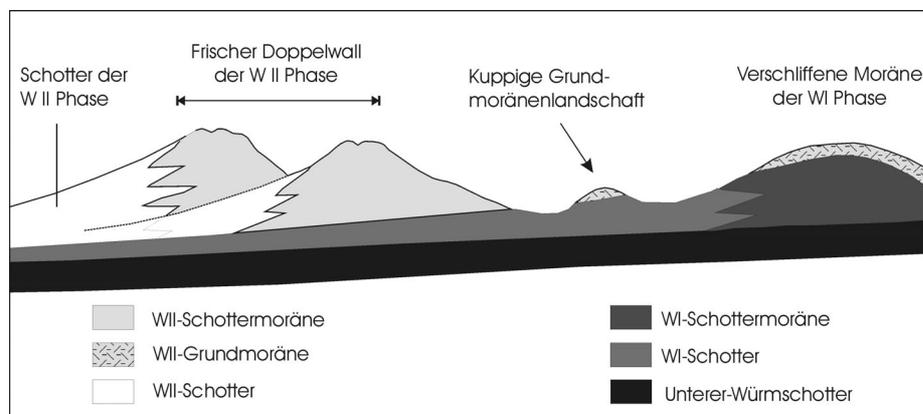


Abb. 54: Querschnitt durch die Jungmoränenlandschaft des Wertachlobus nach den Vorstellungen von KNAUER (1937).

Der kurze Einblick in die Forschungsgeschichte zeigt, dass in der Vergangenheit in dieser ca. 10 km breiten Zone mehrfach vom Würmhochstand überfahrene Eisrandlagen vermutet wurden. Eine abschließende Klärung dieser Problematik konnte bisher jedoch nicht erbracht werden, da ein morphostratigraphischer Lösungsansatz immer nur Formen und Ablagerungen sicher erfassen konnte, die nach dem Würm-Hochstand (LGM) abgelagert wurden.

Die Untersuchungsergebnisse dieser Arbeit deuten jedoch daraufhin, dass mit einer sedimentologischen und chronostratigraphischen Untersuchung von limnischen Beckensedimenten ältere Eiszerfallsphasen nachgewiesen werden können, was es ermöglicht vorausgegangene Eisvorstöße in das Alpenvorland zeitlich und räumlich einzugrenzen.

7.3 Zusammenfassende chronologische Einordnung der Untersuchungsergebnisse

Im abschließenden Kapitel werden zusammenfassend die Ergebnisse dargestellt, die auf landschaftsgeschichtliche und klimatische Veränderungen im Illergletschergebiet während des Oberpleistozäns hinweisen.

Präwürm

Erste frühe Hinweise limnischer Sedimentation lassen sich am westlichen Rand des heutigen Illercanyons in den tiefeingeschnittenen, zur Iller ausgerichteten Tobeln erkennen. Die Datierungen limnischer Sedimente des Luiblingstobels (Kap. 5.1) liegen mit IRSL-Altern von 148 ± 59 ka bis 309 ± 46 ka im Bereich der Datierungsobergrenze der Methode und müssen daher vorsichtig interpretiert werden. Es kann daher mit Sicherheit nur ein präwürmzeitliches Alter abgeleitet werden. Die limnischen Sedimente der oberen limnischen Serie des Profils im Luiblingstobel zeigen den Zerfall oder eine Oszillation eines (risszeitlichen ?) Illergletschers an. Präwürmzeitliche Eisrandlagen (Altmoränen) und Schmelzwasserterrassen sind wenige Kilometer nördlich im Bereich des Grönenbacher Feldes überliefert (PENCK & BRÜCKNER 1901-09, SCHAEFER 1973; GLÜCKERT 1974; HABBE 1985, 1986; BECKER-HAUMANN 2002). In diesem Zusammenhang sind auch die deutlich höher gelegenen Deltaforesets zu erwähnen, die das Kemptener Becken umsäumen und nicht mit dem rekonstruierten spätglazialen Seespiegelstand des Kemptener Sees in Verbindung gebracht werden konnten (Kap. 6). Es ist denkbar, dass es sich hierbei z.T. um Relikte solcher frühen Seebildungsphasen handelt, die auf einen deutlich höheren Seespiegelstand ausgerichtet sind.

Mittleres Würm

Die nächst jüngere Seebildungsphase ist nach den Ergebnissen der OSL-Datierungen (Kap. 5.1) und der in Kap. 7.2 dargestellten Diskussion in das frühe OIS 3 zu stellen. Sie ist das Resultat eines zerfallenden Illergletschers, der zuvor im OIS 4 in das Alpenvorland vorgestoßen ist. Anhand der Lage der Profile Lau, Hof und Grä (Abb. 53 und 55) lässt sich indirekt ein möglicher Gletschervorstoß rekonstruieren der mindestens 23 km in das Alpenvorland reichte.

Im Vorfeld des zerfallenden Illergletschers werden klastische Rhythmite abgelagert, die dem klassischen Warvenzyklus im Sinne von DE GEER (1912) folgen (Kap. 4.2).

Durchgeführte Lagenzählungen und Vermessung der Lagendicke weisen daraufhin, dass diese Bänderschluffserien hohe Sedimentationsraten von ca. 3 bis 6 cm/a aufweisen.

Demnach leitet sich für die 12 m mächtigen Bänderschluiffe des Profils Hofen ein relativ kurzer Bildungszeitraum von ca. 200 bis 350 Jahren ab. Die weitere Entwicklung dieses Sees ist jedoch unklar. Einerseits ist es denkbar, dass der See im folgenden Interstadial weiter existierte und jüngere interstadiale Seeablagerungen abgelagert wurden, die mit dem hochwürmzeitlichen Eisvorstoß vollständig ausgeräumt wurden, andererseits ist auch eine relativ frühe Verlandung des Sees denkbar.

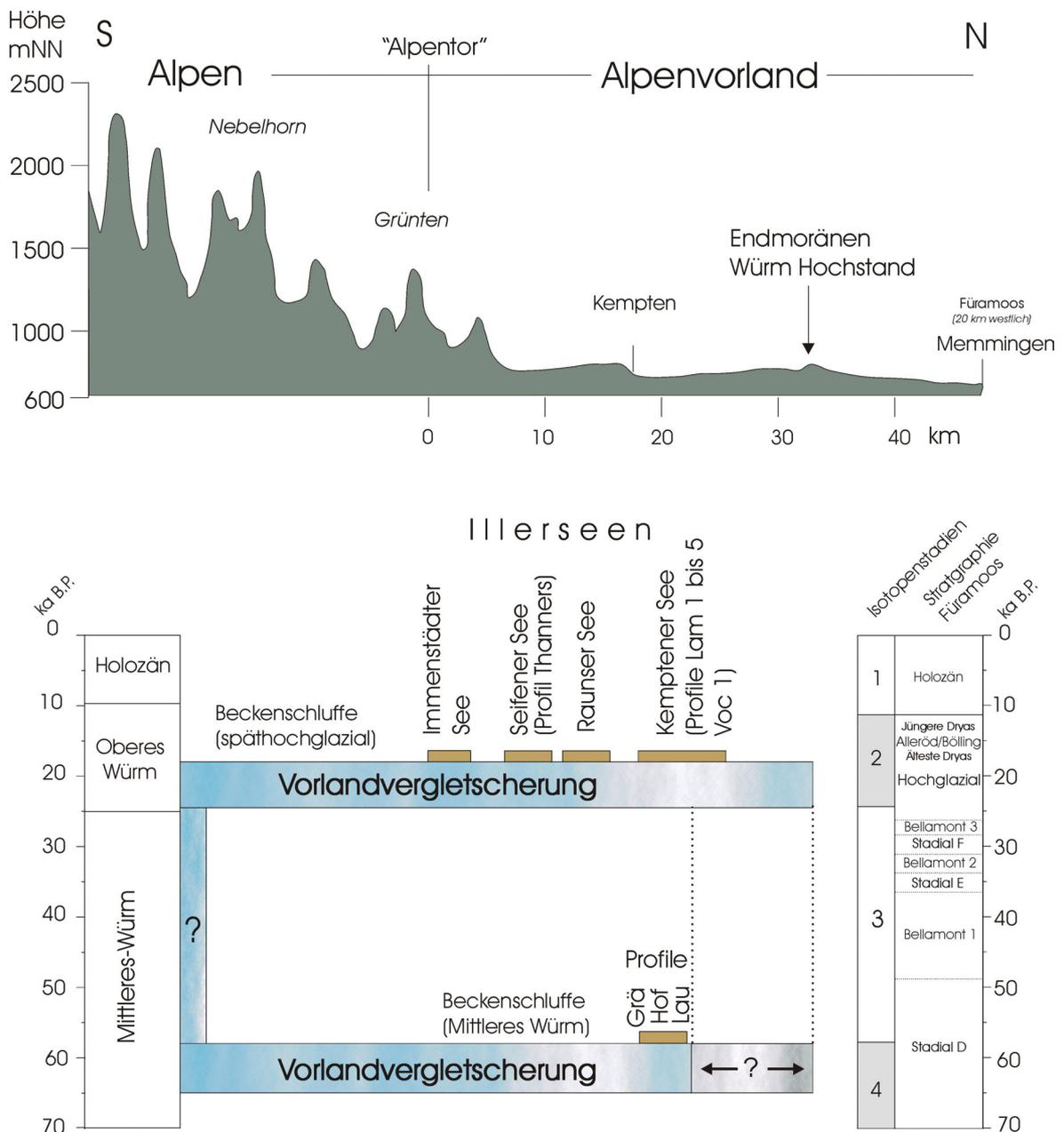


Abb. 55: Süd-Nord Profil der Allgäuer Alpen und des südlichen Alpenvorlandes mit Vorstoßweiten des mittel- und oberwürmzeitlichen Illergletschers, dessen Eiszerfall jeweils in den untersuchten Beckenschluiffprofilen dokumentiert ist. Stratigraphische Gliederung des 20 km westlich von Memmingen gelegenen Pollenprofils vom Füramoos nach MÜLLER et al. (2003). Isotopenstadien nach BASSINOT et al. (1994).

Informationen zur weiteren mittelwürmzeitlichen Klimaentwicklung im südwestdeutschen Alpenvorland lassen sich aus dem 35 km nordwestlich des Kemptener Beckens gelegenen Füramoos (MÜLLER et al. 2003) ableiten (Abb. 55). Demnach lässt sich für den weiteren Verlauf des Mittleren Würms bis zum Beginn des Hochglazials pollenanalytisch eine Abfolge **Interstadial (Bellamont 1)**-/-Stadial-/-**Interstadial (Bellamont 2)**-/-Stadial-/-**Interstadial (Bellamont 3)** nachweisen. In der terrestrischen Stratigraphie NW Europas treten im OIS 3 die Interstadiale Oerel bis Denekamp (BEHRE & LADE 1986) auf.

Oberes Würm / Spätwürm

In der Tiefseestratigraphie (IMBRIE et al. 1984) ist mit dem beginnenden OIS 2 eine Zunahme des globalen Eisvolumens abzuleiten, was im Alpenvorland mit dem Aufbau der hochwürmzeitlichen Vorlandvergletscherung bis zu den Maximalständen dokumentiert ist. Die Informationen über einzelne Phasen des Eisaufbaus sind im Alpenvorland nur spärlich vertreten. Für den deutschen und österreichischen Alpenraum ist der Beginn des Oberen Würm auf ca. 25 ka B.P. (konv.) festgelegt (CHALINE & JERZ 1984), der im Inntal (Österreich) mit dem Auftreten von hochglazialen Vorstoßschottern markiert ist, die im Hangenden der Bändertone von Baumkirchen zu finden sind (FLIRI et al. 1970, 1971, FLIRI 1973). KELLER & KRAYSS (1993, 1999) gehen in einer Modellvorstellung davon aus, dass im benachbarten Rheingletschergebiet der Vorstoß in die Vorlandbecken bei ca. 25 bis 22 ka B.P. (konv.) anzunehmen ist und das Maximum bei ca. 20 bis 18 ka B.P. (konv.) liegt.

Im Illertal ist davon auszugehen, dass der Illergletscher bei seinem Vorstoß zum Würmhochstand die mittelwürmzeitlichen Beckenschluffe zum Großteil ausgeräumt und in der Folge die nördlich davon gelegenen mittelwürmzeitlichen Eisrandlagen überfahren hat. Nach den eigenen Untersuchungen (Kap. 7.1) sind diese älteren „überfahrenen“ Eisrandlagen auf eine ca. 10 km breite Zone einzugrenzen, die südlich der Äußeren Jugendmoränen liegt (Abb. 53 und 55).

Der Eiszerfall vom Maximalstand bis zur Bildung des Kemptener Sees ist durch sieben (HABBE 1979, 1985, 1986) bis acht (ELLWANGER 1980 a, b, 1983) Eisrandlagen dokumentiert die zum Teil deutlichen Wiedervorstößen entsprechen und mit Terrassen im Illercanyon verknüpft werden können.

Mit dem weiteren Eiszerfall von den inneren Eisrandlagen (Dietmannsried-Phase) bis in die Alpentäler kommt es im entstehenden Kemptener See in der Folge zur Ablagerung von

Bändertonen und Schluffen, die in drei lithologische Einheiten untergliedert werden können (Kap. 4.1.1.1) und vergleichbare Merkmale mit klastischen Profilabschnitten rezenter perialpiner Seen aufweisen (Kap. 7.1).

In einer ersten Phase (Einheit 3) kommt es zur Bildung von dropstonereichen Bänderschluffen, die auf eine im Kemptener Becken liegende Gletscherfront hinweisen.

Mit Einheit 2 werden unregelmäßig gebänderte Beckentone abgelagert, die nach den Lagenuntersuchungen das Produkt einer ereignisdominierten Sedimentation innerhalb eines instabilen Seebeckens sind (Kap. 4.1.1.1). Vereinzelt klar definierte Lagenfolgen weisen auf hohe Mindestsedimentationsraten hin, die im Zentimeterbereich liegen und höchstwahrscheinlich in einem relativ kurzen Zeitraum von wenigen Jahrhunderten abgelagert wurden. Vergleichbare klastische Rhythmite treten in ähnlicher Charakteristik im benachbarten Bodensee-Untersee und Zürichsee bis ca. 17500 Jahre cal. B.P. auf und markieren den kollapsartigen Eiszerfall der Gletscher bis in die inneren Alpentäler.

Die Gegenüberstellung der drei limnischen Chronologien (Kemptener See, Bodensee, Zürichsee) mit den Sauerstoffisotopendaten des GRIP-Kerns (Kap. 7.1) zeigt, dass in dieser Phase in der vorläufigen INTIMATE Event-Stratigraphie (BJÖRCK et al. 1998) das weniger kalte Substadial GS2 b (19,5 bis 16,9 GRIP Jahre B.P.) dokumentiert ist und somit ein Zusammenhang mit dem Hauptzerfall der voralpinen Gletscher abzuleiten ist (Abb. 52).

Mit Einheit 1 kommt es im Profil Lamineten (Kemptener See) zu einer sprunghaften Abnahme der Sedimentationsrate, die vom Zentimeter- in den Millimeterbereich wechselt. In der Folge werden fein gebänderte (millimetergeschichtete) Rhythmite abgelagert, die als klastische Warven angesprochen werden und durch den Eintrag von äolischem Material geprägt sind (Kap. 4.1.1.1). Die Gesamtsedimentationsdauer dieser Einheit konnte anhand von Lagenzählungen auf knapp 1000 Jahre eingegrenzt werden (Kap. 4.1.1.2). Ein vergleichbarer markanter lithologischer Wechsel lässt sich in den klastischen Profilabschnitten des Bodensee-Untersees und des Zürichsees beobachten, der in beiden Seen zeitgleich auftritt. Als Ursache für die drastische Abnahme der Sedimentationsraten werden kurzfristige regionale und klimatische Veränderungen diskutiert (Kap. 7.1). Es wird ein Zusammenhang mit einem sprunghaften klimatischen Rückschlag vermutet, der in der GRIP Event-Stratigraphie (BJÖRCK et al. 1998) mit dem Wechsel zwischen den Substadialen GS 2b (19,5 bis 16,9 GRIP Jahre B.P.) zu GS 2a (16,9 bis 14,7 GRIP Jahre B.P.) dokumentiert ist (Abb. 52).

Für die Endphase des Kemptener Sees lässt sich aufgrund der GIS-gestützten Simulation unterschiedlicher Seespiegelstände (Kap. 6) ein maximaler Seespiegelstand rekonstruieren, der bei mindestens 675 m NN und höchstens 680 m NN gelegen hat.

Das Ende der limnischen Sedimentation im Kemptener See tritt nach HABBE (1986) mit der Einschneidung der Iller und dem Wechsel von Terrassenstufe Nr. 8 zu Nr. 9 ein.

Mit der folgenden spät- und postglazialen Erosion der Iller, die durch die Terrassen Nr. 9 bis Nr. 15 (HABBE 1986) dokumentiert ist, kommt es im zentralen Bereich des Kemptener Beckens zur teilweisen Ausräumung der spätglazialen Seeablagerungen. Hierbei werden auch die älteren mittelwürmzeitlichen Beckenschluffe der Profile Lau und Hof (Kap. 4.2) angeschnitten. Die Einschneidung der Iller zieht die Tieferlegung des Leubas mit sich, was in der Folge dazu führt, dass auch hier die älteren mittelwürmzeitlichen Beckenschluffe freigelegt werden, die im Profil an der Gräbelesmühle aufgeschlossen sind (Kap. 4.2). Aufgrund dieser komplexen Lagerungsverhältnisse treten heute im Gelände nebeneinander Sedimente (Beckenschluffe, Deltasedimente) verschieden alter Seebildungsphasen auf, die in der Vergangenheit einem einzigem spätglazialen Kemptener See zugeordnet wurden.

8 Literatur

- AITKEN, M.J. (1985): Thermoluminescence dating.- Academic Press, 359 S.
- AITKEN, M.J. (1998): An introduction of optical dating.- Oxford University Press, 267 S.
- AITKEN, M.J. & XIE, J. (1992): Optical Dating using infrared diodes: Young samples.- Quaternary Science Reviews, **11**: 147-152.
- ASHLEY, G.M. (1975): Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut.- In: JOPLING A.V. & McDONALD, B.C. (Hrsg.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 23: 304-320.
- ASHLEY, G.M. (1995): Glaciolacustrine environments. In: MENZIES J. (Hrsg.): Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments.- Butterworth-Heinemann, Oxford: 417-444.
- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würemzeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern.- Eiszeitalter und Gegenwart, **29**: 49-61.
- BADER, K. (1987): Geophysikalische Untersuchungen.- Unveröffentlichtes Manuskript für einen Beitrag zu den Erläuterungen der Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 8227 Kempten, 2 S.
- BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKELTON, N.J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of Brunhes-Matuyama reversal.- Earth and Planetary Science Letters, **126**: 91-108.
- BAYFORKLIM (1996): Klimaatlas von Bayern.- Bayerischer Klimaforschungsverbund, 48 S.
- BECKER-HAUMANN, R. (2002): Ein neues Konzept für das drittletzte Glazial (Mindel-Glazial) im bayerischen Alpenvorland.- Z. geol. Wiss., **30**: 173-190.
- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf.- Eiszeitalter und Gegenwart, **36**: 11-36.
- BENNET, M.R. & GLASSER N.F. (1996) Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms.- J. Wiley & Sons Ltd., 376 S.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J.C., CWYNAR, L., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group.- Journal of Quaternary Science, **13** (4): 283-292.

- BRAUER, A. & CASANOVA, J. (2001): Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps.- *Journal of Paleolimnology*, **25**: 163-177.
- BRUTSCHER, P. (1975): Glazialgeomorphologische Probleme im Bereich des würmzeitlichen Illergletschers.- Unveröffentlichte Zulassungsarbeit zur wissenschaftlichen Prüfung für das Lehramt an Gymnasien, 52 S.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, Stratotypen des Würmglazials.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**: 185-206.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJØRNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.- *Nature*, **364**, 218-220.
- DE GEER, G. (1912): A Geochronology of the last 12000 years.- *Compte Rendu XI du Congr. Geol. Intern.*, Stockholm 1910: 241-253.
- DREIMANIS, A. (1979): The problem of the waterlain tills.- In: SCHLUECHTER, Ch. (Hrsg.): *Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification*: 167-177.
- DULLER, G.A.T. (1996): Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments.- *Progress in Physical Geography*, **20**: 127-145.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland.- 427 S.
- EDMONDSON, W.T. & ALLISON, D.E. (1970): Recording densitometry of X-radiographs for the study of cryptic laminations in the sediment of Lake Washington.- *Limnology and Oceanography*, **15**: 138-144.
- EICHER, U. (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente.- *Geographica Helvetica*, **1987**: 99-104.
- ELLWANGER, D. (1980 a): Die Terrassen der Iller zwischen Memmingen und Kempten.- *Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart, N.F.*, **76**: 127 -167.
- ELLWANGER, D. (1980 b): Die Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers.- *Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart, N.F.*, **76**: 93-126.
- ELLWANGER, D. (1983): Der Rückzug des würmzeitlichen Iller-Vorlandgletschers.- *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F.*, **65**: 291-306.

- FLIRI, F. (1973): Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung; Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol).- Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement, **16**: 1-14.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W. (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würmvereisung der Alpen.- Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **6**: 5-35.
- FLIRI, F., HILSCHER, H. & MARKGRAF, V. (1971): Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol).- Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **7**: 6-24.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique.- Ancient TL, **14**: 15-17.
- GERMAN, R. (1959): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal.- Geologica Bavarica, **43**: 3-73.
- GIOVANOLI, F. (1979): Die Remanente Magnetisierung von Seesedimenten.- Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETH Zürich und der Universität Zürich, N.F. **230**: 1-200.
- GLÜCKERT, G. (1974): Mindel- und risszeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers.- Eiszeitalter und Gegenwart, **25**: 96-106.
- GRAUL, H. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet.- Geologica Bavarica, **18**: 13-48.
- GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern, ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns.- Geologica Bavarica, **80**: 5-64.
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern.- Geologica Bavarica, **84**: 21-40.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet).- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **189**: 81-117.
- HABBE, K.A. (1979): Considerations on the relation between landforms, sediments and genesis at ice margins of the Würm Maximum.- Based on a geomorphological mapping in the area of the former Iller Glacier (Allgäu/Bavaria). In: SCHLÜCHTER, Ch. (Hrsg.): Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification: 121-126.

- HABBE, K.A. (1985): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 18, 8127 Grönenbach, 80 S.
- HABBE, K.A. (1986): Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I), Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen.- Erlanger Geographische Arbeiten, **47**: 366-479.
- HABBE, K. A. (1989): On the origin of the drumlins of the South German Alpine Forland.- Sedimentary Geology, **62**: 357-369.
- HENDL, M. (1966): Grundriss einer Klimakunde der deutschen Landschaften.- Teubner Verlagsgesellschaft, 95 S.
- HORMES, A., KARLÉN, W., POSSNERT, G. (im Druck): Radiocarbon dating of palaeosol components in moraines in Lapland, northern Sweden.- Quaternary Science Reviews.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.D.; MARTINSON, D.G., MC INTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.- In: BERGER, A.L., IMBRIE, J., HAYS, J., KULKA, G., SALZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and climate, Part I: 269-305.
- JERZ, H. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000, Blatt Nr. 8327 Buchenberg. - Bayerisches Geologisches Landesamt, 181 S.
- JERZ, H. (1979): Das Wolfratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung.- Eiszeitalter und Gegenwart, **29**: 63-69.
- JOHNSEN, S., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N., HANSSON, M., JONSSON, P. STEFFENSEN, J.P. & SVEINBJØRNSDOTTIR, A.E. (1992): A 'deep' ice core from East Greenland.- Meddelelser om Grønland, Geoscience, **29**: 22 S.
- JUNGE, F.W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete.- Ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises.- Altenburger naturwissenschaftliche Forschungen, **9**: 1-210.
- JUNGE, F.W. & MAGNUS, M. (1994): Dünnschliffherstellung an gewarpten tonigen Sedimenten am Beispiel der Bändertone aus der Leipziger Tieflandsbucht.- Der Präparator **40**: 33-41.
- KELLENBERGER, M. (1924): Der Iller-Vorlandgletscher und seine Auswirkungen in der Umgebung von Kempten.- Geologisches Archiv, **3**: 295-314.
- KELLENBERGER, M. (1928): Aus dem Eiszeitalter und der Umgebung der Stadt Kempten.- Allgäuer Geschichtsfreund, N.F., **28**: 1-38.

- KELLENBERGER, M. (1931): Neues vom Kemptener spätglazialen Stausee.- Heimgarten, **15** (5): 17-18.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1993): The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last Alpine Glaciation.- Quaternary International, **18**: 15-27.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1999): Quartärgeologie zwischen Bodensee und Säntis (Ostschweiz).- Physische Geographie, **39**: 1-50.
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, CH. (1999): Paleoclimatic interpretation of the early Late-glacial glacier in the Gschnitz valley, central Alps, Austria.- Annals of Glaciology, **28**: 135-140.
- KNAUER, J. (1937): Widerlegung der Einwendungen K. Troll's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit.- Mitteilungen der geographischen Gesellschaft München, Bd. **XXX**: 1-37.
- KOIVISTO, E. & SAARNISTO, M. (1978): Conventional radiography, xeroradiography, tomography, and contrast enhancement in the study of laminated Sediments. Preliminary report.- Geografiska Annaler, **60 A**: 55-61.
- KÖPPEN, W. & WEGENER, A. (1924): Die Klimate der geologischen Vorzeit.- Borntraeger, 256 S.
- KUENEN, P.H. & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding.- Journal of Geology, **58**: 91-127.
- LAMBERT, A.M. & HSÜ, K.J. (1979): Varve-like sediments of the Walensee, Switzerland. - In: SCHLUECHTER, Ch. (Hrsg.): Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification: 287-294.
- LAMOUREUX, S.F. & BRADLEY, R.S. (1996): A late Holocene varved sediment record of environmental change from northern Ellesmere Island, Canada.- Journal of Paleolimnology, **16**: 239-255.
- LEEMANN, A. (1993): Rhythmite in alpinen Vorgletscherseen - Warvenstratigraphie und Aufzeichnung von Klimaveränderungen.- Dissertation ETH- Zürich Nr. **10386**, 125 S.
- LEEMANN, A. & NIESSEN, F. (1994 a): Varve formation and climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data.- The Holocene, **4**: 1-8.
- LEEMANN, A. & NIESSEN, F. (1994 b): Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: Reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments.- The Holocene, **4**: 259-268.

- LEEMANN, A., NIESSEN, F. & STURM, M. (1992): Rhythmite in alpinen Vorgletscherseen, Warvenstratigraphie und Speicherung von Klimainformationen.- Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, **12**: 2963-2976.
- LEONARD, E.M. (1986): Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation.- Quaternary Research, **25**: 199-214.
- LISTER, G.S. (1984 a): Lithostratigraphy of Zübo sediments.- Contributions to Sedimentology, **13**: 31-58.
- LISTER, G.S. (1984 b): Deglaciation of the Lake Zurich area: a model based on the sedimentological record.- Contributions to Sedimentology, **13**: 177-185.
- LISTER, G.S. (1988): A 15,000-Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland.- Quaternary Research, **29**: 129-141.
- MANGERUD, J., DOKKEN, T.M., HEBBELN, D., HEGGEN, B., INGÓLFSSON, O., LANDVIK, J.Y., MEJDAHL, V., SVENDSEN, J.I. & VORREN, T.O. (1998): Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet the last 150 000 years.- Quaternary Science Reviews, **17**: 11-42.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. - In: RICHMOND, G.M., (Hrsg.): Glaciations of the Alps. Boulder, CO, University of Colorado, INQUA International Congress.- Series in Earth Science, **7**: 143-165.
- MEHL, J. & MERKT, J. (1992): X-ray radiography applied to laminated lake sediments. In: SAARNISTO, M., KAHRA, A. (Hrsg.): Laminated sediments: proceedings of the workshop at Lammi Biological Station, 4-6 June 1990.- Geological Survey of Finland, Special Paper **14**, 77-58.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählung von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen.- Acta Hydrobiologica, **69**: 145-154.
- MERKT, J. & STREIF, H. (1970) Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente.- Geologisches Jahrbuch, **88**, 137-148.
- MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, F., GELLERT, J., NEEF, E., MÜLLER-MINY, H. & SCHULTZE, J.H. (1953-62): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands.- 2 Bände, 1339 S.
- MOSCARIELLO, A. (1996): Quaternary Geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland): Sedimentary Record, Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic Reconstruction since the Last Glacial Cycle.- Université de la Genève, Section de la Terre, Thèse Nr. **2812**, 230 S.

- MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. (1988): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and River Inn.- *Geologische Rundschau*, **77**: 787-797.
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland.- *Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten*, **D7**: 1-118.
- MÜLLER, U.C., PROSS, J., & BIBUS, E., (2003): Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the last 135,000 years: Evidence from a new long pollen record.- *Quaternary Research*, **59**: 235-245.
- NESJE, A., KVAMME, M., RYE, N., LØVLIE, R. (1991): Holocene glacial and climate history of Jostedalbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits.- *Quaternary Science Reviews*, **10**: 87-114.
- NIESSEN, F. (1987): Sedimentologische, geophysikalische und geochemische Untersuchungen zur Entstehung und Ablagerungsgeschichte des Luganersees (Schweiz).- *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETH Zürich und der Universität Zürich, N.F.*, **268**: 1-332 S.
- NIESSEN, F. & STURM, M. (1991): Lithologische Gliederung und Genese der spät- und postglazialen Sedimente des Bodensee-Untersees.- *Berichte der Römisch-Germanischen Kommission*, **71** (1): 248-258.
- NIESSEN, F., LISTER, G., GIOVANOLI, F. (1992): Dust transport and palaeoclimate during the Oldest Dryas in Central Europe, implications from varves (Lake Constance).- *Climate Dynamics*, **8**: 71-81.
- OJALA, A.E.K. (2001): Varve lake sediments in southern and central Finland: Long varve chronologies as a basis for Holocene palaeoenvironmental reconstructions.- *Geological Survey of Finland*, 41 S.
- ØSTREM, G. & OLSEN, H.C. (1987): Sedimentation in a glacier lake.- *Geografiska Annaler* **69 A**: 123-138.
- PEACH, P.A. & PERRIE, L.A. (1975): Grain-size distribution within glacial varves.- *Geology*, **3**: 43-46.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-09): *Die Alpen im Eiszeitalter*. - 1199 S.
- PERKINS, J.A, SIMS, J.D. (1983): Correlation of Alaskan varve thickness with climatic parameters, and use in paleoclimatic reconstruction.- *Quaternary Research*, **20**: 308-321.
- PESCHKE, P. (1983): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland.- *Geologica Bavarica*, **84**: 69-99.

- PRESCOTT, J. & ROBERTSON, G. (1997): Sediment dating by luminescence: a review.- *Radiation Measurements*, **27**: 893-922.
- PREUSSER, F. (1999): Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente - Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland.- *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **3**: 62 S.
- PREUSSER, F. & KASPER, H.U. (2001): Comparison of dose rate determination using high-resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma-mass spectrometry.- *Ancient TL*, **19**: 17-21.
- REISSINGER, A. (1913): Die Seen des Illergebietes.- *Mitteilungen der geographischen Gesellschaft München*, **8**: 464-482.
- RIDGE, J.C. & LARSEN, F.D. (1990): Re-evaluation of Antevs' New England varve chronology and new radiocarbon dates of sediments from glacial Lake Hitchcock.- *Geological Society of America Bulletin*, **102**: 889-899.
- RINGBERG, B. & ERLSTRÖM, M. (1999): Mikromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden.- *Catena*, **35**: 147-177.
- RUST, B.R. (1977): Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash.- *Canadian Journal of Earth Science*, **14**: 175-184.
- SAARNINEN, T. & SAARNISTO, M. (1998): Järvisedimenttien nopea dokumentointi röntgenkuvauksella.- *Geologi*, **50**: 119-123.
- SCHAEFER, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz.- *Abhandlungen des Naturkunde und Tiergartenvereins Schwaben*, **2**: 1-148.
- SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet, Stellungnahme zu den Ausführungen H. Graul's.- In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: *Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet*.- *Geologica Bavarica*, **18**: 49-112.
- SCHAEFER, I. (1973): Das Grönenbacher Feld, Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **23/24**: 168-200.
- SCHOLZ, H. & PETER, I. (1995): Sedimente und Sedimentationsgeschichte des späthochglazialen „Kemptener Sees“ (Würmglazial, Südwest-Bayern).- *Geologica Bavarica*, **99**: 187-222.
- SCHOLZ, H. & ZACHER, W. (1983): Quartär und Molasse östlich von Kempten (Exkursion A am 5. April 1983).- *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F.*, **65**: 17-23.

- SCHUMANN, W. (1969): Geochronologische Studien in Oberbayern auf der Grundlage von Bändertonen.- Bayerische Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen, N.F., **134**: 98 S.
- SCHWALB, A. (1992): Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz): Rekonstruktion spät- und postglazialer Klima- und Umweltveränderungen.- Dissertation, Université de Neuchâtel, 138 S.
- SCHWERD, K., DOPPLER, G. & UNGER, H. J. (1996): Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken.- In: FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000: 141-149.
- SIMON, L. (1926): Der Rückzug des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers.- Mitteilungen der geographischen Gesellschaft München, **19** (2): 1-37.
- SMITH, N.D. (1978): Sedimentation processes and patterns in a glacier-fed lake with low sediment input.- Canadian Journal of Earth Science, **15**: 741-756.
- SMITH, N.D. (1981): The effect of changing sediment supply on sedimentation in a glacier-fed lake.- Arctic and Alpine Research, **13** (1): 75-82.
- SOBISCH, H.G. (2000): Ein digitales räumliches Modell des Quartärs der GK 25 Blatt 3508 Nordhorn auf Basis vernetzter Profilschnitte.- Shaker Verlag, 113 S.
- SPROWL, D.R. (1993): On the precision of the Elk Lake varve chronology.- In: BRADBURY, J.P. & DEAN, W.E. (Hrsg.): Lake Elk, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the North-Central United States, Bradbury.- Geological Society of America Special Paper, **276**: 69-74.
- STEPP, R. (1953): Zur Talgeschichte der mittleren Iller.- Geologica Bavarica, **19**: 168-185.
- STURM, M. (1979): Origin and composition of clastic varves.- In: SCHLUECHTER, Ch. (Hrsg.): Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification: 281-285.
- STURM, M. & MATTER, A. (1972): Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee.- Eclogae geologica Helvetica, **65/3**: 563-590.
- STURM, M. & MATTER, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents.- Special Publications International Association of Sedimentologists, **2**: 147-168.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 566 S.
- WESSELS, M. (1995) Bodensee-Sedimente als Abbild von Umweltveränderungen im Spät- und Postglazial.- Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, **66**: 105 S.

- WESSELS, M. (1998): Late-Glacial and postglacial sediments in Lake Constance (Germany) and their palaeolimnological implications.- *Archiv für Hydrobiologie, Advances in Limnology*, **53**: 411-449.
- WINTLE, A. (1997): Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols.- *Radiation Measurements*, **27**: 769-817.
- WOHLFARTH-MEYER, B. (1990): Der Solothurnersee: Ein geologischer Mythos.- In: SCHIBLER, J. SEDLMEIER, J. & SPYCHER, H. (Hrsg.): *Festschrift für H. R. Stampfli.- Beiträge zur Archäozoologie, Archäologie, Anthropologie, Geologie und Paläontologie*: 319-325.
- WOLF, U. (1994): Nähr- und Schadstoffbelastung kleiner Seen in Baden-Württemberg unter Berücksichtigung der Sedimentationsgeschichte. Die Rolle der kleinen Stehgewässer im regionalen Verbund.- Cuvillier Verlag, 178 S.
- ZHAO, X.F. & HSÜ, K.J. (1984): Grain size analyses of Zübo sediments.- *Contributions to Sedimentology*, **13**: 75-86.
- ZHAO, X.F., HSÜ, K.J. & KELTS, K. (1984): Varves and other laminated sediments of Zübo.- *Contributions to Sedimentology*, **13**: 161-176.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente.- *Relief, Boden, Paläoklima*, **13**: 176 S.

9 Dank

Bei meinem Doktorvater Prof. Dr. Wolfgang Boenigk möchte ich mich für das stetige Interesse am Fortgang der Arbeit und für das Vertrauen bedanken, das er mir bei der Gestaltung der vorliegenden Arbeit entgegengebracht hat. Zudem wurde die vorliegende Arbeit mit einer Stelle als wissenschaftliche Hilfskraft in der Abteilung Quartärgeologie unterstützt.

Eine wichtige Unterstützung in fachlichen und organisatorischen Fragen habe ich von Dr. Raimo Becker-Haumann erhalten. Außerdem bedanke ich mich für die langjährige freundschaftliche Zusammenarbeit.

Meinem ehemaligen Zimmerkollegen Dr. Frank Preusser (Universität Bern) danke ich ganz besonders für das Interesse an meiner Arbeit, das sich in den zahlreichen OSL-Datierungen, Geländebegehungen sowie der Durchsicht des Manuskripts äußerte.

Dr. Hans-Georg Sobisch führte mich in die Anwendung seiner neu entwickelten 3-D Modellierungssoftware GSI 3D ein und stellte mir diese auch zu Verfügung. Die Konstruktion räumlich vernetzter Profilschnitte konnte mein Vorstellungsbild zur Verbreitung der limnischen Sedimente entscheidend erweitern.

Bei Prof. Dr. Ernst Brunotte (Geographisches Institut der Universität Köln) möchte ich mich für die großzügige Bereitstellung der Nordmeyer Bohrraube bedanken.

Prof. Dr. Karl Albert Habbe (Universität Erlangen) hat mir eine geomorphologische Manuskriptkarte des Illergletschergebietes überlassen, die im Gelände wichtige Dienste leistete.

Bei Dr. med. Markus Zähringer (Institut und Poliklinik für Radiologische Diagnostik der Universität Köln) möchte ich mich für die ersten Experimente zur Herstellung von Radiographien bedanken. Diese waren eine wichtige Grundlage für die weitere Anwendung der Methode.

Dr. Bernhard Diekmann und Dr. Hannes Grobe ermöglichten es mir am Alfred-Wegener Institut, Bremerhaven selbstständig große Mengen an Radiographien anzufertigen. Für die großzügige Bereitstellung der Gerätschaften und Verbrauchsmaterialien bedanke ich mich ganz besonders.

Bei Dr. Anne Hormes (Ängströmlaboriet, Uppsala) bedanke ich mich für die durchgeführten AMS ¹⁴C Datierungen.

Die Körnungsanalysen konnten mit dem Laser-Partikelzähler des Geologischen Instituts der Universität Bonn durchgeführt werden. Für die Nutzung der Anlage möchte ich mich bei Dr. Sven-Oliver Franz und den Laboranten bedanken.

Bei unserer pensionierten Laborantin Frau Marlies Schwedler-Schleicher möchte ich mich für die Hilfe bei den Laborarbeiten bedanken, die wir häufig zusammen in Teamarbeit durchgeführt haben.

Ralf Bäuml (Präparator des Geologischen Instituts) half mir mit zahlreichen Tipps bei der Herstellung der Dünnschliffe und rettete mit hoher Improvisationskunst so manchen Schliff.

Herr Wolfgang Mackoviack (Universität Köln) hat die Aufnahmen mit dem Raster-elektronenmikroskop durchgeführt, wofür ich mich bedanke.

Bei Herrn Scheidt und Mitarbeitern (Feinmechanische Werkstatt des Mineralogischen Instituts) bedanke ich für die fachgerechte Herstellung der beiden selbst konstruierten Bohrsonden sowie für die Anfertigung weiterer nützlicher Laborgeräte.

Dr. Markus Klein und Mitarbeiter (Mineralogisches Institut der Universität Köln) haben die RFA-Analysen durchgeführt, wofür ich mich bedanke.

Bei Herrn Christoph Mühlbacher (Bohrarchiv des Bayerisches Geologisches Landesamtes, München) und Herrn Bader (Abwasserverband Kempten) bedanke ich mich für die Bereitstellung der zahlreichen Archivbohrdaten.

Besonderen Dank möchte ich den Studenten, des Geologischen und des Geographischen Instituts der Universität Köln aussprechen, die mir bei den Bohrarbeiten geholfen haben.

Meinen Zimmerkollegen Eva Marie Hagedorn und Hans Axel Kemna, sowie meiner früheren Kollegin Dr. Anja Zander (Universität Marburg) danke ich für die langjährige sehr gute Zusammenarbeit.

Bei meinem Bruder Kai bedanke ich mich für die Hilfe bei der Durchführung der letzten Bohrungen (Lam 3, Lam 4 und Lam 5), die für das Gelingen dieser Arbeit von besonderer Wichtigkeit waren.

Und abschließend gilt ein großer Dank meinen Eltern, die mich während meiner gesamten Studienzeit in allen Belangen unterstützt haben.

10 Anhang

Tab. 8: Verzeichnis der in Kap. 4 näher untersuchten Profile und Bohrungen. Diese wurden auch als Stamm- und Schichtdateien für die 3D Modellierung benötigt (Kap. 3).

Bohrung oder Aufschluss	Rechtswert	Hochwert	GOK [m NN]	Mächtigkeit [m NN]	Beschreibung
Lam1	3593727	5295122	671	12	Kernbohrung
Lam2	3593611	5295335	660	9,2	Kernbohrung
Lam3	3593726	5295124	671	7	Kernbohrung, überlappend gebohrt
Lam4	3593737	5295120	671	6	Kernbohrung, überlappend gebohrt
Lam5	3593860	5295218	671	8	Kernbohrung, überlappend gebohrt
Voc1	3594470	5295077	666	12,4	Kernbohrung
Lau	3597448	5293694	668	3,1	Aufschluss, Baugrube
Hof	3597596	5293452	670	12	Kernbohrung
Grä	3598485	5293202	680	3 bzw. 25*	Aufschluss, Profilwand (* SCHOLZ & PETER 1995)
Lui (A)	3592712	5297220	669	22	Aufschluss, Profilwand
Lui (B)	3592801	5297057	n.B.	9	Aufschluss, Profilwand
Th	3595026	5275079	709	15	Kernbohrung

Tab. 9: Verzeichnis der aufgenommenen Profile, die eine Mächtigkeit von > 2 m aufweisen. Diese bilden als Stamm- und Schichtdateien die Grundlage für die 3D Modellierung (Kap. 3).

Bohrung oder Aufschluss	Rechtswert	Hochwert	GOK [m NN]	Mächtigkeit [m NN]	Beschreibung
D1	3596061	5296648	675	7	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D2	3596066	5296649	675	7,5	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D3	3596031	5296643	675	8	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D4	3596070	5296650	675	7,5	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D5	3595996	5296641	675	9	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D6	3596210	5296672	678	5	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D7	3596133	5296659	677	6	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D8	3596119	5296656	676	6,5	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D9	3596046	5296646	675	7	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D10	3595915	5296715	676	4	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D11	3595926	5296709	676	10	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D12	3595956	5296672	675	4,5	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D13	3595910	5296748	675	3	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Gefällmühle; Abb. 56
D14	3595912	5296610	678	10	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Dietmannsried
D15	3595797	5296655	674	14	Str.-Neubau, Verb. Schwarzenbach- Dietmannsried
D16	3596665	5296326	664	8	Str.-Neubau, Verb. Dietmannsried -Gefällmühle
D17	3596639	5296408	672	5,5	Str.-Neubau, Verb. Dietmannsried -Gefällmühle
D18	3596899	5296630	680	2,5	Str.-Neubau, Verb. Dietmannsried -Gefällmühle
C1	3599104	5290731	688	14	Aufschluss, Telekom Gebäude Ursulasried Süd (Top)
C2	3599052	5290698	679	4	Aufschluss, Telekom Gebäude Ursulasried Süd (Top)
C3	3599281	5290624	680	6	Baugrube, ehemaliges Fabrikgelände Ursulasried Süd
C4	3599185	5288184	664	4	Baugrube, ca. 150 m ne´ KE- Burghalde (Deltaforesets)
C5	3597758	5289280	680	10	Aufschluss, Rottachtal

Tab. 10: Verzeichnis der ausgewählten Archivbohrdaten (Mächtigkeit > 2 m) des GLA München und des Abwasserverbandes Kempten. Diese bilden als Stamm- und Schichtdateien die Grundlage für die 3D Modellierung (Kap. 3).

Bohrung oder Aufschluss	Rechtswert	Hochwert	GOK [m NN]	Mächtigkeit [m NN]	Beschreibung
FB1	3599150	5288380	658.8	26,7	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB2	3598600	5288180	676	38	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB3	3598630	5286130	707.58	20	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB4	3598640	5287192	699.17	17,7	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB5	3598514	5288659	669.24	10,25	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB6	3598504	5288638	669.25	10,25	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB7	3596080	5295880	654.03	10	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB8	3596130	5295870	653.25	10	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB9	3598387	5289664	665.05	9	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB10	3598385	5289664	664.92	8	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB11	3599150	5291200	686.3	9	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB12	3598610	5287190	701.3	13	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB13	3599300	5288030	664.4	10,3	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB14	3599510	5288200	681.069	128	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB15	3599320	5288970	691.05	11	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB16	3598950	5288580	663.43	12,8	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB17	3598940	5288390	664.56	25	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB18	3599147	5288073	691.36	30	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB19	3597512	5292769	662.05	9	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB20	3596710	5297250	675	139	Bohrung, Bohrarchiv GLA München (Spülbohrung)
FB21	3598839	5288791	662	9	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB22	3598707	5289096	661.67	9,2	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB23	3598647	5289344	661.16	9	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB24	3598549	5289540	662.21	10	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB25	3597285	5294785	651.6	10	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB26	3597507	5294744	669.9	15	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB27	3597598	5294717	669.47	15	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB28	3597688	5294731	670.5	9	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB29	3597770	5294684	670.2	15	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB30	3597871	5294648	670	13	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB31	3597906	5294529	668.4	12,25	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB32	3598077	5294496	665	13	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB33	3598112	5294367	665	8	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB34	3599120	5287090	696.55	14	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB35	3599300	5287550	669.09	10	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB36	3598730	5288340	690	42	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB37	3599710	5289510	702	5,2	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB38	3593519	5294908	664	140	Laufzeitmessung, Bohrarchiv GLA München
FB39	3599290	5291750	689.17	14,5	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB39b	3599470	5291690	688.77	18	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB40	3598760	5289660	659.32	19	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB41	3598830	5289730	659.59	15,4	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB42	3598810	5289740	659.42	15,2	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB43	3596998	5291622	684.04	40	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB44	3596659	5291832	687.22	44	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
FB45	3597297	5291133	675.82	29	Bohrung, Bohrarchiv GLA München
KB4.89	3595407	5294494	666,69	15	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB3.89	3595413	5294476	666,7	20	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB2.89	3595428	5294440	666,71	25	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB4.87	3595475	5294445	659.94	25	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB3.87	3595515	5294447	653,96	25	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB5.89	3595551	5294449	650,62	12	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB1.87	3595602	5294433	649,46	25	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB1.89	3595596	5294528	648,28	20	Bohrung, Abwasserverband Kempten
KB2.87	3595535	5294496	649,13	25	Bohrung, Abwasserverband Kempten

Tab. 11: Korngrößenverteilung und Karbonatgehalt des Gesamtprofils Lam (Bohrung Lam 1 und Lam 2).

Teufe [cm]	Median [µm]	T [%]	fU [%]	mU [%]	gU [%]	fS [%]	Karbonat [%] TS	Teufe [cm]	Median [µm]	T [%]	fU [%]	mU [%]	gU [%]	fS [%]	Karbonat [%] TS
152-154	9,614	17	20	47	16	0	28	1046-1048	2,448	42	40	17	1	0	26,8
194-196	12,083	12	18	44	24	2	29,2	1088-1090	2,218	46	42	12	0	0	28,4
270-272	13,186	12	16	41	26	5	27,6	1188-1190	2,321	45	41	14	0	0	28,8
294-296	9,258	16	22	44	18	0	28,4	1278-1280	2,358	41	44	15	0	0	29,1
352-354	8,741	17	22	45	16	0	23,6	1378-1380	2,335	43	38	18	1	0	29,2
394-396	7,347	19	26	36	18	1	26,8	1478-1480	2,278	44	41	14	1	0	33
452-454	4,446	29	30	32	9	0	20,8	1538-1540	2,288	44	39	16	1	0	25,2
588-590	4,482	29	29	34	8	0	19,6	1578-1580	2,208	47	38	14	1	0	30
594-596	2,596	40	43	17	0	0	25,6	1588-1590	2,288	44	39	16	1	0	26,3
652-654	2,066	49	41	10	0	0	28	1638-1640	1,946	50	45	5	0	0	26,5
694-696	2,287	45	41	14	0	0	27,6	1678-1680	5,298	25	33	27	14	1	32,5
752-754	2,43	42	45	13	0	0	27,2	1748-1750	3,038	31	40	25	4	0	31
788-790	2,173	47	41	12	0	0	23,6	1778-1780	6,093	22	28	37	13	0	32,9
852-854	2,412	42	40	18	0	0	25,5	1838-1840	14,86	13	18	29	29	11	29,6
888-890	2,714	37	51	12	0	0	25,6	1878-1880	8,62	16	24	33	16	11	28,4
952-954	2,723	38	39	21	2	0	24,4	1898-1900	15,5	14	17	34	23	14	32,4
988-990	2,671	39	39	20	2	0	28								

Tab. 12: Korngrößenverteilung und Karbonatgehalt des Profils Voc 1.

Teufe [cm]	Median [µm]	T [%]	fU [%]	mU [%]	gU [%]	Karbonat [%] TS	Teufe [cm]	Median [µm]	T [%]	fU [%]	mU [%]	gU [%]	Karbonat [%] TS
48-50	2,603	40	40	18	2	26,8	698-700	2,19	46	41	12,5	0,5	27,6
98-100	2,673	38	42	19	1	28,4	715-717	2,289	44	41	14	1	26,4
140-142	2,426	40	52	8	0	28,4	740-742	2,43	39	42	17	2	27,8
184-186	2,317	44	41	14,5	0,5	29,5	790-792	1,885	54	39	7	0	27,5
240-242	2,864	37	39	21	3	26,4	840-842	2,708	42	44	14	0	27,5
298-300	2,418	42	42	16	0	24	920-922	2,671	38	42	19,5	0,5	25,8
340-342	2,832	37	40	21	2	23,4	980-982	3,439	30	40	28	2	24,8
398-400	2,534	40	44	16	0	26,4	1040-1042	2,86	36	42	21	1	28,4
432-434	2,72	37	45	17,6	0,4	26,8	1100-1102	2,265	44	42	14	0	24,8
480-482	2,697	36	47	16	1	26,8	1140-1142	2,512	42	42	16	0	26,4
540-542	2,677	38	42	18	2	24,6	1180-1182	2,465	41	42	16	1	27,5
598-600	2,658	38	44	17	1	28,2	1198-1200	2,449	41	42	16	1	28
640-642	2,722	37	42	19	2	27,9							

Tab. 13: Korngrößenverteilung und Karbonatgehalt der Bohrung Hof.

Teufe (cm)	Median (μm)	T (%)	fU (%)	mU (%)	gU (%)	Karbonat (%) TS	Teufe (cm)	Median (μm)	T (%)	fU (%)	mU (%)	gU (%)	Karbonat (%) TS
108-110	4,589	25	36	38	1	28,8	752-754	6,684	21	26	43	10	31
194-196	7,469	17	21	51	11	30,8	794-796	4,837	26	31	37	6	27,2
270-272	4,61	27	33	38	2	29,6	864-866	3,488	32	38	30	0	28,4
352-354	7,771	16	25	53	6	30,8	894-896	3,552	31	39	29	1	27,6
394-396	5,442	22	30	43	5	30	952-954	5,333	24	30	42	4	26,4
452-454	4,578	26	34	37	3	29,2	994-996	4,393	27	35	37	1	26,4
494-496	6,476	21	27	44	8	27,6	1052-1054	3,399	33	37	29	1	26
558-560	4,605	26	34	36	4	29,2	1094-1096	3,499	34	32	32	2	26,4
594-596	5,012	25	31	40	4	31,8	1164-1166	4,067	29	35	34	2	29,2
658-660	4,998	25	31	40	4	28	1194-1196	4,02	30	34	33	3	26,4
694-696	4,201	28	41	29	2	29,2							

Tab. 14: Korngrößenverteilung und Karbonatgehalt der Bohrung Thanners.

Teufe (cm)	Median (μm)	T (%)	fU (%)	mU (%)	gU (%)	fS (%)	Karbonat (%) TS	Teufe (cm)	Median (μm)	T (%)	fU (%)	mU (%)	gU (%)	fS (%)	Karbonat (%) TS
48-50	29,401	9	12	21	18	37	30,5	848-850	5,416	25	27	38	10	0	28,8
98-100	25,98	10	11	23	19	35	25,6	898-900	5,026	27	28	35	10	0	30,8
198-200	39,477	5	10	15	30	39	27,6	1048-1050	4,225	30	31	35	4	0	29,2
248-250	3,782	32	33	31	4	0	28,5	1188-1150	4,269	29	31	36	4	0	32,4
298-300	7,364	19	25	44	12	0	26,4	1198-1200	3,63	31	38	29	2	0	28,8
348-350	3,521	32	35	30	3	0	29,6	1248-1250	3,552	32	38	29	1	0	29,6
398-400	5,333	24	30	42	4	0	27,2	1298-1300	4,793	27	31	38	4	0	26,2
448-450	4,151	30	31	35	4	0	30,8	1348-1350	3,524	32	36	30	2	0	29,6
548-550	6,011	22	29	35	13	1	28,4	1398-1400	7,324	22	23	39	16	0	28
598-600	4,046	28	37	32	3	0	24	1448-1450	4,099	30	32	33	5	0	27,5
648-650	6,338	22	27	39	12	0	29,2	1498-1500	3,978	29	36	33	2	0	28,6
698-700	5,935	24	26	40	10	0	26,2								

Tab. 15: Helligkeitswerte (abgeleitet aus den digitalisierten Radiographien) und Körnungsanalysen für die Schichtungstypen A und C des Profils Lamineten (Einheit 2, Kap. 4.1.1.1).

Schichtungstyp	Helligkeitswerte der digitalisierten Radiographien				Ergebnisse der Körnungsanalysen (Analysette 22)					
	Nr.	Helligkeit [Mittel] [0-255]	Min. [0-255]	Max. [0-255]	Median [µm]	T [%]	fU [%]	mU [%]	gU [%]	fS [%]
A	1	165	123	222	1,6	61,3	38,2	0,5	0,0	0,0
	2	128	91	176	2,3	41,8	44,9	13,2	0,2	0,0
	3	109	74	142	2,5	40,1	43,6	15,9	0,3	0,0
	4	93	58	125	2,5	39,4	43,8	15,5	1,4	0,0
	5	77	54	112	2,8	36,3	42,2	20,7	0,7	0,0
	6	114	83	147	2,4	41,7	42,1	12,3	3,7	0,2
	7	71	51	108	2,9	34,9	43,8	20,6	0,7	0,0
	8	70	51	100	3,1	33,2	42,1	23,7	0,9	0,0
	9	65	30	100	3,5	30,3	38,6	29,3	1,9	0,0
	10	154	92	217	1,5	65,3	33,6	1,2	0,0	0,0
	11	99	68	152	2,8	36,8	42,4	18,2	2,7	0,0
	12	105	58	159	3,2	31,4	45,0	22,9	0,7	0,0
	13	106	72	149	3,0	34,5	41,1	19,7	4,7	0,0
	14	155	121	192	1,8	56,1	41,9	2,0	0,0	0,0
C	1	66	39	123	3,4	31,8	40,9	26,2	1,1	0,0
	2	93	61	140	2,4	41,4	49,4	9,3	0,0	0,0
	3	95	45	123	6,7	20,0	28,3	40,5	11,2	0,0
	4	81	41	157	4,0	27,0	42,1	30,8	0,1	0,0
	5	127	47	191	2,5	41,7	39,9	16,4	2,0	0,0
	6	81	30	145	2,7	38,0	42,2	18,5	1,2	0,1
	7	107	67	201	2,2	44,4	48,6	7,0	0,0	0,0
	8	57	30	183	4,3	26,5	36,9	32,4	4,3	0,0
	9	85	44	140	2,5	39,6	44,6	14,5	1,3	0,0
	10	47	27	88	4,5	24,8	37,7	35,4	2,1	0,0
	11	43	27	63	5,4	5,5	18,0	31,2	39,2	6,2
	12	131	81	255	2,2	46,2	41,8	11,8	0,3	0,0
	13	159	115	207	1,9	53,4	41,1	5,5	0,0	0,0
	14	71	39	109	4,0	28,0	38,7	31,1	2,3	0,0

Tab. 16 : Untersuchungsergebnisse zur Lagencharakteristik der Warven in der Baugrube Lauben (Fette Schrift = Werte für die Winterlagen).

Distanz (mm)	Median (µm)	T (%)	fU (%)	mU (%)	gU (%)	Karbonat (%) TS	Distanz (mm)	Median (µm)	T (%)	fU (%)	mU (%)	gU (%)	Karbonat (%) TS
5	6,5	18,7	29,9	43,0	8,4	45,0	52,0	5	20,7	34,9	41,7	2,8	45,0
15	1,8	54,1	39,6	6,3	0,0	33,0	65,0	8	15,0	26,6	52,7	5,6	47,0
22	4,3	24,4	40,1	35,0	0,5	52,0	80,0	2	42,6	41,6	15,8	0,0	31,0
35	6,5	17,4	31,1	47,1	4,5	52,0	95,0	5	17,4	28,3	39,9	14,2	47,0
45	2,3	43,3	40,3	16,4	0,0	25,0							

Tab. 17: Ergebnisse der RFA-Analyse (Profil Lamineten, Hauptelemente).

Teufe [cm]	SiO ₂ [%]	TiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MnO [%]	MgO [%]	CaO [%]	K ₂ O [%]	Na ₂ O [%]	P ₂ O ₅ [%]	LOI [%]
104-108	36,65	0,39	6,79	2,03	0,07	5,89	21,2 >	1,3	0,34	0,08	24,04
270-272	35,84	0,39	6,74	2,55	0,08	5,82	21,32 >	1,28	0,35	0,08	24,23
294-296	35,8	0,36	6,48	1,87	0,07	5,91	22,16 >	1,23	0,36	0,08	24,7
352-354	36,46	0,41	7,11	2,66	0,08	5,94	20,66 >	1,34	0,35	0,08	23,79
394-396	37,03	0,42	7,94	2,94	0,08	5,78	19,84	1,5	0,36	0,09	23
452-454	38,12	0,5	12,38	4,36	0,08	4,21	16,94	2,36	0,27	0,09	21,48
588-590	40,05	0,47	11,01	3,91	0,07	5,14	16,21	2,09	0,31	0,09	19,85
620-622	39,78	0,51	11,91	4,17	0,04	4,41	16,69	2,22	0,3	0,09	19,45
694-696	37,69	0,51	11,71	4,19	0,08	4,29	17,77	2,22	0,24	0,09	20,42
788-790	38,31	0,44	9,89	3,38	0,07	5,41	18,09	1,93	0,36	0,09	19,88
888-890	37,18	0,55	10,82	3,93	0,09	4,44	18,9	2,06	0,33	0,1	21,59
988-990	37,75	0,52	12,03	4,24	0,08	4,32	17,61	2,27	0,27	0,09	20,27
1088-1090	38,78	0,51	12,79	4,39	0,08	4,2	16,49	2,46	0,28	0,09	18,71
1278-1280	39,76	0,54	12,91	4,2	0,1	3,81	16,41	2,39	0,28	0,1	19,68
1378-1380	38,81	0,49	12,28	4,3	0,08	4,28	16,96	2,33	0,3	0,09	19,68
1678-1680	36,64	0,45	10,23	3,66	0,08	4,71	19,5	1,9	0,31	0,08	21,73
1748-1750	37,09	0,44	10,52	3,75	0,08	4,67	18,83	2	0,31	0,1	21,34
1878-1880	40,75	0,33	6,39	2,31	0,08	5,49	19,68	1,47	0,38	0,09	22,05
1898-1900	41,45	0,32	6,76	2,48	0,07	5,37	18,9	1,54	0,39	0,1	21,35

Tab. 18: Ergebnisse der RFA-Analyse (Profil Lamineten, Spurenelemente).

Teufe [cm]	Sc [ppm]	V [ppm]	Cr [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Zn [ppm]	Ga [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Y [ppm]
104-108	49	51	50	< 5 <	26	44	6	63	305	15
270-272	43	40	61	8	23	50	9	62	311	20
294-296	53 >	30	46	< 5 <	5	44	8	61	301	23
352-354	44	67	55	5	14	50	11	65	305	19
394-396	40	67	72	8	32	51	12	75	308	20
452-454	34	109	88	9	39	72	18	120	374	22
588-590	42	99	75	9	36	70	12	103	300	20
620-622	35	112	95	13	33	80	11	113	349	18
694-696	48	104	91	15	41	66	13	111	370	18
788-790	51 >	90	71	10	39	66	11	101	305	20
888-890	41	112	83	6	34	65	12	101	413	23
988-990	44	94	76	7	40	74	15	113	391	17
1088-1090	42	121	91	16	39	76	16	123	373	17
1278-1280	40	117	95	11	41	70	16	125	327	20
1378-1380	48	93	84	13	51	77	14	116	345	18
1678-1680	44	98	79	11	42	72	14	98	381	17
1748-1750	42	63	91	7	37	67	14	104	375	15
1878-1880	40	43	45	7	6	50	9	68	332	21
1898-1900	47	32	37	< 5 <	12	41	15	74	314	19

Tab. 19: Ergebnisse der RFA-Analyse (Profil Lamineten, Spurenelemente).

Teufe [cm]	Zr [ppm]	Nb [ppm]	Ba [ppm]	Th [ppm]	Pb [ppm]	U [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Nd [ppm]	Mo [ppm]
104-108	116	7	185	0	13	3	33	18	10	0
270-272	116	10	165	0	9	6	34	23	11	0
294-296	115	9	173	0	20	5	34	28	14	1 <
352-354	116	10	237	0	9	0	33	13	7	0
394-396	113	6	212	4	15	0	33	48	23	0
452-454	85	12	281	2 <	25	8	24	39	18	3 <
588-590	104	8	185	7	17	1 <	16	52	24	0
620-622	93	11	236	6	9	1 <	28	45	21	0
694-696	90	12	239	2 <	9	0	25	36	17	2 <
788-790	107	15	157	4	13	5	11	28	13	1 <
888-890	84	12	323	1 <	10	2 <	23	44	20	0
988-990	83	15	233	1 <	13	3 <	33	28	14	3 <
1088-1090	78	13	383	2 <	18	0	50	41	19	1 <
1278-1280	89	13	277	3 <	20	9	34	37	17	0
1378-1380	85	11	199	0	23	0	8 <	19	10	0
1678-1680	83	12	237	0	29	3 <	46	25	13	0
1748-1750	89	11	188	3 <	19	6	28	31	15	2 <
1878-1880	125	7	200	4 <	9	4	20	43	20	1 <
1898-1900	115	7	170	4	10	7	< 2 <	40	19	0

Tab. 20: Ergebnisse der RFA-Analyse (Zuflüsse Rottach und Kollerbach, Haupt- und Spurenelemente).

Proben- bez.:	SiO ₂ [%]	TiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MnO [%]	MgO [%]	CaO [%]	K ₂ O [%]	Na ₂ O [%]	P ₂ O ₅ [%]	LOI [%]
ROTT	54,6	0,21	3,83	1,36	0,05	3,87	15,24	1,08	0,47	0,08	17,32
KOLL	46,24	0,23	4,91	1,67	0,1	3,1	18,64	1,24	0,44	0,17	20,93

Proben- bez.:	Sc [ppm]	V [ppm]	Cr [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Zn [ppm]	Ga [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Y [ppm]
ROTT	33	30	30	< 5 <	12	46	8	49	238	9
KOLL	43	41	35	0	< 5 <	70	13	58	206	15

Proben- bez.:	Zr [ppm]	Nb [ppm]	Ba [ppm]	Th [ppm]	Pb [ppm]	U [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Nd [ppm]	Mo [ppm]
ROTT	96	4	153	7	22	3	13	33	16	0
KOLL	79	5	133	8	5	0	11	59	27	0

Tab. 21: Ergebnisse der RFA-Analyse (Bohrung Thanners Haupt- und Spurenelemente).

Teufe [cm]	SiO ₂ [%]	TiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MnO [%]	MgO [%]	CaO [%]	K ₂ O [%]	Na ₂ O [%]	P ₂ O ₅ [%]	LOI [%]
150	29,27	0,29	5,23	1,89	0,08	7,4	24,28 >	0,97	0,32	0,07	28,13
450	30,04	0,39	7,24	2,55	0,09	7,04	23,14 >	1,43	0,36	0,08	26,77
700	28,73	0,33	5,63	2,08	0,08	7,5	23,99 >	1,08	0,35	0,07	27,79
1050	29,65	0,38	7,65	2,84	0,11	6,85	22,72 >	1,57	0,34	0,09	26,37
1300	32,61	0,44	8,78	3,14	0,08	6,36	21,14 >	1,76	0,37	0,09	24,56
1500	32,57	0,44	9,28	3,28	0,08	6,32	20,19 >	1,87	0,36	0,09	24,48

Teufe [cm]	Sc [ppm]	V [ppm]	Cr [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Zn [ppm]	Ga [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Y [ppm]
150	54 >	39	42	0	17	45	7	48	368	11
450	44	55	61	< 5 <	30	54	10	66	365	19
700	47	49	56	5	11	42	10	48	372	16
1050	64 >	69	64	8	32	48	13	71	400	16
1300	55 >	77	79	6	30	60	8	85	404	20
1500	52 >	90	61	12	42	65	11	88	379	19

Teufe [cm]	Zr [ppm]	Nb [ppm]	Ba [ppm]	Th [ppm]	Pb [ppm]	U [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Nd [ppm]	Mo [ppm]
150	90	9	114	0	12	3	22	12	7	0
450	90	11	214	6	14	0	34	51	23	2
700	107	6	102	0	14	0	13	10	7	0
1050	81	1	110	< 3	13	7	16	40	19	2 <
1300	94	11	183	0	12	5	16	27	13	0
1500	85	7	182	0	15	< 1	28	7	5 <	0

Tab. 22: Ergebnisse der Lagenmessungen (Anzahl und Mächtigkeit der Laminae) für die Kerne Lam 4-2 bis 4-6 .

Lam 4-2			Lam 4-3			Lam 4-4			Lam 4-5			Lam 4-6		
Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]
	gestört	270,2		gestört	165,9		gestört	139,0		gestört	136,5	1	3,0	3,0
1	8,6	278,9	1	9,7	175,6	1	3,6	142,6	1	4,6	141,1	2	3,4	6,4
2	5,6	284,5	2	8,8	184,4	2	3,9	146,5	2	2,6	143,7	3	2,9	9,3
3	9,5	293,9	3	10,3	194,7	3	3,9	150,4	3	5,0	148,6	4	5,1	14,4
4	15,6	309,5	4	6,6	201,3	4	6,3	156,6	4	2,7	151,3	5	5,2	19,6
5	8,8	318,3	5	4,6	205,9	5	6,9	163,6	5	2,4	153,7	6	4,2	23,9
6	34,5	352,9	6	6,3	212,2	6	8,6	172,2	6	4,8	158,5	7	2,5	26,4
7	10,8	363,7	7	3,0	215,2	7	6,9	179,2	7	6,8	165,4	8	4,6	31,0
8	7,3	371,0	8	4,7	219,9	8	4,2	183,4	8	4,3	169,6	9	4,6	35,6
9	3,6	374,5	9	3,0	223,0	9	3,0	186,4	9	6,7	176,3	10	5,4	41,0
10	2,4	376,9	10	4,7	227,7	10	2,7	189,1	10	5,0	181,3	11	4,7	45,7
11	6,3	383,2	11	5,8	233,5	11	3,4	192,5	11	3,9	185,2	12	4,9	50,6
12	10,0	393,2	12	9,0	242,5	12	4,7	197,3	12	2,6	187,8	13	4,6	55,2
13	13,4	406,5	13	6,3	248,7	13	2,9	200,2	13	7,7	195,5	14	4,2	59,4
14	6,6	413,1	14	2,7	251,4	14	3,7	203,9	14	7,5	203,0	15	5,2	64,7
15	8,3	421,4	15	2,7	254,2	15	2,7	206,6	15	9,2	212,2	16	12,4	77,0
16	5,8	427,2	16	4,1	258,2	16	4,7	211,3	16	6,7	218,9	17	4,2	81,3
17	7,4	434,6	17	5,2	263,5	17	3,7	215,1	17	5,5	224,4	18	4,4	85,7
18	5,8	440,4	18	4,2	267,7	18	7,1	222,2	18	4,3	228,6	19	4,9	90,6
19	5,4	445,8	19	4,2	271,9	19	11,0	233,2	19	3,9	232,6	20	3,2	93,8
20	7,6	453,4	20	4,2	276,2	20	6,1	239,3	20	4,3	236,9	21	5,2	99,1
21	3,9	457,3	21	3,7	279,9	21	1,9	241,1	21	3,4	240,3	22	2,7	101,8
22	5,1	462,4	22	6,6	286,5	22	3,4	244,5	22	3,9	244,2	23	5,6	107,3
23	8,6	471,0	23	5,9	292,4	23	3,4	247,9	23	5,3	249,5	24	6,3	113,6
24	5,9	477,0	24	6,4	298,9	24	5,8	253,7	24	5,0	254,5	25	4,2	117,8
25	13,5	490,5	25	4,7	303,6	25	5,1	258,7	25	4,8	259,3	26	7,3	125,1
26	10,3	500,8	26	6,1	309,7	26	3,9	262,6	26	3,9	263,2	27	4,7	129,9
27	6,1	506,9	27	5,1	314,8	27	2,9	265,5	27	13,0	276,2	28	3,9	133,8
28	4,2	511,2	28	7,6	322,4	28	5,8	271,3	28	3,4	279,6	29	4,4	138,2
29	3,4	514,6	29	8,6	331,0	29	4,6	275,8	29	3,4	283,0	30	3,2	141,4
30	4,9	519,5	30	12,5	343,6	30	5,8	281,6	30	5,0	288,0	31	2,5	143,9
31	4,2	523,7	31	7,3	350,8	31	4,6	286,2	31	6,2	294,1	32	3,9	147,8
32	4,2	527,9	32	6,4	357,3	32	6,6	292,8	32	5,1	299,3	33	2,4	150,2
33	3,9	531,8	33	5,6	362,9	33	2,0	294,8	33	4,8	304,1	34	2,9	153,1
34	8,5	540,3	34	3,4	366,2	34	1,9	296,7	34	4,3	308,3	35	4,1	157,1
35	6,6	546,9	35	4,1	370,3	35	6,8	303,4	35	3,2	311,6	36	5,4	162,5
36	7,3	554,2	36	4,7	375,0	36	8,1	311,6	36	2,4	314,0	37	5,6	168,1
37	2,7	556,9	37	6,4	381,5	37	5,6	317,2	37	3,1	317,1	38	2,9	171,0
38	4,2	561,1	38	8,8	390,3	38	6,1	323,3	38	2,9	320,0	39	8,6	179,6
39	10,8	572,0	39	8,0	398,2	39	5,3	328,5	39	3,9	323,9	40	5,6	185,2
40	8,0	579,9	40	7,3	405,5	40	5,8	334,3	40	8,2	332,1	41	6,6	191,8
41	4,2	584,2	41	2,4	407,9	41	3,7	338,0	41	6,8	338,9	42	5,4	197,3
42	8,8	593,0	42	3,2	411,1	42	7,1	345,1	42	6,7	345,6	43	5,8	203,0
43	20,3	613,3	43	6,4	417,5	43	4,9	350,0	43	6,0	351,6	44	5,6	208,6
44	9,1	622,4	44	5,1	422,6	44	4,2	354,2	44	3,8	355,4	45	6,3	214,9
45	3,2	625,6	45	6,9	429,6	45	2,4	356,6	45	4,6	360,0	46	13,9	228,8
46	5,4	631,1	46	2,9	432,4	46	2,2	358,8	46	6,2	366,1	47	6,9	235,7
47	16,3	647,3	47	2,9	435,3	47	3,7	362,5	47	4,6	370,8	48	5,1	240,8
48	16,6	663,9	48	6,4	441,8	48	4,7	367,3	48	4,3	375,0	49	7,6	248,4
49	6,9	670,8	49	3,2	445,0	49	2,7	370,0	49	3,6	378,6	50	9,3	257,7
50	4,4	675,2	50	2,5	447,5	50	3,9	373,9	50	6,0	384,6	51	3,4	261,1
51	6,1	681,3	51	3,6	451,1	51	2,5	376,4	51	3,9	388,5	52	3,6	264,6
52	5,1	686,4	52	5,9	457,0	52	3,4	379,8	52	5,0	393,5	53	2,9	267,5
53	3,4	689,8	53	11,3	468,3	53	4,4	384,2	53	4,1	397,6	54	12,0	279,5
54	5,6	695,4	54	7,1	475,5	54	9,7	393,9	54	7,7	405,3	55	2,9	282,4
55	15,1	710,5	55	3,4	478,8	55	5,2	399,1	55	3,9	409,2	56	4,2	286,7
56	16,3	726,7	56	4,1	482,9	56	4,4	403,5	56	4,1	413,3	57	3,4	290,0
57	4,9	731,6	57	14,1	497,0	57	7,1	410,6	57	2,4	415,7	58	3,6	293,6
58	8,8	740,4	58	5,2	502,2	58	6,3	416,9	58	4,1	419,8	59	3,0	296,6
59	4,7	745,2	59	6,4	508,6	59	5,3	422,2	59	3,2	423,1	60	4,2	300,9
60	10,0	755,2	60	5,8	514,4	60	8,1	430,3	60	4,1	427,2	61	2,7	303,6
61	12,0	767,2	61	5,2	519,6	61	3,4	433,7	61	3,1	430,3	62	3,0	306,6
62	8,0	775,1	62	6,6	526,3	62	4,4	438,1	62	5,3	435,6	63	4,4	311,0
63	5,9	781,1	63	5,2	531,5	63	3,6	441,6	63	5,6	441,2	64	24,4	335,4
64	9,3	790,4	64	3,6	535,1	64	5,6	447,2	64	5,8	447,0	65	5,4	340,8
65	17,8	808,2	65	3,4	538,4	65	5,6	452,8	65	3,4	450,4	66	33,4	374,2
66	7,8	816,0	66	4,4	542,8	66	10,5	463,3	66	2,2	452,7	67	9,7	383,8
67	11,2	827,1	67	3,7	546,6	67	9,3	472,6	67	3,6	456,3	68	4,6	388,4
68	6,6	833,7	68	4,2	550,8	68	8,0	480,6	68	3,9	460,2	69	7,5	395,9
69	6,1	839,8	69	4,2	555,0	69	8,3	488,9	69	2,1	462,2	70	8,5	404,3
70	9,0	848,8	70	4,6	559,6	70	5,8	494,6	70	2,7	465,0	71	9,0	413,3
71	4,6	853,4	71	5,2	564,9	71	7,1	501,7	71	2,6	467,5	72	7,4	420,8
72	4,7	858,1	72	6,4	571,3	72	4,7	506,5	72	2,4	469,9	73	3,7	424,5
73	3,7	861,8	73	3,0	574,3	73	2,7	509,2	73	3,4	473,4	74	7,8	432,3

Tab. 23: Ergebnisse der Lagenmessungen (Anzahl und Mächtigkeit der Laminae) für die Kerne Lam 4-2 bis 4-6 .

Lam 4-2			Lam 4-3			Lam 4-4			Lam 4-5			Lam 4-6		
Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]												
74	13,7	875,6	74	3,4	577,7	74	4,2	513,4	74	6,8	480,2	75	3,4	435,7
75	12,2	887,7	75	6,3	584,0	75	7,1	520,5	75	4,8	485,0	76	3,7	439,4
76	6,1	893,8	76	6,3	590,3	76	3,2	523,8	76	1,7	486,7	77	4,4	443,8
77	7,5	901,3	77	5,8	596,0	77	5,3	529,0	77	3,1	489,8	78	6,9	450,7
78	5,1	906,4	78	8,6	604,6	78	3,0	532,0	78	4,1	493,9	79	3,0	453,8
79	10,0	916,4	79	6,4	611,1	79	3,6	535,6	79	3,2	497,1	80	3,2	457,0
80	10,0	926,3	80	7,3	618,4	80	4,4	540,0	80	5,6	502,8	81	7,6	464,6
81	4,2	930,6	81	5,9	624,3	81	7,3	547,3	81	3,8	506,5	82	4,6	469,2
82	5,4	936,0	82	8,1	632,4	82	3,6	550,8	82	3,9	510,5	83	17,4	486,6
83	3,7	939,7	83	8,5	640,9	83	5,1	555,9	83	2,9	513,4	84	13,4	500,0
	gestört	1000,0	84	4,4	645,3	84	4,9	560,8	84	6,7	520,0	85	6,8	506,8
			85	9,0	654,3	85	3,6	564,4	85	4,8	524,8	86	11,2	517,9
Gesamt:	83 Lag.		86	8,0	662,2	86	3,9	568,3	86	4,8	529,6	87	6,9	524,9
Mittel:	8,1 mm		87	4,4	666,6	87	5,6	573,9	87	2,9	532,5	88	9,1	534,0
			88	2,9	669,5	88	5,4	579,3	88	4,6	537,2	89	7,8	541,8
			89	3,6	673,1	89	4,4	583,7	89	3,4	540,6	90	7,8	549,6
			90	5,2	678,3	90	3,2	586,9	90	3,2	543,8	91	8,6	558,2
			91	6,4	684,7	91	3,0	590,0	91	3,1	546,9	92	10,8	569,1
			92	8,1	692,9	92	3,7	593,7	92	3,1	550,0	93	13,0	582,1
			93	8,0	700,8	93	3,2	596,9	93	4,1	554,1	94	4,2	586,4
			94	5,4	706,2	94	2,5	599,4	94	3,4	557,5	95	6,9	593,3
			95	2,4	708,6	95	2,7	602,2	95	3,2	560,8	96	13,0	606,3
			96	3,2	711,8	96	2,2	604,4	96	3,4	564,2	97	4,9	611,2
			97	7,6	719,4	97	4,4	608,8	97	4,3	568,4	98	4,9	616,2
			98	6,3	725,7	98	3,0	611,8	98	6,0	574,4	99	8,0	624,1
			99	4,4	730,1	99	3,0	614,9	99	2,6	577,0	100	5,8	629,9
			100	4,2	734,3	100	3,2	618,1	100	5,5	582,5	101	6,4	636,3
			101	4,6	738,9	101	2,9	620,9	101	2,7	585,2	102	8,6	644,9
			102	3,9	742,8	102	3,0	624,0	102	2,6	587,8	103	4,6	649,5
			103	4,1	746,9	103	3,7	627,7	103	6,0	593,8	104	5,4	654,9
			104	9,5	756,4	104	2,4	630,1	104	4,3	598,0	105	4,2	659,2
			105	8,6	765,0	105	2,9	633,0	105	6,0	604,0	106	12,5	671,7
			106	8,8	773,8	106	3,6	636,5	106	5,5	609,5	107	3,2	674,9
			107	6,1	779,9	107	6,1	642,6	107	6,0	615,5	108	3,0	678,0
			108	7,6	787,5	108	2,9	645,5	108	2,9	618,4	109	4,2	682,2
			109	4,6	792,1	109	2,7	648,2	109	2,6	620,9	110	11,7	693,9
			110	3,9	796,0	110	3,4	651,6	110	4,1	625,1	111	8,8	702,7
			111	3,9	799,9	111	3,6	655,2	111	6,7	631,7	112	5,4	708,1
			112	4,2	804,1	112	3,9	659,1	112	6,2	637,9	113	6,6	714,7
			113	4,7	808,8	113	2,9	661,9	113	3,6	641,5	114	9,8	724,5
			114	3,0	811,9	114	2,7	664,6	114	2,9	644,4	115	4,9	729,4
			115	3,2	815,1	115	5,6	670,2	115	3,9	648,3	116	9,0	738,4
			116	6,1	821,2	116	3,9	674,1	116	4,8	653,1	117	11,0	749,4
			117	3,0	824,3	117	3,0	677,2	117	5,1	658,2	118	13,9	763,3
			118	5,6	829,8	118	1,9	679,0	118	4,3	662,5	119	7,4	770,7
			119	11,0	840,8	119	4,9	683,9	119	3,8	666,3			
			120	3,0	843,9	120	6,9	690,9	120	2,6	668,8	Gesamt:	175 Lag.	
			121	3,2	847,1	121	9,3	700,2	121	1,7	670,5	Mittel:	5,0 mm	
			122	4,1	851,2	122	4,1	704,3	122	2,4	672,9			
			123	3,9	855,1	123	4,1	708,3	123	5,1	678,1			
			124	6,6	861,7	124	7,5	715,8	124	2,1	680,1			
			125	5,8	867,4	125	5,6	721,4	125	3,1	683,2			
			126	2,7	870,1	126	3,7	725,1	126	3,2	686,4			
			127	7,8	877,9	127	3,9	729,0	127	5,5	691,9			
			128	4,9	882,8	128	4,6	733,6	128	6,0	697,9			
			129	5,6	888,4	129	4,6	738,1	129	8,2	706,1			
			130	4,1	892,5	130	4,1	742,2	130	3,2	709,4			
			131	3,0	895,5	131	3,0	745,2	131	2,7	712,1			
			132	3,9	899,4	132	4,6	749,8	132	2,7	714,8			
			133	3,0	902,5	133	3,9	753,7	133	6,7	721,5			
			134	7,8	910,3	134	3,0	756,8	134	18,1	739,6			
			135	3,7	914,0	135	2,4	759,1	135	2,6	742,2			
			136	9,5	923,5	136	4,4	763,5	136	3,6	745,8			
			137	7,3	930,8	137	4,6	768,1	137	3,6	749,4			
			138	4,6	935,3	138	5,4	773,5	138	4,8	754,2			
			139	3,4	938,7	139	6,6	780,1	139	3,6	757,8			
			140	3,0	941,8	140	6,9	787,1	140	5,6	763,4			
			141	3,7	945,5	141	4,6	791,6	141	4,8	768,2			
			142	3,7	949,2	142	4,4	796,0	142	5,3	773,5			
			143	4,1	953,3	143	2,5	798,6	143	3,4	776,9			
			144	2,2	955,5	144	5,4	804,0	144	3,1	780,0			
			145	4,7	960,2	145	4,9	808,9	145	4,3	784,3			
			146	4,9	965,1	146	4,7	813,7	146	5,3	789,6			
			147	7,1	972,2	147	3,0	816,7	147	4,3	793,8			
			148	3,4	975,6	148	4,9	821,6	148	3,4	797,3			
			149	3,9	979,5	149	3,6	825,2	149	7,5	804,8			
			150	5,4	984,9	150	5,8	830,9	150	6,7	811,5			
			151	2,5	987,5	151	4,4	835,3	151	4,3	815,7			
			152	6,1	993,6	152	5,2	840,6	152	3,8	819,5			
			153	2,2	995,8	153	3,7	844,3	153	6,5	826,0			
			154	5,1	1000,9	154	3,6	847,9	154	7,0	833,0			
			155	3,9	1004,8	155	3,7	851,6	155	6,0	839,0			
			156	3,9	1008,6	156	3,4	855,0	156	3,4	842,4			

Tab. 24: Ergebnisse der Lagenmessungen (Anzahl und Mächtigkeit der Laminae) für die Kerne Lam 4-2 bis 4-6 (Fortsetzung).

Lam 4-2			Lam 4-3			Lam 4-4			Lam 4-5			Lam 4-6		
Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]
			Gesamt: 156 Lag. Mittel: 5,4 mm			157	3,0	858,0	157	7,2	849,6			
						158	4,1	862,1	158	6,0	855,6			
						159	2,4	864,5	159	6,8	862,4			
						160	2,5	867,0	160	6,7	869,1			
						161	4,1	871,1	161	5,8	874,9			
						162	3,2	874,3	162	4,8	879,7			
						163	3,4	877,7	163	3,9	883,6			
						164	3,6	881,2	164	8,4	892,0			
						165	2,0	883,2	165	5,5	897,5			
						166	2,5	885,8	166	5,6	903,1			
						167	3,7	889,5	167	4,6	907,7			
						168	3,4	892,9	168	5,3	913,0			
						169	7,1	900,0	169	5,8	918,9			
						170	4,9	904,9	170	4,1	923,0			
						171	4,9	909,8	171	25,0	947,9			
						172	2,9	912,7	172	13,9	961,8			
						173	3,2	915,9	173	18,8	980,6			
						174	4,2	920,2	174	18,3	998,9			
						175	4,7	924,9	175	9,4	1008,3			
						176	2,9	927,8						
						177	3,9	931,7	Gesamt: 175 Lag. Mittel: 5,0 mm					
						178	4,4	936,1						
						179	2,7	938,8						
						180	4,2	943,0						
						181	3,7	946,7						
						182	7,3	954,0						
						183	4,2	958,3						
						184	4,9	963,2						
						185	3,7	966,9						
						186	2,9	969,8						
						187	4,6	974,4						
						188	2,0	976,4						
						189	3,4	979,8						
						190	2,9	982,6						
						191	7,6	990,3						
						192	4,9	995,2						
						193	2,4	997,5						
						194	1,7	999,2						
						195	1,5	1000,8						
						196	3,9	1004,7						
						Gesamt: 196 Lag. Mittel: 4,4 mm								

Tab. 25: Ergebnisse der Lagenmessungen (Anzahl und Mächtigkeit der Laminae) für die Kerne Lam 3-2 bis 3-6.

Lam 3-2			Lam 3-3			Lam 3-4			Lam 3-5			Lam 3-6		
Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]	Nr.	Lagendicke [mm]	Dist.ab Top [mm]
				gestört	49,3		gestört	10,2					gestört	271,9
1	3,7	3,7	1	10,0	59,3	1	5,6	15,8	1	4,4	4,4	1	6,8	278,7
2	5,2	9,0	2	9,8	69,1	2	6,6	22,4	2	5,9	10,3	2	7,0	285,7
3	4,2	13,2	3	12,9	81,9	3	3,2	25,6	3	4,7	15,1	3	5,9	291,6
4	7,4	20,6	4	4,7	86,7	4	5,3	30,9	4	4,6	19,6	4	5,3	296,9
5	9,1	29,8	5	6,3	93,0	5	6,1	37,0	5	6,3	25,9	5	8,4	305,3
6	6,4	36,2	6	8,1	101,1	6	5,4	42,5	6	5,8	31,7	6	1,7	307,0
7	19,6	55,8	7	8,8	109,9	7	6,5	48,9	7	6,3	37,9	7	2,2	309,2
8	12,2	68,0	8	6,9	116,8	8	6,8	55,7	8	7,1	45,0	8	4,5	313,7
9	13,0	81,0	9	4,9	121,7	9	9,3	65,0	9	3,6	48,6	9	4,2	317,9
10	6,1	87,1	10	7,8	129,5	10	8,2	73,2	10	2,9	51,5	10	2,6	320,5
11	12,7	99,8	11	10,3	139,9	11	5,9	79,1	11	5,8	57,2	11	5,3	325,8
12	18,3	118,0	12	8,5	148,3	12	5,4	84,6	12	6,8	64,0	12	7,0	332,8
13	14,0	132,1	13	8,1	156,4	13	4,9	89,5	13	6,1	70,1	13	2,0	334,8
14	12,3	144,4	14	11,0	167,5	14	3,2	92,7	14	6,4	76,5	14	2,8	337,6
15	8,1	152,5	15	10,0	177,4	15	4,4	97,1	15	4,1	80,6	15	3,9	341,5
16	11,2	163,7	16	13,9	191,3	16	3,7	100,9	16	4,6	85,2	16	7,8	349,3
17	11,0	174,7	17	11,5	202,8	17	3,9	104,8	17	2,9	88,0	17	8,4	357,7
18	18,8	193,4	18	5,1	207,9	18	4,6	109,4	18	5,2	93,3	18	3,9	361,6
19	15,2	208,7	19	11,0	218,9	19	5,9	115,3	19	3,4	96,7	19	3,3	364,9
20	7,6	216,3	20	3,7	222,7	20	7,3	122,6	20	5,6	102,3	20	6,8	371,7
21	5,2	221,5	21	2,7	225,4	21	4,1	126,7	21	2,9	105,1	21	27,5	399,2
22	3,4	224,9	22	5,1	230,4	22	6,3	133,0	22	3,6	108,7	22	8,9	408,1
23	4,6	229,5	23	8,3	238,7	23	3,9	136,9	23	2,5	111,2	23	11,7	419,8
24	3,7	233,2	24	7,6	246,4	24	4,9	141,8	24	4,4	115,6	24	11,4	431,1
25	2,7	235,9	25	9,8	256,2	25	4,9	146,7	25	4,1	119,7	25	2,8	433,9
26	2,9	238,8	26	3,9	260,1	26	7,0	153,7	26	4,4	124,1	26	9,5	443,4
27	3,6	242,3	27	6,8	266,8	27	10,2	163,9	27	4,2	128,3	27	4,5	447,9
28	4,1	246,4	28	4,7	271,6	28	3,1	166,9	28	5,8	134,1	28	9,0	456,9
29	14,0	260,4	29	3,7	275,3	29	8,2	175,1	29	3,2	137,3	29	7,8	464,7
30	6,8	267,2	30	5,8	281,1	30	6,3	181,4	30	5,9	143,2	30	10,4	475,1
31	14,2	281,4	31	8,6	289,7	31	4,2	185,6	31	8,5	151,7	31	5,0	480,1
32	13,2	294,6	32	9,8	299,5	32	4,9	190,5	32	6,6	158,3	32	5,0	485,1
33	8,1	302,7	33	12,5	312,1	33	6,6	197,2	33	4,6	162,9	33	4,8	489,9
34	12,2	314,9	34	16,1	328,1	34	7,6	204,8	34	5,2	168,1	34	5,9	495,8
35	7,6	322,5	35	11,0	339,1	35	5,8	210,6	35	3,2	171,4	35	10,9	506,7
36	12,7	335,2	36	7,1	346,3	36	5,1	215,7	36	5,1	176,4	36	6,2	512,9
37	18,3	353,4	37	5,4	351,7	37	2,9	218,6	37	7,8	184,2	37	3,1	516,0
38	7,6	361,0	38	4,9	356,6	38	2,9	221,5	38	9,1	193,4	38	8,7	524,7
39	27,1	388,1	39	5,1	361,7	39	5,8	227,2	39	7,4	200,8	39	3,4	528,1
40	7,3	395,4	40	6,4	368,1	40	2,2	229,4	40	5,8	206,6	40	4,0	532,2
41	6,9	402,3	41	3,6	371,7	41	7,1	236,6	41	8,1	214,7	41	2,8	535,0
42	6,1	408,4	42	5,2	376,9	42	6,5	243,0	42	3,9	218,6	42	2,2	537,2
43	6,1	414,5	43	6,4	383,3	43	3,2	246,3	43	8,5	227,1	43	10,4	547,6
44	4,7	419,3	44	9,8	393,2	44	7,5	253,7	44	2,4	229,4	44	7,9	555,5
45	4,1	423,3	45	9,0	402,1	45	3,7	257,5	45	2,5	232,0	45	6,8	562,4
46	5,6	428,9	46	12,4	414,5	46	4,9	262,4	46	3,0	235,0	46	4,4	566,7
47	7,8	436,7	47	6,3	420,8	47	9,3	271,7	47	2,2	237,2	47	5,6	572,3
48	7,1	443,8	48	8,3	429,0	48	5,6	277,3	48	3,2	240,4	48	5,3	577,6
49	12,0	455,8	49	8,0	437,0	49	4,8	282,1	49	1,9	242,3	49	5,4	583,0
50	4,6	460,4	50	12,5	449,5	50	6,6	288,7	50	7,3	249,6	50	9,5	592,5
51	7,9	468,3	51	8,5	458,0	51	4,2	293,0	51	3,9	253,5	51	13,1	605,6
52	3,2	471,5	52	6,3	464,3	52	9,5	302,5	52	2,2	255,7	52	3,9	609,5
53	3,6	475,1	53	8,3	472,6	53	7,0	309,4	53	6,3	261,9	53	8,1	617,6
54	2,7	477,8	54	6,9	479,5	54	5,1	314,5	54	9,3	271,3	54	5,3	622,9
55	3,9	481,7	55	3,6	483,1	55	4,4	318,9	55	2,0	273,3	55	7,6	630,5
56	4,7	486,4	56	3,6	486,6	56	3,7	322,7	56	2,2	275,5	56	11,0	641,5
57	13,7	500,1	57	5,6	492,2	57	6,8	329,5	57	2,2	277,7	57	8,4	649,9
58	4,9	505,0	58	7,1	499,3	58	10,2	339,7	58	4,1	281,7	58	11,4	661,3
59	10,0	515,0	59	3,9	503,2	59	18,5	358,2	59	2,9	284,6	59	5,6	666,9
60	5,6	520,6	60	5,8	509,0	60	8,7	366,8	60	3,2	287,8	60	4,2	671,1
61	6,3	526,8	61	11,7	520,6	61	4,9	371,8	61	3,0	290,9	61	7,3	678,4
62	5,4	532,2	62	12,5	533,2	62	6,6	378,4	62	2,4	293,3	62	6,1	684,4
63	5,8	538,0	63	3,0	536,2	63	5,3	383,6	63	3,4	296,6	63	2,5	686,9
64	8,3	546,3	64	3,4	539,6	64	4,8	388,4	64	4,6	301,2	64	3,9	690,8
65	5,1	551,4	65	5,2	544,9	65	3,9	392,3	65	3,0	304,3	65	3,4	694,2
66	4,9	556,3	66	3,6	548,4	66	4,4	396,7	66	7,6	311,9	66	7,2	701,4
67	4,7	561,0	67	4,2	552,7	67	4,6	401,3	67	6,3	318,2	67	1,9	703,3
68	7,3	568,3	68	5,9	558,6	68	4,8	406,1	68	6,1	324,2	68	8,6	711,8
69	5,9	574,2	69	6,6	565,2	69	9,8	415,9	69	4,4	328,6	69	4,2	716,0
70	6,1	580,3	70	3,7	568,9	70	6,8	422,7	70	5,1	333,7	70	5,6	721,6
71	7,6	587,9	71	3,7	572,6	71	4,9	427,6	71	5,1	338,8	71	3,4	725,0
72	7,8	595,7	72	3,0	575,7	72	2,5	430,2	72	3,9	342,7	72	9,3	734,4
73	9,1	604,8	73	6,6	582,3	73	6,6	436,8	73	3,7	346,4	73	3,0	737,3
74	10,3	615,1	74	10,8	593,1	74	3,2	440,0	74	3,4	349,8	74	4,2	741,5
75	6,3	621,4	75	9,7	602,8	75	2,9	442,9	75	5,2	355,1	75	5,1	746,7

Tab. 26: Ergebnisse der Lagenmessungen (Anzahl und Mächtigkeit der Laminae) für die Kerne Lam 3-2 bis 3-6 (Fortsetzung).

Lam 3-2			Lam 3-3			Lam 3-4			Lam 3-5			Lam 3-6		
Nr.	Lagen- dicke [mm]	Dist.ab Top [mm]												
76	5,6	627,0	76	3,2	606,0	76	4,4	447,3	76	3,7	358,8	76	3,6	750,2
77	5,1	632,0	77	3,4	609,4	77	4,1	451,4	77	3,2	362,0	77	10,1	760,3
78	6,6	638,6	78	8,5	617,8	78	5,9	457,4	78	3,4	365,4	78	6,5	766,9
79	8,1	646,7	79	4,1	621,9	79	2,9	460,2	79	4,2	369,6	79	4,0	770,9
80	8,1	654,9	80	4,2	626,1	80	7,0	467,2	80	5,4	375,0	80	6,7	777,6
81	19,3	674,1	81	2,9	629,0	81	4,4	471,6	81	5,9	381,0	81	9,5	787,1
82	9,0	683,1	82	3,4	632,4	82	4,8	476,4	82	2,7	383,7	82	3,7	790,8
83	8,5	691,6	83	4,2	636,6	83	4,2	480,6	83	5,2	388,9	83	8,9	799,7
84	10,7	702,2	84	3,9	640,5	84	2,0	482,7	84	3,6	392,5	84	5,8	805,4
85	6,1	708,3	85	6,1	646,6	85	2,4	485,0	85	5,2	397,7	85	10,7	816,2
86	3,6	711,8	86	3,6	650,2	86	3,1	488,1	86	2,5	400,3	86	8,2	824,4
87	5,6	717,4	87	6,1	656,3	87	2,0	490,1	87	3,9	404,2	87	10,1	834,5
88	17,8	735,2	88	2,5	658,8	88	1,9	492,0	88	3,6	407,7	88	9,8	844,3
89	4,9	740,1	89	2,9	661,7	89	5,9	497,9	89	4,2	412,0	89	6,7	851,0
90	4,7	744,8	90	4,1	665,8	90	3,6	501,5	90	2,0	414,0	90	11,8	862,8
91	4,2	749,0	91	3,9	669,6	91	3,2	504,7	91	4,9	418,9	91	21,8	884,6
92	5,4	754,5	92	3,6	673,2	92	4,6	509,3	92	3,7	422,6	92	4,0	888,6
93	7,4	761,9	93	5,4	678,6	93	3,6	512,9	93	3,9	426,5	93	7,9	896,6
94	6,8	768,7	94	2,2	680,8	94	5,4	518,3	94	4,1	430,6	94	7,6	904,2
95	5,8	774,4	95	4,4	685,2	95	4,8	523,1	95	5,6	436,2	95	6,4	910,6
96	6,6	781,0	96	3,2	688,4	96	6,6	529,7	96	5,4	441,6	96	6,5	917,1
97	7,1	788,1	97	5,1	693,5	97	10,0	539,7	97	4,7	446,3	97	11,5	928,6
98	15,2	803,3	98	2,7	696,2	98	3,6	543,3	98	5,8	452,1	98	4,0	932,7
99	12,5	815,9	99	3,4	699,6	99	4,1	547,4	99	5,1	457,2	99	4,8	937,5
100	4,1	819,9	100	3,0	702,7	100	5,8	553,1	100	4,4	461,6	100	3,6	941,1
101	7,4	827,4	101	4,6	707,2	101	2,5	555,7	101	6,8	468,3	101	7,6	948,7
102	9,8	837,2	102	4,2	711,5	102	3,1	558,7	102	6,8	475,1	102	6,2	954,9
103	10,8	848,0	103	5,8	717,2	103	2,2	560,9	103	5,4	480,5	103	3,4	958,3
104	6,8	854,8	104	4,9	722,1	104	2,0	563,0	104	5,1	485,6	104	10,1	968,4
105	6,6	861,3	105	5,8	727,9	105	2,0	565,0	105	3,0	488,7	105	4,2	972,6
106	4,9	866,3	106	3,7	731,6	106	2,5	567,6	106	3,7	492,4	106	8,9	981,5
107	25,7	892,0	107	9,1	740,8	107	2,4	570,0	107	5,4	497,8	107	7,5	989,0
108	9,5	901,4	108	6,8	747,5	108	4,8	574,7	108	3,2	501,0	108	5,9	994,9
109	10,1	911,6	109	5,9	753,5	109	5,3	580,0	109	3,2	504,2	109	4,4	999,2
110	3,9	915,5	110	10,2	763,6	110	2,7	582,7	110	4,7	509,0			
111	2,4	917,8	111	5,4	769,0	111	1,9	584,6	111	7,3	516,3	Gesamt:	109 Lag.	
112	3,7	921,6	112	4,2	773,3	112	1,9	586,4	112	2,2	518,5	Mittel:	6,7 mm	
113	7,6	929,2	113	5,2	778,5	113	2,5	589,0	113	5,6	524,0			
114	11,0	940,2	114	13,0	791,6	114	7,6	596,6	114	3,6	527,6			
115	9,8	950,0	115	6,1	797,7	115	2,4	599,0	115	5,6	533,2			
116	6,1	956,1	116	4,6	802,2	116	5,3	604,3	116	3,0	536,2			
			117	8,5	810,7	117	2,2	606,5	117	5,8	542,0			
Gesamt:	116 Lag.		118	3,2	813,9	118	7,0	613,4	118	3,7	545,7			
Mittel:	8,2 mm		119	5,2	819,2	119	2,4	615,8	119	5,8	551,5			
			120	5,9	825,1	120	3,4	619,2	120	2,5	554,0			
			121	8,3	833,4	121	4,8	624,0	121	2,0	556,0			
			122	4,9	838,3	122	8,0	631,9	122	4,1	560,1			
			123	5,8	844,0	123	3,7	635,7	123	3,4	563,5			
			124	8,6	852,7	124	4,1	639,8	124	4,1	567,6			
			125	6,6	859,3	125	4,2	644,0	125	4,6	572,1			
			126	7,3	866,6	126	7,3	651,3	126	4,2	576,4			
			127	6,1	872,7	127	7,0	658,3	127	2,7	579,1			
			128	3,6	876,2	128	12,6	670,8	128	6,1	585,2			
			129	2,7	878,9	129	5,1	675,9	129	3,6	588,7			
			130	6,3	885,2	130	4,2	680,2	130	3,9	592,6			
			131	4,9	890,1	131	3,4	683,6	131	3,4	596,0			
			132	4,6	894,7	132	2,4	685,9	132	3,0	599,1			
			133	10,7	905,3	133	2,4	688,3	133	3,7	602,8			
			134	7,5	912,8	134	4,8	693,1	134	4,6	607,3			
			135	3,4	916,2	135	1,9	694,9	135	4,4	611,8			
			136	4,1	920,2	136	3,9	698,9	136	7,8	619,5			
			137	5,4	925,7	137	7,0	705,8	137	7,3	626,8			
			138	5,9	931,6	138	5,8	711,6	138	10,2	637,0			
			139	4,7	936,3	139	3,7	715,3	139	5,4	642,4			
			140	3,2	939,5	140	6,8	722,1	140	3,0	645,4			

Tab. 27: Ergebnisse der Lagenmessungen (Anzahl und Mächtigkeit der Laminae) für die Kerne Lam 3-2 bis 3-6 (Fortsetzung).

Lam 3-2			Lam 3-3			Lam 3-4			Lam 3-5			Lam 3-6		
Nr.	Lagen- dicke [mm]	Dist.ab Top [mm]												
			141	8,5	948,0	141	2,7	724,8	141	4,9	650,4			
			142	6,9	954,9	142	4,1	728,9	142	7,3	657,6			
			143	5,9	960,9	143	2,5	731,5	143	3,6	661,2			
			144	5,6	966,5	144	4,2	735,7	144	6,3	667,5			
			145	6,9	973,4	145	1,7	737,4	145	3,7	671,2			
			146	8,6	982,0	146	2,0	739,4	146	5,9	677,1			
			147	2,9	984,9	147	3,1	742,5	147	6,3	683,4			
			148	3,0	988,0	148	3,1	745,6	148	3,7	687,1			
			149	4,1	992,0	149	6,5	752,0	149	4,7	691,8			
			150	3,7	995,8	150	2,7	754,7	150	3,6	695,4			
			151	2,9	998,6	151	1,7	756,4	151	4,1	699,5			
						152	2,5	759,0	152	4,4	703,9			
			Gesamt:	151 Lag.		153	4,1	763,0	153	4,1	707,9			
			Mittel:	6,3 mm		154	2,5	765,6	154	4,2	712,2			
						155	5,1	770,7	155	6,4	718,6			
						156	3,9	774,6	156	5,6	724,2			
						157	5,1	779,7	157	5,9	730,1			
						158	3,1	782,7	158	5,8	735,9			
						159	5,1	787,8	159	7,3	743,1			
						160	4,9	792,8	160	5,6	748,7			
						161	3,1	795,8	161	5,8	754,5			
						162	3,1	798,9	162	4,1	758,6			
						163	2,7	801,6	163	3,6	762,1			
						164	2,4	804,0	164	4,6	766,7			
						165	5,3	809,2	165	2,9	769,6			
						166	2,7	812,0	166	4,7	774,3			
						167	3,2	815,2	167	5,2	779,5			
						168	2,4	817,6	168	4,9	784,5			
						169	3,6	821,1	169	7,8	792,2			
						170	2,2	823,3	170	4,6	796,8			
						171	1,9	825,2	171	9,8	806,6			
						172	3,1	828,3	172	5,9	812,6			
						173	3,6	831,8	173	4,2	816,8			
						174	2,2	834,0	174	8,0	824,8			
						175	3,4	837,4	175	7,5	832,2			
						176	3,4	840,8	176	5,9	838,1			
						177	2,4	843,2	177	6,1	844,2			
						178	2,5	845,8	178	5,9	850,2			
						179	3,6	849,3	179	8,5	858,6			
						180	3,1	852,4	180	6,1	864,7			
						181	6,6	859,0	181	10,2	874,9			
						182	3,6	862,6	182	9,3	884,2			
						183	2,4	864,9	183	6,1	890,3			
						184	3,6	868,5	184	10,8	901,1			
						185	3,1	871,6	185	10,7	911,8			
						186	2,5	874,1	186	5,2	917,0			
						187	3,4	877,5	187	6,8	923,8			
						188	2,7	880,2	188	3,0	926,9			
						189	2,9	883,1	189	7,3	934,1			
						190	5,1	888,2	190	8,6	942,8			
						191	3,1	891,3	191	6,6	949,4			
						192	4,1	895,3	192	4,4	953,8			
						193	6,3	901,6	193	5,1	958,9			
						194	4,8	906,4	194	4,4	963,3			
						195	5,6	912,0	195	5,9	969,2			
						196	3,6	915,6	196	7,1	976,3			
						197	4,2	919,8	197	6,9	983,2			
						198	4,1	923,9	198	2,9	986,1			
						199	3,4	927,3	199	3,6	989,7			
						200	2,2	929,5						
						201	7,0	936,4	Gesamt:	199 Lag.				
						202	2,0	938,5	Mittel:	5,0 mm				
						203	2,9	941,4						
						204	2,9	944,3						
						205	3,7	948,0						
						206	3,2	951,2						
						207	2,4	953,6						
						208	2,4	956,0						
						209	2,7	958,7						
						210	3,2	961,9						
						211	2,5	964,5						
						212	2,7	967,2						
						213	2,0	969,2						
						214	3,7	973,0						
						215	3,9	976,9						
						216	3,1	979,9						
						217	3,9	983,8						
						218	3,4	987,2						
						219	2,5	989,8						
						220	3,9	993,7						
						221	3,2	996,9						
						222	6,5	1003,4						
						223	6,5	1009,8						
						Gesamt:	223 Lag.							
						Mittel:	4,5 mm							



Abb. 56: Überblick zur Lagerung limnischer Beckensedimente im Bereich südwestlich der Ortschaft Dietmannsried. Zu Tab. 9 (Anhang) und Kap. 3.1.1.

Erklärung:

"Ich versichere, daß ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; daß diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; daß sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, daß ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluß des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. W. Boenigk betreut worden."

Teilpublikation:

Poster-Abstract zur DEUQUA Tagung 2002 in Potsdam:

LINK, A. (2002): Sedimentologische Untersuchungen an glazialen Beckensedimenten des oberen Illertales (Allgäu).- Terra Nostra, **2002/6**: 193-196.

Arne Link