# LUMINESZENZDATIERUNG VON SEDIMENTEN ALS BEITRAG ZUR REKONSTRUKTION DER PLEISTOZÄNEN KLIMAGESCHICHTE DES ALPENRAUMES

Von F. PREUSSER, Bern

mit 10 Abbildungen

### ZUSAMMENFASSUNG

Mit Lumineszenz kann das Ablagerungsalter mittel- und oberpleistozäner Sedimente bestimmt werden. Die Methode besitzt somit ein großes Potential für die Rekonstruktion der quartären Klimageschichte. Die Zuverlässigkeit der Datierungen ist jedoch nur gewährleistet, wenn mit der Methode verbundene Schwierigkeiten sorgfältig berücksichtigt werden. Aus dem Alpenvorland liegen Lumineszenzalter bisher nur für einige Lössprofile und wenige fluviatile Sedimente vor. Die Datierung von Lössablagerungen in Deutschland und Österreich erlaubt die Korrelation mit Löss/Paläoboden-Abfolgen aus dem übrigen Mitteleuropa und mit der marinen Isotopenstratigraphie. Lumineszenzdatierungen fluviatiler Sedimente ermöglichen eine direkte Alterbestimmung von Terrassensedimenten. Die Terrassenstratigraphie ihrerseits ist von großer Bedeutung für die Rekonstruktion der quartären Eiszeiten. Folgt man der Annahme, dass die Akkumulation von Terrassenschottern im Vorland jeweils das Produkt einer alpinen Vergletscherung war, so ergeben sich aus dem bisher vorliegenden Datensatz Hinweise auf signifikante Gletschervorstöße während des Früh- und Mittelwürms.

# LUMINESCENCE DATING OF SEDIMENTS AS A CONTRIBUTION FOR RECONSTRUCTING THE PLEISTOCENE CLIMATE HISTORY OF THE ALPS

### ABSTRACT

Luminescence dating allows the determination of Middle and Upper Pleistocene sediment deposition ages. The method has thus a great potential for reconstructing the Quaternary climate history. It is, however, necessary to carefully consider all methodological problems to confirm the reliability of the dating results. Only a few loess sequences and fluvial sediments from the Alpine Foreland have been dated by luminescence so far. Dating of loess deposits from Austria and southern Germany allows the correlation with other loess/palaeosol sequences of Central Europe and marine isotope stratigraphy. Luminescence dating of fluvial sediments provides the potential of direct age determination of terrace sediments. Terrace stratigraphy itself, however, is of major importance for the reconstruction of the ice age. Following the assumption that accumulation of terraces in the foreland was always a result of a major glaciation of the Alps, the available data set indicates significant glacial advances during the early part of the last glacial cycle (early to middle Würmian).

### **EINLEITUNG**

Die Rekonstruktion pleistozäner Umweltbedingungen anhand verschiedener Sedimentarchive hat in den letzten Jahren zu einem besseren Verständnis der Ursachen natürlich auftretender Klimaschwankungen beigetragen. Trotzdem sind noch viele Fragen bezüglich der

auslösenden Mechanismen und der Interaktion der verschiedenen globalen Zirkulationssysteme unklar.

Die Paläoklimatologie stützt sich derzeit vor allem auf die Analyse und Interpretation von Tiefseesedimenten und polaren Eiskernen. Diese Ablagerungen haben den Vorteil, dass sie als kontinuierlich angesehen werden können und die Datierung der klimatischen Entwicklung über die Berechung von Akkumulationsraten erfolgen kann. Bei limnischen Sedimenten ist eine genaue Alterseinstufung unter günstigen Umständen mittels Varvenchronologie möglich, so z. B. beim Lago Grande di Monticchio in Süditalien (Zolitschka und Negendank, 1996; Allen et al., 2000). Im Alpenvorland sind die meisten Seeablagerungen jedoch erst nach dem Maximum der letzten Vereisung entstanden. Somit sind detaillierte Kenntnisse über Klimaveränderungen vor dem Spätglazial auf wenige Stellen, wie die Profile Samerberg (Grüger, 1979) und Mondsee (Klaus, 1987; van Husen, 2000), begrenzt. Keines der limnischen Sedimentarchive des Alpenvorlandes zeigt jedoch durchgehend Varvite, so dass die zeitliche Einordnung der paläoklimatischen Befunde mit einigen Unsicherheiten behaftet ist.

Weiterhin spiegeln weder marine, polare noch limnische Sedimentarchive die komplexe Reaktion der Geosphäre auf veränderte Klimabedingungen vollständig wider. Bisher liegen somit kaum gesicherte Erkenntnisse über den Einfluss von Klimaänderungen auf die Dynamik fluviatiler Systeme vor. Dieses gilt besonders für das Alpenvorland. Ein Grund für dieses Defizit war bisher das Fehlen geeigneter Datierungsmethoden, was eine sichere zeitliche Einordnung von fluviatilen aber auch äolischen Sedimenten verhinderte.

## PHYSIKALISCHE DATIERUNGSMETHODEN FÜR TERRESTRISCHE QUARTÄRABLAGERUNGEN

Für die Datierung terrestrischer Sedimente stehen eine Reihe von physikalischen Methoden zur Verfügung (Tab. 1), von denen bisher die 14C-Methode von größter Bedeutung war. Die Methode ist zuverlässig und erprobt, hat aber den Nachteil, dass sie nur auf organisches Material und Karbonate anwendbar ist. Beide sind in kontinentalen Sedimenten nur in begrenztem Maße vorhanden, wodurch die Möglichkeit der Datierung derartiger Ablagerungen an günstige Fundumstände gebunden ist. Ein weiterer Nachteil der Methode ist die relativ geringe Datierungsobergrenze, die je nach verwendeter Technik zwischen etwa 30.000 und 50.000 Jahre liegt. Die Kontamination von Proben mit jüngerem bzw. älterem Kohlenstoff kann zu einer Verfälschung des tatsächlichen Alters führen. 14C-Alter entsprechen zudem nicht Kalenderjahren, sondern sind, zumindest für den Bereich des Pleistozäns, tendenziell unterbestimmt. Eine Korrektur dieser Unterbestimmung, die sogenannte Kalibration, ist derzeit mittels Dendrochronologie bis ca. 12.000 Jahre v. H. möglich (Stuiver und Reimer, 1993). Weiter zurück reichende Korrekturmodelle basieren auf dem Vergleich von 14C-Altern mit <sup>230</sup>Th/U-Datierungen (Bard et al., 1998), Varvenchronologie (Kitagawa und van der Plicht, 1998) oder mariner Sedimentchronologie (Voelker et al., 1998). Keiner dieser Korrekturansätze erreicht jedoch die Präzision der Baumringkalibration.

Mit der <sup>230</sup>Th/U Methode lassen sich neben biogenen Karbonaten (z. B. Korallen) und anorganischen Kalkausscheidungen (z. B. Sinter, Speleotheme) auch Niedermoortorfe bis zu einem Alter von maximal 500.000 Jahren datieren (Heijnis und van der Plicht, 1992; Geyh und Teschmer, 1997; Geyh et al., 1997). Bei der Datierung von Torf ist zu beachten, dass der beprobte Horizont eine Mächtigkeit von 20 cm überschreiten muss, um ein geschlossenes System zu gewährleisten. Wegen dieser Voraussetzung bleibt die Anwendung der Me-

thode auf wenige mächtig ausgebildete Torfhorizonte beschränkt. Weiterhin muss detritisch beigemischtes Thorium bei der Datierung berücksichtigt werden. Einen Überblick über <sup>230</sup>Th/U-Datierungen an Niedermoortorf aus dem Alpenvorland geben Geyh et al. (1997).

	<sup>14</sup> C	<sup>230</sup> Th/U	ESR	Kosmogene Nuklide	Lumineszenz
Physikalische Grundlage	Zerfall von <sup>14</sup> C zu <sup>14</sup> N	Zerfall von <sup>234</sup> U zu <sup>230</sup> Th	Strahlenschaden	In-situ prod. <sup>10</sup> Be, <sup>26</sup> Al, <sup>36</sup> Cl	Strahlenschaden
Datierbares Material	Karbonate, Organ. Material	Karbonate, Niedermoortorf	Karbonate, Zahnschmelz	Gesteins- oberflächen	Quarz, Feldspat
Datierbarer Altersbereich	bis maximal 50.000 a	bis maximal 500.000 a	bis maximal 500.000 a	ab ~ 10.000 a bis viele 1.000.000 a	wenige 100 a bis wenige 100.000 a
Auftretende Probleme	Kalibration Kontamination	•	Rekristallisierung Ungleichgewicht	Erosion Produktionsrate	Nullstellung Signalstabilität

Tabelle 1: Physikalische Methoden zur Datierung terrestrischer Quartärablagerungen

Die Elektronen-Spin-Resonanz-Spektroskopie (ESR) wird vor allem bei der Datierung von anorganischen und biogenen Karbonaten (Sinter, Korallen, Mollusken) eingesetzt. Darüber hinaus eignet sich die Methode aber auch zur Datierung des Zahnschmelzes von Großsäugern (Grün, 1989). Hierbei ist die exakte Bestimmung der Dosisleistung wegen auftretender radioaktiver Ungleichgewichte oft problematisch. Im Alpenvorland ist die ESR-Methode bisher nur sporadisch eingesetzt worden.

In den letzten Jahren hat sich die Datierung von Gesteinsoberflächen mittels in-situ gebildeten kosmogenen Nukliden als weitere Methode etabliert (Lal, 1991; Cerling und Craig, 1994; Gosse und Phillips, 2001). Mit ihr kann das Alter von erratischen Blöcken auf Moränenwällen und somit der Zeitpunkt des jeweiligen Eisvorstoßes bestimmt werden (Ivy-Ochs et al., 1995, 1999; Ivy-Ochs, 1996). Weiterhin ist die Datierung von Bergsturzereignissen (Ivy-Ochs et al., 1998) und Erosionsflächen möglich (Ivy-Ochs, 1996). Die Anwendung der Methode ist im Alpenraum bisher auf die erwähnten Fallstudien beschränkt geblieben. Unsicherheiten bei der Datierung liegen in der Berechung der Erosionsrate, der Bestimmung der Produktionsrate infolge sich ändernder Vegetations-, Schnee- und Sedimentbedeckung und einer möglichen postsedimentären Dislokation der datierten Blöcke.

Mit der Lumineszenzmethode kann die letzte Tageslichtexposition von Quarz- und Feldspatkörnern und somit das Ablagerungsalter von Sedimenten bestimmt werden (Wintle und Huntley, 1982). Die Methode deckt den Bereich zwischen wenigen hundert bis maximal einigen hunderttausend Jahren ab. In der Regel lässt sich zumindest der komplette letzte Glazialzyklus, also die gesamte Würm-Eiszeit, erfassen. Im Folgenden sollen die Grundlagen und Probleme der Lumineszenzmethode erläutert und ihre Anwendung an Fallbeispielen aus dem Alpenvorland diskutiert werden.

### PHYSIKALISCHE GRUNDLAGEN DER LUMINESZENZMETHODE

Die Methode beruht auf einem lichtempfindlichen Strahlenschaden, der als latente Lumineszenz in Mineralen wie Quarz und Feldspat vorliegt. Während des Transportes sind Sedimentkörner dem Tageslicht ausgesetzt und die Energie des Lichtes bewirkt ein Ausheilen

des latenten Lumineszenzsignals. Das Signal wird auf "Null" gestellt. Nach der Ablagerung sind die Sedimentpartikel vom Tageslicht abgeschirmt und das Lumineszenzsignal beginnt erneut zu wachsen.

Lumineszenz beschreibt die Eigenschaft von Mineralen, absorbierte radioaktive Energie als latentes Signal zu speichern. Das Prinzip der Lumineszenz wird anhand des Energiebändermodells verdeutlicht (Abb. 1). Durch ionisierende Strahlung werden Elektronen innerhalb des Kristallgitters in einen höheren Energiezustand gebracht. Die Elektronen springen vom Valenz- in das Leitungsband (Abb. 1a). Der größte Teil dieser Elektronen rekombiniert innerhalb weniger Millisekunden wieder mit dem Valenzband. Ein Teil der Elektronen wird jedoch an Fehlstellen innerhalb des Kristallgitters, sogenannten Elektronenfallen, gebunden (Abb. 1b). Solange dem Mineralkorn keine Energie in Form von Wärme oder Licht zugeführt wird, verweilen die Elektronen an den Fehlstellen über geologische lange Zeiträume (bis zu einigen Millionen Jahren). Wird ein Mineralkorn dem Tageslichtlicht ausgesetzt, so reicht die damit verbundene Energie aus, um die Elektronen wieder zu aktivieren, d. h. in das Leitungsband zu heben (Abb. 1c). Von dort rekombinieren die Elektronen wieder mit dem Valenzband und geben dabei die gespeicherte Energie in Form von Licht ab (Abb. 1d). Dieses Leuchten der Minerale wird als Lumineszenz bezeichnet.

Aus dem Vorangegangenen ergibt sich, dass die Intensität der Lumineszenz proportional zur Anzahl der rekombinierenden Elektronen ist. Das heißt, je mehr Elektronen gefangen sind, desto höher ist das latente Lumineszenzsignal. Über die Intensität der Lumineszenz lässt sich somit die vom Mineral in der Vergangenheit absorbierte Energie ableiten, die als akkumulierte Dosis (AD) oder Paläodosis bezeichnet wird. Sie wird in der Einheit Gray (1 Gy = 1 J kg $^{-1}$ ) angegeben. Die Höhe der AD hängt von zwei Faktoren ab, der Produk-

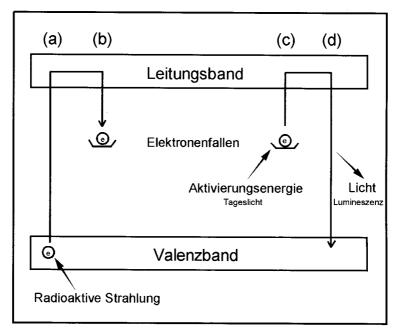


Abb. 1: Vereinfachte Form des Energiebändermodells zur Darstellung des physikalischen Prinzips der Lumineszenz. Erläuterungen im Text.

tionsrate an latenter Lumineszenz pro Zeiteinheit, die als Dosisleistung bezeichnet wird, und der seit der letzten Lichtexposition vergangenen Zeit. Die Dosisleistung entspricht der Intensität der natürlichen radioaktiven Strahlung im Sediment. Die Zeit, die seit der letzten Tageslichtexposition vergangen ist, d. h. also das Alter eines Sedimentes, lässt sich nach folgender Formel berechnen:

Alter (a) = 
$$\frac{\text{Akkumulierte Dosis (Gy)}}{\text{Dosisleistung (Gy a}^{-1})}$$

Für die Datierung eines Sedimentes muss demnach die von den Mineralen akkumulierte Dosis und die Dosisleistung im Sediment bestimmt werden.

Das Lumineszenzsignal lässt sich in mehrere Komponenten mit verschiedenen physikalischen Eigenschaften unterteilen, die verschiedenen Arten von Elektronenfallen, d. h. unterschiedlichen Kristallbaufehlern entsprechen. Somit lassen sich innerhalb der Lumineszenzmethode verschiedene Datierungstechniken unterscheiden, die bestimmte Vor- und Nachteile besitzen (Tab. 2). Beim Erhitzen einer Probe bis auf 500°C werden sämtliche Elektronenfallen geleert und das emittierte Licht wird als Thermolumineszenz (TL) bezeichnet. Diese Methode hat sich besonders bei der Datierung von Keramik und gebrannten Artefakten, aber auch bei Schlacken und vulkanischen Gesteinen bewährt. Bei diesen Materialien erfolgt die Nullstellung in der Natur durch die Erhitzung. TL hat bei der Datierung von Sedimenten den Nachteil, dass während der Messung auch nicht lichtsensitive Elektronenfallen stimuliert werden. Dieser nicht bleichbare Signalanteil muss ermittelt und bei der Datierung berücksichtigt werden. Eine entscheidende Weiterentwicklung für die Sedimentdatierung stellt die Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL) dar. Hierbei erfolgt die Stimulation der Elektronen mittels sichtbarem (Huntley et al., 1985) oder infrarotem Licht (Hütt et al., 1988). Bei der optischen Stimulation werden, wie in der Natur, nur die lichtempfindlichen Elektronenfallen geleert. Weiterhin wird das latente OSL-Signal unter günstigen Voraussetzungen bereits innerhalb weniger Minuten vollständig gelöscht, während für die Rückstellung der lichtsensitiven TL mehrere Stunden benötigt werden (Godfrey-Smith et al., 1988). Diese Lichtsensitivität der OSL ist bei der Datierung von relativ kurz dem Sonnenlicht ausgesetzten Sedimenten von entscheidendem Vorteil (vgl. Kap. 5.1).

Tabelle 2: Übersicht über die verschiedenen Lumineszenztechniken zur Datierung von Sedimenten

Lumineszenzart	Stimulationsquelle	Referenz
Thermolumineszenz (TL)	Wärme	Wintle und Huntley 1982
Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL)	Licht	Huntley et al. 1985
Grün Licht Stimulierte Lumi. (GLSL)	- Grünes Licht (420–550 nm)	Bøtter-Jensen und Duller 1992
Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL)	$-$ IR-Dioden (880 $\pm$ 80 nm)	Hütt et al. 1988
blue LED OSL	- Blaue Dioden $(470 \pm 20 \text{ nm})$	Bøtter-Jensen et al. 1999

Mit der Lumineszenzmethode ist es möglich sehr junge Sedimente (bis wenige Jahrhunderte) zu datieren. Bei fluviatilen Ablagerungen tritt jedoch oft eine signifikante Altersüberbestimmung in Folge residualer OSL auf (Olley et al., 1998). Für äolische Sedimente ist dieses Problem weniger bedeutsam. So konnten Radtke et al., (1998) für Dünensande aus Niedersachsen reproduzierbare OSL-Alter zwischen 200 und 300 Jahre bestimmen, wobei die Aktivität der Dünen nach der Auswertung von Gemeindechroniken in den Zeitraum 1700 bis 1750 n. Chr. fällt. Neuere Untersuchungen deuten an, dass auch für noch jüngere

Sedimente (bis einige Jahre) verlässliche OSL-Alter bestimmt werden können (Ballarini et al., 2003).

Die obere Datierungsgrenze der Lumineszenzmethode wird erreicht, wenn alle Elektronenfallen in den Mineralen belegt sind. Sie ist daher abhängig von der Art des Minerals und von der "Belegungsrate", d. h. wie viele Fallen in einer gewissen Zeit abgesättigt werden. Letzteres ist von der Dosisleistung im Sediment abhängig. Sedimente, die von Natur aus nur einen geringen Gehalt an radioaktiven Elementen zeigen, z. B. reine Quarzsande, haben dementsprechend eine viel höhere potentielle Datierungsobergrenze als Sedimente, in denen eine hohe natürliche Strahlung herrscht (z. B. Zirkon-Seifen). Eine sehr niedrige Dosisleistung von 0,4 mGy a<sup>-1</sup> tritt z. B. in einigen Regionen Australiens auf (Price et al., 2001). Die typische Dosisleistung von fluviatilen und äolischen Sanden des Alpenvorlandes liegt bei etwa 1,5 mGy a<sup>-1</sup> (Fiebig und Preusser, 2001, 2003), bei Löss und bei feinkörnigen Hochflutablagerungen beträgt sie etwa 3,5 mGy a<sup>-1</sup> (Preusser und Frechen, 1999; Preusser et al., 2001). In einigen Gebieten tritt aber auch eine viel höhere Dosisleistung auf, so z. B. bis zu 8 mGy a<sup>-1</sup> für Sedimente aus dem Oberlauf der Loire (Colls et al., 2001) oder bis zu 9,5 mGy a<sup>-1</sup> für vulkanoklastische Ablagerungen aus China (Li und Yin, 2001).

Neben dem Einfluss der Dosisleistung spielen auch die physikalischen Eigenschaften des untersuchten Minerals eine entscheidende Rolle. Hierbei zeigt Quarz üblicherweise eine geringere Sättigungsdosis als Feldspat (Duller, 1996). Die effektive Sättigungsdosis variiert aber selbst für verschiedene Quarzkörner innerhalb der gleichen Probe (Yoshida et al., 2000), was generelle Aussagen zur Datierungsreichweite unmöglich macht.

Praktische Erfahrungen haben gezeigt, dass mit den bisher zur Verfügung stehenden Methoden die Datierungsobergrenze für Löss aus Mitteleuropa üblicherweise im Bereich um 100.000 bis 150.000 Jahre liegt (Frechen, 1999; Zander, 2000). Da in fluviatilen Sanden des Alpenvorlandes die Dosisleistung in der Regel deutlich niedriger ist als in feinkörnigen Sedimenten, lassen sich diese theoretisch weiter zurück datieren. Praktische Erfahrungen hierzu fehlen aber noch weitestgehend. Untersuchungen an tertiären Molassesedimenten zeigen, dass die Sättigungsdosis von Feldspäten bei diesen Proben bei ca. 1000 Gy liegt (Fiebig und Preusser, 2001). Es ist daher auszuschließen, dass mit den derzeit zur Verfügung stehenden Methoden für derartige Sedimente zuverlässige Alter von > 500.000 Jahre bestimmt werden können. Ob dieses in der Zukunft mit neuen Messverfahren, die sich zur Zeit in der Erprobung befinden, möglich sein wird bleibt abzuwarten.

### **METHODIK**

Eine ausführliche Beschreibung der methodischen Details würden den Rahmen dieser Arbeit sprengen, weshalb hier nur die wichtigsten Punkte kurz betrachtet werden sollen. Ausführliche Zusammenfassungen der methodischen Aspekte liegen z.B. von Aitken (1985, 1998), Duller (1996), Krbetschek et al. (1997) und Wintle (1997) vor.

#### **PROBENNAHME**

Da bei Lumineszenzdatierungen ein lichtempfindliches Signal untersucht wird, darf während der Probennahme das zu untersuchende Material nicht dem Tageslicht ausgesetzt werden. Hierzu werden bei Bohrungen opake Kunststoffrohre eingesetzt. Diese haben den Nachteil, dass das Kernmaterial erst nach dem Öffnen im Rotlichtlabor begutachtet werden

kann. Es hat sich als vorteilhaft erwiesen, Kerne zur Entnahme von Lumineszenzproben parallel zu bereits vorhandenen Sedimentkernen zu bohren.

Bei Tagesaufschlüssen muss vor der Probennahme das der Witterung und dem Tageslicht exponierte Sediment entfernt werden. Die Proben werden dann mit opaken Stechzylindern aus dem frisch freigelegten Sediment entnommen. Alternativ können bei geeigneten Sedimenten kompakte Blöcke geborgen werden, von denen im Labor die äußere Schicht entfernt wird. Bei der Beprobung muss generell darauf geachtet werden, dass Kontaminationen durch Wurzelgänge, Krotowinen und Eiskeilpseudomorphosen vermieden werden.

### PROBENAUFBEREITUNG

Die Vorbereitung und Messung der Proben erfolgt unter gedämpftem Rotlicht, um ein Löschen des lichtempfindlichen Lumineszenzsignals zu unterbinden. Während der chemischen Aufbereitung werden Karbonate mittels Salzsäure und organische Bestandteile mittels Wasserstoffperoxid aus dem Probenmaterial entfernt, da diese Störsignale während der Lumineszenzmessung hervorrufen können. Weiterhin wird die Tonfraktion mittels Natriumoxalat dispergiert und entfernt. Darauf wird, je nach Sediment, entweder die Feinsiltfraktion (4–11 µm) oder die Sandfraktion (63–300 µm) extrahiert. Bei Sand wird das Körngrö-Benspektrum üblicherweise auf ca. 50 μm begrenzt (z. B. 100-150 μm). Die gewünschte Sandfraktion wird durch Siebung gewonnen, während die Anreichung der Fraktion 4-11 µm nach dem Stokes'schen Gesetz erfolgt. Hierbei wird meist entweder das Atterberg-Verfahren oder die von Frechen et al. (1996) beschriebene Technik eingesetzt. Die so gewonnene Feinsiltfraktion wird mittels Azeton in Suspension gebracht, auf Aluminiumscheibehen pipettiert und die Lösung wird anschließend eingedampft. Bei Sandproben wird wegen der unterschiedlichen internen Gehalte an radioaktiven Elementen un der unterschiedlichen Lumineszenzeigenschaften eine Mineralseparation durchgeführt. Es werden entweder Quarze oder kaliumreiche Feldspäte durch Dichtetrennung (z. B. mit Natriumpolywolframat) extrahiert (Mejdahl, 1985). Quarze werden mit konzentrierter Flusssäure geätzt, um mögliche Kontaminationen durch Plagioklase zu entfernen. Das gewonnene Probenmaterial wird vor der Messung mit Silikonspray als Kohäsionsmittel auf Probenträgern aus Edelstahl montiert.

### BESTIMMUNG DER AKKUMULIERTEN DOSIS

Zur Bestimmung der AD stehen eine Reihe von Verfahren zur Verfügung, von denen hier die zwei wichtigsten vorgestellt werden sollen. Die Multiple-Aliquot Additive-Dosis (MAA) Technik wurde in den 1960er-Jahre für die Datierung von Keramik entwickelt und später auf Sedimentdatierungen übertragen (Wintle und Huntley, 1982). Hierbei werden in der Regel je Probe 40–50 Aliquots hergestellt, in Gruppen von z. B. jeweils fünf Aliquots eingeteilt und sukzessive bestrahlt (Abb. 2). Vor der Messung wird das Probenmaterial thermisch vorbehandelt, um den durch die künstliche Bestrahlung induzierten, instabilen Anteil des Lumineszenzsignals zu entfernen (vgl. Kap. 5.2). Nachteil der MAA-Methode ist, dass zur Berechung der AD eine exponentielle Regression in den negativen Achsenbereich durchzuführen ist. Dieses kann bei ältern Proben (> 50.000 Jahre) zu großen Unsicherheiten führen.

In den letzten Jahren hat sich das Einzel (Single)-Aliquot Regenerative-Dosis (SAR) Verfahren von Murray und Wintle (2000) als Alternative zur MAA etabliert. Dabei wird zu-

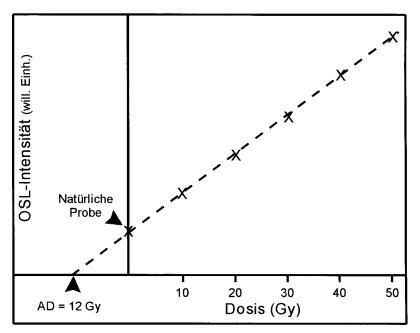


Abb. 2: Beispiel einer Aufbaukurve zur Berechung der akkumulierten Dosis (AD) nach der Multiple-Aliquot Additive-Dosis Technik. Mit zunehmender Bestrahlung der einzelnen Unterproben steigt die Intensität des OSL-Signals. Durch Extrapolierung kann die von der natürlichen Probe seit der letzten Sonnenlichtexposition akkumulierte Dosis bestimmt werden.

nächst die natürliche Lumineszenz eines Aliquots gemessen und dabei gelöscht. Darauf wird der gleiche Aliquot mehrfach erneut bestrahlt und gemessen (Abb. 3). Durch die Wahl geeigneter Dosispunkte verringert sich die Unsicherheit im Zuge der Kurvenregression und somit der analytische Fehler. Außerdem erlauben Wiederholungsmessungen von Aliquots der selben Probe Aussagen über die Nullstellung der Lumineszenz vor der Ablagerung (Kap. 5.1).

### BESTIMMUNG DER DOSISLEISTUNG

Die Dosisleistung setzt sich aus drei Komponenten zusammen. Die externe Dosisleistung umfasst die Strahlung aus dem Sediment, welches die Probe umgibt. Die Radioaktivität stammt aus dem Zerfall der Isotope der Zerfallsketten von  $^{238}$ U,  $^{235}$ U und  $^{232}$ Th, sowie von  $^{40}$ K und im geringen Maße  $^{87}$ Rb. Andere radioaktive Isotope wie z. B.  $^{14}$ C treten so untergeordnet auf, dass ihr Beitrag zur Dosisleistung vernachlässigbar ist. Zur Messung der Radioaktivität stehen eine Reihe von Methoden zur Verfügung (Singhvi und Krbetschek, 1996). Sie wird entweder über einzelne Komponenten der Strahlung ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ -Zählung) oder anhand der Konzentrationen an radioaktiven Elementen, z. B. mittels Gammaspektrometrie, Neutronenaktivierungsanalyse oder Inductively Coupled Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS), bestimmt (vgl. Preusser und Kasper, 2001; Preusser et al., 2003 a). Bei der Berechung der externen Dosisleistung muss die Sedimentfeuchte berücksichtigt werden, da radioaktive Strahlung durch Wasser stärker absorbiert wird als durch Luft. Mögliche Änderungen der

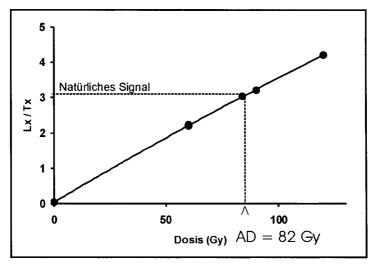


Abb. 3: Beispiel einer Aufbaukurve zur Berechung der akkumulierten Dosis (AD) nach der Einzel-Aliquot Regenerative-Dosis (SAR) Technik. Alle Messungen werden an der gleichen Unterprobe vorgenommen. Lx/Tx stellt bei diesem Verfahren die relative Intensität des korrigierten OSL-Signales dar.

hydrologischen Verhältnisse in der Vergangenheit müssen bei der Kalkulation der Abschwächung der radioaktiven Strahlung durch die Sedimentfeuchte berücksichtigt werden.

Die interne Dosisleistung stammt von radioaktiven Elementen, die in das Kristallgitter der untersuchten Minerale eingebaut sind. So liefert das in Feldspäten enthaltene <sup>40</sup>K einen bedeutenden Teil zur Gesamtdosisleistung. Für Quarz wird meist von einer vernachlässigbaren internen Dosisleistung ausgegangen.

Die kosmische Dosisleistung ergibt sich aus der Intensität an kosmischer Strahlung, die auf die Probe einwirkt hat. Diese ist abhängig von der Höhenlage und der geographischen Breite. Die kosmische Strahlung wird durch das die Probe überlagernde Sediment abgeschwächt, so dass die Entnahmetiefe mit in die Kalkulation eingeht. Die kosmische Dosisleistung wird meist nach dem von Prescott und Hutton (1994) beschriebenen Verfahren berechnet.

### MÖGLICHE FEHLERQUELLEN

Wie jede physikalische Datierungsmethode beinhaltet auch die Lumineszenz potentielle Fehlerquellen, die zu falschen Altersabschätzungen führen können. Einige dieser Schwierigkeiten wurden bereits kurz erörtert. Weitere Probleme sollen im folgenden diskutiert werden. Das Erkennen problematischer Proben ist essentiell für die Interpretation der Datensätze.

### UNVOLLSTÄNDIGE BLEICHUNG

Eine Voraussetzung für die Datierung ist die vollständige Rückstellung des in den Mineralen vor der Ablagerung des Sedimentes gespeicherten Lumineszenzsignals. Bei unvollständig gebleichten Proben verursacht das verbliebene Restsignal ein scheinbar höheres Se-

dimentationsalter (Abb. 4). Die für die Nullstellung der Lumineszenz benötigte Zeit ist von der Lichtintensität abhängig, die aus der primären Sonneneinstrahlung und der Absorption durch das Transportmedium resultiert. Bei direkter Sonnenlichteinstrahlung wird das OSL-Signal innerhalb weniger Minuten vollständig gelöscht. Bei Sedimenten, die in völliger Dunkelheit, z. B. ausschließlich bei Nacht, umgelagert werden, erfolgt hingegen keine Rückstellung der Lumineszenz. Da die meisten Sedimente vor ihrer endgültigen Ablagerung häufig umgelagert werden, ist dieser Fall in der Natur recht unwahrscheinlich. Weitaus problematischer ist die Absorption des Sonnenlichtes im fluviatilen Milieu. Die Lichtabschwächung wird durch Höhe der Wassersäule, Turbulenz und vor allem Trübe bestimmt (Ditlefsen, 1992). Für die Datierung ungeeignet sind demnach rasch und im trübem Medium verlagerte Sedimente wie z. B. Murgang- oder Bergsturzmaterial. Gut geeignet sind hingegen äolisch transportierte Sedimente (Löss, Dünensand). Bei fluviatilen Ablagerungen sind die Transportweite, das Strömungsmilieu und die Menge an Sedimentfracht die entscheidenden Faktoren. Für derartige Ablagerungen muss die Nullstellung der Lumineszenz vor der Ablagerung verifiziert werden.

Dazu stehen eine Reihe von Möglichkeiten zur Verfügung. Zum einen wird das latente OSL-Signal wesentlich schneller von Tageslicht gebleicht als das TL-Signal (Godfrey-Smith et al., 1988; vgl. Kap. 3). Übereinstimmende OSL- und TL-Alter lassen sich demnach nur bestimmen, wenn beide Signale vor der Ablagerung auf Null gestellt wurden (Fuller et al., 1994). Dieser Ansatz nutzt allerdings nicht den Vorteil der OSL, die schnelle Rückstellung des Signals, und bleibt somit auf gut gebleichte Sedimente beschränkt. Eine andere Möglichkeit ist der Vergleich von Altern, die für verschiedene Korngrößen bestimmt

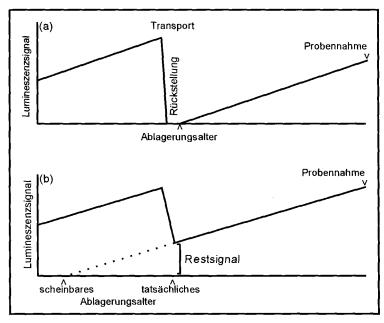


Abb. 4: Vergleich des Prinzips von vollständiger (a) und unvollständiger (b) Rückstellung des Lumineszenzsignals vor der Ablagerung. Bei unvollständig gebleichten Proben bewirkt das verbleibende Restsignal eine Überbestimmung des Lumineszenzalters.

wurden. Die Silt- und die Sandfraktion werden innerhalb der Wassersäule meist als Suspension bzw. in der Form von Saltation transportiert. Dadurch sind beide Fraktionen unterschiedlich lange und intensiv dem Tageslicht ausgesetzt. Das Übereinstimmen von Altern für Proben aus verschiedenen Fraktionen ist somit ein deutlicher Hinweis auf die Nullstellung des OSL-Signals (Preusser, 1999 a). Weiterhin unterscheiden sich zeitlich und räumlich die Ablagerungs- und damit die Belichtungsgeschichte einzelner Horizonte innerhalb einer stratigraphischen Einheit. Sich entsprechende OSL-Alter für mehrere Proben aus der selben Schicht sind deshalb ein weiteres Indiz für die Nullstellung. Bei der SAR-Technik ist das Streuen der akkumulierten Dosis verschiedener Aliquots ein Beleg für unvollständig gebleichte Proben (Murray et al., 1995; Olley et al., 1998). Dieser Ansatz bietet auch die Möglichkeit Alter für wenig belichtete Sedimente, z. B. proxy-glaziale Ablagerungen, zu bestimmen. Gegenwärtig werden Verfahren der Einzelkorndatierung erprobt, die in dieser Hinsicht ein großes Potential besitzen (Duller et al., 2000; Roberts et al., 2000).

### SIGNALINSTABILITÄT

Durch die künstliche Bestrahlung wird in den Mineralen ein zeitlich instabiles Lumineszenzsignal induziert, das in geologisch alten Proben nicht mehr vorhanden ist. Dieses instabile Signal führt bei der Datierung zu Altersunterbestimmungen. Instabile Signalanteile können jedoch durch thermische Vorbehandlung der Proben vor der Messung, sogenanntes Vorheizen, entfernt werden. Durch Variieren der Vorheizdauer oder Temperatur kann überprüft werden, ob der instabile Signalanteil eliminiert wurde. Das Vorheizen gehört zu den Standardprozeduren bei der Datierung.

Trotz Vorheizens scheinen Feldspatproben aus einigen Regionen dennoch altersunterbestimmt zu sein (Kronborg und Mejdahl, 1989; Duller, 1994; Balescu et al., 1997). In vielen anderen Gebieten tritt dieses Phänomen jedoch nicht auf. Es ist deshalb notwendig zu überprüfen, ob derartige Unterbestimmungen für Proben aus dem jeweiligen Untersuchungsgebiet auftreten. Dieses ist durch den Vergleich mit unabhängigen Datierungsergebnissen möglich. In Abbildung 5 sind OSL-Alter gegen die Ergebnisse von <sup>14</sup>C und <sup>230</sup>Th/U-Datierungen für Proben aus dem Alpenvorland aufgetragen. Die Ergebnisse für die unterschiedlichen Methoden stimmen sehr gut überein, so dass eine Unterbestimmung der OSL-Alter für diese Proben und ähnliche Sedimente aus dem Alpenvorland ausgeschlossen wird.

### VERÄNDERUNG DER DOSISLEISTUNG

Bei der Lumineszenzdatierung wird davon ausgegangen, dass die Intensität der Radioaktivität im Sediment seit der Ablagerung konstant geblieben ist. Durch den Eintrag oder die Abfuhr von radioaktiven Elementen kann sich die Dosisleistung aber stark ändern. So ist mit der Zementation eines Sandes durch Karbonat meist ein signifikanter Eintrag von Uran verbunden. Die Dosisleistung wäre somit nach der Zementation höher als davor. Da nur die gegenwärtige Dosisleistung bestimmt werden kann, würde die über den gesamten Zeitraum wirksame Dosisleistung überschätzt. Das hätte eine Unterbestimmung des Lumineszenzalters zur Folge. Der Grad der Unterbestimmung ist kaum zu quantifizieren, da der Zeitpunkt der Zementation und die Menge an eingetragenem radioaktivem Elementen in der Regel nicht bekannt sind. In entkalkten Sedimenten würde durch die Abfuhr von Uran die Dosisleistung, die über den gesamten Zeitraum seit der Sedimentation wirksam war, unterschätzt werden, was eine Überbestimmung des Alters nach sich ziehen würde. Postsedimen-

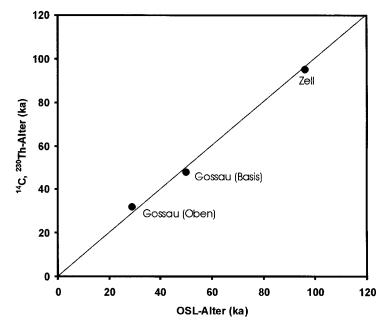


Abb. 5: Vergleich von mittlerem OSL-Alter (1 ka = tausend Jahre) mit mittlerem <sup>14</sup>C bzw. <sup>230</sup>Th/U-Alter des gleichen Horizontes für Sedimente aus dem Alpenvorland.

tär stark überprägte Ablagerungen beinhalten somit große Unwägbarkeiten und Datierungen derartiger Sedimente sollten äußerst kritisch bewertet werden.

### BEISPIELE

Bisher ist die Anzahl an mit Lumineszenz datierten Profilen des Alpenvorlandes noch sehr begrenzt (Abb. 6). Frühe Arbeiten mit TL haben sich vor allem auf die Datierung von Lössabfolgen konzentriert. Erst in jüngerer Zeit war es durch den Einsatz von OSL möglich, auch fluviatile und kolluviale Sedimente zu datieren. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über die vorliegenden Daten aus dem Alpenvorland gegeben.

### LÖSSPROFILE AUS DEM ALPENVORLAND

Die ersten TL-Alter aus dem Alpenvorland wurden im Lössprofil Offingen an der Mindel ermittelt (Rögner et al., 1988). Das Alter des Lohner Bodens (Stilfried-B) wurde in diesem Profil durch Datierung der über- und unterlagernden Lössschichten auf 28.000–30.000 Jahre eingegrenzt. Dieses bestätigte die Korrelation des Bodens mit dem Denekamp-Interstadial des nördlichen Mitteleuropas. Profile aus dem Regensburger Raum zeigten Lössakkumulation direkt vor dem Riss/Würm-Interglazial, während des späten Altwürms und zur Zeit des Würmmaximums (Buch und Zöller, 1990). Eine Zusammenfassung und Ergänzung dieser ersten TL-Datierungen legten Stremme et al. (1991) vor. Neuere Datierungen liegen für mittel- und jungwürmzeitliche Lössdeckschichten der Hochterrassen des Lech (Bobin-

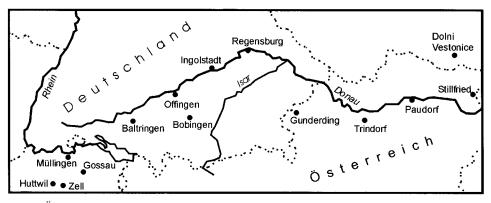


Abb. 6: Überblick über die Lage der wichtigsten Lokalitäten des Alpenvorlandes, die bisher mit Lumineszenz datierten worden sind.

gen) bzw. des Inn (Gunderding) und der Traun (Trindorf) vor (Becker-Haumann und Frechen, 1997; Terhorst et al., 2002).

Eine Zweiteilung der Hochterrasse konnte durch TL-Datierungen von Deckschichtenprofilen bei Baltringen a. d. Riss verdeutlicht werden. Nach diesen Untersuchungen ist die
Riss-Eiszeit in zwei Phasen zu untergliedern, die durch ein ausgeprägtes Interstadial oder
gar Interglazial getrennt sind (Miara et al., 1996). Aus den Lössen Niederösterreich liegt
eine Reihe von TL-Datierungen vor (Noll et al., 1994; Zöller et al., 1994), die zuletzt durch
Zöller (2000) zusammengefasst und ergänzt wurden. In das Altwürm fallen demnach der
Stillfried-A-Bodenkomplex mit seinen Humuszonen, während das Stillfried-B in das ausgehende Mittelwürm gestellt wird. Nach Zöller (2000) entspricht der Paudorfer Boden einer
interstadialen Bildung, die entweder ins frühe Mittelwürm zu stellen ist oder einem verkürztem Stillfried A entspricht. Wegen der nicht eindeutigen Datierungsergebnisse bleibt das genaue Alter des Paudorfer Bodens bislang aber unsicher.

Die vorliegenden Lumineszenzalter ermöglichen eine zeitliche Korrelation der Löss/Paläobodenabfolgen des Voralpenlandes mit Standardprofilen des benachbarten Tschechien und Ungarn, für die eine ganze Reihe von Lumineszenzdatierungen vorliegen (Frechen et al., 1997; Frechen et al., 1999; Zander, 2000; Zander et al., 2000). Weiterhin erlauben die Datierungen einen direkten Vergleich dieser terrestrischen Paläoklimaarchive mit der Isotopenstratigraphie der Tiefsee auf der Basis des Alters der jeweiligen Ablagerungen (Abb. 7). Dabei erscheint die Lössabfolge Ungarns wesentlich lückenhafter als bisher angenommen. Der obere Mende (MF1)-Boden entspricht nach den Datierungen nicht dem letzten Interglazial, sondern ist in das Marine Isotopenstadium (MIS) 3 zu stellen (Frechen et al., 1997). Der MF 2 gehört entweder in früheste MIS 3 oder ins MIS 5. Die Datierungen zeigen weiter, dass der obere Pedokomplex (PK) II der tschechischen Lössstratigraphie vermutlich als Bildung des MIS 3 und nicht des MIS 5 anzusehen ist (Frechen et al., 1999).

### PROFILE AUS DEM SCHWEIZER ALPENVORLAND

Aus dem Alpenvorland der Schweiz liegen Datierungen aus mehreren Schlüsselprofilen vor. In der Kiesgrube bei Gossau (Kanton Zürich) waren Schieferkohlen aufgeschlossen, die nach <sup>14</sup>C und <sup>230</sup>Th/U-Datierungen in das Mittelwürm gestellt werden (Schlüchter et al.,

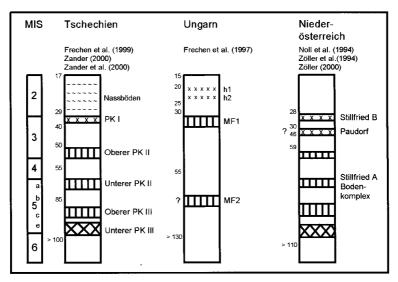


Abb. 7: Vergleich der auf Lumineszenz beruhenden Chronostratigraphie für verschiedene Lössprovinzen des südlichen Mitteleuropas mit marinen Isotopenstadien (MIS).

1987; Geyh und Schlüchter, 1998). Diese Einschätzung wird durch OSL-Datierungen der in den Schieferkohlenkomplex eingeschalteten Hochflutsedimente bestätigt (Preusser, 1999b). Die Abfolge stellt eines der am besten erhaltenen Mittelwürmprofile des Alpenvorlandes dar (Abb. 8). Innerhalb des frühen Mittelwürms treten zwei Interstadiale auf, die Pollen von *Picea abies* (Fichte) führen und eine mittels Käferresten rekonstruierte mittlere Juli-Temperatur von 13°C aufweisen. Ein weiteres Mittelwürm-Interstadial mit einer mittleren Juli-Temperatur von 9°C wurde auf 30.000 Jahre datiert (Preusser et al., 2003b). Diese Periode entspricht zeitlich dem Stillfried B der Lössprofile und dem Denekamp-Interstadial des nördlichen Mitteleuropas. Es stellt die letzten Phase moderat-kühler Klimaverhältnisse vor dem Würmmaximum mit seinen ausgeprägten kalt-klimatischen Bedingungen dar.

Die Deltaschüttung unterhalb des Schieferkohlenkomplexes, die als Relikt eines Eisvorstoßes angesehen wird (Schlüchter et al., 1987), korreliert nach einer Vielzahl von OSL-Datierungen mit dem ersten Frühwürmstadial (103.000 Jahre; Preusser et al., 2003 b). Während dieser Zeit kam es im nördlichen Alpenvorland zu einer vollkommenen Vernichtung der thermophilen Gehölze, wie sie in mehreren Pollenprofilen dokumentiert ist (Welten 1981, Wegmüller 1992, Drescher-Schneider, 2000). Die Kombination aus sedimentologischen und palynologischen Befunden kann als Hinweis auf einen frühen würmzeitlichen Eisvorstoß über den Alpenrand hinaus gedeutet werden, wie ihn schon Welten (1981) gefordert hatte. In den Profilen von Les Echetes und La Grande Pile zeichnet sich das erste Stadial des letzten Glazialzyklus (Melisey I) vor allem durch eine niedrigere Jahresmittel-Temperatur aus (Guiot et al., 1989). Die Abnahme in der Niederschlagsmenge ist weniger signifikant als während späterer Phasen der letzten Eiszeit. Ein kühles aber feuchtes Klima muss zwangsläufig ein Anwachsen der Gletscher nach sich gezogen haben. Mit der Ausnahme von Gossau gibt es hierfür bisher jedoch keine weiteren direkten geologischen Belege. Dabei muss bedacht werden, dass Ablagerungen älterer Eisvorstöße durch die maximale Würmvereisung entweder erodiert oder massiv überschüttet wurden. Sie sind demnach nur

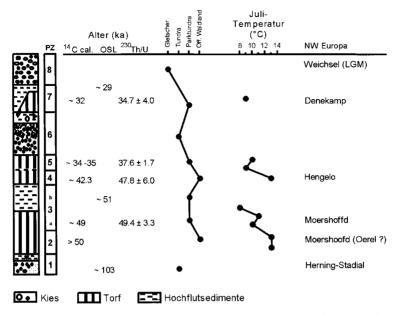


Abb. 8: Schematische Darstellung des Profils Gossau mit Datierungen, paläoklimatischen Informationen und vorgeschlagenen Korrelationen mit der Stratigraphie des nordwestlichen Mitteleuropas (nach Preusser et al. 2003b).

unter günstigen Gegebenheiten erhalten oder gar aufgeschlossen. Es ist weiterhin möglich, dass eine Frühwürm-Vergletscherung nur im Westen über den Alpenrand hinaus reichte, da die Nährgebiete der Gletscher in den Ostalpen deutlich tiefer liegen.

In der Kiesgrube Marti bei Zell (Kanton Luzern) wurde für feinkörnige fluviatile Sedimente der Luthern (Mittlere Zeller Schotter) ein mittleres OSL von 96.000 Jahre bestimmt (Preusser et al., 2001). Dieses Ergebnis stimmt zeitlich mit der palynologischen Einordnung in das erste Frühwürm-Interstadial (Küttel, 1989) und mit einem mittleren <sup>230</sup>Th/U-Alter von 95,000 Jahre (Geyh et al., 1997) sehr gut überein. Der sedimentologische Charakter der Mittleren Zeller Schotter, bei denen es sich nicht um Schotter, sondern um feinsandige Silte aus einem Stillwasserbereich (Oxbow) handelt, unterstützt ebenfalls die auf den palynologischen Befunden basierende Einordnung in warmzeitliche Klimaverhältnisse. Die Oberen Zeller Schotter werden auf Basis der OSL-Datierungen der Deckschichten (14.000-21.000 Jahre) und der am Top der Schotter auftretenden Bodenbildung an die Grenze Früh-/Mittelwürm (MIS 4) gestellt. Die groben Schotter werden als Ergebnis ausgeprägt kaltklimatischer Verhältnisse zu dieser Zeit interpretiert (Preusser et al., 2001). Einen weiteren Hinweis auf kaltzeitliche Klimabedingungen und einen möglichen Gletschervorstoß bis an den Alpenrand um 66.000 Jahre liefern OSL-Datierungen der Reusstal-Sande aus dem Profil bei Müllingen (Preusser und Graf, 2002). Für einen möglichen Gletschervorstoß während des MIS 4 gelten die bereits im Zusammenhang mit dem Profil Gossau diskutierten Überlegungen zu der möglichen Geometrie der Gletscherausbreitung. Eine sichere Zuordnung glazigener Sedimente zu frühwürmzeitlichen Eisvorstößen wird nur durch weitere Datierungen möglich sein.

Im Profil Galgenmoos bei Huttwil wurden parallel Proben für Lumineszenzdatierungen und Pollenanalyse entnommen (Wegmüller et al., 2002). Die OSL-Alter stellen den oberen Teil der Abfolge, der durch Abspülsedimente aufgebaut wird, ins späte Mittelwürm bzw. in das Würmmaximum (Abb. 9). Die Umlagerung dieser Sedimente ist wohl auf eine reduzierte Vegetationsdecke zu diesen Zeiten zurückzuführen. Der obere Teil der im Profil aufgeschlossenen Torfe wird nach OSL-Datierungen und Pollenstratigraphie übereinstimmend in das frühe Mittelwürm gestellt (55.000 Jahre). Für die Basis des Profils ergab sich jedoch eine deutliche Diskrepanz zwischen OSL-Alter (50.000–60.000 Jahre) und palynologischer Einordnung (1. Frühwürm-Interstadial; 95.000 Jahre). Ähnliche Widersprüche traten bereits in der nahegelegenen Bohrung Beerenmösli auf, in der für pollenstratigraphisch in das 1. Frühwürm-Interstadial gestellte Abschnitte des Profils deutlich jüngere <sup>230</sup>Th/U-Alter (45.000 Jahre) ermittelt wurden (Wegmüller, 1992). Die Ursache für die Abweichung zwischen physikalischen Datierungen und der auf Pollenanalyse basierenden chronostratigraphischen Zuordnung ist bisher noch unklar.

### SEDIMENTE AUS DEM RAUM INGOLSTADT

Erste OSL-Datierungen liegen für Sedimente aus dem Donautal und Tertiärhügelland bei Ingolstadt vor (Abb. 10). Hierbei konnte gezeigt werden, dass ein postuliertes pliozänes Schichtpaket, die sogenannten Geisenfeld Sande (Unger, 1999), zumindest zu einem großen Teil quartäre Umlagerungsprozesse dokumentiert (Fiebig und Preusser, 2001). Diese Umlagerungen fallen in kaltzeitliche Phasen und eine Korrelation mit der zu erwartenden geringen Pflanzenbedeckung ist naheliegend. Ähnliche Prozesse scheinen für die Bildung von

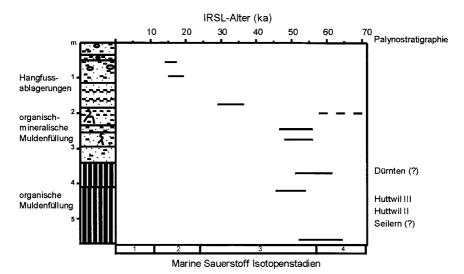


Abb. 9: Das Profil Huttwil-Galgenmoos mit den Ergebnissen von OSL-Datierungen und der chronostratigraphischen Einstufung basierend auf Palynostratigraphie (nach Wegmüller et al., 2002). Die Basis der Torfe wird nach der Pollenanalyse in das beginnende Frühwürm gestellt (Seilern – Huttwil III, ca. 115.000–96.000 Jahre), während die OSL-Alter für den selben Horizont bei 60.000–50.000 Jahre liegen. Der obere Teil der Torfablagerungen gehört vermutlich in das Dürnten-Interstadial (ca. 55.000 Jahre).

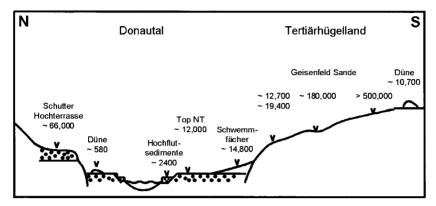


Abb. 10: Schematischer Überblick über die Alter von Sedimenten aus dem Raum Ingoldstadt (nach Fiebig und Preusser, 2001, 2003). Widersprüche mit der bisher gültigen chronostratigraphischen Einordnung ergaben sich für die Geisenfeld Sande, für die ein pliozänes Alter diskutiert wurde (Unger, 1999). Für die Düne auf der Niederterrasse wurde bislang ein spätglaziales Alter vermutet. Die Hochterrasse der Schutter-Donau wird nach der klassischen Stratigraphie in die Riss-Eiszeit gestellt. Nach den Datierungen sind die Ablagerungen aber deutlich jünger.

mächtigen, ~14.800 Jahre alten fluviatilen Deckschichten der Donau-Niederterrasse verantwortlich zu sein.

Die Datierung fluviatiler Ablagerungen von Donau, Paar und Iller zeigte, dass jungholozäne Hochflutsedimente und Sandlinsen in Schottern in der Regel gut mit OSL datierbar sind (Fiebig und Preusser, 2003). So wurde für römerzeitliche Hochflutablagerungen der Donau ein OSL-Alter von  $2400\pm300$  Jahre bestimmt. Der oberste Abschnitt der Niederterrassen wurde nach den Datierungen in der Jüngeren Dryaszeit abgelagert. Es konnte weiterhin gezeigt werden, dass zumindest einige Hochterrassen dieser Region zeitlich nicht in die vorletzte Eiszeit (Riss) zu stellen sind, sondern Alter zeigen, die eine Bildung während des Früh- und Mittelwürms implizieren. Wegen der bisher geringen Anzahl an vorliegende OSL-Datierungen, muss der in diesem Zusammenhang vorhandene weitere Forschungsbedarf unterstrichen werden.

Eine Düne im Tertiärhügelland ist nach den Datierungen an die Grenze Quartär/Holozän zu stellen (Fiebig und Preusser, 2001). Eine weitere Düne auf der Niederterrasse der Donau wurde auf 580 Jahre datiert. Die Umlagerung der jungen Düne ist vermutlich auf den Einfluss des Menschen zurückzuführen, wie er auch in Norddeutschland dokumentiert ist (Radtke et al., 1998). Durch einschneidende Rodungen und anschließende ackerbauliche Nutzung wurde die stabilisierende Pflanzendecke von der Oberfläche der Sande entfernt. In Zeiten längerer Brachen und damit verbundenem geringen Pflanzenbewuchs war die äolische Mobilisation der Sande möglich. Inwieweit hierbei auch natürliche Klimaänderungen eine Rolle spielen ist noch nicht geklärt.

### **SCHLUSSFOLGERUNGEN**

Mit Lumineszenz ist es möglich Sedimente zu datieren, deren Alter bisher nicht sicher fassbar war. Der Vergleich mit unabhängigen Datierungsmethoden hat die Verlässlichkeit der Methode bestätigt. In den nächsten Jahren ist mit einer Weiterentwicklung der Messme-

thoden und einer Verbesserung im Bereich des analytischen Fehlers zu rechnen. Einzelkorndatierungen haben das Potential auch die Datierung wenig gebleichter glazigener Sedimente zu ermöglichen, die bisher noch sehr problematisch sind. Es ist zu erwarten, dass sich die Lumineszenz weiter etablieren und innerhalb der Quartärforschung zu einer der wichtigsten Datierungsmethoden zählen wird. Es ergibt sich hieraus die Möglichkeit für terrestrische Sedimente eine von der Tiefseestratigraphie unabhängige Geochronologie zu erstellen. Bisher wurden kontinentale Sedimentabfolgen jenseits der Reichweite der <sup>14</sup>C-Methode hauptsächlich in Anlehnung an die Sauerstoffisotopenkurve "datiert". Nur mittels unabhängiger Chronologien wird es jedoch möglich sein, terrestrische und marine Klimaarchive unvoreingenommen vergleichen zu können.

Durch die Möglichkeit der Datierung gewinnen fluviatile Sedimente für die Paläoklimarekonstruktion enorm an Bedeutung, da sie die hydrologischen Verhältnisse zur Zeit ihrer Ablagerung widerspiegeln. Schotterakkumulation findet nur statt, wenn ein Gewässer durch grobe Erosionsfracht überlastet ist. Die Bereitstellung vom grobklastischem Sediment wird durch das vermehrte Anfallen an Frostschutt unter kalten Klimabedingungen erklärt. Diese klimatische Interpretation sollte jedoch durch weitere Anzeichen wie das Auftreten von Driftblöcken oder Kryoturbationsspuren abgesichert werden. Es stellt sich die Frage, ob das Vorhandensein von Schottern allein als Hinweis für eine Vorlandvergletscherung herangezogen werden darf. Streng genommen kann ein Schotter nur dann zweifelsfrei als Beleg für eine Eiszeit betrachtet werden, wenn eine Verbindung mit eindeutig glazigenen Sedimenten möglich ist.

Auch Dünensande und Löss werden in Mitteleuropa üblicherweise als kaltklimatische Indikatoren gewertet, da dichter Pflanzenbewuchs die Bereitstellung von äolisch transportierbaren Sedimenten unterbindet. Die Orientierung von Dünen und deren interne Struktur erlauben zusätzlich die Rekonstruktion der dominanten bodennahen Windrichtung. Hierdurch sind direkte Rückschlüsse auf die atmosphärische Zirkulation in der Vergangenheit möglich (Preusser et al., 2002). Die vorliegenden Datierungen zeigen aber auch den Einfluss des Menschen auf die Aktivierung äolischer Umlagerungsprozesse und die Komplexität der kausalen Zusammenhänge im System Klima-Mensch-Geosphäre.

### DANKSAGUNG

Für ihre kritische Durchsicht des Manuskripts sei den Herren Dr. Markus Fiebig, München, und Jürgen Reitner, Wien, gedankt. Ein Teil der vorgestellten Untersuchungen wurden durch Mittel des Nationalfonds der Schweiz finanziell unterstützt (NF 21–063988.00-Schlüchter).

### LITERATUR

Aitken, M. J., 1985: Thermoluminescence dating. Academic Press, London, 359 pp.

Aitken, M. J., 1998: An introduction to optical dating. University Press, Oxford, 267 pp.

Allen, J. R. M., W. A. Watts and B. Huntley, 2000: Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment: the record from Lage Grande di Monticchio, southern Italy. Quaternary International, 73/74, 91–110.

Balescu, S., M. Lamothe and J.-P. Lautridou, 1997: Luminescence evidence for two Middle Pleistocene interglacial events at Tourville, northwestern France. Boreas, 26, 61–72.

Ballarini, M., S. Wallinga, A. S. Murray, S. Van Heteren, A. P. Oost, A. J. J. Bos and C. W. E. Van Eijk, 2003: Optical dating of young coastal dunes on a decadal time scale. Quaternary Science Reviews, 22, 1011–1017.

- Bard, E., M. Arnold, B. Hamelin, N. Tisnerat-Laborde and G. Caioch, 1998: Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U and <sup>14</sup>C ages of corals: An updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. Radiocarbon, 40, 1085–1092.
- Becker-Haumann, R. und M. Frechen, 1997: Vergleichende Lumineszenz-Datierungen mit IRSL und TL am Deckschichtenprofil Bobingen/Lechtal. Zeitschrift f. geologische Wissenschaften, 25, 617–633.
- Bøtter-Jensen, L. and G. A. T Duller, 1992: A new system for measuring OSL from quartz samples. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 20, 549–553.
- Bøtter-Jensen, L., V. Mejdal and A. S. Murray, 1999: New light on OSL. Quaternary Science Reviews, 18, 303–309.
- Buch, M. W. und L. Zöller, 1990: Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösse im Raum Regensburg. Eiszeitalter u. Gegenwart, 40, 63–84.
- Cerling, T. E. and H. Craig, 1994: Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. Annual Review of Earth and Planetary Science, 22, 273–317.
- Colls, A. E., S. Stokes, M. D. Blum and E. Straffin, 2001: Age limits on the Late Quaternary evolution of the upper Loire River. Quaternary Science Reviews, 20, 743–750.
- Ditlefsen, C., 1992: Bleaching of K-feldspars in turbid water suspensions: A comparison of photo- and thermoluminescence signals. Quaternary Science Reviews, 11, 33–38.
- Drescher-Schneider, R., 2000: Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riss/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der Pollenanalytischen Untersuchungen. Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wissenschaften, 12, 39–92.
- Duller, G. A. T., 1994: Luminescence dating using feldspars: a test study from New Zealand. Quaternary Science Reviews, 13, 423–427.
- Duller, G. A. T., 1996: Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments. Progress in Physical Geography, 20, 127–145.
- Duller, G. A. T., L. Bøtter-Jensen and A. S. Murray, 2000: Optical dating of single sand-size grains of quartz: sources of variability. Radiation Measurements, 32, 453–457.
- Fiebig, M. und F. Preusser, 2001: Lumineszenzalter von Quartärablagerungen im Donautal und im Tertiärhügelland bei Ingolstadt Bayern. Geologica Bavarica, 106, 259–271.
- Fiebig, M. und F. Preusser, 2003: Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. Zeitschrift f. Geomorphologie NF. (im Druck)
- Frechen, M., 1999: Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. Quaternary Science Reviews, 18, 243–269.
- Frechen, M., U. Schweizer and A. M. Zander, 1996: Improvements in sample preparation for the fine grain technique. Ancient TL, 14, 15–17.
- Frechen, M., E. Horváth and G. Gábris, 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. Quaternary Research, 48, 291–312.
- Frechen, M., A. Zander, V. Cilek and V. Lozek, 1999: Loess chronology of the last interglacial/glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. Quaternary Science Reviews, 18, 1467–1493.
- Fuller, I. C., A. G. Wintle and G. A. T. Duller, 1994: Test of partial bleach methodology as applied to the infra-red stimulated luminescence of an alluvial sediment from the Danube. Radiation Measurements, 23, 539–544.
- Geyh, M. A., G. Hennig und D. Oetzen, 1997: U/Th-Datierung interglazialer und interstadialer Niedermoortorfe und Lignite Stand und Zukunft. Schriftenreihe Deutsche Geol. Ges., 4, 187–199.
- Geyh, M. A. und A. Teschmer, 1997: <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U-Datierungen der organogenen Sedimente der Bohrung Groß Todtshorn Kr. Harburg; Niedersachsen. Schriftenreihe Deutsche Geol. Ges., 4, 103–110.
- Geyh, M. A. and Ch. Schlüchter, 1998: Calibration of the <sup>14</sup>C time scale beyond 22,000 BP. Radiocarbon, 40, 475–482.
- Godfrey-Smith, D. I., D. J. Huntley and W.-H. Chen, 1988: Optical dating studies of quartz and feldpsar sediment extract. Quaternary Science Reviews, 7, 373–380.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews, 20, 1475–1560.
- Grüger, E., 1979: Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. Geologica Bavarica, 80, 5–64.

- Grün, R., 1989: Die ESR-Altersbestimmungsmethode. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 132 pp.
- Guiot, J., A. Pons, J. L. de Beaulieu and M. Reille, 1989: A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. Nature, 338, 309–313.
- Heijnis, H. and J. van der Plicht, 1992: Uranium/thorium dating of Late Pleistocene peat deposits in NW Europe, uranium/thorium isotope systematics and open-system behaviour of peat layers. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 94, 161–171.
- Huntley, D. J., D. I. Godfrey-Smith and M. L. W. Thewalt,, 1985: Optical dating of sediments. Nature, 313, 105–107.
- Husen van, D. (Hrsg.), 2000: Klimaentwicklung im Riss/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 6–3) in den Ostalpen. Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wissenschaften, 12, 179 pp.
- Hütt, G., I. Jaek, and J. Tschonka, 1988: Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectrum. Quaternary Science Reviews, 7, 381–386.
- Ivy-Ochs, S., 1996: The dating of rock surfaces using in situ produced <sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al and <sup>36</sup>Cl, with examples from Antarctica and the Swiss Alps. Diss. ETH Zürich No. 11763, Zürich, 196 pp.
- Ivy-Ohs, S., Ch. Schlüchter, P. Kubik und J. Beer, 1995: Das Alter der Egesenmoräne am Julierpaß. Geowissenschaften, 13, 313–315.
- Ivy-Ochs, S., H. Heuberger, P. Kubik, H. Kerschner, G. Bonani, M. Frank and Ch. Schlüchter, 1998: The age of the Köfels event. Relative <sup>14</sup>C and cosmogenic isotope dating of an early Holocene landslide in the central Alps Tyrol, Austria. Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 34, 57–68.
- Ivy-Ochs, S., Ch. Schlüchter, P. Kubik and G. H. Denton, 1999: Moraine exposure dates imply synchronous Younger Dryas glaciers advances in the European Alps and in the Southern Alpes of New Zealand. Geografiska Annaler, 81A, 313–323.
- Kitagawa, H. and J. van der Plicht, 1998: A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: Extension of the <sup>14</sup>C calibration curve. Radiocarbon, 40, 505–515.
- Klaus, W., 1987: Das Mondsee-Profil: R/W-Interglazial und vier Würm-Interstadiale in einer geschlossenen Schichtenfolge. Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wissenschaften, 7, 3–18.
- Krbetschek, M. R., J. Götze, A. Dietrich and T. Trautmann, 1997: Spectral information from minerals relevant for luminescence dating. Radiation Measurements, 27, 695–748.
- Kronborg, Ch. and V. Mejdahl, 1989: Thermoluminescence dating of Eemian and Early Weichselian deposits in Denmark. Quaternary International, 3/4, 93–99.
- Küttel, M., 1989: Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. Rose, J. und Schlüchter, Ch. (Hrsg.), Ouaternary Type Sections: Imagination or Reality? 179–191. Balkema, Rotterdam.
- Lal, D., 1991: Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters, 104, 424–439.
- Li, S.-H. and G. M. Yin, 2001: Luminescence dating of young volcanic activity in China. Quaternary Science Reviews, 20, 865–868.
- Mejdahl, V., 1985: Thermoluminescence dating of partially bleached sediments. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 10, 711-715.
- Miara, S., L. Zöller, K. Rögner und D.-D. Rosseau, 1996: Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Rißkomplexes – neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. Zeitschrift f. Geomorphologie NF, 40, 209–226.
- Murray, A. S., J. M. Olley and G. G. Caitcheon, 1995: Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. Quaternary Science Reviews, 14, 365–371.
- Murray, A. S. and A. G. Wintle, 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements, 32, 57–73.
- Noll, M., E. Leitner-Wild., P. Hiller and W. F. O. Schmidt, 1994: Thermoluminescence dating of Austrian loess deposits. Quaternary Science Reviews, 13, 473–476.
- Olley, J. M., G. G. Caitcheon and A. S. Murray, 1998: The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments. Quaternary Science Reviews, 17, 1033–1040.
- Prescott, J. R. and J. T. Hutton, 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. Radiation Measurements, 23, 497–500.

- Preusser, F., 1999 a: Lumineszenzdatierungen fluviatiler Sedimente Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, 3, 1–63.
- Preusser, F., 1999 b: Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: Fine grain dating. Quaternary Science Reviews, 18, 217–222.
- Preusser, F. and M. Frechen, 1999: Chronostratigraphie der oberweichselzeitlichen Lößabfolge von Ockenfels Mittelrhein. Becker-Haumann, R. und Frechen, M. (Hrsg.): Terrestrische Quartärgeologie, 68–80. Logabook. Köln.
- Preusser, F. and H. U. Kasper, 2001: Comparison of dose rate determination using high resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma mass spectrometry. Ancient TL 19, 19–23.
- Preusser, F., B. U. Müller and Ch. Schlüchter, 2001: Luminescence dating of sediments from the Luthern Valley, Central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. Quaternary Research, 55, 215–222.
- Preusser, F. und H. R. Graf, 2002: Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. Jahresberichte u. Mitteilungen d. oberrhein. geol. Vereins NF, 84, 419–438.
- Preusser, F., D. Radies and A. Matter, 2002: A 160,000-yr record of dune development and atmosheric circulation in Southern Arabia. Science, 296, 2018–2020.
- Preusser, F., U. Radtke, M. Fontugne, A. Haghipour, A. Hilgers, H. U. Kasper, H. Nazari and P. A. Pirazzoli, 2003 a: ESR dating of raised coral reefs from Kish Island, Iran. Quaternary Science Reviews, 22, 1317–1322.
- Preusser, F., M. A. Geyh and Ch. Schlüchter, 2003 b: Timing of Late Pleistocene climate change in low-land Switzerland. Quaternary Science Reviews, 22, 1435–1445.
- Price, D. M., B. P. Brooke and C. D. Woodroffe, 2001: Thermoluminescence dating of aeolianites from Lowe Howe Island and South-Western Australia. Quaternary Science Reviews, 20, 841–846.
- Radtke, U., K. Czwielung, M. Heidger und A. Janotta, 1998: Lumineszenz-Datierungen spätglazialer und holozäner Dünensande in der Allerniederung bei Gifhorn Niedersachsen und bei Brockum, Kreis Diepholz Niedersachsen. Kölner Geographische Arbeiten, 70, 19–45.
- Roberts, R. G., R. F. Galbraith, H. Yosida, G. M. Laslett and J. M. Olley, 2000: Distinguishing dose populations in sediment mixtures: a test of single-grain dating procedures using mixtures of laboratory-dosed quartz. Radiation Measurements, 32, 459–465.
- Rögner, K., M. Löscher und L. Zöller, 1988: Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenz-Datierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte Nördliches Alpenvorland, Deutschland. Zeitschrift f. Geomorphologie NF Suppl., 70, 51–73.
- Schlüchter, Ch., M. Maisch, J. Suter, P. Fitze, W. A. Keller, C. A. Burga und E. Wynistorf, 1987: Das Schieferkohlenprofil von Gossau Kanton Zürich und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. Vierteljahresschrift d. Naturforschenden Ges. Zürich, 132, 135–174.
- Singhvi, A. K. and M. R. Krbetschek, 1996: Luminescence dating: A review and a perspective for arid zone sediments. Annals of Arid Zone, 35, 249–279.
- Stremme, H. E., L. Zöller und W. Krause, 1991: Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. Sonderveröff. Geol. Instituts Uni. Köln, 82, 301–315.
- Stuiver, M. and P. J. Reimer, 1993: 1993 extended <sup>14</sup>C data base and revised CALIB 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program. Radiocarbon, 35, 215–230.
- Terhorst, B., M. Frechen und J. Reitner, 2002: Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. Zeitschrift f. Geomorphologie NF Suppl., 127, 213–232.
- Unger, H. J., 1999: Die Geisenfeld-Abfolge Gedanken zur pliozänen Entwässerung der bayerischen Molasse. Documenta naturae, 125, 47–97.
- Voelker, A. H. L., M. Sarnthein, P. M. Grootes, H. Erlenkeuser, C. Laj, A. Mazaud, M. J. Nadeau and M. Schleicher, 1998: Correlation of marine <sup>14</sup>C ages from the Nordic Seas with GISP2 isotope record: Implications for the <sup>14</sup>C calibration beyond 25 ka BP. Radiocarbon, 40, 517–533.
- Wegmüller, S., 1992: Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. Denkschrift. Schweiz. Akad. Naturwiss., 102, Birhäuser, Basel, 82 pp.
- Wegmüller, S., F. Preusser, B. U. Müller und Ch. Schlüchter, 2002: Palynostratigraphische Untersuchung und Lumineszenzdatierung des Profils Galgenmoos und Implikationen für die Chronologie des

- letzten Glazialzyklus im nördlichen Alpenvorland der Schweiz. Eclogae geol. Helvetiae, 95, 115–126
- Welten, M., 1981: Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. Eiszeitalter u. Gegenwart, 31, 187–202.
- Wintle, A. G., 1997: Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols. Radiation Measurements, 27, 769–817.
- Wintle, A. G. and D. J. Huntley, 1982: Thermoluminescence dating of sediments. Quaternary Science Reviews, 1, 31–53.
- Yoshida, H., R. G. Roberts, J. M. Olley, G. M. Laslett and R. F. Galbraith, 2000: Extending the age range of optical dating using single "supergrains" of quartz. Radiation Measurements, 32, 439–446.
- Zander, A. M., 2000: Vergleich verschiedener Lumineszenzmethoden zur Datierung von Löss. Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, 6, 1–96.
- Zander, A. M., G. A. T. Duller and A. G. Wintle, 2000: Multiple and single aliquots luminescence techniques applied to quartz extracted from Middle and Upper Weichselian loess, Zemechy, Czech Republik. Journal of Quaternary Science, 15, 51–60.
- Zolitschka, B. and J. F. W. Negendank, 1996: Sedimentology, dating and palaeoclimate interpretation of a 76.3 ka record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. Quaternary Science Reviews, 15, 101–112.
- Zöller, L. 2000: Chronologie mittel- und jungwürmzeitlicher "Interstadialböden" im Löss an paläolithen Freilandfundstellen Niederösterreichs. Quartär 51/52, 195–209.
- Zöller, L., E. A. Oches and W. D. McCoy, 1994: Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. Quaternary Science Reviews, 13, 465–472.

Manuskript erhalten am 16. Dezember 2002, revidiert am 20. Februar 2003.

Adresse des Autors:

Frank Preusser Institut für Geologie Universität Bern Baltzerstraße 1–3 CH-3012 Bern/Schweiz preusser@geo.unibe.ch