



Ludwig Zöller

Wurm- und Rißlöß- Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten

Wurm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten

89: L ö e f s .

Syn. Loesch; Schneckenhäusel · Boden; Mergel (im Badischen Oberlande); Briz.

STRUNGOZA.

Neue Beiträge zur Geschichte der Rheinischen Vulkane; 5. ff.

Mehrere Notizen, den Löss betreffend, sind entlehnt aus des Herrn D^r BRONN und des Verfassers Manuscript über das Grobkalk-Gebilde im Rheinthale.

Ein lehmiges, unrein gelblichgraues, im Bruche erdiges Gemenge aus Thon-, Kalk- und Kieseltheilen und aus sehr kleinen Glimmer-Blättchen. Die feinstaubigen Theile sind zu einer losen zerreiblichen Masse verbunden.

Im Löss der Heidelberger Gegend finden sich, auf 2 Theile Thon; $\frac{1}{2}$ Theil kohlen-saurer Kalk und $\frac{1}{2}$ Theil quarziger und glimmeriger Sand.

In der Gegend von *Andernach* trifft man, jedoch nur sparsam, auch Bimsstein- und Schlacken-Stückchen im Löss.

Eine, über dem Löss liegende, Schicht von neuerer Entstehung, untermengt mit Kalk-Geröllen, umschließt einige Arten von *Bulimus* und von *Helix*, welche in der nachbarlichen Gegend noch heutiges Tages in größter Menge vorkommen.

Schlofsberg bei Oppenheim.

Der Löss enthält versteinete und kalzinirte Konchylien.

Viele sind, vom Tage her, in seine Massen gelöst worden; als ihm mehr eigenthümlich zugehörig, wurden bis jetzt nur wenige beobachtet, so namentlich einige *Helix*- und *Lymnaeus*-Arten.

Die größern u. a. bei *Oppenheim am Galgenberge*, die kleinern bei *Weinheim* unfern *Alzey*, am *Haarlaß* und bei *Neckargemünd*.

Aus dem Löss der Gegend von *Andernach* führt STRUNGOZA an: *Helix pomatia*, *memoralis*, *hortensis*, *striata*, *pulchella* und *cristallina*; *Lymnaeus pereger* und *ovatus*; *Pupa edentula*.

Die Schaa-len der Muscheln tragen zum Theil noch ihre natürliche Farbe; die meisten sind jedoch weiß und sehr zerbrechlich.

Auch Stofs- und Mahl-zähne vom *Mammuth* wurden, nebst andern, nicht näher bestimmten, meist sehr aufgelösten Knochen im Löss gefunden.

So u. a. unfern *Weinheim* in der *Bergstraße*.

Auf Veranlassung und durch Vorsorge der Herren v. BADO und Dr. BATT zu *Weinheim*, zweier eben so warmen, als einsichtsvollen, Naturfreunde, wurden diese interessanten, im Frühlinge 1822 durch Wasserrisse in einem Hohlwege entdeckten, kolossalen Reste gegen weitere Zerstörung gesichert. Sie befinden sich jetzt in den Sammlungen der Universität zu Heidelberg.

Der Löss gibt, bei gehöriger Behandlung mit Dünger, einen, zumal für Weinbau, sehr diensamen Boden.

Habilitationsschrift

angenommen von der Fakultät für Geowissenschaften

der

Ruprecht-Karls-Universität

in

Heidelberg

Habilitation erfolgt am 08. Februar 1995

Würm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und
angrenzenden Gebieten

von

Ludwig Zöller

Gliederung

1. Vorwort
2. Einleitung
 - 2.1. Fragestellung
 - 2.2. Eingrenzung des Arbeitsgebietes
3. Die Methode der Thermolumineszenz-Datierung
 - 3.1. Probenauswahl und -nahme
 - 3.2. TL-Datierung von Sedimenten (allgemein)
 - 3.2.1. Die Altersgleichung und ihre physikalischen und radiochemischen Voraussetzungen
 - 3.2.2. Probenaufbereitung
 - 3.2.3. Bestimmung der Äquivalenzdosis ED
 - 3.2.4. Bestimmung der Dosisleistung ionisierender Strahlung (DL) und Probleme der Dosimetrie
 - 3.2.5. Fehlerquellen
 - 3.3. TL-Datierung von Lössen
 - 3.3.1. Voraussetzungen der Nullstellung der geochronologischen TL-Uhr
 - 3.3.2. Das Problem der Altersobergrenze von TL-Datierungen an Lössen
 - 3.3.3. Techniken zur Eliminierung instabiler TL-Signale
 - 3.3.3.1. Starkes thermisches Waschen
 - 3.3.3.2. Partielles thermisches Waschen
 - 3.3.4. Andere systematische Fehlerquellen
4. Ergebnisse der TL-Datierungen
 - 4.1. Standard-Profile der letzten Kaltzeit
 - 4.2. Standardprofile der vorletzten Kaltzeit
 - 4.3. Altersvorstellungen über die drittletzte Kaltzeit
 - 4.4. Darstellung der Ergebnisse aus einzelnen Regionen
 - 4.4.1. Südhessen (Rheingau und Odenwald) und Rheinessen
 - 4.4.2. Kraichgau und Neckarland
 - 4.4.3. Oberrheingebiet

4.4.4. Westliche Iller-Lech-Platte

4.4.5. Ostbayern und Traun-Enns-Platte (Wels)

4.5. Chronostratigraphie der Lössе in Bezug zur Schotterstratigraphie des nördlichen Alpenvorlandes

5. Nutzen und Grenzen der TL-Methode für die Lößforschung

6. Zusammenfassung und Ausblick

7. Epilog

8. Danksagung

9. Literaturverzeichnis

Anhang: Tabelle "Analytische Ergebnisse"

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

Abb. 1 Das Bändermodell der Thermolumineszenz.

Abb. 2 Die Auswirkungen ionisierender Strahlung in einem schematischen SiO-Kristallgitter.

Abb. 3 Natürliche (N) und additive TL-Leuchtkurve (N+β) sowie ihre Plateaufunktion $((N+\beta)-N)/N$ zur Ermittlung des thermisch stabilen Leuchtkurvenbereiches.

Abb. 4 Dreidimensionale TL mit den Achsen für die Aufheiztemperatur, die Wellenlänge der TL und ihre Intensität.

Abb. 5 Bleichkurve von Löß aus Riegel; das nach verschiedenen Belichtungszeiten messbare TL-Signal als Funktion der Belichtungsdauer.

Abb. 6 Modelle des optischen Bleichens der TL;

- a) Entleerung einer Elektronenfalle durch Absorption eines Photons,
- b) thermo-optisches Bleichen (nach Hütt & Jaek, 1989),
- c) scheinbares Bleichen durch optisches Inaktivieren von Lumineszenzzentren (nach McKeever, 1991).

Abb. 7 Modelle des anomalen Ausheilens.

Abb. 8 Gravitative Mineraltrennung nach Mejdahl.

Abb. 9 Die additive Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Sedimenten.

Abb. 10 Das Spektrum der SOL-2 Sonnenlampe im Vergleich zum natürlichen Sonnenlicht.

Abb. 11 Die Regenerierungsmethode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Sedimenten.

Abb. 12 Die R-β-Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Sedimenten.

Abb. 13 Didaktisches Modell zur R-β-Methode.

Abb. 14 Die Plateaumethode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von partiell gebleichten Sedimenten.

- Abb. 15 Die Quarz-Feldspat-Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von partiell gebleichten Sedimenten.
- Abb. 16 Gammaspektrum einer Sedimentprobe (Ton), mit einem Reinstgermanium-Detektor gemessen.
- Abb. 17 Natürliche und regenerierte TL-Leuchtkurve eines Lösses.
- Abb. 18 Auswirkung von 5%-igem anomalem Ausheilen auf die Bestimmung der Äquivalenzdosis von Löß in Abhängigkeit von der Regenerierungsdosis.
- Abb. 19 Die Profile Nußloch und Rotenberg mit TL-Altern.
- Abb. 20 ^{14}C - und TL-Alter von Oberwürmlöß in Ungarn.
- Abb. 21 Das Profil Tönchesberg bei Kruft mit TL-Altern.
- Abb. 22 Das Profil Heilbronn-Böckingen mit TL-Altern.
- Abb. 23 Das Profil Achenheim/Elsaß mit TL-Altern.
- Abb. 24 Das Profil Wiesbaden-Gräselberg mit TL-Altern.
- Abb. 25 Das Profil Mainz-Weisenau mit TL-Altern.
- Abb. 26 Das Profil Besigheim mit TL-Altern.
- Abb. 27 Lage der Profile in der ehemaligen Sandgrube "Im Grafenrain" bei Mauer.
- Abb. 28 Die Löß-Deckschichten bei Mauer mit TL-Altern.
- Abb. 29 Profil der neuen Ziegelei-grube Blattert bei Steinheim/Murr.
- Abb. 30 Stratigraphie des Quartärs bei Steinheim/Murr mit TL-Altern.
- Abb. 31 Profil Riegel/Kaiserstuhl mit TL-Altern.

Abb. 32 Schematische Darstellung von glazifluvialen Terrassen und ihren Lößdeckschichten im Alpenvorland.

Abb. 33 Profil Steinheim/Iller mit TL-Altern.

Abb. 34 Zusammengesetztes Profil Offingen/Donau mit TL-Altern.

Abb. 35 Profil Autenried mit TL-Altern.

Abb. 36 Profil Roßhaupten mit TL-Altern.

Abb. 37 Profil Baltringen-Ost mit TL-Altern.

Abb. 38 Profil Hagelstadt mit TL-Altern.

Abb. 39 Sammelprofil der Lössen im Raum Regensburg mit TL-Altern.

Abb. 40 Profil Rosenhof bei Regensburg mit TL-Altern.

Abb. 41 Profil Wels/Oberösterreich mit TL-Altern.

Abb. 42 Würm- und Rißlöß-Sammelprofil mit typischen TL-Altern.

Abb. 43 Intensität des Strahlenschaden-Signals unter Einfluss von Sättigung und zeitabhängigem Zerfall.

Abb. 44 Scheinbare TL-Alter in Abhängigkeit vom geologischen Alter;

a) für $\diamond_{\text{eff}}=118 \text{ ka}$,

b) für $\diamond_{\text{eff}}=529 \text{ ka}$.

Abb. 45 Sammelprofil Stillfried/Niederösterreich mit TL-Altern.

Abb. 46 Profil Forst a. d. Weinstraße mit TL-Altern

Abb. 47 Profil Wallertheim/Rheinhessen mit TL-Altern

Tab. 1 Heilbronn-Böckingen, fehlergewichtete Mittelwerte für TL-Alter von Jungriß-Lössen.

Tab. 2 a) TL-Alter der Probe Ri-0 aus Riegel nach verschiedenen Methoden,
b) Geschätzte geologische Alter und TL-Alter für Lössen von Riegel.

Tab. 3 Analytische Ergebnisse und TL-Alter (Anhang).

Wenn sich mithin in diesen und vielen ähnlichen Fällen der Glaube als diejenige Kraft erweist, die das gesammelte wissenschaftliche Einzelmaterial erst zur richtigen Wirksamkeit bringt, so darf man sogar noch einen Schritt weitergehen und behaupten, daß schon beim Sammeln des Materials der vorausschauende und vorfühlende Glaube an die tieferen Zusammenhänge gute Dienste leisten kann. Er zeigt den Weg und schärft die Sinne. Einem Historiker, der im Archiv nach Aktenstücken forscht und die gefundenen studiert, oder einem Experimentator, der im Laboratorium seine Versuchsanordnung aufbaut und die gemachten Aufnahmen unter die Lupe nimmt, wird in vielen Fällen den Fortschritt der Arbeit, namentlich die Trennung des Wesentlichen vom Unwesentlichen, erleichtert durch eine gewisse, mehr oder weniger klar bewußte besondere Gedankeneinstellung, mit welcher er seine Untersuchungen einrichtet und die gewonnenen Ergebnisse betrachtet und deutet. Es geht ihm dann ähnlich wie einem Mathematiker, der einen neuen Satz findet und formuliert, ehe er noch imstande ist, ihn zu beweisen.

Aber hier lauert nun freilich eine schlimme Gefahr, wohl die verhängnisvollste, die einem Forscher überhaupt passieren kann, und die in diesem Zusammenhang nicht unerwähnt bleiben darf: die Gefahr, daß das Ausdeuten des vorliegenden Materials unter der Hand in ein Umdeuten oder vielleicht sogar in ein Ignorieren übergeht. Damit wird die Wissenschaft zu einer Pseudowissenschaft, zu einer leeren Konstruktion, die beim ersten kräftigen Anstoß in sich zusammenbricht. Vor dieser Gefahr, der schon ungezählte Fachgelehrte, junge und alte, in der Begeisterung für ihre wissenschaftliche Überzeugung zum Opfer gefallen sind und die auch in unseren Zeiten noch nichts von ihrer Bedeutung verloren hat, gibt es nur ein wirksames Schutzmittel: die Achtung vor den Tatsachen.

Max Planck, Wissenschaft und Glaube (Weihnachtsartikel 1930) (zit. nach Max Planck, Vorträge und Erinnerungen, Nachdruck d. 5. Aufl. Stuttgart 1949, WBG Darmstadt 1983, S. 246-249).

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde durch ein von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und der Max-Planck-Gesellschaft (MPI) gefördertes Projekt "Paläoböden-Thermolumineszenz-Datierung" (Str16/8) sowie durch die Heidelberger Akademie der Wissenschaften (HAW) ermöglicht. In den westlichen Ländern lange Zeit unbeachtet, hatte man in der Sowjetunion bereits seit Mitte der 60er Jahre erkannt, dass kontinentale, vorwiegend äolische, pleistozäne Sedimente mit zunehmendem Alter ein höheres Signal natürlicher Thermolumineszenz (TL) lieferten und versucht, Altersbestimmungen aufgrund dieses Phänomens vorzunehmen (SHELKOPLYAS & MOROZOW 1969, MOROZOW 1968, s.a. BORSY et al. 1979). Unzureichende Kenntnisse der TL-Eigenschaften der beprobten Minerale sowie unzulängliche Dosimetrie führten jedoch zu unzuverlässigen Altern. In den westlichen Ländern wurde die zur Datierung gebrannter Materialien (Keramik u.Ä.) entwickelte Methode erstmals durch WINTLE & HUNTLEY (1979, 1980) zur Datierung von Sedimenten angewandt, nachdem sie erkannten, dass nicht nur das letzte Ausheizen, sondern auch die letzte Belichtung durch kurzwelliges Sonnenlicht ein datierbares Ereignis in der geologischen Geschichte natürlicher Mineralkörner ist.

Auf der Suche nach einer Möglichkeit, diese vielversprechende, neuartige Datierungsmethode auch in der Bundesrepublik Deutschland einzuführen und zu etablieren, traf ich im Spätsommer und Herbst 1982 mit den Professoren Dr. H. E. Stremme (Kiel) und Dr. G. A. Wagner (Heidelberg) zusammen. Ihrem unermüdlichen Einsatz ist es zu verdanken, dass mir nach Überwindung weitverbreiteter Skepsis eine Arbeitsstelle im genannten Forschungsprojekt geboten werden konnte. Das Projekt begann im Juni 1985 am MPI für Kernphysik in Heidelberg, wo in der Arbeitsgruppe von Prof. Wagner bereits eine 14-jährige Erfahrung in der Keramik-TL-Datierung bestand. Im Hinblick auf das beantragte Projekt war schon 1984 einer der Pioniere der TL-Sedimentdatierung, Dr. A. K. Singhvi (Ahmedabad/Indien), als Stipendiat für 1 1/2 Jahre in die Arbeitsgruppe "Archäometrie" am MPI für Kernphysik geladen worden. Von seiner Erfahrung konnte ich bis zum Februar 1986 profitieren. Es sei betont, dass ohne das Know-how am MPI für Kernphysik und ohne die großzügige Unterstützung durch DFG und MPG und später die HAW nicht die günstigen Voraussetzungen geschaffen werden konnten, die nötig sind, um eine neue, schwierige Methode zu etablieren und weiterzuentwickeln.

Die Zielsetzung des Projektes bestand natürlich vorrangig in der Anwendung der TL-Sedimentdatierung für quartärwissenschaftliche Fragestellungen. Es stellte sich jedoch bald heraus, dass die Methode dazu noch nicht genügend ausgereift war (s. Kap. 3.). Um zuverlässige Alter jenseits des Anwendungsbereiches der ^{14}C -Methode zu erzielen, mussten methodische Experimente an zahlreichen Proben von gut stratifizierten Profilen durchgeführt werden, um schließlich eine adäquate Datierungstechnik herleiten und begründen zu können (s. Kap. 3.3.).

Dadurch konnte der Vorteil der TL-Methode, physikalische Altersbestimmungen an vollständigen Profilen in einem Zeitintervall vornehmen zu können, das durch andere physikalische Datierungsmethoden nicht oder nur schwer erfassbar ist (s. WAGNER & ZÖLLER 1989, WAGNER 1995), ausgeschöpft werden. Andererseits gibt es dadurch wenige Kontrollmöglichkeiten der Daten jenseits des Anwendungsbereiches der ^{14}C -Methode mit anderen physikalischen Datierungsmethoden. Die stratigraphische Konsistenz der TL-Alter und ihre Übereinstimmung mit den Ergebnissen geologischer, pedostratigraphischer und biostratigraphischer Untersuchungen gewinnt dadurch größte Bedeutung. Sofern es möglich war, wurde natürlich auch versucht, die TL-Alter mit den Ergebnissen anderer physikalischer Datierungsmethoden zu vergleichen (^{14}C , Uranreihen, ESR, K-Ar bzw. ^{39}Ar - ^{40}Ar).

2. Einleitung

2.1. Fragestellung

Das viergliedrige Schema der quartären alpinen Vereisungen (PENCK & BRÜCKNER 1901/1909) wurde schon durch EBERL (1930) erweitert. Zur gleichen Zeit postulierten die astronomischen Berechnungen von MILANKOVITCH (1941) eine detailliertere Unterteilung des Eiszeitalters. Mangels radiometrischer Datierungsmethoden existierten jedoch keine exakten Vorstellungen über Alter und Dauer der Eiszeiten. Erst die Sauerstoffisotopen-Chronologie (EMILIANI 1955, SHACKLETON & OPDYKE 1973) und die Festlegung der Matuyama-Brunhes-Grenze ($778,0 \pm 1,7$ ka, TAUXE et al. 1996) in den Tiefseekernen führte entscheidend weiter in der Gliederung des Quartärs. Alleine in der paläomagnetischen Brunhes-Chrone (von vor 778 ka bis heute) gab es danach einen 7-fachen Wechsel zwischen Glazialen und Interglazialen. Analoge Zyklen der magnetischen Suszeptibilität erkannten KUKLA (1987 a) und KUKLA et al. (1988) in chinesischen Lössen der Brunhes-Chrone. Sie führen überzeugende Argumente an, diese Zyklen als Klimazyklen zu interpretieren. Die durch derartige Resultate wieder aktuell gewordene astronomische Theorie der Ursache von Eiszeiten (BERGER 1991, COVEY 1984, IMBRIE 1984 et al.) berechnet ganz analoge Klimaverläufe.

Demnach reicht es nicht, dem viergliedrigen System des alpinen Quartärs (Würm, Riß, Mindel, Günz) bzw. dem dreigliedrigen im Norden (Weichsel, Saale, Elster) weitere ältere Vereisungen hinzuzufügen (Donau, Biber bzw. Menap, Eburon usw.), sondern man kommt nicht umhin, auch in der Brunhes-Chrone nach Spuren mehrerer Vereisungen und Zwischeneiszeiten zu suchen, die bisher noch nicht bekannt sind oder falsch eingestuft wurden. Die festländische Chronologie und Stratigraphie des Quartärs, ursprünglich Ausgangspunkt der Quartärforschung, hinkt also heute beträchtlich hinter der marinen hinterher. Dies ist nicht zuletzt auf den Mangel chronostratigraphischer Methoden für das kontinentale Quartär - im stratigraphischen wie im wissenschaftlichen Sinn häufig eine Abfolge mit Lücken - zurückzuführen. Eine zentrale Frage für das Mittelpleistozän ist in diesem Zusammenhang die von PICARD (1962) und STREMMER (1964) aufgeworfene Diskussion um ein intrasaalezeitliches Interglazial, welche in jüngerer Zeit durch Arbeiten aus Osteuropa (CEBOTAREVA 1987, vgl. LIEDTKE 1987, SMOLIKOVA 1984), der ehemaligen DDR (z. B. SCHWARCZ et al. 1988, JÄGER & HEINRICH 1982, BRUNNACKER et al. 1983, CEPEK & ERD 1982), Mitteleuropa (URBAN 1991, BLOOS et al. 1991) und Westeuropa (z. B. LAUTRIDOU et al. 1983, 1985, 1986, VANDENBERGHE et al. 1987, HUXTABLE & AITKEN 1985, KLOSTERMANN et al. 1988) neue Impulse erhielt.

Damit muss auch die Frage der Korrelation der nordischen mit den alpinen Vereisungen neu aufgeworfen werden. Ihre Lösung kann sicherlich erst am Ende eines langen Weges liegen, denn zum

einen existieren sehr unterschiedliche Konzepte zur Gliederung und Parallelisierung der einzelnen glazialen und interglazialen Sedimente des nördlichen Alpenvorlandes (z. B. LÉGER 1988, RÖGNER et al. 1988, HABBE 1989, LÖSCHER 1976), zum anderen gibt es keine direkte räumliche Verzahnung nordischer und alpiner glazigener Sedimente. Eine abgesicherte Korrelation scheint am ehesten über absolute Altersbestimmungen an stratigraphisch klar definierten Profilen erreichbar.

Am Ende chronostratigraphischer Untersuchungen festländischer Quartärprofile ist eine Korrelation mit den "long records" erwünscht, und zwar zum einen mit den Sauerstoffisotopenkurven aus Tiefseekernen, zum anderen mit vollständigen limnischen Abfolgen. Für Mittel- und Westeuropa bieten sich die Profile La Grande Pile (Südvogesen, s. WOILLARD & MOOK 1982) und Les Echets (Savoie, s. DE BEAULIEU & REILLE 1984, GUIOT et al. 1989) für die letzten etwa 140 ka an (s. a. BEHRE & LADE 1986).

Der mitteleuropäische Lößgürtel schiebt sich als ehemaliges Periglazialgebiet zwischen die Vereisungsgebiete der nordischen und der alpinen Vereisungen. Wenn man vollständige Lößprofile findet, lässt sich durch deren gründliche feinstratigraphische, paläopedologische, u. U. auch palynologische und faunistische (insbesondere malakologische) Untersuchung das regionale Paläoklima erforschen. Differenzen treten in der Literatur aber nicht selten über den klimatischen Aussagewert von Paläoböden und somit über ihre stratigraphische Stellung auf. So ordnet z. B. GÜNTHER (zuletzt 1987) den obersten bzw. die beiden obersten fossilen B_t-Horizonte in südbadischen Lössen noch ins Altwürm ein. Die Übernahme dieser Auffassung für die Lössen von Steinheim/Murr hat lange Zeit zu einer zu jungen Einstufung des paläontologisch bedeutungsvollen Steinheimer Interglazialvorkommens geführt (s. BLOOS 1977, dagegen BLOOS et al. 1991, BIBUS 1989)). Größere, nicht erkannte Schichtlücken, aber auch Verdoppelung von Paläoböden durch Solifluktion können zu bedeutenden Fehlern in der Pedostratigraphie führen. Die Löß-Paläoboden-Sequenzen erlauben deshalb erst dann eine zuverlässige Klimatostratigraphie der betreffenden Region, wenn sie sicher datiert sind bzw. wenn unverwechselbare, an anderen Stellen datierte Leithorizonte (z. B. vulkanische Tuffe) in ihnen nachgewiesen werden. Hier erweist sich das Potential der Thermolumineszenz(TL)-Datierung: zum einen wird das Sedimentationsalter von Lössen datiert, zum anderen sind ganze Profile und nicht nur einzelne zufällige Funde datierbar. Ebenso wie die holozänen Böden auf Löß je nach Standorteigenschaften innerhalb einer Klimazone sehr unterschiedliche Typologie zeigen, muss mit dieser Möglichkeit auch für die fossilen interglazialen und interstadialen Böden gerechnet werden. Es reicht daher nicht aus, ein Standardprofil zu datieren und die Ergebnisse weiträumig auf andere Profile zu übertragen. Weiterhin ist zu beachten, dass Profile mit mächtigen älteren Lössen meist nur eine geringe Junglößbedeckung tragen, und umgekehrt mächtige Lössen der letzten Kaltzeit häufig im Liegenden keine vollständigen älteren Lössen konserviert haben. Ein vollständiges Standard-Lößprofil einer

Region wird deshalb meistens nur über die Korrelation mehrerer benachbarter Profile zu erstellen sein, die ihrerseits wieder stratigraphisch zuverlässig eingeordnete oder datierte Leithorizonte voraussetzt.

Über die Datierung der äolischen Deckschichten können Vorstellungen über das Mindestalter einer liegenden fluvialen oder glazifluvialen Terrasse entwickelt werden. Das Alter der vielfach lößbedeckten Terrassen des Mittel- und Niederrheins kann somit enger eingegrenzt werden, und über ihre Verzahnung mit den drenthezeitlichen Stauchmoränen am Niederrhein erscheint eine Korrelation mit der nordischen Vereisungsgeschichte möglich (ZÖLLER et al. 1988, zur Problematik der Terrassenstratigraphie am Niederrhein s. aber SCHIRMER (Hrsg.) 1990). Besonders günstige Voraussetzungen einer Korrelation der Lößstratigraphie mit der klassischen Schotterstratigraphie ergeben sich aber im nördlichen Alpenvorland (LÉGER et al. 1972, LÉGER 1988, LÖSCHER & LÉGER 1974, RÖGNER et al. 1988), wo z. T. sehr vollständige Lößprofile die glazifluvialen Schotterterrassen der Penck'schen Typregionen überdecken. Eine vollständige Lößchronologie des nördlichen Alpenvorlandes spiegelt unmittelbar die Chronologie der Glazialgeschichte dieses Raumes wider und erlaubt zudem eine direkte raum-zeitliche Korrelation mit den großen Eisvorstößen ins nördliche Alpenvorland. Mit der TL-Datierung von Löß steht nunmehr eine Methode zur Verfügung, um eine vollständige Löß-Chronologie aufzustellen, die zumindest bis zum letzten Interglazial zurückreicht. TL-Datierungen direkt an glazifluvialen, glazigenen oder glazilimnischen Sedimenten sind aus methodischen Gründen vorerst noch als sehr problematisch anzusehen (s. Kap. 3) und derzeit kaum geeignet, eine zuverlässige Chronologie zu erstellen.

Daraus ergibt sich die Vorgehensweise der vorliegenden Untersuchung: zunächst wird versucht, an geeigneten Lößprofilen möglichst vollständige TL-Altersabfolgen aus dem letzten und dem vorletzten Glazial zu erhalten. Die Entwicklung der Löß-Paläoboden-Sequenzen verschiedener Regionen wird dann gesondert dargestellt, Gemeinsamkeiten und Unterschiede werden diskutiert. Über die Lössse des nördlichen Alpenvorlandes wird versucht, eine Anbindung der regionalen Lößstratigraphien und -chronologien an die klassische Stratigraphie des Ober- und Mittelpleistozäns des alpinen Vereisungsgebietes herzustellen.

2.2. Eingrenzung des Arbeitsgebietes

Aus diesem Ansatz ergibt sich die Wahl des Arbeitsgebietes und der beprobten Profile. Es erstreckt sich in den Einzugsgebieten von Rhein und Donau im Bereich der Süddeutschen Großscholle und angrenzender Gebiete zwischen dem südlichen Taunusvorland im N und der Oberrheinebene im W über das Lößhügelland des Kraichgau und das Heilbronner Becken zum Schwäbisch-Bayerischen Alpenvorland im S und über den Dungau zur Traun-Enns-Platte im E. Aufgrund des sehr hohen

Arbeitsaufwandes für eine TL-Datierung konnten aus diesem großen Gebiet nur ausgewählte Profile datiert werden. Kriterien für die Beprobung und Datierung waren die Schlüsselstellung eines Profils oder einer Profilsérie für die regionale Lößstratigraphie, der Bearbeitungsstand durch unabhängige Quartärforscher und Paläopedologen sowie der Erhaltungszustand der Aufschlüsse. Löss aus Mainfranken mussten hauptsächlich aus Zeitgründen, aber auch wegen ihrer großen Distanz zu den glazifluvialen Hauptvorflutern (Rhein und Donau) ausgespart bleiben.

Außerhalb des umgrenzten Arbeitsgebietes liegen die Profile Tönchesberg bei Kruft/Vordereifel und Burgtonna in Thüringen. Wegen ihrer ausgezeichneten unabhängigen chronostratigraphischen Kontrolle werden die Ergebnisse der TL-Datierungen an diesen Profilen aber im Rahmen dieser Arbeit diskutiert.

3. Die Methode der Thermolumineszenz-Datierung

Die Grundlagen der TL-Datierungsmethode sind zusammenhängend und detailliert von AITKEN (1985) beschrieben und diskutiert worden. Aus diesem Grunde werden sie in dieser Arbeit zugunsten einer eingehenderen Beschäftigung mit den spezifischen Fragen der TL-Datierung von Löß nur gestreift.

Als Thermolumineszenz (TL), genauer: thermisch stimulierte Lumineszenz (TSL), bezeichnet man das einmalige Aufleuchten eines elektrisch nichtleitenden Festkörpers bei Erhitzen zusätzlich zu seiner Planckschen Strahlung (WAGNER & ZÖLLER 1987, RIEHL 1971, STOLZ & KRBETSCHKEK 1990). Die TL ist eine Folge von vorangegangener Absorption der Energie ionisierender Strahlung. Die Intensität des TL-Signals ist proportional der absorbierten Strahlungsdosis, welche folglich durch vergleichende TL-Messungen bestimmt werden kann. Bei gleichbleibendem Strahlungspegel ist also die Intensität des TL-Signals und somit die absorbierte Dosis ein Maß für die Bestrahlungsdauer, d. h. für das Alter. Das TL-Signal ist messbarer Ausdruck für die Fähigkeit von Mineralen, einen Teil der Energie ionisierender Strahlung in Form von Strahlenschäden zu speichern. Beim Ausheizen, also auch bei der TL-Messung, heilt der Strahlenschaden wieder aus. Mit Hilfe des Energie-Bändermodells lässt sich der Vorgang in verschiedenen Etappen erklären (Abb. 1):

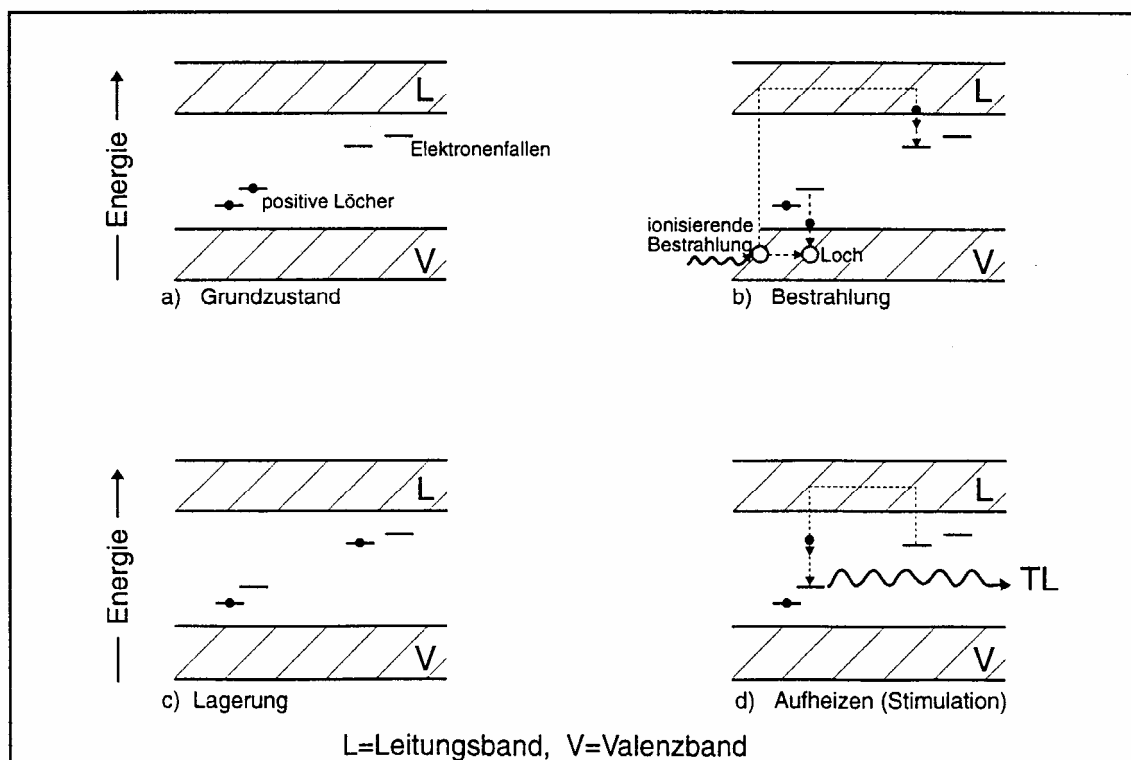


Abb. 1 Das Bändermodell der Thermolumineszenz.

1. Anregung (Ionisation): Durch Reaktionen ionisierender Strahlung mit dem Kristallgitter werden Atome ionisiert, und es entstehen ungepaarte Elektronen, welche frei durch das Kristallgitter beweglich sind, bis sie an einer Störstelle mit einem negativen Ladungsdefizit (Hafterm) eingefangen werden. Auch das Defektelektron diffundiert durch das Kristallgitter, indem sich das ionisierte Atom ein Elektron von einem Nachbaratom heranzieht, bis es an einer Störstelle mit positivem Ladungsdefizit (Aktivatorterm, positives Loch) kompensiert wird (Abb. 2). Haftterme und Aktivatorterme entstehen durch Fremdatome im Kristallgitter (Verunreinigungen), durch Leerstellen, durch Zwischengitteratome oder durch radiogene Gitterdefekte (Schottky-Frenkel-Defekte). Im Bändermodell (Abb. 1) stellt man sich vor, dass das freie Elektron vom Valenzband durch die energetisch verbotene Zone hindurch bis auf das (im Grundzustand unbesetzte) Leitungsband angeregt wird. Der Großteil der angeregten Elektronen rekombiniert innerhalb kürzester Zeit wieder mit einem positiven Loch, wobei die überschüssige Energie zum Teil als Wärme ans Gitter abgegeben wird und zum Teil in Form eines Photons abgestrahlt wird. Ein kleiner Teil der im Leitungsband frei beweglichen Elektronen wird in Potentialmulden an einem Haftterm (Elektronenfalle) unterhalb des Leitungsbandes eingefangen. Um wieder aus dem Haftterm herauszugelangen, benötigt ein Elektron im Normalfall, d. h., wenn es nicht die energetische Barriere durchtunneln kann, eine fallenspezifische Stimulierungsenergie. Die Aktivatorterme nehmen eine Position oberhalb des Valenzbandes ein.

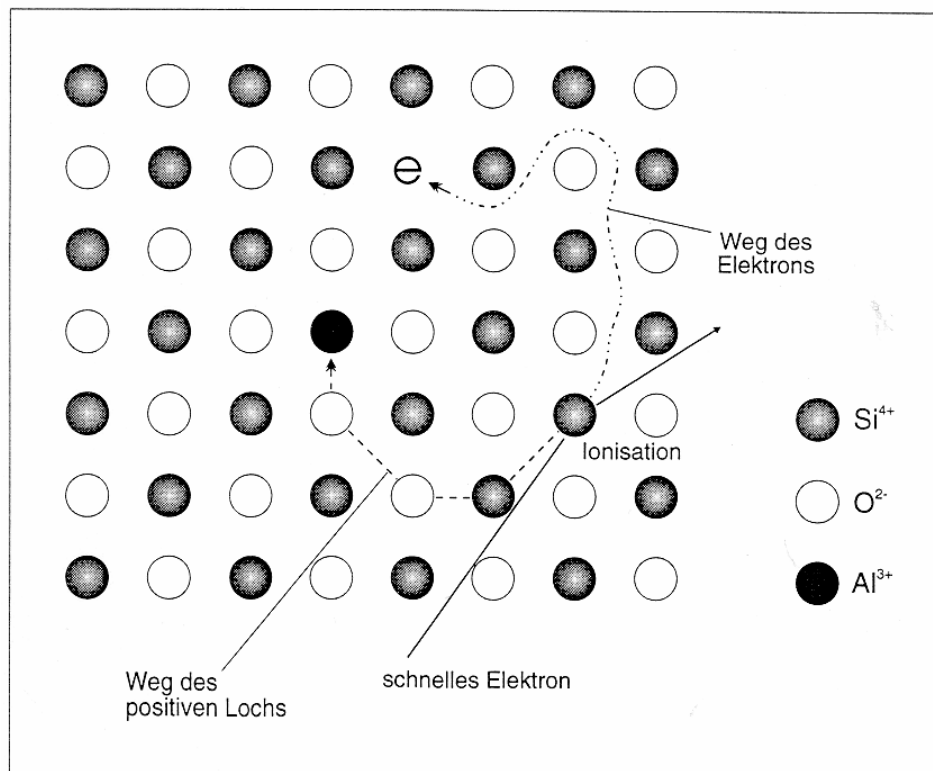


Abb. 2 Die Auswirkungen ionisierender Strahlung in einem schematischen SiO-Kristallgitter.

2. Speicherung: In den Elektronenfallen befinden sich die Elektronen in einem metastabilen Zustand, welcher, je nach Tiefe der Falle, geologische Zeiträume überdauern kann. Die Wahrscheinlichkeit, mit der das Elektron aus der Falle ins Leitungsband entweichen und dann rekombinieren kann, hängt ab von der Fallentiefe, dem Frequenzfaktor s des Haftterms (den man sich etwa vorstellen kann als die Anzahl der Versuche des Elektrons pro Sekunde, aus dem Haftterm zu entkommen) und den thermischen Schwingungen des Kristallgitters, d. h. der Umgebungstemperatur. Bei gegebener Umgebungstemperatur und gleichem s ist also die mittlere Lebensdauer τ_1 eines tieferen Haftterms höher als die eines flacheren und ist gleich der Halbwertszeit $t_{1/2}/0.693$ (τ_1 bezieht sich hier wie im Folgenden auf die mittlere Lebensdauer eines Haftterms). In der Zeit τ_1 hat die Konzentration der Haftterme um $1/e$ abgenommen. Da τ den reziproken Wert der Zerfallswahrscheinlichkeit hat, also $\tau = \lambda^{-1}$, und λ ausgedrückt werden kann als $\lambda = s \exp(-E/k)$ mit E gleich der Fallentiefe in Elektronenvolt und k gleich der Boltzmann-Konstante ($1,38 \cdot 10^{-23} \text{J/K}$), folgt durch Substituierung: $\tau_1 = s^{-1} \exp(-E/k)$ (AITKEN 1985). Analog zur mittlerem Lebensdauer τ_1 der Haftterme kann eine solche der Lumineszenzzentren, τ_2 , angenommen werden (vgl. DEBENHAM 1985), über deren Kinetik aber noch zu wenig bekannt ist.

3. Stimulation und Rekombination: Wird dem Kristallgitter Energie in Form von Wärme zugeführt (nur dieser Fall der Energiezufuhr sei zunächst betrachtet), steigt die Wahrscheinlichkeit für das Entweichen des Elektrons ins Leitungsband, von wo es mit einem Aktivatorterm rekombinieren kann. Die dabei freiwerdende Energie wird wiederum (s. o.) zum Teil in Form eines Photons abgestrahlt, wenn die Rekombination an einem Farbzentrum (Lumineszenzzentrum) erfolgt. Die Wellenlänge (Farbe) des Photons hängt von der Art des Lumineszenzzentrums ab. Mit der Rekombination ist der Grundzustand wiederhergestellt.

Die Messung der TL erfolgt in sauerstofffreier Atmosphäre mittels eines Photomultipliers, dessen Signale elektronisch verstärkt werden und auf einem XY-Schreiber oder einem Monitor graphisch aufgezeichnet werden. Sind Fallen verschiedener Tiefe in einem Kristall vorhanden, werden mit zunehmender Aufheiztemperatur Elektronen aus thermisch zunehmend stabilen Fallen entleert. Die graphische Darstellung der TL-Intensität über der Aufheiztemperatur heißt TL-Leuchtkurve. Sie besteht bei wachsender Temperatur aus thermisch zunehmend stabilen Komponenten, d. h. die Langzeitstabilität des messbaren TL-Signals bei konstanter Umgebungstemperatur (Bodentemperatur) wächst mit der Leuchtkurventemperatur. Wegen der i. a. sehr schwachen natürlichen Dosisleistung besteht die natürliche TL (NTL) nur noch aus partiell stabilen und langzeitstabilen Komponenten bei höheren Leuchtkurventemperaturen. Misst man hingegen die nach künstlicher Bestrahlung im Labor mit 10^8 bis 10^9 mal höherer Dosisleistung induzierte TL, so erscheinen hohe instabile Signale bereits bei niedrigeren Leuchtkurventemperaturen und können

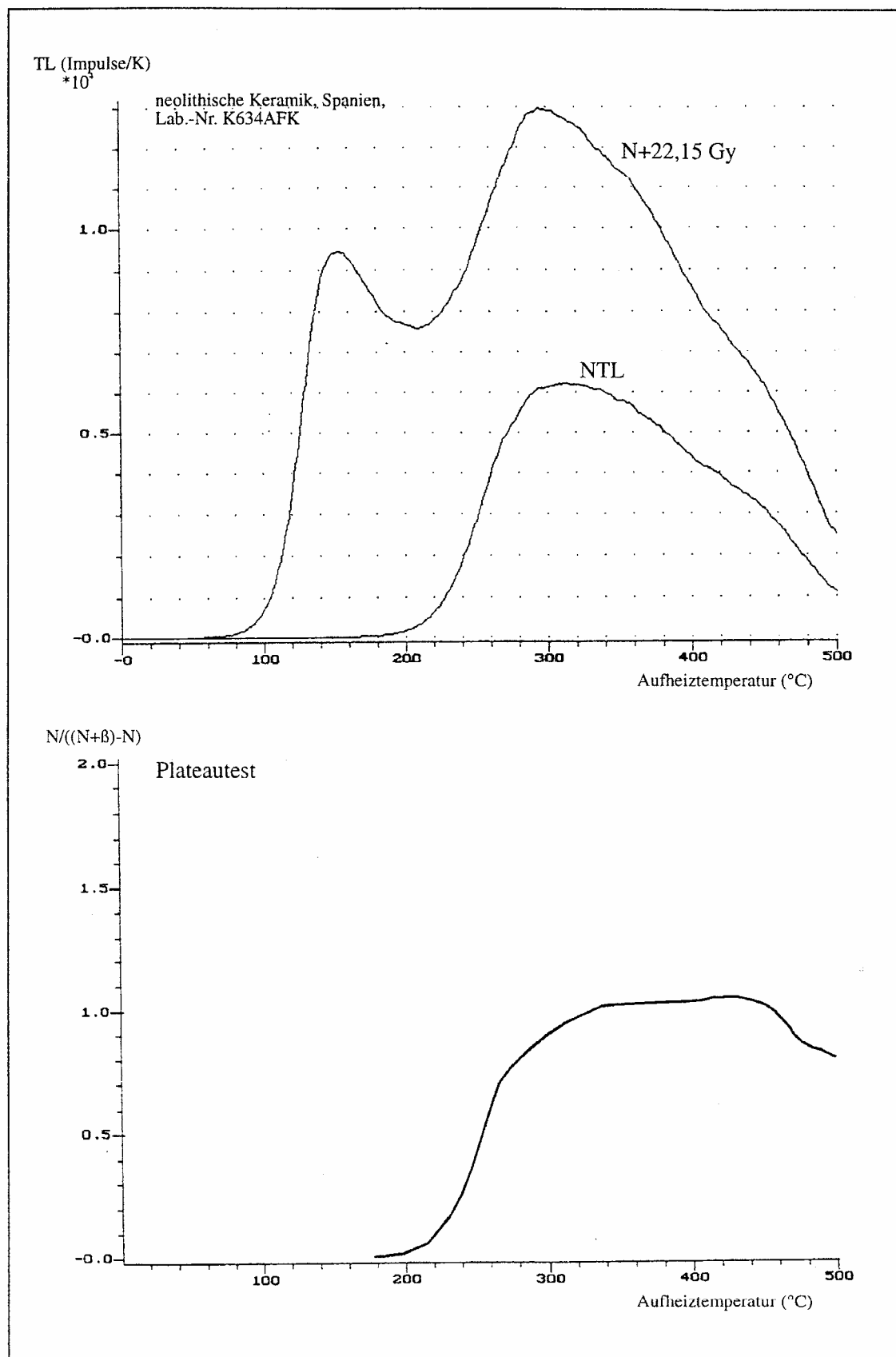


Abb. 3 Natürliche (N TL) und additive TL-Leuchtkurve (N+β) sowie ihre Plateaufunktion $N/((N+\beta)-N)$ zur Ermittlung des thermisch stabilen Leuchtkurvenbereiches.

stabile Signale überlagern. Zur Datierung von archäologischen oder quartärgeologischen Zeiträumen können nur TL-Signale verwendet werden, deren mittlere Lebensdauer um mindestens eine Größenordnung höher ist als der zu datierende Zeitraum. Derjenige Temperaturbereich der TL-Leuchtkurven, der dieser Voraussetzung genügt, wird durch den Plateautest bestimmt. Dabei wird das Verhältnis der Intensitäten von künstlich induzierter TL und natürlicher TL über der Leuchtkurventemperatur aufgetragen, welches im stabilen Temperaturbereich ein Plateau bildet (AITKEN 1985 und Abb. 3). Eine TL-Datierung ohne Plateautest muss als fragwürdig gelten.

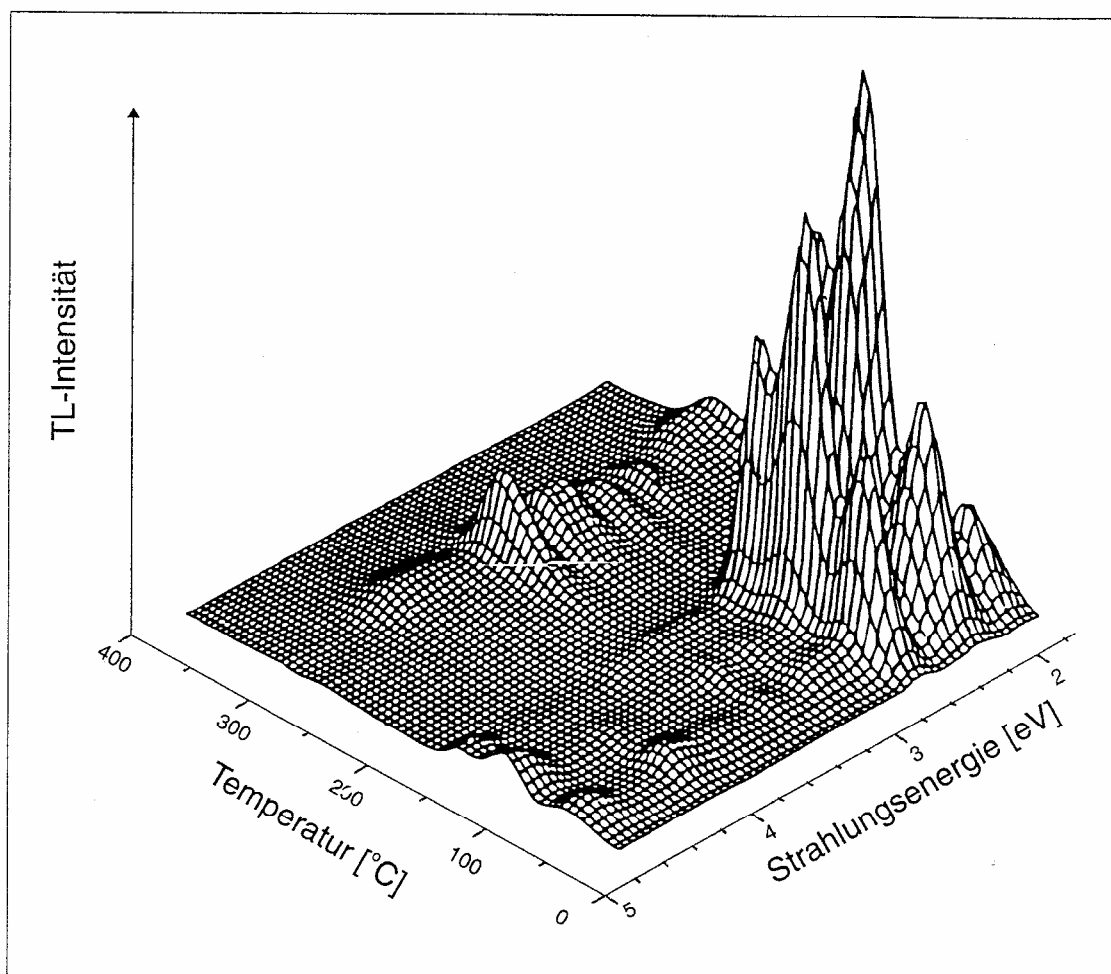


Abb. 4 Dreidimensionale TL von Fluorit mit den Achsen für die Aufheiztemperatur, die Wellenlänge der TL und ihre Intensität (nach Levy aus Singhvi & Wagner, 1986).

Während also die mittlere Lebensdauer der Haftterme über den Plateautest bei der Datierung berücksichtigt wird und zudem mittels verschiedener Verfahren (AITKEN 1985, STRICKERTSON 1985) untersucht werden kann, ist über die Kinetik der Lumineszenzzentren noch wenig bekannt. Betrachtet man die TL-Emissionen dreidimensional, wobei die Wellenlänge die dritte Raumachse bildet (Abb. 4), so ergibt sich bei natürlichen Mineralen ein mehrgipfliges Gebirge. Die zweidimensionale TL-Leuchtkurve ist sozusagen nur ein Schnitt durch dieses Gebirge

entlang eines bestimmten Wellenlängenbandes, welches durch die Art der optischen Empfindlichkeit des Photomultipliers und die Transmissionseigenschaften der vorgeschalteten optischen Filter festgelegt ist. Da die Lumineszenzzentren die Farbe der TL bestimmen, können ihre Eigenschaften nur durch wiederholte Messungen mit verschiedenen optischen Interferenzfiltern, oder besser mittels eines Monochromators oder einer Simultanmessung aller emittierten Photonen durch eine CCD-Kamera studiert werden. Im ersten Falle behindert der hohe Arbeitsaufwand die systematische Analyse aller zu datierenden Proben mittels verschiedener Interferenzfilter für eine anwendungsorientierte Arbeit. Bisher verfügbare Lumineszenz-Spektrometer haben noch eine zu geringe Empfindlichkeit für den Einsatz in der Datierung, haben aber bereits wertvolle Ergebnisse für die Grundlagenforschung geliefert (z. B. HUNTLEY et al. 1988, 1991, LUFF & TOWNSEND 1992, TOWNSEND & KIRSH 1989). Der Einsatz von CCD-Kameras ist noch in der Erprobung. Daher ist es für die Datierungsanwendung bisher nur praktikabel, sich auf Grundlage der bisher in der Literatur vorliegenden Forschungsergebnisse für ein bestimmtes Wellenlängenband zu entscheiden, d. h. für einen optischen Filter, der von dem gesamten Spektrum der Lumineszenz nur bestimmte Wellenlängen passieren lässt. Dabei muss in Kauf genommen werden, dass für spezifische Fragestellungen die Messergebnisse durch Selektion anderer Wellenlängen optimiert werden können. Ein jüngst von LUFF & TOWNSEND (1992) vorgestelltes Gerät erreicht aber offensichtlich eine für Datierungszwecke nötige Empfindlichkeit bei zufriedenstellender spektraler Auflösung. Es besteht Hoffnung, dass in den nächsten Jahren neue Erkenntnisse über das Verhalten der Lumineszenzzentren in relevanten Mineralen in Abhängigkeit von der absorbierten Dosis, der Dosisleistung sowie der thermischen und der optischen Einflüsse gewonnen werden.

Seit der ersten Datierung einer Keramik mittels Thermolumineszenz (GRÖGLER et al. 1960) wurde die Methode vom Laboratory for Archaeology and the History of Arts der Universität Oxford entwickelt und ausgereift. Obwohl in diesem wie auch in anderen westlichen TL-Laboratorien aus Vorsichtsgründen nur gedämpftes langwelliges Licht bei der Probenbehandlung verwendet wurde, um einem möglichen optischen Ausheilen des TL-Signals vorzubeugen, dauerte es im Westen bis zum Jahre 1979, ehe das Potential zur Datierung von Sedimenten, d. h. der letzten Belichtung von Mineralkörnern, entdeckt wurde (WINTLE & HUNTLEY 1979, 1980). Die frühen Arbeiten zur Sedimentdatierung aus der ehemaligen Sowjetunion, denen noch Grundlagenuntersuchungen fehlten, blieben im Westen lange Zeit wegen der aus politischen Gründen stark eingeschränkten Kommunikationsmöglichkeiten unbeachtet. Dafür waren in der Zwischenzeit im Westen die Grundlagenuntersuchungen zu den TL-Eigenschaften (Farbe, Stabilität, Wachstum mit und Empfindlichkeit gegenüber der Dosis ionisierender Strahlung) sowie zur Dosimetrie und Mikrodosimetrie natürlicher ionisierender Strahlung soweit ausgereift, dass zuverlässige Alter datiert werden konnten.

3.1. Probenauswahl und -nahme

Bei jeder Datierungsmethode wird ein bestimmtes Ereignis datiert, und bei verschiedenen Datierungsmethoden sind es durchaus verschiedene Ereignisse, deren Alter nur dann übereinstimmen, wenn der Zeitraum zwischen den verschiedenen datierten Ereignissen vernachlässigbar klein ist. Voraussetzung für eine korrekte Altersbestimmung ist, dass bestimmte Randbedingungen erfüllt sind. Die wichtigste ist, dass das Probenmaterial, welches letztlich nach der Probenaufbereitung zur Messung gelangt, kontaminationsfrei ist. Bei der TL-Datierung von Löß wird der Zeitpunkt der letzten Belichtung datiert, d. h. das Ablagerungsalter, oder genauer, der Zeitpunkt, zu dem die datierte Schicht (damalige Sedimentoberfläche) von jüngeren Sedimenten bedeckt und dadurch weiterer Belichtung entzogen wurde. Wie weiter unten noch dargelegt wird, setzt eine korrekte TL-Datierung von Sedimenten eine relativ lange Belichtungsdauer (Stunden bis Tage) jedes einzelnen Mineralkorns sowie ein bekanntes Lichtspektrum (z. B. das gesamte Spektrum der Globalstrahlung) voraus. Diese Annahmen können bei der Ablagerung von reinem Löß in mittleren Breiten ohne Polarnacht als erfüllt gelten. Finden jedoch nach der äolischen Sedimentation des Lösses abluale, solifluidale, fluviale, kolluviale oder gravitative Umlagerungsprozesse statt, kann die Voraussetzung langer Belichtung eingeschränkt oder gar völlig unerfüllt sein. Insbesondere in Solifluktioniszonen wird Material verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft durchmischt, ohne - abgesehen vom allerobersten, höchstens mm-starken Horizont - belichtet zu werden. Häufig sind Löß-Solifluktionismassen im Gelände leicht an der Beimengung von Festgesteins-Detritus oder anderer Komponenten erkennbar; wenn jedoch Bestandteile aus älterem Löß eingearbeitet sind, ist es im Gelände oft schwierig, diese zu erkennen, und der geschulte Blick eines Quartärforschers sowie hinreichend gut präparierte Aufschlußverhältnisse und unter Umständen mikromorphologische Dünnschliffuntersuchungen sind erforderlich, um die Beprobung kontaminierten Materials zu vermeiden. Denn man datiert mittels TL sonst ein Mischalter, welches im Extremfall sogar das Alter der älteren Lößsedimentation lange vor der solifluidalen Umlagerung darstellt (ZÖLLER 1989 a). Bezogen auf die Sedimentation an der Stelle der Probennahme stellt das Mischalter eine Altersüberschätzung dar. Die Nichtbeachtung dieser Umstände hat leider Fehlinterpretationen von - mit großem Arbeitsaufwand durchgeführten - TL-Datierungen und zu einem nicht gerechtfertigten Urteil über die eingeschränkte Tauglichkeit der Methode geführt (FRECHEN 1991).

Daraus resultieren Vorsichtsmaßnahmen bei der Probenauswahl und -nahme. Es hat wenig Sinn, von einem feinstratigraphisch und faziell nicht genau untersuchten Profil - selbst wenn es ganz in der Nähe eines gut bearbeiteten Profils liegt - in regelmäßigen, mehr oder weniger engen Abständen Proben zu nehmen. Vielmehr ist darauf zu achten, sofern wie möglich Proben aus reinem äolischen Löß zu bearbeiten. Im Falle fossiler Bodenbildungen ergeben sich allerdings einige Schwierigkeiten: zum einen kann die Homogenisierung durch Bodenbildungen vorhandene

Schichtgrenzen verwischen, zum anderen können geochemische und biogene Bodenbildungsprozesse eine Stoffzufuhr oder -abfuhr bewirkt haben, die Einfluss auf die Dosimetrie und die Belichtung gehabt haben können (s. u.). Derartige Störfaktoren sind schon bei der Probennahme zu erwägen und soweit wie möglich durch die Auswahl der Beprobungsstelle zu minimieren.

Bei der Probennahme selbst ist darauf zu achten, dass unbelichtetes Material zur Weiterverarbeitung unter gedämpftem Rotlicht im Labor gewonnen wird. Dazu hat sich folgende Technik bewährt:

Die Profilwand wird soweit gesäubert, dass bergfrisches und nach Möglichkeit bergfeuchtes Material freigelegt wird. Die Probe selbst wird dann in Stechzylindern, wie sie in der Bodenkunde gebräuchlich sind, entnommen, indem unmittelbar vor Ansetzen des Stechzylinders die äußeren mm bis cm nochmals schnell entfernt werden und der Stechzylinder dann mittels eines Aufsteckrohres in den Löß getrieben wird. Nachdem er ganz mit Probenmaterial gefüllt ist, wird er herausgezogen, und an den Enden überstehendes Material wird im Schatten abgeschnitten, worauf der Stechzylinder so schnell wie möglich an beiden Enden mit lichtdichten Kappen verschlossen wird. Im Rotlichtlabor werden die jeweils äußersten Teile, die während der Probennahme für einige Sekunden dem Licht ausgesetzt waren, entfernt, so dass nur unbelichtetes Material übrigbleibt. Alternativ kann - insbesondere bei zu festem Probenmaterial, wie es z. B. an jahrelang abgetrockneten Lößwänden vorkommen kann - die Beprobung im Dämmerlicht oder bei Dunkelheit erfolgen, wobei unbelichtetes Material direkt in lichtdichte Verpackungen gefüllt wird.

Eine zweite Probe wird aus dem Probenloch zur Laborbestimmung der Feuchte und der Radioaktivität der Probe in einem luftdicht zu verschließenden Behältnis entnommen. Ist es nicht möglich, an alten, stark abgetrockneten Lößwänden bergfeuchtes Material zu erhalten, muss der ursprüngliche Feuchtegehalt anhand der Körnung, Porosität und topographischen Position abgeschätzt werden. Die Schwankungen des Feuchtegehaltes im Jahresgang und in der geologischen Vergangenheit werden in dieser Arbeit für die Fehlerrechnung ohnehin so weit angesetzt, dass die abgeschätzten Feuchtegehalte sicherlich innerhalb der 1σ -Fehlergrenzen der wahren durchschnittlichen Feuchte liegen (s. u.).

Schließlich wird das Probenloch 40-50 cm tief aufgebohrt und mittels eines tragbaren NaJ-Gammaspektrometers die Umgebungsradioaktivität der Probe (γ -Dosisleistung bei der gegebenen Feuchte) gemessen. Diese Messung ist nicht unbedingt erforderlich, wenn die Probe selbst und ihre Umgebung (Radius 50 cm) radiometrisch homogen sind; dann kann die γ -Dosisleistung aus den im Labor bestimmten Konzentrationen der Radionuklide der Probe selbst berechnet werden. Aber auch dann stellt der in situ gemessene Wert eine nützliche Kontrolle der Laborwerte dar. Eine noch nicht feuchte-korrigierte Auswertung der in situ-gammaspektrometrischen Messung ist bereits im

Gelände möglich: erfolgt die Messung mittels eines tragbaren Vielkanalers, bei dem das gesamte γ -Spektrum sichtbar ist, werden die Flächen unter den diskreten Maxima (Energiefenster) nach Abzug des Untergrundes mit denen eines Standardspektrums, ebenfalls nach Abzug des Untergrundes, verglichen und die Konzentrationen über das Verhältnis der Netto-Integrale berechnet. Wegen der geringen energetischen Auflösung von NaJ-Detektoren eignen sich dazu nur die Maxima von ^{40}K (1,46 MeV) für Kalium, ^{214}Bi (1,76 MeV) für Äquivalent-Uran und ^{208}Tl (2,61 MeV) für Äquivalent-Thorium (RIESER 1991). Zur korrekten Berechnung der äquivalenten U- und Th-Gehalte muss radioaktives Gleichgewicht der Zerfallsreihen vorausgesetzt werden. Bei NaJ-Vierkanal-Gammaspektrometern werden die Zählereignisse in energetischen Fenstern aufsummiert, die um $1,46 \pm 0,08$ MeV, $1,76 \pm 0,08$ MeV, $2,61 \pm 0,15$ MeV sowie > 3 MeV (für die Höhenstrahlung) eingestellt sind (AITKEN 1985:105). Unter Berücksichtigung von aus Kalibrierungsmessungen bekannten "Stripping-Faktoren", welche sozusagen die Quantifizierung des nicht gesondert messbaren Compton-Kontinuums sowie geringer sich überlagernder Photomaxima ersetzen, und detektor- sowie fensterspezifische Umrechnungsfaktoren für die Detektor-Effizienz können die Konzentrationen von U, Th und K sowie der Beitrag der Höhenstrahlung mittels eines programmierten Taschenrechners oder Computers berechnet werden (AITKEN 1985). Die Dosisleistungskomponente der Höhenstrahlung, die auf die Probe während des zu datierenden Zeitraumes einwirkte, kann aber in den meisten Fällen nicht korrekt gemessen werden, da die Abschirmung - außer in Höhlen oder Bohrlöchern - bei einer senkrechten oder schrägen Profilwand geringer ist als vor der Anlage des Aufschlusses. Deshalb wird der Beitrag der Höhenstrahlung meistens aus Tabellen bestimmt (z. B. AITKEN 1985). Ein großes praktisches Problem bei Vierkanalern ist das häufig zu konstatierende Wandern der Maxima in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur. Dadurch driften, trotz einer eingebauten niederenergetischen schwachen Gammaquelle zur Selbststabilisierung des Gerätes, die Maxima teilweise aus den Fenstern heraus, und es ergibt sich eine zu niedrige Zählrate. Um diesen unerwünschten Effekt zu erkennen und eventuell semiquantitativ zu korrigieren, kann man eine schwache radioaktive Quelle mit hochenergetischer Gammastrahlung (z. B. Thorianit) im Gelände mitführen und wiederholte Messungen durchführen, wobei die Quelle möglichst dicht und immer mit gleicher Geometrie an den Detektor gehalten wird. Als eine bessere Lösung erwies sich, den Detektor vor Beginn der Geländemessungen ausreichend lange auf Umgebungstemperatur kommen zu lassen und vor und nach der Geländemessung unter gleichen Temperaturbedingungen eine Referenzprobe mit 4π -Geometrie zu messen. Zusätzlich können im Gelände wiederholte Kontrollmessungen mittels einer mitgeführten Quelle erfolgen. Eine solche Referenzprobe steht dem Heidelberger Labor seit Sommer 1990 zu Verfügung: Es ist ein Würfel aus Flossenbürger Granit (Oberpfalz) von 1,2 m Kantenlänge, in den zentral ein 60 cm tiefes Loch gebohrt wurde (s. RIESER 1991).

3.2. Die TL-Datierung von Sedimenten

Die Beobachtung, dass bei geologisch jungen Sedimenten das natürliche TL-Signal (NTL) - bei gleichen übrigen Bedingungen - mit dem Alter zunimmt, führte zu Überlegungen über den Mechanismus, welcher eine Rückstellung des latenten TL-Signals während der Sedimentation bewirkt. Neben mechanischen Effekten (z. B. LAMOTHE 1988) werden heute insbesondere optische Prozesse verantwortlich gemacht (WINTLE & HUNTLEY 1979, 1980, BORSY et al. 1979, AITKEN 1985, HUNTLEY et al. 1985, SINGHVI & MEJDAHL 1985, WAGNER & ZÖLLER 1987, HÜTT et al. 1988). Zahlreiche Experimente haben bestätigt, dass das messbare TL-Signal mit zunehmender Belichtungsdauer zuerst schnell, dann langsamer abnimmt, bis es einen Restwert erreicht, der auch durch verlängerte Belichtung nicht weiter erniedrigt wird (Abb. 5).

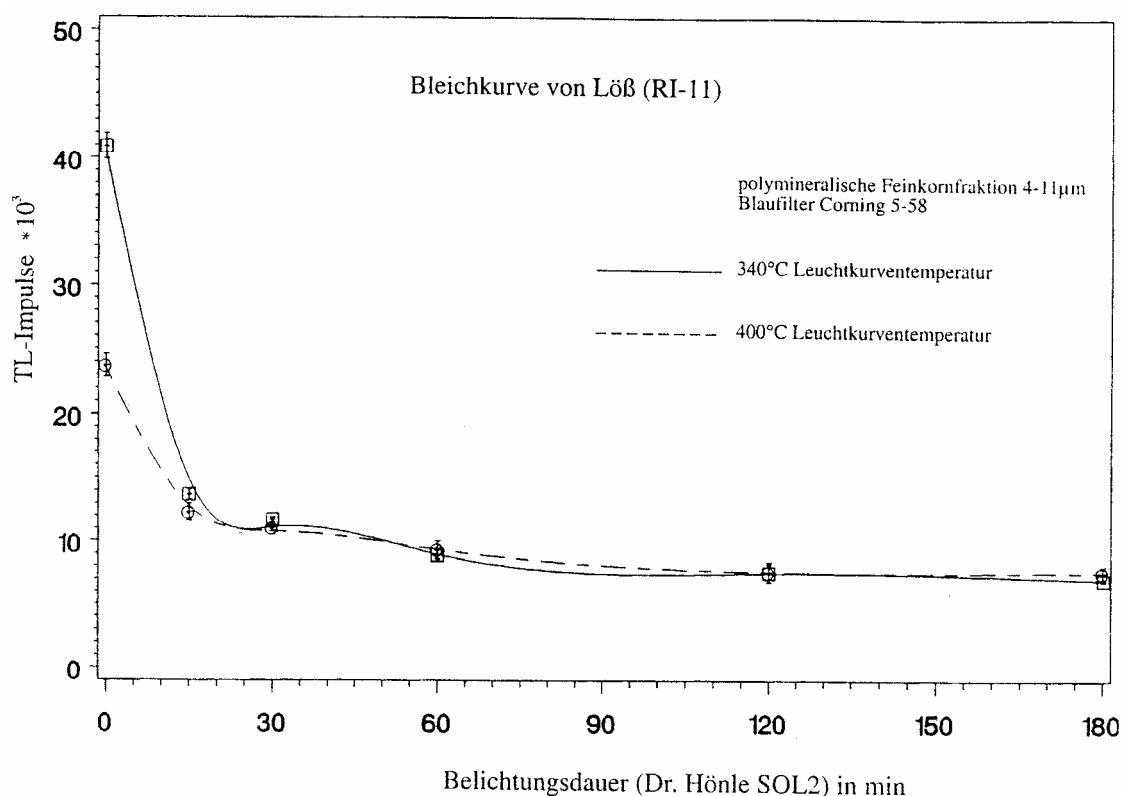


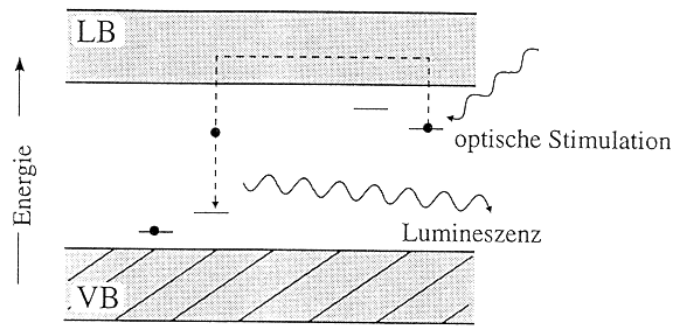
Abb. 5 Bleichkurve von Löß aus Riegel; das nach verschiedenen Belichtungszeiten messbare TL-Signal als Funktion der Belichtungsdauer.

Somit kann zwischen leicht, schwer und nicht bleichbarer TL unterschieden werden. Hat ein Mineralkorn in einem Sediment während seines Transportes und seiner Ablagerung bis zu seiner Bedeckung durch jüngere Sedimente ausreichend lange Tageslicht gesehen, damit seine messbare Rest-TL bis auf den tiefsten möglichen Wert ausgebleicht wurde (I_0 bzw. NTL_0), kann dieser Wert

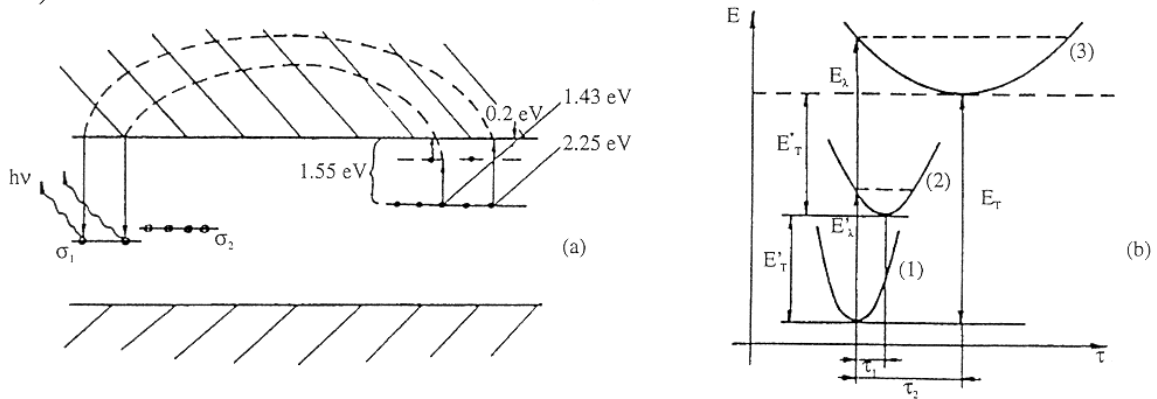
im Labor oder durch Tageslicht reproduziert werden und als "Nullpunkt" der TL-Uhr für die TL-Datierung eines Sedimentes angenommen werden. Denn ab dem Zeitpunkt der Überdeckung läuft die "TL-Uhr" wieder an, angetrieben durch den Pegel der natürlichen Radioaktivität. Je länger dieser Zeitpunkt (die Sedimentation) zurückliegt, umso mehr Dosis natürlicher ionisierender Strahlung hat ein Mineralkorn wieder absorbiert, und umso größer ist sein messbares TL-Signal. Die Voraussetzung langandauernder, sogenannter "vollständiger" oder "totaler" Bleichung ist bei äolischen Sedimenten wie Löß und Dünensand im Allgemeinen erfüllt. Daher sind äolische Sedimente am besten zur TL-Datierung geeignet. Probleme ergeben sich für Sedimente, bei denen die natürliche Belichtungsdauer bei der Ablagerung nicht ausreichend war oder das Transportmedium bestimmte spektrale Teile des Tageslichtes absorbierte. Für die Quarzfraktion aus spätglazial-holozänen Dünensanden zeigten BARAY & ZÖLLER (1993), dass spektrale Abweichungen des zum Bleichen verwendeten Lichtes vom natürlichen Sonnenlicht über mehrschichtige Phototransfer-Prozesse zu einem Fehler in der Bestimmung des nicht gebleichten TL-Restsignals führen können. Diese Fehler schlugen sich bei einem Teil der Proben in einer Unterschätzung des TL-Alters der Quarzfraktion nieder. Zur korrekten Datierung unvollständig gebleichter Sedimente ist es nötig, nur die lichtempfindlichsten Elektronenfallen zu beproben, welche auch bei kurzen Belichtungszeiten und eventuell auch durch spektral gefiltertes Licht entleert werden. Konsequenterweise haben HUNTLEY et al. (1985) und HÜTT et al. (1988) Methoden der "Optisch Stimulierten Lumineszenz" (OSL) vorgeschlagen, bei denen die lichtempfindlichsten Fallen von Quarzen durch grüne und von Feldspäten durch infrarote Wellenlängen stimuliert werden. Die OSL-Datierungsmethoden sind wegen spezifischer Probleme zurzeit noch nicht ausgereift, worauf in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden kann. Durch die Technik des "Selektiven Bleichens" der TL von Quarzen (PRESCOTT & PURVINSKIS 1991, HUTTON et al. 1993, PRESCOTT & MOJARRABI 1993) werden nach den ersten bisherigen Ergebnissen ebenfalls nur die optisch empfindlichsten langzeitstabilen Elektronenfallen entleert. Durch einen optischen Schmalband-Filter mit maximaler Transmission bei etwa 380 nm vor dem Photomultiplier werden bei der TL-Messung schwer oder nicht bleichbare TL-Signale von Quarzen unterdrückt. Die Technik bietet sich als Alternative zur grünstimulierten Lumineszenz (GSL) an. Partielle Bleichmethoden in der TL-Datierung werden weiter unten (Kap. 3.2.2.) erwähnt.

Es bleibt nach wie vor schwer verständlich, warum ein TL-Maximum zugleich aus optisch bleichbaren und unbleichbaren Komponenten besteht. Entweder muss man für die gleiche Fallentiefe die Koexistenz optisch empfindlicher und unempfindlicher Fallen annehmen - was nach dem Energiebänder-Modell schwerfällt - , oder bei der messbaren TL-Signalniedrigung nach Belichtung handelt es sich nicht um eine optische Entleerung von Elektronenfallen, sondern um eine durch die Belichtung bewirkte Änderung der TL-Empfindlichkeit eines bestimmten

a)



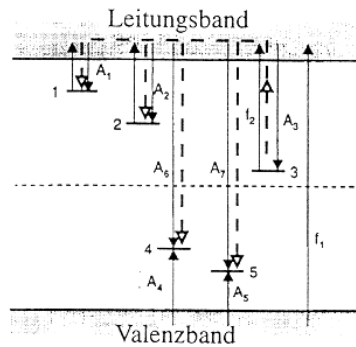
b)



Energiediagramm des thermooptischen Bleichens (a) und Energiepotential-Darstellung (b):

1 = Grundzustand, 2 = angeregter Zustand, 3 = Leitungsband
 $E_T = 1.55$ (2.15)eV, $E_\lambda = 2.25$ eV, $E^*_T = 0.2$ eV,
 $E'_\lambda = 1.43$ (1.33)eV, $E'_T = 1.35$ (1.95)eV (nach HÜTT & JAEK, 1989).

c)



f_2 = optische Stimulation eines Elektrons aus einer tiefen Falle
 A_1, A_2 = Übergangswahrscheinlichkeiten in Fallen
 A_6, A_7 = Übergangswahrscheinlichkeiten in Lumineszenzzentren

Abb. 6 Modelle des optischen Bleichens der TL; a) Entleerung einer Elektronenfälle durch Absorption eines Photons, b) thermo-optisches Bleichen (nach Hütt & Jaek, 1989), c) scheinbares Bleichen durch optisches Inaktivieren von Lumineszenzzentren (nach McKeever, 1991).

Maximums (MCKEEVER 1991, s. u.). Nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung, insbesondere aufgrund der neueren Erkenntnisse über die OSL, können die durch Licht bewirkten Veränderungen der Lumineszenz eines Kristalles versuchsweise wie folgt klassifiziert werden (Abb. 6a-c):

a) Optisches Bleichen: Licht einer bestimmten (oder kürzeren) Wellenlänge kann Elektronen aus einem spezifischen Fallentyp direkt stimulieren. Bei ausreichender Lichtmenge werden schließlich alle Fallen dieses Typs entleert.

b) Thermo-optisches Bleichen: Lichtquanten bestimmter Wellenlänge (z. B. infrarot) haben zu wenig Energie, um langzeitstabile Fallen bestimmter Tiefe zu stimulieren. Sie benötigen dazu zusätzliche thermische Energie ("Phonon-Assistenz", AITKEN 1985:234), welche schon bei Raumtemperatur ausreichend sein kann. Voraussetzung für die Existenz des thermo-optischen Bleichvorganges ist die Annahme eines Energiezustandes im Bändermodell, welcher zwischen der Fallentiefe und dem Leitungsband liegt (HÜTT & JAEK 1989).

c) Scheinbares Bleichen durch Sensitivitätsänderung: Die Wechselwirkung von Photonen mit Kristallen bewirkt eine Verschiebung der Ladungszustände im Kristall. Dabei können energiereiche Photonen Elektronen aus sehr tiefen, bei normaler TL-Messung bis 500°C thermisch stabilen Fallen stimulieren, die zum Teil in flacheren, thermisch instabilen oder stabilen Fallen wieder eingefangen werden (Phototransfer). Ein Teil der optisch stimulierten Elektronen kann jedoch Lumineszenzzentren neutralisieren und somit inaktivieren. Wird die TL nach der Belichtung gemessen, kann in einem bestimmten Maximum eine Erniedrigung der Intensität registriert werden, obwohl die diesem Maximum entsprechenden Fallen gar nicht entleert, sondern unter Umständen sogar zusätzlich aufgefüllt wurden. Ein derartiges Modell hat MCKEEVER (1991) durch Computersimulationen für das TL-Verhalten von Quarz entwickelt (Abb. 6c). Das Modell prognostiziert TL-Empfindlichkeitsänderungen nach optischem Bleichen als Normalfall, wobei das Ausmaß der Empfindlichkeitsänderung vom Verhältnis der unterschiedlichen Fallentypen abhängt. Dieses Modell wirft somit sehr kritische Fragen zur Zuverlässigkeit von TL-Datierungen an Sedimenten überhaupt auf. Noch nicht ausdiskutiert ist die Frage, ob erneute Sensitivierung von Lumineszenzzentren durch natürliche ionisierende Strahlung, welche bei dauernd mit Elektronen gesättigten Fallen den Wiederaufbau eines messbaren NTL-Signals ermöglicht, im Labor reproduziert werden kann. Spektrale Auflösung der Lumineszenz ist erforderlich, um das Verhalten der Lumineszenzzentren gegenüber Belichtung und ionisierender Strahlung zu untersuchen und das Modell zu verifizieren oder zu variieren.

3.2.1. Die Altersgleichung und ihre physikalischen und radiochemischen Voraussetzungen

Aus der Intensität der NTL kann nicht ohne weiteres auf die seit dem zu datierenden Ereignis absorbierte Dosis natürlicher ionisierender Strahlung geschlossen werden, denn unterschiedliche Proben zeigen durchaus verschiedene TL-Empfindlichkeit, d. h. TL-Zuwachs pro Doseinheit. Deshalb ist die TL-Empfindlichkeit für jede Probe gesondert zu bestimmen. Ist das TL-Wachstum in Abhängigkeit von der absorbierten Dosis linear, und trägt man die TL-Intensität für eine gegebene Leuchtkurventemperatur über der Dosis auf, so ist die Steigung der linearen Wachstumsfunktion ein Maß für die TL-Empfindlichkeit (s. Abb. 9). In den Fällen, wo zum zu datierenden Zeitpunkt die messbare TL-Intensität gleich null war, also im Falle ausreichend erhitzter Objekte oder von Mineralneubildungen, entspricht die NTL-Intensität der natürlichen Dosis (ND), die die Probe seitdem akkumuliert hat. Die TL-Altersgleichung ließe sich dann einfach notieren als

$$\text{TL-Alter} = \text{ND}/\text{DL} ,$$

wobei DL die natürliche Dosisleistung (Dosis/Zeit) bedeutet. In der Praxis lässt sich aber ND nicht bestimmen, denn um die TL-Empfindlichkeit zu bestimmen, muss das Probenmaterial im Labor mit künstlicher Dosis bestrahlt und dann seine TL gemessen werden. Künstliche radioaktive Quellen haben aber ein anderes Energiespektrum und eine andere Zusammensetzung der Strahlungsarten (α , β , γ) als natürliche, zudem ist die TL-Empfindlichkeit für α -Strahlung wegen der wesentlich höheren Ionisationsdichte von α -Teilchen bei ihrer Abbremsung in Festkörpern weitaus geringer als für β - oder γ -Strahlung (AITKEN 1985).

Deshalb werden im Labor normierte Teilproben mittels einer geeichten β - oder γ -Quelle mit verschiedenen Dosen bestrahlt, wodurch ihr TL-Signal zusätzlich zu ihrer NTL wächst. Für eine gegebene Leuchtkurventemperatur werden die gemessenen TL-Intensitäten über der Labordosis aufgetragen. Unter der Voraussetzung, dass das natürliche TL-Wachstum ebenso linear verlief wie das additive TL-Wachstum, liefert der Schnittpunkt der Regressionsgeraden aus den Messpunkten im Schnittpunkt mit der Dosisachse (=TL-Intensität 0) die β - oder γ -Äquivalenzdosis (ED_β bzw. ED_γ), welche ein der natürlichen Dosis ND äquivalentes TL-Signal erzeugt ("additive Methode", s. Abb. 9). Bei niedrigen Äquivalenzdosen, wie sie meistens bei der Keramikdatierung der Fall sind, ist häufig eine Supralinearitäts-Korrektur mittels einer künstlichen TL-Wachstumskurve vorher ausgeheizter Teilproben erforderlich, auf die hier nicht näher einzugehen ist (s. AITKEN 1985).

Der TL-Empfindlichkeit gegenüber α -Strahlung wird dadurch Rechnung getragen, dass eine zweite additive Wachstumsfunktion mittels α -bestrahlter Teilproben erstellt wird, welche nach dem glei-

chen Verfahren die ED_α ergibt. Der α -Effektivitätsfaktor a errechnet sich aus dem Verhältnis ED_β oder ED_γ/ED_α (zur detaillierten Herleitung des a -Wert-Systems s. Aitken 1985, Appendix K. Die Eichung der α -Quelle erfolgte in der Einheit $[\mu\text{m}/(\mu\text{m})^3\text{min}=(\mu\text{m})^{-2}\text{min}^{-1}]$, d. h. in α -Spurlänge pro Raum- und Zeiteinheit. Zur Umrechnung in Gy/min ist dieser Wert mit dem Faktor 13 zu multiplizieren; s. AITKEN 1985).

Der Feuchtegehalt der Probe und, falls davon verschieden, ihrer Umgebung muss wegen der teilweisen Absorption der Strahlungsenergien durch Porenwasser in die Berechnung der effektiven Dosisleistung einbezogen werden. Wenn δ als Feuchtgewicht/Trockengewicht definiert wird und $DL_{\alpha,\beta,\gamma}$ die Dosisleistung der jeweiligen Strahlungsart bedeutet, wird die am trockenen Probenmaterial ermittelte Dosisleistung mittels nachstehender Gleichungen in die effektive, d. h. für die feuchte Probe geltende, umgerechnet (AITKEN 1985):

$$DL_{\alpha\text{eff.}}=DL_{\alpha\text{ trocken}}/(1+1,5\cdot(\delta-1))$$

$$DL_{\beta\text{eff.}}=DL_{\beta\text{ trocken}}/(1+1,25\cdot(\delta-1))$$

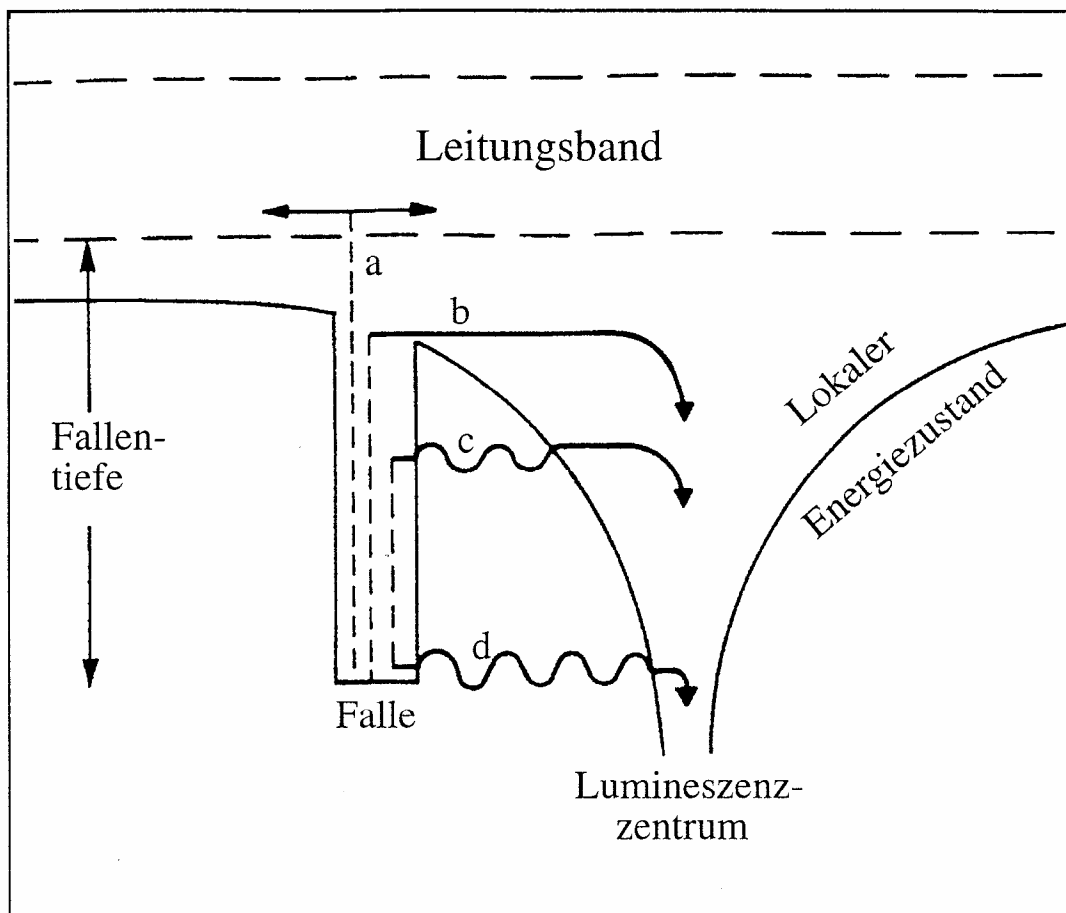
$$DL_{\gamma\text{eff.}}=DL_{\gamma\text{ trocken}}/(1+1,14\cdot(\delta-1))$$

Nun lautet die in der Praxis zu verwendende TL-Altersgleichung

$$t_{\text{TL}}=ED_\beta\text{ bzw. }ED_\gamma/(a\cdot DL_{\alpha\text{eff.}}+DL_{\beta,\gamma\text{eff.}},c),$$

wobei $DL_{\alpha,\beta,\gamma}$ die Dosisleistung der jeweiligen Strahlungsart und DL_c den Beitrag der Höhenstrahlung bedeuten. Diese Altersgleichung gilt für die Feinkornfraktion (4-11 μm) unter der Voraussetzung homogener Verteilung der Energieabsorption in der Probe in Bezug auf alle drei Strahlungsarten. Für die α -Strahlung wird in Festkörpern eine Eindringtiefe bis 20 μm angenommen, für die maximalen natürlichen β -Energien bis 2mm, während für γ -Energien in Böden und Sedimenten mit typischen Verhältnissen der Konzentrationen von U, Th und K die Halbwertsdicke etwa 8 cm beträgt (s. AITKEN 1985, Appendix H, insbes. Abb. H.4. Dies bedeutet, dass in einer radioaktiven Schicht von 8 cm Dicke zwischen inerten Schichten unbegrenzter Dicke 50% der entstehenden Gammadosis absorbiert wird.) Die obere Korngrößenbegrenzung von 11 μm für die Feinkorntechnik resultiert also aus der begrenzten Reichweite der α -Strahlung; die obere Korngröße wurde so gewählt, dass alle Korngrößen noch von α -Teilchen ganz durchdrungen werden können. Für das Ausschlämmen der Fraktion $< 4 \mu\text{m}$ sind zwei Gründe ausschlaggebend: erstens ist in dieser Fraktion der Gehalt an Tonmineralen mit sehr geringer TL-Empfindlichkeit zu hoch, so dass die heller strahlenden Schluffpartikel maskiert würden; zweitens können in Sedimenten und Böden Tonpartikel von oben nach unten durchgeschlämmt werden, und diese Kontamination kann zu einer Verjüngung des TL-Sedimentationsalters führen.

Über den Plateautest ist der thermisch stabile Leuchtkurvenbereich zu bestimmen (s. o.). Da jedoch der a-Wert für verschiedene TL-Maxima, d. h. in Abhängigkeit von der Leuchtkurventemperatur variieren kann, ist für eine Anzahl von Temperaturintervallen (Abstand 10-20°C) das Alter zu berechnen und schließlich ein Plateualter für einen Temperaturbereich zu bilden, dessen Einzelalter nur < 5% differieren.



Möglichkeiten des Elektrons, aus der Falle zu entkommen:

- a und b) thermische Stimulation
- c) thermisch unterstütztes Durchtunneln der Energiebarriere
- d) athermisches Durchtunneln der Energiebarriere

(nach Berger 1988 und Aitken 1985)

Abb. 7 Modelle des anomalen Ausheilens.

Die ED kann, selbst innerhalb des Plateaubereiches, durch eine weitere unerwünschte Eigenschaft mancher Minerale (insbesondere bestimmter Feldspäte) zu niedrig werden, nämlich durch das sogenannte "Anomale Ausheilen" (anomalous fading). Im Gegensatz zum thermischen Ausheilen

verläuft das anomale Ausheilen unabhängig von der Reaktionskinetik der TL und zeigt sich in einer bei weitem geringeren Stabilität eines TL-Maximums als aus kinetischen Überlegungen zu erwarten wäre. Es wird erkannt, indem mit gleicher Dosis bestrahlte Teilproben einmal unmittelbar nach der Bestrahlung und ein anderes mal nach längerer Lagerung (z. B. vier Wochen) gemessen und die TL-Intensitäten verglichen werden. Zur Erklärung des Phänomens wurden verschiedene Modelle vorgeschlagen (s. AITKEN 1985), von denen dasjenige des quantenmechanischen Tunneleffektes bevorzugt wird (Abb. 7): danach kann das Elektron von der Elektronenfalle aus die energetische Barriere zu einem benachbarten positiven Loch mit einer geringen Wahrscheinlichkeit durchtunneln; es findet also eine Rekombination unter Ausschluß des Weges über das Leitungsband statt. Nach diesem Modell müsste das anomale Ausheilen durch einen einfachen exponentiellen Zerfall zu beschreiben sein. Jüngere Arbeiten (TEMPLER 1985, 1986, BERGER 1987) haben gezeigt, dass bei zahlreichen Materialien das anomale Ausheilen durch Lagerung bei erhöhter Temperatur (z. B. 70°C) deutlich beschleunigt werden kann und nach einer begrenzten Zeit aussetzt. Deshalb wurde ein Modell der "lokalisierten Übergänge" (localized transitions) vorgeschlagen (Abb. 7). Trifft dieses Modell zu, bedeutet dies für die TL-Datierung, dass auch Proben mit anomalem Ausheilen korrekt datiert werden können, wenn - je nach Lagerungstemperatur - nach der Bestrahlung im Labor ausreichend Ablagerungszeit zum völligen Abklingen des anomalen Ausheilens gewährt wird. In unserem Labor werden Proben, für die anomales Ausheilen in Frage kommt (also z. B. alle feldspathhaltigen Proben), routinemäßig mindestens vier Wochen bei Raumtemperatur oder eine Woche bei 70°C nach der Bestrahlung abgelagert. Trotzdem sollten TL-Alter von Proben, die ein signifikantes anomales Ausheilen von mehr als 5% des TL-Signals aufweisen, als Mindestalter betrachtet werden.

Verwendet man gröbere Korngrößen zur TL-Datierung, ist die Voraussetzung der homogenen Verteilung der Radionuklide in Bezug auf die α -Strahlung nicht mehr gegeben, da Quarze und Feldspäte normalerweise nur sehr geringe Anteile an U und Th in ihr Kristallgitter einbauen. Allerdings ist der a -Wert bei Quarzen mit etwa 0,03 deutlich niedriger als bei der polymineralischen Feinkornfraktion (meistens um 0,1). Eine geringe Konzentration von α -Strahlern in Quarzen fällt deshalb gegenüber der gesamten effektiven Dosisleistung kaum ins Gewicht. Das Problem der Inhomogenität lässt sich somit umgehen, indem man die äußere, maximal 20 μ m dicke Schicht der Körner, welche von externer α -Strahlung beeinflusst wird, in Flußsäure abätzt und dann die externe α -Aktivität bei der Berechnung der effektiven Dosisleistung nicht mehr berücksichtigt. Wegen der schwereren Löslichkeit von Quarz in HF gegenüber Feldspäten und anderen Silikaten müssen Quarzfraktionen (meist 90-200 μ m Durchmesser) 40 min lang in konzentrierter HF geätzt werden, wobei andere Silikate mit Ausnahme einiger Schwerminerale (z. B. Zirkon) vollständig aufgelöst werden. Durch eine zusätzliche Schwerentrennung werden auf diese Weise nahezu reine Quarz-Separate erhalten. Durch Zentrifugation oder Absitzen in entsprechenden Schwerelösungen (s. o.)

können bestimmte Feldspatfraktionen hochgradig angereichert werden. Diese werden in nur 10% HF 40 min lang geätzt.

Bei der Quarz-Grobkorn-Datierung (z. B. 90-200 μm), auch "Quarz-Einschlußtechnik" genannt, ist ein Korngrößenabhängiger Abschwächungsfaktor für die externe β -Strahlung zu berücksichtigen. Dieser drückt aus, dass ein β -Teilchen beim Durchgang durch ein Quarzkorn, dessen Durchmesser geringer ist als die β -Reichweite, um einen bestimmten Anteil abgeschwächt wird. Beim Nachbarkorn kommt es dann schon mit entsprechend verringerter Energie an. Umgekehrt deponiert ein β -Teilchen, das in einem Quarz- oder Feldspatkorn entsteht, einen geringen Teil seiner Energie im Korn selbst und den Rest in benachbarten Körnern. Nennt man den in anderen Körnern absorbierten Anteil der β -Energie b , so verbleibt der Anteil $(1-b)$ für die β -Absorption im Korn der Entstehung selbst. Für mittlere β -Energien von U-, Th- und ^{40}K -Zerfällen hat MEJDAHL (1979) gesondert die β -Abschwächungsfaktoren einschließlich der Energien der produzierten Auger-Elektronen in Abhängigkeit von Korndurchmessern sphärischer Quarzkörner berechnet und tabellarisch aufgelistet (entsprechend dem hier b genannten Wert). Die Werte für β -Teilchen aus U und Th-Zerfällen differieren nur geringfügig, und bei typischen Konzentrationsverhältnissen von U und Th in Sedimenten können die β -Abschwächungsfaktoren für U und Th gemittelt werden. Häufig wird, bei typischen Konzentrationsverhältnissen von U, Th und K, auch die β -Abschwächung der β -Teilchen von ^{40}K in die Mittelung einbezogen, so dass sich für die Korngrößenfraktion 90-200 μm ein Annäherungswert von 0,9 für b als Abschwächungsfaktor für externe β -Strahlung ergibt (vgl. BUSCHBECK 1993). Daraus folgt die TL-Altersgleichung für die Quarz-Einschlußtechnik:

$$t_{\text{TL}} = ED_{\beta} \text{ bzw. } ED_{\gamma} / (b \cdot DL_{\beta \text{ eff.}} + DL_{\gamma \text{ eff.,c}}) \cdot$$

Dabei kann nach Bedarf der Term $b \cdot DL_{\beta}$ aufgegliedert werden, je nach den Anteilen der β -Dosisleistungen von U, Th und K. Der Beitrag von interner β -Aktivität in Quarzen ist noch um eine Größenordnung geringer als der von interner α -Aktivität und kann im Grunde völlig vernachlässigt werden. Sollen diese Beiträge jedoch wegen größtmöglicher Genauigkeit berücksichtigt werden, ist der Nenner der Altersgleichung um die Summanden

$$(a \cdot DL_{\alpha \text{ intern}} + (1-b) \cdot DL_{\beta \text{ intern}})$$

zu ergänzen, welche nicht feuchteabhängig sind.

Bei der Grobkorntechnik an Feldspäten, insbesondere an Kalifeldspäten, ist jedoch der β -Dosisleistungsbeitrag von internen K-Zerfällen beträchtlich. Für Kalifeldspäte aus Dünen sanden z. B. kann die effektive Dosisleistung das 1,5-fache wie für Quarze betragen. Die β -

Abschwächungsfaktoren für Quarz können für die Feldspäte ohne signifikante Korrekturen übernommen werden. Die Altersgleichung für die Grobkorntechnik an (Kali-) Feldspäten lautet:

$$t_{TL} = ED_{\beta} \text{ bzw. } ED_{\gamma} / (b \cdot DL_{\beta \text{ eff.}} + (1-b) \cdot DL_{\beta \text{ int}} + DL_{\gamma \text{ eff.,c}}) .$$

Wegen der Unabhängigkeit der internen β -Dosisleistung der Feldspäte von der Bodenfeuchte ist es in manchen Fällen wünschenswert, wenn der Term $DL_{\beta \text{ int}}$ relativ groß wird, da der Einfluß des Fehlers der Feuchte auf das TL-Alter dadurch verringert wird.

Bei den aufgeführten Altersgleichungen wird vorausgesetzt, dass die zur Ermittlung der ED ausgewerteten TL-Signale ausreichende Langzeitstabilität aufweisen und dass die Dosisleistung über den gesamten zu datierenden Zeitraum konstant war. Eine minimale Voraussetzung für die Annahme der Langzeitstabilität ist ein erfolgreicher Plateautest. Gleichbleibende Dosisleistung ist grundsätzlich möglich, da mit Ausnahme der unbedeutenden Mengen kosmogener Radionuklide, welche durch den anhaltenden Fluß kosmischer Strahlung auf der Erde oder in der Atmosphäre nachgebildet werden, die natürlichen radioaktiven Mutternuklide aufgrund ihrer sehr langen Halbwertszeiten von über 10^9 Jahren noch aus der Entstehungszeit der Erde erhalten geblieben sind und durch Zerfälle ihre Konzentrationen in Zeiträumen von 10^4 bis 10^5 Jahren praktisch nicht ändern. Jedoch können sie unter bestimmten geochemischen Bedingungen in Böden und Sedimenten mobilisiert werden und somit ihre Konzentrationen an einem bestimmten Ort ändern. Die Uran- und Thorium-Zerfallsreihen enthalten darüber hinaus mit dem Edelgas Radon und mit Radium sehr mobile Tochternuklide. Insbesondere ^{226}Ra (Halbwertszeit 1 600 a) und ^{222}Rn (Halbwertszeit 3,83 Tage) aus der ^{238}U -Zerfallsreihe können aus einer Probe leicht entweichen bzw. in ihr angereichert werden. Dann entsteht ein radioaktives Ungleichgewicht, d. h. die Zahl der pro Zeiteinheit entstehenden Kerne in einer Zerfallsreihe ist nicht mehr gleich der Zahl der in der gleichen Zeiteinheit zerfallenden. Erleidet eine Probe z. B. Radonverlust, ist der Dosisleistungsbeitrag der nachfolgenden Zerfälle geringer als unter der Annahme des Gleichgewichtes berechnet wird. Wird umgekehrt aus der gemessenen Aktivität eines Radon-Nachfolgers - z. B. ^{214}Bi in der NaJ-Gammaspektrometrie - unter Annahme des Gleichgewichtes auf den Urangehalt rückgerechnet ("Äquivalent-Uran"), ergibt sich bei Radonverlust ein zu niedriger Wert für Uran und somit eine zu niedrige Dosisleistung von Uran. Da die Halbwertszeiten der ^{232}Th -Töchter vergleichsweise sehr kurz sind (die längste hat ^{228}Ra mit 5,75 a, die von ^{220}Rn beträgt nur 55,6 s), spielen Ungleichgewichte dieser Reihe in geologischen Zeitabschnitten keine Rolle. Auch eventuelle Ungleichgewichte der ^{235}U -Zerfallsreihe sind wegen der geringen Isotopenhäufigkeit von 0,72% praktisch unbedeutend. Für eine exakte TL-Datierung kommt es daher insbesondere darauf an nachzuweisen, dass die ^{238}U -Zerfallsreihe im Gleichgewicht steht. Wird ein Ungleichgewicht festgestellt, ist zu prüfen, wie es sich im Laufe des zu datierenden Zeitraumes entwickelt hat. Wenn dies möglich ist, kann die

Dosisleistungsberechnung unter bestimmten Annahmen entsprechend korrigiert werden, in das berechnete TL-Alter gehen aber größere Fehlerannahmen ein. Radiometrisch nicht überprüfbar ist die Remobilisation von Kalium, da ^{40}K keine Zerfallsreihen bildet. Sie kann insbesondere durch biologische Aktivität in Böden (z. B. im Haarwurzelhorizont) oder durch Auswaschungsvorgänge in porösen Sedimenten erfolgen. In solchen Fällen müssen andere Kriterien als Belege für Konzentrationsänderungen herangezogen werden. Eine Rekonstruktion des zeitlichen Ablaufes ist sehr schwierig und in Bezug auf die Dosisleistung von ^{40}K kaum quantifizierbar.

Eine weitere Möglichkeit zur Entstehung eines starken Ungleichgewichtes in Grundwasserhorizonten besteht in der Implantation von ^{234}U -Kernen aus Lösungen durch α -Rückstöße, die z. B. von CARL (1987) in der Bayerischen Molasse erkannt wurde. Derartige Ausnahmefälle dürften aber auf Grundwasserleiter beschränkt sein.

Auch Änderungen der Porensättigung mit Wasser sind zeitlich nur sehr schwer fassbar und modellierbar. Es empfiehlt sich daher, anhand paläopedologischer und sedimentologischer Kriterien eine realistische Abschätzung der maximalen und minimalen Porensättigung vorzunehmen und entsprechend große Schwankungen bei der Fehlerrechnung zu berücksichtigen. In der vorliegenden Arbeit wurde im Normalfall so verfahren, dass für die am bergfeuchten Probenmaterial gemessene Porensättigung ein Fehler von $\pm 25\%$ in die Fehlerrechnung einbezogen wurde.

Im Falle sehr hoher Humusgehalte muss auch eine Korrektur der Dosisleistung für die Porenfüllung durch Humus, ähnlich derjenigen für Feuchte, vorgenommen werden (BERGER et al. 1990). Diese kann bei Lössen jedoch vernachlässigt werden.

3.2.2. Probenaufbereitung

Aus den bei der TL-Altersgleichung aufgestellten mikrodosimetrischen Überlegungen ergibt sich, dass durch die Probenaufbereitung definierte Korngrößen bereitgestellt werden müssen. Zur Datierung von Lössen findet hauptsächlich die Feinkorntechnik (4-11 μm) Anwendung, da diese Fraktion in Lössen reichlich vertreten ist. Es ist aber auch möglich, die Sandfraktion aus Löß auszusieben und die Grobkorntechnik anzuwenden, allerdings mit größerem Arbeitsaufwand. Alle Laborarbeiten erfolgen unter gedämpftem Rotlicht.

a) Feinkorntechnik

Unbelichtetes Probenmaterial wird $< 63 \mu\text{m}$ naß abgesiebt. Der Siebdurchgang wird durch Schlämmen nach dem Stokesschen Gesetz weiter fraktioniert. In unserem Labor wurde die Feinkorntechnik nach ZIMMERMANN (1971, zit. n. AITKEN 1985) im Laufe der Jahre wie folgt

modifiziert, um eine reinere Fraktionierung und damit bessere Reproduzierbarkeit der TL-Messungen zu erzielen. (Nach jedem Versetzen mit Flüssigkeiten wird die Probe 2 min im Ultraschallbad dispergiert.) Die einzelnen Schritte umfassen:

- Zerstören von Humus in 10% H₂O₂;
- Zweimaliges Waschen in aqua demin.;
- Versetzen der Fraktion < 63 µm mit 0,01 n NH₄OH (Dispergierungsmittel) in aqua demin.;
- Abtrennen der Fraktion 4-11 µm in Atterberg-Zylindern; der Vorgang wird sooft wiederholt, bis die Suspension im Zylinder durchscheinend bis klar ist;
- Entfernen von Karbonaten in tropfenweise zugegebener 10% HCl, dabei wird darauf geachtet, dass der pH-Wert der Lösung nicht längerfristig unter 3,5 sinkt, um Koagulation bei späteren Schlämmvorgängen zu unterbinden;
- Zweimaliges Waschen in aqua demin.;
- Versetzen mit 0,01 n Natriumoxalat als Dispergierungsmittel und über Nacht stehenlassen;
- Zweimaliges Waschen in aqua demin.;
- Trocknen der Fraktion 4-11 µm.
- Herstellen einer Suspension in Aceton;
- Nochmaliges Abtrennen der Fraktion 4-11 µm durch Schlämmen in Aceton; für 6 cm Fallhöhe bei Raumtemperatur beträgt die Fallzeit 1,5 min für Körner von 11 µm und 15 min für Körner von 4 µm Äquivalentdurchmesser; der Vorgang wird mindestens einmal wiederholt;
- Trocknen der Fraktion 4-11 µm.

Je ein Aluminiumscheibchen von 9,8 mm Durchmesser und 0,6 mm Dicke wird in ein Glasröhrchen von 5-6 cm Höhe und etwa 11 mm Durchmesser gelegt, welches dann ca. 3 cm hoch mit Aceton aufgefüllt wird. Jeweils 10 derart präparierter Glasröhrchen werden in einem Halter in unmittelbarer Nähe eines explosions sicheren Trockenschrankes bereitgestellt.

- Einwiegen von 2 mg der Fraktion 4-11 µm pro ml herzustellender Suspension, dann
- Dispergieren der abgewogenen Fraktion in Aceton;
- Pipettieren von je 1 ml Suspension in ein Glasröhrchen; dabei muss die Suspension ständig aufgeschüttelt werden, und nach dem Pipettieren müssen Erschütterungen unbedingt vermieden werden, da sonst keine gleichmäßige Sedimentation der Schluffkörnerchen auf dem Aluminium-Scheibchen erfolgt.
- Verdampfen des Acetons bei 50°C in einem explosions sicheren Trockenschrank;
- Herausnehmen der getrockneten Scheibchen aus dem Glasröhrchen und Ablage in lichtdichten flachen Probenhaltern mit nummerierten Positionen für die einzelnen Scheibchen.

Pro Löß-Datierung werden 60-80 Scheibchen hergestellt, alle aus derselben Suspension. Die Reproduzierbarkeit der TL-Messungen wird i. a. so gut, dass keine weitere Normierung erforderlich ist. Bei Proben aus A- oder B-Horizonten von Böden wurde allerdings öfters beobachtet, dass sich eine dünne Schicht gelblicher oder dunkler gefärbter Partikel ungleichmäßig zuoberst auf den Scheibchen ablagerte, die die Reproduzierbarkeit der TL-Messungen beeinträchtigte.

b) Grobkorntechnik

Vom unbelichteten Probenmaterial wird die Fraktion 90-200 μm je nach Konsistenz naß oder trocken ausgesiebt und anschließend in 10% HCl entkalkt. Bei stark karbonatverkitteten Sedimenten kann es nötig sein, zuerst in 37% HCl die Karbonate aufzulösen, bevor gesiebt werden kann. Die folgenden Arbeitsschritte unterscheiden sich, je nachdem, ob man Quarz- oder Feldspatseparate gewinnen will.

Quarze:

- Abtrennen von Schwermineralen in Schwerelösung, z. B. Bromoform oder Natriumpolywolframat;
- Waschen in adäquatem Lösungsmittel;
- 40 min Ätzen in konzentrierter HF bei ständigem Rühren;
- Waschen in aqua demin.;
- 30 min Ätzen in 10% HCl, um eventuell ausgefallene Fluoride zu lösen;
- Zweimaliges Waschen in aqua demin. und Trocknen;
- Erneutes Absieben der Fraktion $>90\ \mu\text{m}$.

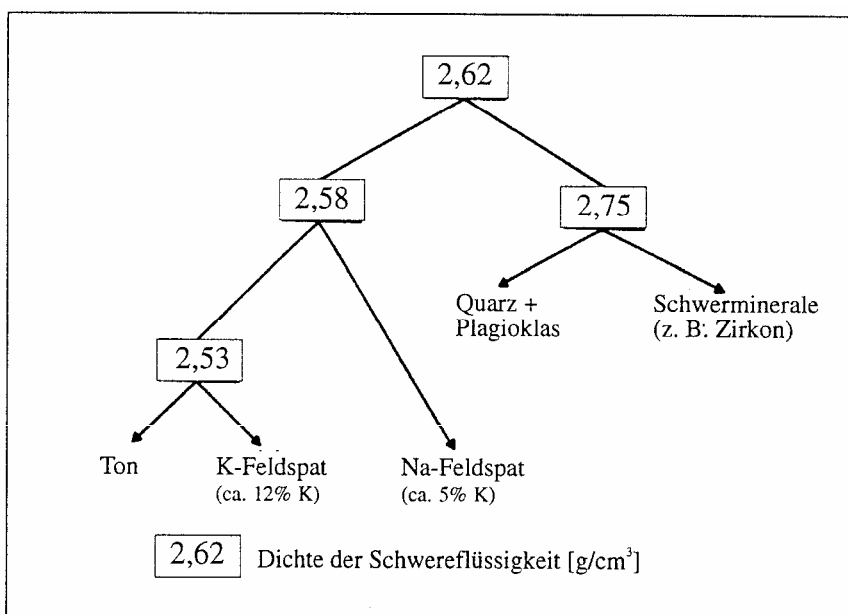


Abb. 8 Gravitative Mineraltrennung nach Mejdahl (1985).

Feldspäte:

Verschiedene Feldspatarten können über eine stufenweise Trennung in Schwereflüssigkeiten (am effektivsten in einer Zentrifuge) hoch angereichert werden. Das Schema vermittelt Abb. 8 nach MEJDAHL (1983). In jüngerer Zeit hat sich eine Suspension aus Natriumpolywolframat und Wasser zur Abtrennung der verschiedenen Schwerefraktionen bewährt. Absieben und Karbonatentfernung verlaufen wie bei den Quarzen beschrieben. Zum Abätzen darf aber nur 10% HF verwendet werden, ansonsten gelten die gleichen Vorschriften wie bei Quarzen.

Bei Bestrahlung mittels einer β -Quelle müssen die Körner aus dosimetrischen Gründen (Eindringtiefe von β -Teilchen, β -Rückstreuung und Bremsstrahlungsabsorption) vor der Bestrahlung in einer Einkorn-Lage auf spezielle Scheibchen - bei uns wurden bisher Chrom-Nickel-Stahlscheibchen von 9,8 mm Durchmesser benutzt - aufgebracht werden, bei γ -Bestrahlung kann erst die Bestrahlung erfolgen.

- Aufbringen von gewichts- oder volumennormierten Teilmengen auf die Probenscheibchen, Fixierung mit Silikon spray und Lagerung in lichtdichten Haltern wie bei der Feinkorntechnik.

3.2.3. Bestimmung der Äquivalenzdosis ED

Zur Bestimmung der ED können verschiedene Methoden angewandt werden, und zwar die additive Methode, die Regenerierungsmethode und Methoden des partiellen Bleichens.

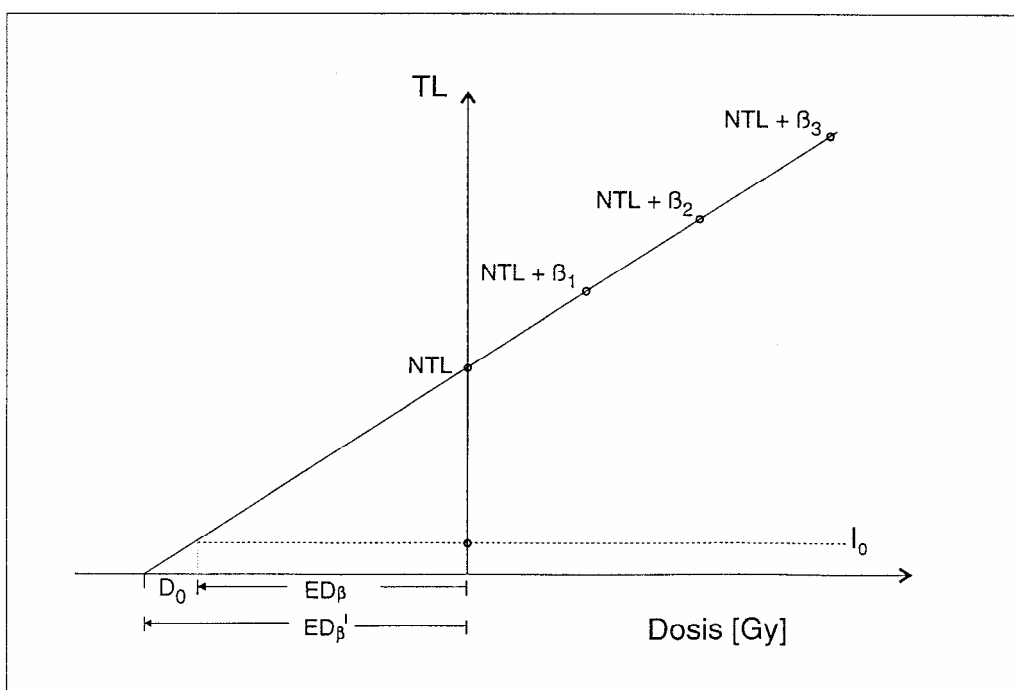


Abb. 9 Die additive Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Sedimenten.

a) Die Additive Methode ("Totalbleichungs-Methode")

Die bereits oben erwähnte additive Methode zur TL-Datierung erhitzter Objekte kann unter der Voraussetzung, dass das TL-Restsignal bei der Ablagerung bekannt ist ("Totalbleichung"), für die TL-Datierung von Sedimenten modifiziert werden (SINGHVI et al. 1982). Die Regression der additiven TL-Wachstumsfunktion erfolgt dabei jedoch nicht bis auf die Dosisachse (TL-Intensität=0), sondern nur bis auf die Intensität I_0 , welche dem messbaren natürlichen TL-Signal NTL_0 zum Zeitpunkt der Ablagerung entspricht (Abb. 9). Das NTL_0 -Signal wird durch Totalbleichung von Probenscheibchen simuliert, indem natürliches oder künstliches Licht verwendet wird. Die dem NTL_0 -Signal entsprechende natürliche Dosis ND_0 liegt i. A. in einem Bereich der TL-Wachstumsfunktion, die sich schon jenseits der von Supralinearität betroffenen Dosis befindet. Eine Supralinearitätskorrektur ist daher meistens überflüssig. Die additive Bestrahlung sollte mindestens so hoch erfolgen, dass die zweifache Intensität der NTL im Plateaubereich erzielt wird. Die Regression der additiven Wachstumsfunktion auf I_0 liefert ED mit negativem Vorzeichen als Achsenabschnitt auf der Dosisachse. Die additive Technik eignet sich besonders für relativ junge, bei Ablagerung vollständig gebleichte Sedimente, deren additives TL-Wachstum im zu analysierenden Bereich linear erfolgt. Das ist bei Lössen bis zu etwa 20-30 ka der Fall. Verläuft das additive TL-Wachstum bereits sublinear, ergeben sich Probleme bei der mathematischen Anpassung einer nichtlinearen Funktion an die TL-Messwerte. Es muss dann eine Wachstumsfunktion gefunden werden, die sowohl physikalisch Sinn ergibt als auch den Beobachtungen gerecht wird. Die optimale Funktion und demzufolge die korrekte Extrapolation sind noch in Diskussion (BERGER 1990, GRÜN 1990). Selbst wenn diese gefunden werden kann, wird der Fehler in der Bestimmung der ED um so größer, je weiter die additive TL-Wachstumsfunktion extrapoliert werden muss, d. h. je näher sich die NTL der Probe an der Sättigung befindet. Ein zusätzliches Problem besteht darin, dass die Sublinearität bei \ominus -Bestrahlung später einsetzt als bei β - oder γ -Bestrahlung. Daraus ergibt sich, dass der a-Wert sich dosisabhängig ändert. Dieses Problem kann dadurch gelöst werden, dass das a-Wert-System durch das "b-Wert-System" ersetzt wird, wobei

$$b = \text{TL pro } \alpha\text{-Spurlänge und Volumen} / \text{TL pro absorbierte } \beta\text{-Dosis}$$

in der Einheit $[\text{Gy } \mu\text{m}^2]$ ist und sich numerisch zu $b = 13 \cdot a$ $[\text{Gy } \mu\text{m}^2]$ berechnet (AITKEN 1985:313, HUNTLEY et al. 1988, BERGER 1990; es muss darauf hingewiesen werden, dass dieser b-Wert nicht identisch mit dem vorhin eingeführten b-Faktor für die β -Abschwächung ist!). Da auch der b-Wert durch Extrapolation einer nicht-linearen Funktion, welche den TL-Zuwachs nach \ominus -Bestrahlung mit der Dosis ausdrückt, gewonnen wird, gilt für die Fehlergrenzen das vorhin Gesagte. Mit der additiven Methode soll nach BERGER et al. (1992) bis zu 800 ka alter Löß

zuverlässig datierbar sein, was allerdings durch andere Autoren (z. B. PACKMAN & GRÜN 1992, FRECHEN 1991) nicht bestätigt wurde.

b) Die Regenerierungsmethode

Bei der Regenerierungsmethode werden eine ausreichende Anzahl von Probenscheibchen totalgebleicht. Aus Gründen der Reproduzierbarkeit empfiehlt sich dazu eine Sonnensimulator-Lampe im Labor, deren Emissionsspektrum dem natürlichen Sonnenlicht nahekommt. Dies ist z. B. für die von uns benutzte Sonnenlampe SOL2 der Fa. Dr. Hönle (Martinsried) gegeben, allerdings hat diese Lampe einen gegenüber Sonnenlicht nach Durchgang durch die Atmosphäre etwas höheren UV-Anteil (Abb. 10).

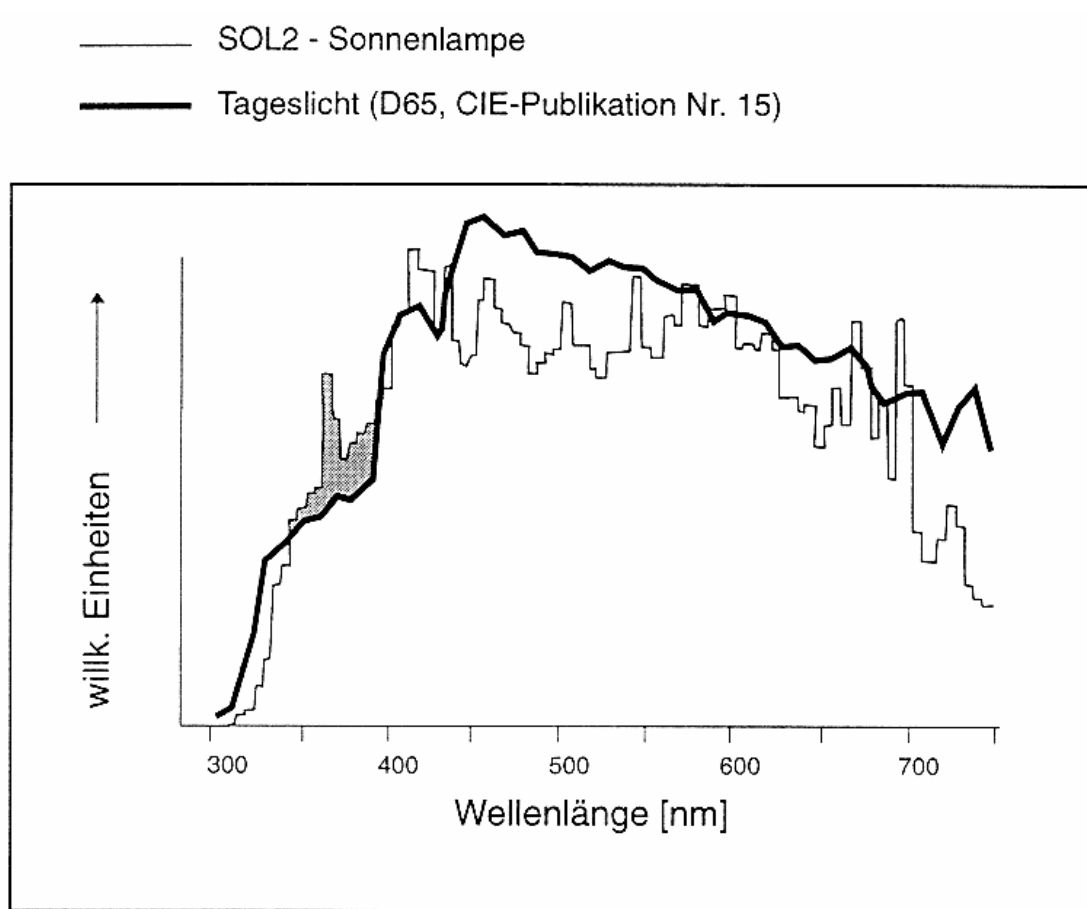


Abb. 10 Das Spektrum der SOL2-Sonnenlampe im Vergleich zum natürlichen Sonnenlicht.

Die gebleichten Teilproben werden vor der ionisierenden Bestrahlung mindestens einen Tag lang dunkel gelagert, damit sich ein thermo-optisches Gleichgewicht einstellen kann und unerwünschter TL-Empfindlichkeitänderung weitgehend vorgebeugt wird (vgl. RENDELL et al. 1988). Danach werden gebleichte Teilproben mit verschiedenen Dosen bestrahlt, d. h. das TL-Signal wird regeneriert. Die gemessenen TL-Intensitäten werden für eine gegebene Leuchtkurventemperatur

gegen die Dosis aufgetragen, und an die Messpunkte wird eine Funktion nach dem Prinzip der

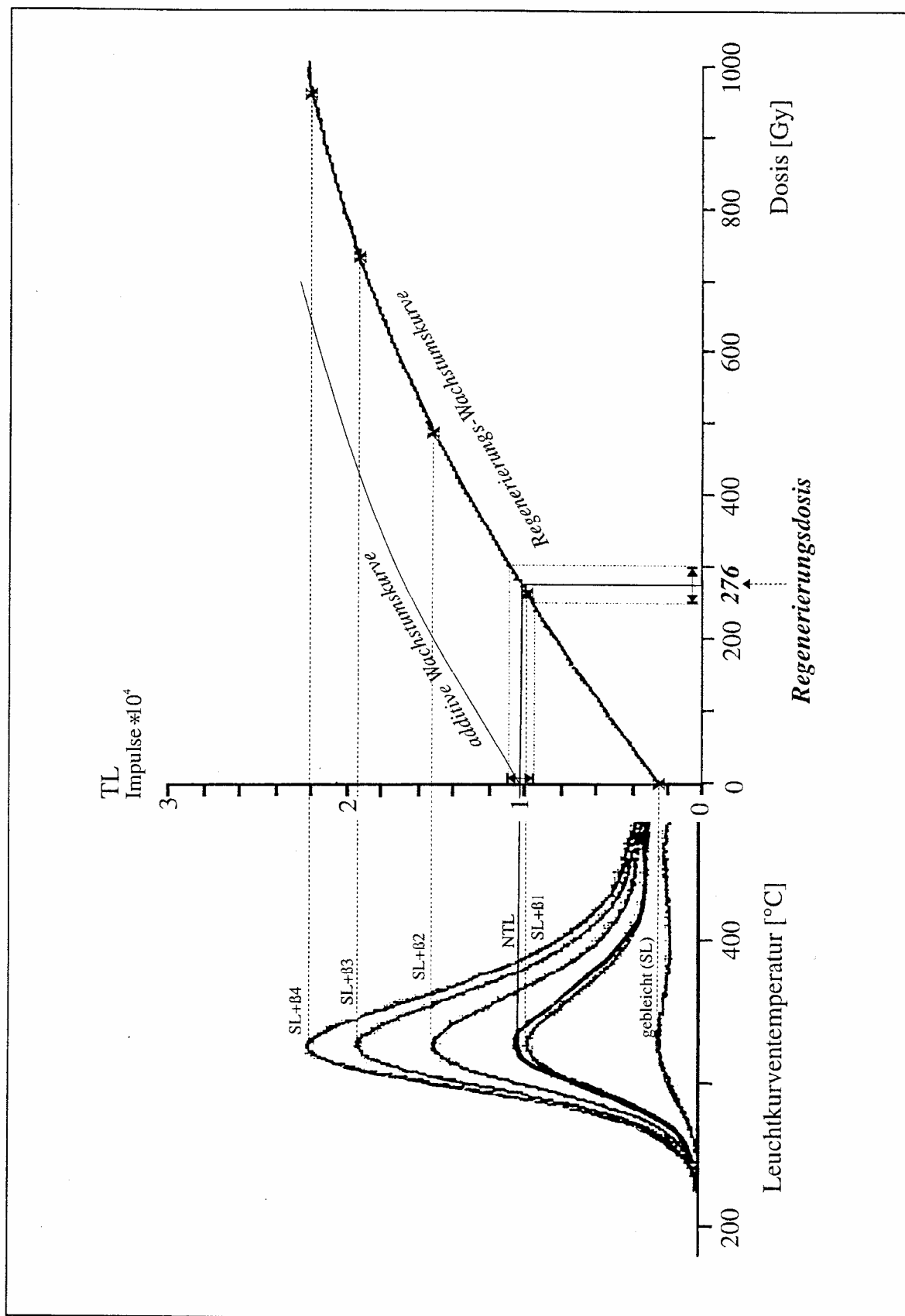


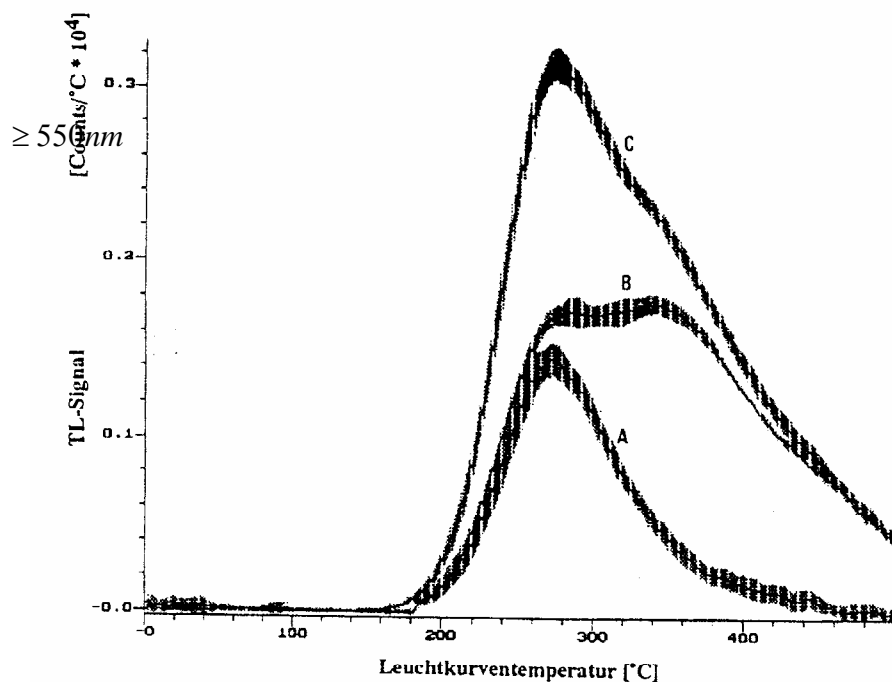
Abb. 11 Die Regenerierungsmethode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Sedimenten.

geringsten Quadratabweichungen angepasst. Bei nicht-linearem TL-Wachstum haben sich dafür Polynomialfunktionen höherer Ordnung (meistens 3. Ordnung) bewährt. Der Schnittpunkt einer horizontalen Linie durch die NTL-Intensität mit der angepassten Funktion liefert die "Regenerierungsdosis" als Dosisachsenabschnitt, ihr Fehler wird entsprechend über die Standardabweichung der NTL-Intensität ermittelt. Diese kann dann mit ED gleichgesetzt werden, wenn durch das Laborbleichen keine TL-Empfindlichkeitsänderung eingetreten ist. Zur Überprüfung einer eventuellen Empfindlichkeitsänderung wird auch eine additive Wachstumsfunktion zur NTL erstellt und entlang der Dosisachse so verschoben, dass ihr Beginn (NTL) über der Regenerierungsdosis steht. Das additive TL-Wachstum muss mit dem regenerierten oberhalb der NTL-Intensität innerhalb der Fehlergrenzen zur Deckung gebracht werden können (Abb. 11). Ist dies nicht der Fall, muss TL-Empfindlichkeitsänderung durch Bleichen angenommen werden, und die Regenerierungsmethode kann keine korrekten Alter liefern. Bei nicht gravierender Empfindlichkeitsänderung erlaubt die Regenerierungsmethode immerhin Annäherungswerte für das Alter. Nach dem von MCKEEVER (1991) entwickelten Modell des Bleichens der TL sind Empfindlichkeitsänderungen durch Bleichen als Normalfall zu erwarten. Das gilt umso mehr, wenn das Spektrum des bleichenden Labor-Lichtes von demjenigen, welches die Bleichung während Transport und Ablagerung verursachte, abweicht (AITKEN 1985: 224f). Angesichts dessen erstaunt es, wie selten TL-Empfindlichkeitsänderung bei Löss beobachtet wurde (vgl. auch FRECHEN 1991). Es sei schon an dieser Stelle erwähnt, dass "dosisabhängige Sensitivitätsänderung" (WINTLE 1985) durch das genannte Verfahren nicht zwangsläufig erkannt wird (s. 3.3.4.).

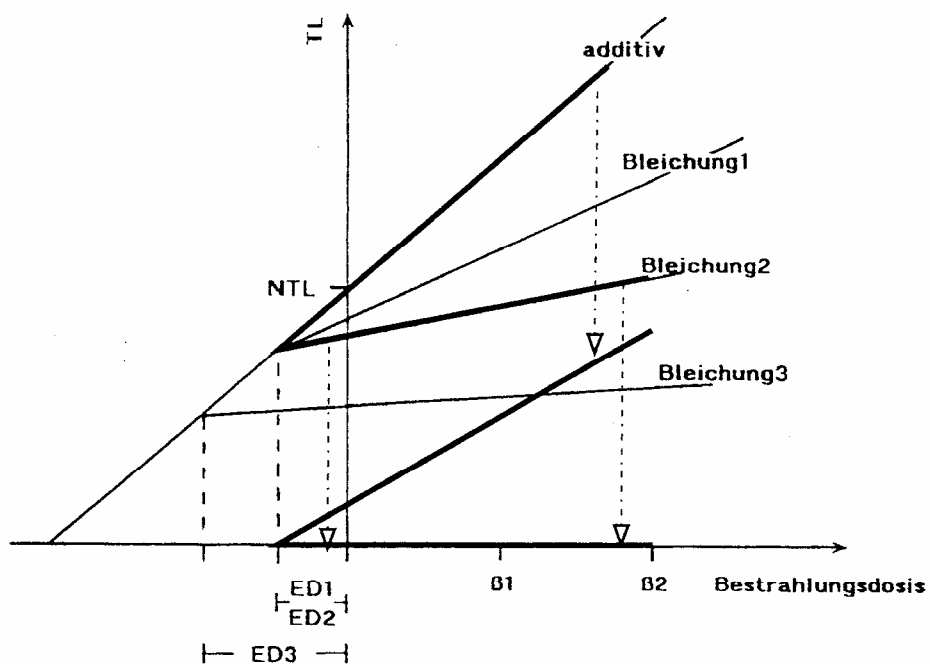
Trotz dieser Bedenken hat die Regenerierungsmethode den Vorteil, dass die Regenerierungsdosis mit hoher Genauigkeit auch im sublinearen Bereich der Wachstumskurve bestimmt werden kann und vom Verlauf der Regenerierungskurve weitgehend unabhängig ist, da letztlich interpoliert wird. Deshalb wurde die Regenerierungsmethode in der vorliegenden Arbeit zur Datierung von Lössen routinemäßig angewandt.

Eine Variante bei nicht signifikanter Sensitivitätsänderung besteht darin, an alle Messwerte der regenerierten und der additiven TL nur eine Wachstumskurve anzupassen (HUNTLEY et al. 1993).

Bei der Bestimmung des a -Wertes nach der Regenerierungsmethode muss ebenfalls dem späteren Einsetzen der Sublinearität α -induzierter TL Rechnung getragen werden. Grundsätzlich kann der a -Wert berechnet werden, indem diejenige β - oder γ -Dosis aus der Regenerierungskurve abgelesen wird, die ein einer definierten α -Dosis äquivalentes TL-Signal liefert. Der a -Wert drückt wiederum das Verhältnis D_β/D_α aus. Wegen der dosisabhängigen Änderung des a -Wertes soll, sofern die NTL-Intensität schon im sublinearen Bereich liegt, die Regenerierung mittels α -Bestrahlung möglichst die NTL-Intensität erreichen.



Optisch sehr empfindlicher Anteil der natürlichen TL (A), ermittelt durch Subtraktion des Residuals nach kurzer Belichtung (B) von der gesamten natürlichen TL (C). Schwarzerde aus Löß bei Stillfried (Niederösterreich).



Die Intensität der nicht gebleichten TL wird für jede Dosis auf Null gesetzt. Die entsprechend verschobene additive Wachstumsfunktion gibt nun ED im Schnittpunkt mit der Dosisachse an.

Abb. 13 Didaktisches Modell zur R- β -Methode.

Solange das Bleichen im Labor nicht stärker ist als in der Natur vor der Überdeckung durch jüngere Sedimente, liefert der Dosisachsenabschnitt des Schnittpunktes beider Funktionen die korrekte ED mit negativem Vorzeichen, allerdings mit größerem Fehler, da beide Wachstumsfunktionen einen Fehler einbringen. Wird im Labor übergebleicht, erhält man eine zu hohe ED. Korrekterweise müsste also mit verschiedenen Belichtungszeiten gebleicht werden, um zu erkennen, ab welcher Belichtungszeit übergebleicht wird, d. h. ab welcher Belichtungszeit steigt die ED mit der Bleichdauer an. Dieses Verfahren ist allerdings mit einem sehr hohen Arbeitsaufwand verbunden. In der Praxis wird daher eher eine möglichst kurze Belichtungszeit gewählt, die aber noch ausreicht, um mindestens 25-30% der NTL zu bleichen (BERGER et al. 1990). Zudem soll das Spektrum des bleichenden Lichtes durch geeignete optische Filter so reduziert werden, dass es keine kurzwelligeren Komponenten als das natürliche Transportmedium durchdringende Tageslicht enthält. Für fluviale und limnische Sedimente schlägt BERGER (1986) daher nur Licht mit Wellenlängen 550 nm vor.

Man kann sich das Prinzip der R- β -Methode durch eine einfache geometrische Transformation verdeutlichen. Die partiell gebleichten Teilproben seien durch (N+L) bzw. (N+ β +L) bezeichnet. Im Falle linearen TL-Wachstums stellt man sich die (N+L)-Intensität in den Ursprung des TL-Intensität/Dosis-Koordinatensystems und die (N+ β +L)-Messpunkte auf die Dosisachse transponiert vor. Um entsprechende Beträge werden die (N) und (N+ β)-Messpunkte transponiert (Abb. 13). Dann stellen ihre verbleibenden TL-Intensitäten nichts anderes dar als die Fraktion, die nach Abzug der nicht-gebleichten Anteile als leicht bleichbare verbleiben. Durch diese Substraktion werden also praktisch nur die hochlichtempfindlichen Anteile der TL beprobt. Ihre Wachstumsfunktion kann nun, wie bei der additiven Methode, auf die Intensität 0 extrapoliert werden und liefert die korrekte ED auf der Dosisachse mit negativem Vorzeichen.

Für rezente Sedimente konnten BERGER et al. (1990) trotzdem keine Nullalter erzielen. Sie fanden ED-Werte zwischen 0,6 und 2 Gy, die sie als Korrektur vorschlugen. Das entspricht einem scheinbaren Alter von einigen hundert bis etwa 1 000 a. Dieses Ergebnis kann nicht überraschen, denn ein echtes Nullalter kann mit der R- β -Methode nur erzielt werden, wenn durch die gewählte Belichtung die NTL (in diesem Falle NTL_0) nicht mehr erniedrigt werden kann. Dies ist aber - genau genommen - nur bei totalgebleichten Sedimenten der Fall. Bei Lössen älter als das letzte Interglazial liefert die R- β -Methode nach BERGER et al. (1992) aus nicht näher erläuterten Gründen unterschätzte Alter.

II) Die Plateau-Methode

Die Annahme, dass die NTL mit zunehmender Leuchtkurventemperatur langsamer bis auf das unbleichbare Residual herunterbleicht, ist Grundlage der Plateaumethode (MEJDAHL 1985). Die

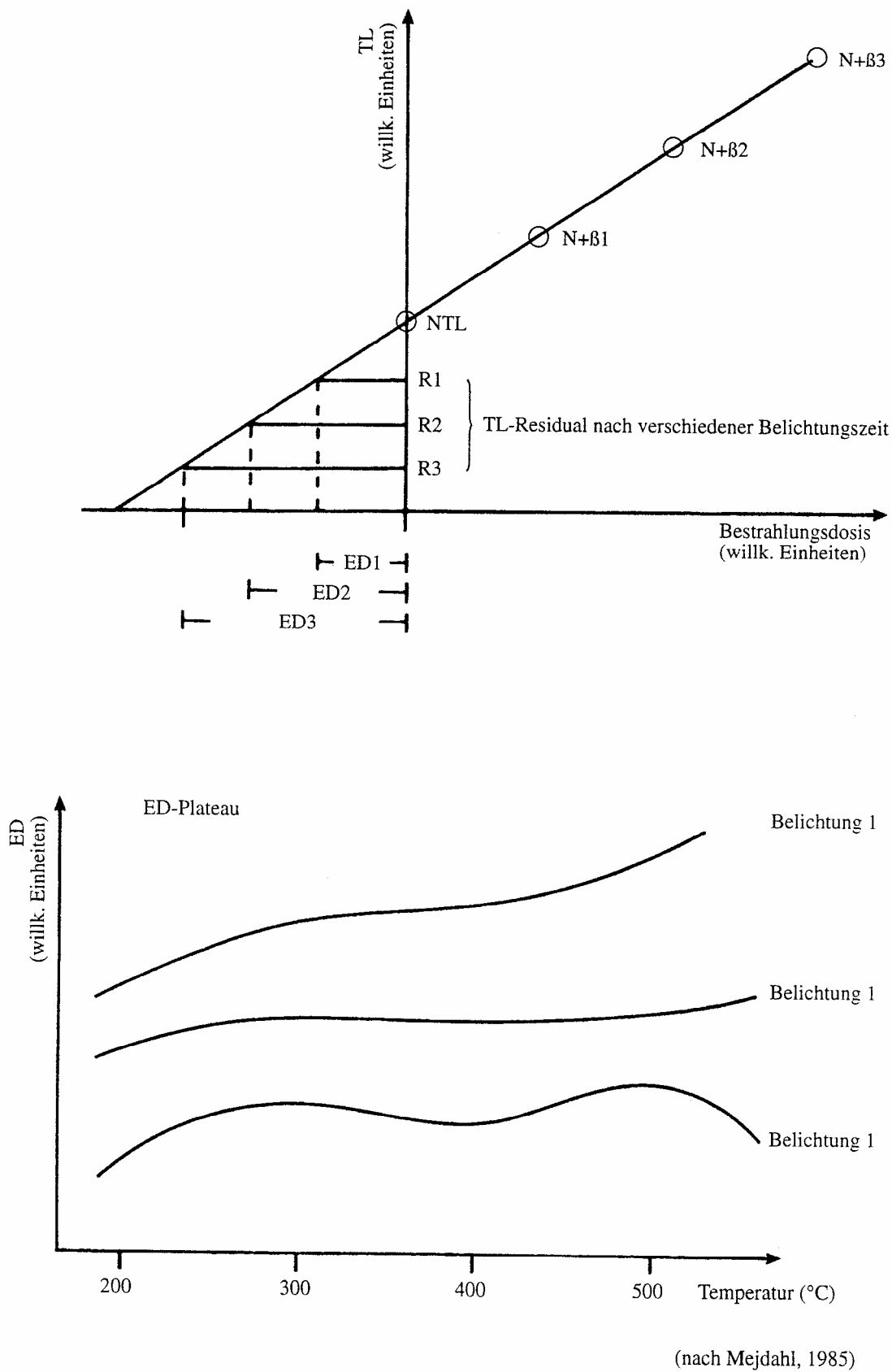


Abb. 14 Die Plateaumethode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Sedimenten.

Extrapolation der additiven Wachstumsfunktion wird auf verschiedene TL-Restwerte vorgenommen, die durch unterschiedlich langes Bleichen von Teilproben ermittelt werden. Diejenige Bleichdauer, die das längste Altersplateau liefert, wird als die der natürlichen Bleichung adäquateste angesehen und folglich die so berechnete ED als die (annähernd) richtige (Abb. 14). Die Grundannahme dieser Methode wird durch Bleichversuche von SAUER (1987) an Kalifeldspat nicht bestätigt, andererseits deuten Ergebnisse von LANG et al. (1992) an holozänen Hochflutlehmen der Elsenz (Kraichgau) an, dass die Plateaumethode bei genügend dichten Abständen der Belichtungszeiten brauchbare Ergebnisse liefern kann.

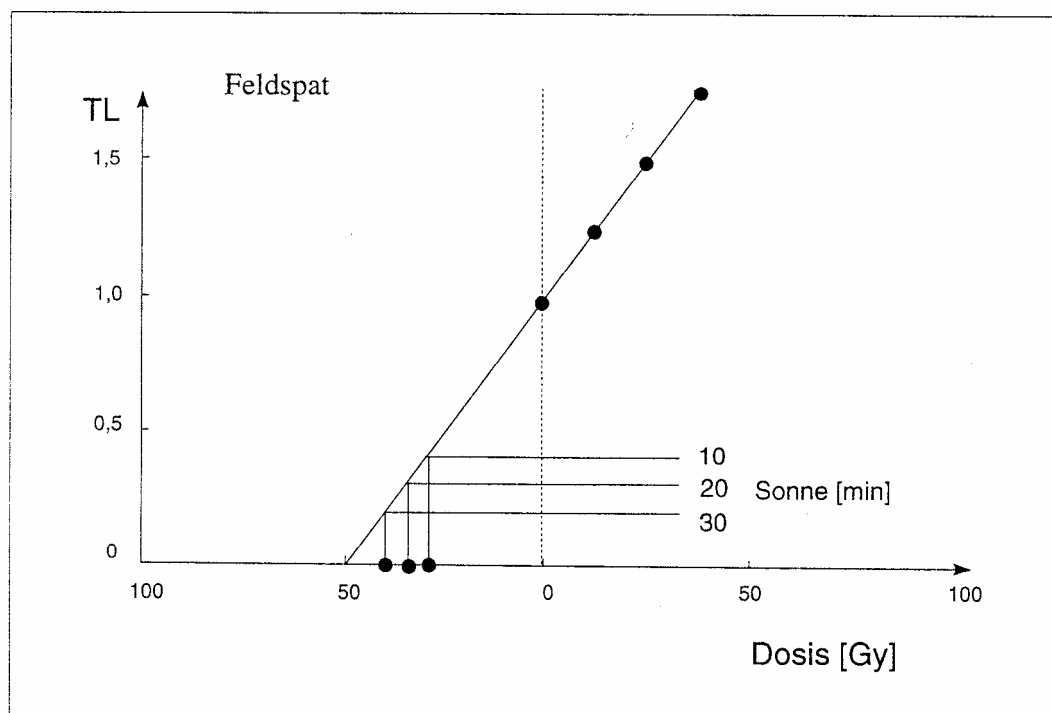
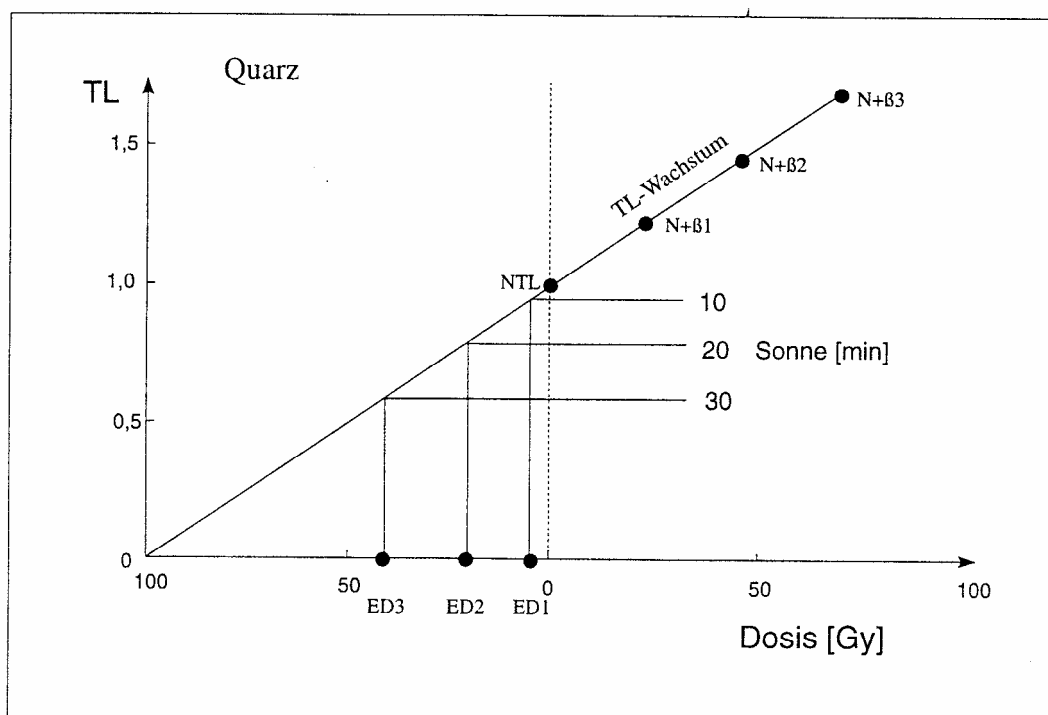
Eine Abwandlung der Plateaumethode für die Regenerierungstechnik wurde von PRÓSZINSKA-BORDAS et al. (1992) angewandt: Sie bauten TL-Regenerierungskurven auf verschieden lang gebleichten Teilproben auf und ermittelten die ED mit dem längsten Plateau.

III) Die Quarz-Feldspat-Methode

Diese Methode (MEJDAHL 1985) kann nur bei der Grobkorntechnik angewandt werden, da sie die Schwerentrennung von Quarzen und Feldspäten voraussetzt. Sie beruht auf der Beobachtung, dass die TL von Feldspäten schneller und effektiver ausbleicht als die von Quarzen, die aber beide für das gleiche Sediment das gleiche Ablagerungsalter haben müssen. Wiederum wird für beide Mineralarten eine Regression der TL-Wachstumsfunktion nach der additiven Methode für stabile Leuchtkurvenbereiche ausgeführt, wobei der Schnittpunkt mit der TL-Intensität verschieden lang gebleichter Teilproben bestimmt wird. Diejenige Belichtungsdauer, welche für beide Minerale das gleiche TL-Alter liefert, ist der natürlichen adäquat und liefert für beide Minerale das richtige Alter. Wegen der unterschiedlichen Mikrodosimetrie für Quarze und Feldspäte (s. o.) ergibt sich für beide Mineralarten dabei eine unterschiedliche ED (Abb. 15).

IV) Methode des selektiven Bleichens

Durch vergleichende TL-Messungen und OSL-Messungen mit grüner Stimulation an Quarzen hat sich gezeigt, dass das 325°C-Maximum in einer TL-Leuchtkurve von Quarz äußerst rasch ausbleicht (nach HUNTLEY et al. 1985 reichen 8 s Sonnenlicht!, vgl. MCKEEVER 1991), während Maxima bei höheren Leuchtkurventemperaturen viel langsamer oder nicht ausbleichen. Da das 325°C-Maximum eine starke Lumineszenz-Emission bei 380 nm zeigt, während die Maxima bei höheren Temperaturen überwiegend blaue oder rote Emissionen aufweisen, haben PRESCOTT & PURVINSKIS (1991, vgl. HUTTON et al. 1993, PRESCOTT & MOJARRABI 1993) vorgeschlagen, durch Vorsatz geeigneter Farbfilter mit geringer Halbwertsbreite ihrer Transmission um 380 nm (z. B. eine Kombination aus Schott UG-2 oder UG-11 und BG 39-Filtern) die TL-Emission des 325°C-Maximums relativ zu anderen Emissionen zu verstärken und zum Bleichen nur eine



(nach Mejdahl, 1985)

Abb. 15 Die Quarz-Feldspat-Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von partiell gebleichten Sedimenten.

Lichtquelle mit längeren Wellenlängen (z. B. ≈ 470 nm) zu verwenden, welche dieses Maximum selektiv ausbleichen. Für dieses Verfahren kann dann weiterhin die Ermittlung der ED nach der additiven oder einer kombinierten additiven-regenerierten Methode (HUNTLEY et al. 1993) vorgenommen werden. Die Methode verbindet den Vorteil der OSL - nur Entleerung von sehr lichtempfindlichen Fallen - mit dem der TL, welcher darin besteht, dass über den Plateautest eine Information über die thermische Langzeitstabilität der gemessenen Signale erhalten wird. Erste Ergebnisse von partiell gebleichten Dünensanden einer Küstendüne bei Cooloola (New South Wales, Australien, HUTTON et al. 1993) sind sehr ermutigend und sollten zum weiteren Einsatz der Methode anregen. Ob und mit welchen Modifikationen die Methode des selektiven Bleichens auch für Feldspäte oder polymineralische Korngemische überzeugend eingesetzt werden kann, bedarf noch weiterer Untersuchung.

3.2.4. Bestimmung der Dosisleistung natürlicher ionisierender Strahlung

Die natürliche ionisierende Strahlung, welcher eine Probe während ihrer natürlichen Lagerung ausgesetzt ist, stammt zu weitaus überwiegenden Teilen aus den radioaktiven Zerfällen von U, Th, deren Tochternukliden, K, Rb und der Höhenstrahlung. Andere natürliche Radionuklide tragen so wenig zur natürlichen Dosis bei, dass sie vernachlässigt werden. Der Beitrag der Höhenstrahlung hängt ab von der Tiefe der Probe unter der Erdoberfläche, der Höhenlage ü. NN sowie geringfügig von der geographischen Breite (AITKEN 1985, PRESCOTT & STEPHAN 1982, BÜRGI & FLIESCH 1991). In mittleren Breiten und bei Höhen bis zu wenigen hundert m ü. NN. wird für 1 m Tiefe unter der Geländeoberfläche ein Wert von 0,15 mGy/a genommen. Auch der Beitrag von ^{87}Rb , einem schwachen β -Strahler mit 27,8% natürlicher Isotopenhäufigkeit und einer Halbwertszeit von $49 \cdot 10^9$ a, ist sehr gering mit $0,46 \mu\text{Gy/a} \cdot \mu\text{g/g}$. Da Rb geochemisch eng mit K verknüpft ist, wird der Rb-Gehalt meistens nicht gesondert bestimmt, sondern die β -Dosisleistung proportional dem K-Gehalt berücksichtigt (in der Erdkruste beträgt das Verhältnis Rb/K etwa 0,0112).

Es gibt grundsätzlich drei Möglichkeiten zur Messung der Dosisleistung:

1. Direkt über TL-Dosimeter, welche am Ort der Probennahme für längere Zeit (meistens 1 Jahr) ausgelegt werden. Diese Technik ist nicht immer praktikabel und eignet sich aus technischen Gründen nur zur Messung der γ - und eingeschränkt der β -Dosis. Sie wurde in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet. Ihr Vorteil besteht darin, dass sich jährliche Schwankungen des Feuchtegehaltes direkt im Messergebnis niederschlagen.

2. Indirekt über α -Zählung und β -Zählung im Labor und in situ γ -Szintillationszählung bzw. -spektrometrie im Gelände; die Messwerte werden über Faktoren, die durch Kalibrierung der Geräte gefunden werden, in Dosisleistung umgerechnet.

3. Indirekt über radiochemische bzw. chemische Bestimmung der Konzentrationen von U, Th und K (und Rb) im Labor und Umrechnung in Dosisleistung über Konvertierungsfaktoren nach NAMBI & AITKEN (1986).

Die indirekten Bestimmungen im Labor erlauben, zumindest für die α - und β -Dosisleistung und bei radiometrisch homogenen Sedimenten auch für die γ -Dosisleistung, größere Genauigkeiten und sind praktikabler, weshalb sie für die datierten Lösser routinemäßig angewandt wurden und kurz beschrieben werden.

a) α -Szintillationszählung

Bei der Probenaufbereitung für die α -Szintillationszählung (kurz: Alphazählung) ist unbedingt darauf zu achten, dass das Probenmaterial in einer Kugelmühle oder Schwingscheibenmühle pulverisiert wurde. Ist der Anteil von Korngrößen $>20 \mu\text{m}$ zu groß, kann Überzählen und damit die Bestimmung einer zu hohen Dosisleistung erfolgen (ZÖLLER & PERNICKA 1989). Das pulverisierte Probenmaterial wird auf eine mit ZnS beschichtete Folie in einen runden Halter aus durchsichtigem Plastik in einem Metallring von 42 mm Innendurchmesser eingefüllt, leicht angedrückt und luftdicht verschlossen. Um eventuelle Radonanreicherung im verbleibenden Luftraum zu vermeiden, wird empfohlen, die Halter möglichst vollständig zu füllen. Der Probenhalter wird in einem lichtdichten Tubus über einem Photomultiplier postiert. Nach Einschalten der Hochspannung und des Zählwerkes beginnt die α -Zählung. Wird ein von der Probe emittiertes α -Teilchen von der ZnS-Schicht absorbiert, entsteht ein Lichtblitz, der von der Verstärkerelektronik verstärkt und als Impuls gezählt wird. Wegen der begrenzten Reichweite der α -Teilchen können nur solche die ZnS-Schicht auf der Folie erreichen, die maximal $20 \mu\text{m}$ von ihr entfernt in der Probe entstehen. Sofern die Füllung höher als $20 \mu\text{m}$ ist, kann die α -Aktivität der Probe über die Zählrate (abzüglich Untergrund) pro Flächeneinheit gemessen werden. Für die vorgegebene Fläche von $13,85 \text{ cm}^2$ errechnet sich die α -Dosisleistung der Probe (in mGy/a) aus der Multiplikation der Netto-Zählrate (in ksec^{-1}) mit dem Faktor 1,29. Radonverlust der Probe äußert sich darin, wenn die Zählrate nach mindestens vierwöchiger versiegelter Lagerung signifikant höher ist als bei Zählung mit unversiegeltem Halter (die Halbwertszeit von ^{222}Rn beträgt 3,83 Tage). Durch das Pulverisieren kann aber Radonverlust eintreten, der während der natürlichen Lagerung der Probe unbedeutend war oder durch konstanten Radonfluß in mächtigen homogenen Lößdecken kompensiert wurde. Deshalb ist grundsätzlich die Zählrate nach Versiegelung vorzuziehen. Ein natürlicher Radonverlust kann exakt nur γ - oder α -spektrometrisch nachgewiesen werden (s. u.). Kommen U

und Th, von deren Zerfallsreihen alleine α -Aktivität ausgeht, in einem dem geochemischen Krustenmittel (ca. 1:3,8) nahekommenden Verhältnis vor, stammt etwa die Hälfte der α -Zählrate von U- und die andere Hälfte von ^{232}Th -Reihen-Zerfällen.

Moderne α -Zähler verfügen über einen Doppelimpuls-Diskriminator. Die Halbwertszeit des ^{232}Th -Tochternuklids ^{216}Po beträgt nur 0,145 sec. Der Diskriminator wird nun so eingestellt, dass Koinzidenzereignisse innerhalb eines nur wenig längeren Zeitintervalls - z. B. 0,21 sec - gesondert gezählt werden. Dann beträgt die Wahrscheinlichkeit, dass ein innerhalb dieses Fensters gezählter Doppelimpuls aus einem ^{216}Po -Zerfall stammt, 0,632. Unter Annahme des radioaktiven Gleichgewichtes kann aus der Doppelimpuls-Zählrate auf die Fraktion der Gesamtzählrate geschlossen werden, welche aus Zerfällen von ^{232}Th und Tochternukliden herrührt, und die restliche Fraktion kann also auf Zerfälle von U und Tochternukliden zurückgeführt werden. Somit können letztlich die Konzentrationen von U und Th über die Gesamtzählrate und die Doppelimpulszählrate mittels Umrechnungsfaktoren berechnet werden. Die Doppelzählrate ist allerdings mit großen Zufallsfehlern behaftet, weshalb das U/Th-Verhältnis mittels α -Zählung nicht sehr genau bestimmbar ist. Die β -Dosisleistung von U und Th kann nun ebenfalls berechnet werden, wie auch die γ -Dosisleistung von U und Th, sofern die Umgebung der Probe homogen in Bezug auf γ -Aktivität ist. Der Vorteil der α -Zählung liegt in der einfachen Handhabung und der hohen Reproduzierbarkeit der Gesamtzählrate (● 3% Abweichung). Deshalb wurde sie routinemäßig für alle Lössdatierungen eingesetzt.

b) β -Zählung

Die β -Strahlung eines Radioisotops ist energetisch von einer Maximalenergie an abwärts durch ein Energiekontinuum ausgezeichnet. Das Energiespektrum der β -Zerfälle einer Probe kann mittels Szintillationsmessung über einen Vielkanal-Analysator aufgenommen und dargestellt werden. Das Flächenintegral des Spektrums liefert nach Abzug des Untergrundes ein Maß für die durch β -Zerfälle pro Zeiteinheit freigesetzte Energie. Ein derartiges Messgerät wurde durch SANDERSON (1988) für die TL-Dosimetrie entwickelt.

Die β -Aktivität einer Probe kann auch über Müller-Geiger-Zähler gemessen werden. Darauf beruht die Funktionsweise eines inzwischen stärker verbreiteten Gerätes, des β -Zählers "GM-25-5", welches vom National Physical Laboratory in Risö/Dänemark entwickelt wurde (BÖTTER-JENSEN & MEJDAHL 1985, 1988). Es ist von einer Bleiburg aus radiometrisch altem, nahezu inaktivem Blei umgeben. Ein Kontrollzähler misst ständig den Untergrund, welcher hauptsächlich auf die kosmische Strahlung zurückgeht. Über eine Antikoinzidenz-Schaltung werden diese Untergrund-Impulse bei der Zählrate der Proben unterdrückt. Die Reproduzierbarkeit der Einzelmessungen ist hoch und die Probenvorbereitung einfach. Der K-Gehalt von Feldspäten lässt

sich, da andere β -Strahler in Feldspäten gegenüber K vernachlässigbar klein sind, einfach und mit annähernd gleicher Genauigkeit wie mit der AAS-Methode (s. u.) bestimmen. Unter der Annahme, dass in der Gesamtprobe K, U und Th innerhalb bestimmter Konzentrationsverhältnisse bleiben, lässt sich die β -Dosisleistung über die Zählrate eines Standards und einfache Umrechnung aus der Zählrate der Probe nach Abzug des Blindwertes berechnen. Ein GM-25-5 Betazähler steht der Forschungsstelle Archäometrie erst seit Ende 1992 zur Verfügung, so dass das Gerät für die hier besprochenen Lößproben noch kaum zur Anwendung kommen konnte.

c) γ -Spektrometrie

Die in situ-Messung mittels tragbarer NaJ-Gammaspektrometer wurde bereits erwähnt. Ihr Nachteil liegt insbesondere in der begrenzten energetischen Auflösung des NaJ-Kristalls. Grundsätzlich können auch Ge- oder Ge-Li-Halbleiterdetektoren im Gelände eingesetzt werden, welche wesentlich geringere Peakbreiten aufweisen und folglich bessere Diskriminierung der γ -Energien ermöglichen, allerdings auf Kosten einer geringeren Effizienz des Detektors; ihr Bedarf an flüssigem Stickstoff zur Kühlung des Detektors schränkt aber die Praktikabilität derartiger Geräte so stark ein, dass diese Möglichkeit kaum genutzt wird.

Stattdessen kann hochauflösende γ -Spektrometrie an Material der Probe oder ihrer Umgebung im Labor durchgeführt werden. An der Forschungsstelle Archäometrie steht dafür seit 1991 ein Reinst-Germanium-Detektor zur Verfügung (RIESER 1991). Dieser Detektor ist in der Lage, die sehr niedrigen γ -Energien von ^{210}Pb (46 keV) und ^{234}Th (63 keV) statistisch so gut aufzulösen, dass signifikante Ungleichgewichte der ^{238}U -Zerfallsreihe vor Radium und nach Radon erkannt und quantifiziert werden können. Der über einen Kühlfinger in flüssigem Stickstoff dauernd gekühlte Detektor ist zur Abschirmung von Hintergrundstrahlung von einer 1 cm dicken Kupferschicht und einer 10 cm dicken "Bleiburg" aus altem Blei mit äußerst geringer Radioaktivität umgeben. Etwa 30 g getrockneten und homogenisierten Probenmaterials werden in einem Plastikhalter gasdicht verschlossen und nach mindestens vierwöchiger Ablagerungszeit vor den Detektor in die Abschirmung eingeführt. Die Ablagerungszeit ist erforderlich, um ein eventuell durch die Probenvorbereitung entstandenes säkulares Ungleichgewicht durch Radonverlust wieder ins Gleichgewicht kommen zu lassen. Nach etwa vier Tagen Messzeit erhält man bei Löß mit typischer Radioaktivität (3-4 $\mu\text{g/g}$ U, 10-15 $\mu\text{g/g}$ Th, 1-2 Gew.% K) ein γ -Spektrum, welches eine hinreichend genaue Bestimmung der Konzentrationen erlaubt. Die Datenauswertung konzentriert sich auf charakteristische und vom Detektor diskriminierbare "Photoelektronen"-Maxima (s. Abb. 16). Diese Maxima werden durch Energiefenster markiert. Von deren Flächenintegralen wird die Fläche des Untergrunds subtrahiert, welcher das Compton-Kontinuum darstellt. Von diesen Netto-Integralen müssen weiterhin diejenigen eines "Blindwert-Spektrums" abgezogen werden, welche

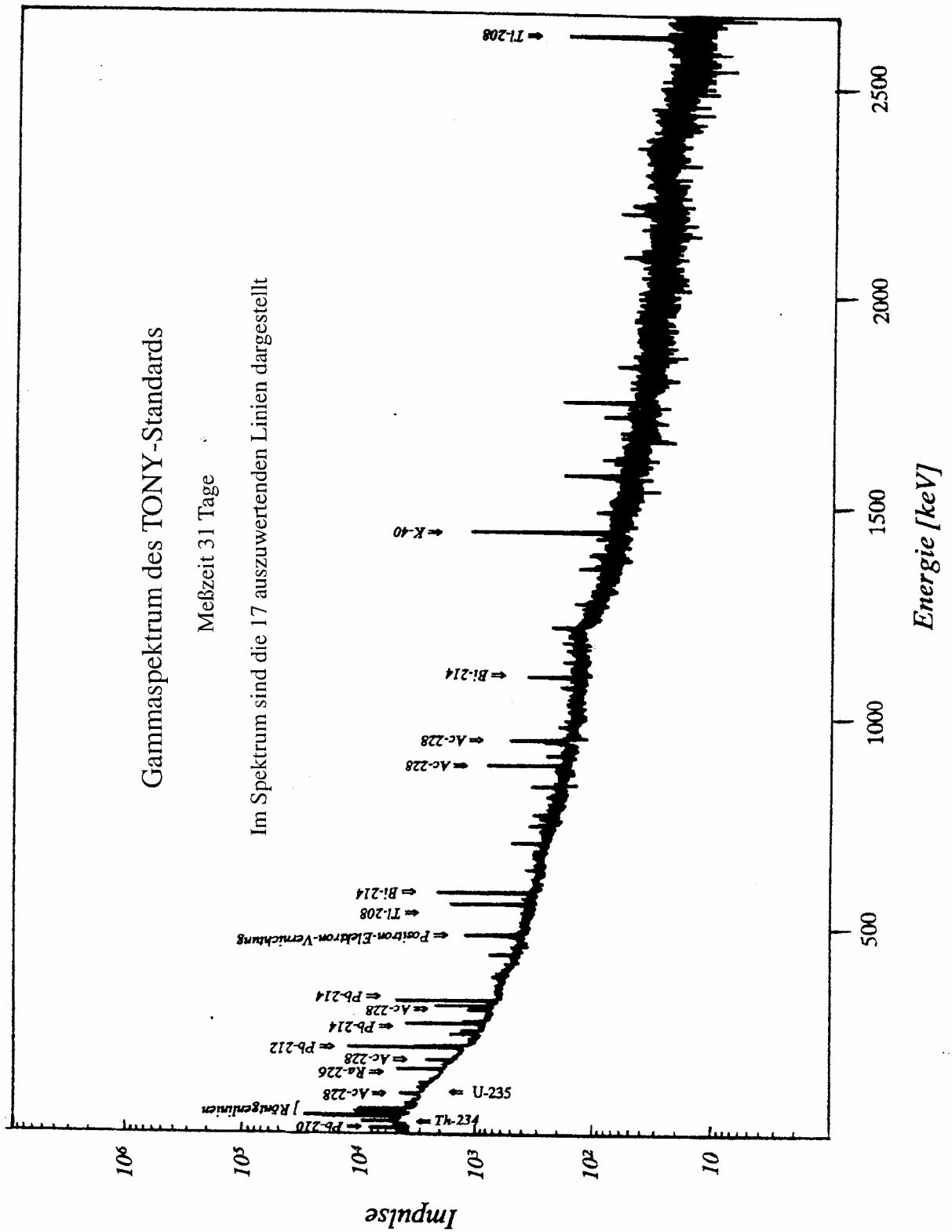


Abb. 16 Gammaskpektrum einer Sedimentprobe (Ton), mit einem Reinstgermanium-Detektor gemessen.

sich aus den Aktivitäten des Detektors selbst, seiner Abschirmung sowie durch die Bleiburg nicht absorbierten γ -Strahlen der Umgebung zusammensetzen. Die so erhaltene Zählrate eines Maximums wird mit derjenigen eines Standards im betreffenden Fenster - ebenfalls nach Abzug des Untergrundes und des Blindwertes - verglichen und massennormiert. Falls die elementaren Zusammensetzungen von Standard und Probe stark voneinander abweichen, gehen die unterschiedlichen Massenschwächungskoeffizienten in die Berechnung der Konzentrationen ein.

Sofern die Zerfallsreihen von U und Th als im Gleichgewicht befindlich erkannt werden (was bei Lössen bisher mit ganz wenigen Ausnahmen der Fall war), können die Gehalte der Mutternuklide als fehlergewichtete Mittel aus den Aktivitäten verschiedener Töchter mit hoher Genauigkeit bestimmt werden. Für die U-Konzentrationen eignen sich am besten die Töchter von ^{226}Ra bis ^{214}Bi , welche alle sehr kurze Halbwertszeiten haben und von RIESSER (1991) zur "Radiumgruppe" zusammengefasst wurden. Für typischen Löss kann die aus der Aktivität der Radiumgruppe berechnete Äquivalent-Uran-Konzentration mit zufälligen Fehlern \bullet 5% angegeben werden. Bei der ^{232}Th -Zerfallsreihe können wegen durchgängig kurzer Halbwertszeiten alle deutlich diskriminierbaren Maxima zur Berechnung des fehlergewichteten Mittels der Th-Konzentration verwandt werden, die zufälligen Fehler liegen meistens deutlich unter 5%. Zur Ermittlung der K-Konzentration steht nur das 1,46-MeV-Maximum zur Verfügung. Der zufällige Fehler liegt hier typischerweise bei etwa 2-3%. Diese Fehlerangaben erhöhen sich bei Berücksichtigung der Fehler der Konzentrationswerte des Standards sowie der Messung des Standards.

Ein Ungleichgewicht aufgrund von Radonverlust unter natürlichen Verhältnissen kann nur an der Aktivität eines relativ langlebigen Folgeproduktes erkannt werden, nämlich des ^{210}Pb mit einer Halbwertszeit von 22,3 a und einer γ -Energie von 46 keV. Radonverlust äußert sich in einer zu niedrigen Aktivität von ^{210}Pb bezogen auf die Aktivitäten der Radiumgruppe. Ein Ungleichgewicht, das in der Zerfallsreihe vor ^{222}Rn entstanden ist, wird über die 63 keV- γ -Linie des ^{234}Th (Halbwertszeit 21,3 Tage) untersucht. Um anhand der 46 keV- und der 63 keV- γ -Linien allerdings Fehler von unter 20% zu erzielen, sind längere Messzeiten nötig. Ungleichgewichte \bullet 10% in der ^{238}U -Zerfallsreihe sind für die Gesamtdosisleistung von Löss nicht mehr signifikant.

d) α -Spektrometrie

U- und Th-Konzentrationen sowie säkulare Ungleichgewichte ihrer Zerfallsreihen können auch mittels α -Spektrometrie gemessen werden. Diese Methode ist sehr arbeitsaufwendig und wird an der Forschungsstelle Archäometrie nicht eingesetzt. Von einigen Proben lieferte jedoch dankenswerterweise Dr. habil. A. Mangini (Forschungsstelle "Radiometrische Altersbestimmung von

Gewässern und Sedimenten" der HAW am Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg) α -spektrometrische Analysen.

e) Aktivierungsanalyse (Instrumentelle Neutronen-Aktivierungs-Analyse, INAA)

Durch Aktivierung mit thermischen Neutronen in einem Reaktor werden über Neutroneneinfang relativ kurzlebige Radionuklide erzeugt. Über γ -spektrometrische Messungen der typischen γ -Linien der im Reaktor erzeugten Nuklide können die Konzentrationen von U, Th und K mit hoher Genauigkeit (ähnlich oder besser als hochauflösende γ -Spektrometrie natürlicher Proben) bestimmt werden. Die Methode ist ebenfalls recht arbeitsaufwendig und erfordert einige Wochen Ablagerungszeit der aktivierten Proben vor der Messung. Ihr Vorteil liegt darin, dass sehr kleine Probenmengen (einige mg) gemessen werden können. Sie bietet sich damit für Proben mit inhomogener Zusammensetzung oder für solche, bei denen wenig Material zur Verfügung steht, an. Eine Anzahl von Lößproben wurden dankenswerterweise von Dr. habil. E. Pernicka (MPI für Kernphysik Heidelberg) analysiert.

f) Atom-Absorptions-Spektrometrie (AAS)

Mit der Atom-Absorptions-Spektrometrie kann die K-Konzentration einer Probe mit sehr hoher Genauigkeit (2-3%) gemessen werden. ^{40}K macht 0,0117% des gesamten Kaliums aus. Homogenisiertes Probenmaterial muss chemisch völlig aufgeschlossen werden und die Lösung in eine Verdünnung überführt werden, in der die K-Gehalte in einer Größenordnung vorliegen, dass sie in den linearen Teil einer Eichkurve des Spektrometers fallen. Diese Eichkurve wird über Messungen von Eichlösungen mit definierten K-Konzentrationen erstellt. Ein kleiner Teil der Probenlösung wird in eine sehr heiße Flamme gesprüht, wobei sie verdampft und ionisiert wird. Die Extinktion eines Lichtstrahles bestimmter Wellenlänge, welcher durch das ionisierte Probenmaterial läuft, ist ein Maß für die Konzentration des auslöschenden Elementes. Aus der Extinktion der Probe wird über die Eichkurve die Konzentration abgelesen.

Die Probenaufbereitung erfordert recht hohen Arbeitsaufwand, der aber durch die hohe Präzision der Messungen gerechtfertigt wird. Im Falle hoher K-Konzentrationen wie bei Kalifeldspäten reichen kleinste Probenmengen von wenigen mg für eine präzise K-Bestimmung aus. Die AAS wurde deshalb in unserem Labor für nahezu die meisten der hier besprochenen Lößproben eingesetzt, in jüngerer Zeit aber durch die γ -Spektrometrie ersetzt.

Für eine zuverlässige TL-Datierung ist es wünschenswert, mehrere der aufgeführten Methoden zur Bestimmung der Dosisleistung nebeneinander auszuführen. Stimmen die Ergebnisse innerhalb ihrer Fehler überein, kann ein Mittelwert oder der Messwert mit dem geringsten Fehler in die

Altersgleichung eingesetzt werden. Liefern die verschiedenen Methoden jedoch unterschiedliche Ergebnisse, muss den Ursachen nachgegangen werden. Dies ist leider in den Arbeiten von FRECHEN (1991) und JANOTTA (1991) nicht geschehen, wodurch trotz wertvoller TL-Untersuchungen insbesondere von JANOTTA voreilige und großenteils ungerechtfertigte Einschränkungen der Zuverlässigkeit bzw. der Genauigkeit von TL-Altern gefolgert werden. Außer Kalibrierungsfehlern und systematischen Fehlern eines Gerätes kommt radioaktives Ungleichgewicht in Betracht. Die Bedeutung von Ungleichgewichts-Untersuchungen mittels γ - oder α -Spektrometrie wird dann offenkundig. Auch radiometrische Inhomogenität des Probenmaterials kann wegen der unterschiedlichen Probenmengen zu differierenden Ergebnissen führen. In solchen Fällen müssen die Dosisleistungsbeiträge der einzelnen Strahlungsarten entsprechend ihrer Reichweiten mit verschiedenen Methoden bestimmt werden.

Sind die Konzentrationen von U, Th und K bekannt, wird zunächst die Dosisleistung für das getrocknete Probenmaterial mit Hilfe der Konvertierungsfaktoren nach NAMBI & AITKEN (1986) berechnet. (Die Werte weichen geringfügig von den in AITKEN, 1985, mitgeteilten Daten ab.) Bei der Berechnung der α -Dosisleistung für die Feinkornfraktion ist zu beachten, dass die mittleren α -Energien von Zerfällen der U- und der ^{232}Th -Reihen unterschiedlich und jeweils niedriger sind als die α -Energie der ^{241}Am -Quelle (3,7 MeV). Zur Umrechnung in effektive α -Dosisleistung wird der a-Wert für α -Partikel aus den U-Zerfallsreihen mit dem Faktor 0,86 und für solche aus der ^{232}Th -Reihe mit dem Faktor 0,78 multipliziert. Bei Annahme gleicher α -Aktivität von U und Th kann der Faktor zu 0,82 gemittelt werden (AITKEN 1985:86).

3.2.5. Fehlerquellen

Bei einer TL-Datierung entstehen zufällige und systematische Fehler. Erstere können durch wiederholte Messungen verkleinert werden, letztere nicht. Die systematischen Fehler können nur teilweise quantifiziert werden: dazu zählen die Eichung der radioaktiven Quellen (angenommener Fehler 3%; auch bei scheinbar kleineren Fehlern werden per Konvention 3% eingesetzt) und die für den zu datierenden Zeitraum repräsentative Feuchte, deren Schwankungsbreite für die jeweilige Klimazone und die hydrologischen Verhältnisse der Probe unter Berücksichtigung des Porenvolumens und der aktuellen Feuchte nach möglichst realistischen Annahmen abgeschätzt wird. Schließlich wird auch nicht erkanntes radioaktives Ungleichgewicht mit einem Fehler von 10% pauschal berücksichtigt. Nicht (oder noch nicht) quantifizierbare systematische Fehler sind nicht direkt überprüfbar: Langzeitstabilität des TL-Signals, signifikante TL-Empfindlichkeitsänderungen bei nicht-linearem TL-Wachstum sowie - bei der additiven Methode und von ihr abgeleiteten Methoden des partiellen Bleichens - Diskontinuitäten des natürlichen TL-

Wachstums, welche durch die an die Messpunkte angepasste mathematische Funktion nicht korrekt wiedergegeben werden.

Die Zufallsfehler ergeben sich aus den TL-Messungen zur Ermittlung der ED und des a-Wertes sowie aus den Messungen der natürlichen Radioaktivität.

Die Berechnung der Fehler der TL-Alter folgt weitestgehend AITKEN (1985, Appendix B), wobei für Sedimente die Unterscheidung in Feuchte der Probe und Feuchte der Umgebung ebenso wie der Fehler der Supralinearitäts-Korrektur entfällt. Die Berechnung der effektiven Dosisleistung von U und Th wie auch ihres Fehlers baut bei AITKEN (1985) auf der α -Zählung auf. Durch den Einsatz anderer Methoden lässt sich voraussichtlich der Gesamtfehler in vielen Fällen kleiner halten, z. B. indem die α -Dosisleistung nach der α -Zählung, die β -Dosisleistung nach der β -Zählung und die γ -Dosisleistung nach der γ -Spektrometrie ermittelt wird. Der Vergleichbarkeit halber mit in den vergangenen Jahren datierten Proben, bei denen U- und Th-Aktivitäten meistens nur mittels α -Zählung gemessen wurden, sowie wegen noch nicht ausreichender Erfahrungen über die Zuverlässigkeit der β -Zählung folgt die Fehlerrechnung für alle hier erwähnten Proben noch AITKEN (1985). Für Lössen ergeben sich danach typischerweise 1σ -Gesamtfehler von 9-15%. Bei jungen Lössen sind die statistischen und somit die Gesamtfehler meistens kleiner als bei älteren, was hauptsächlich auf geringere Fehler der ED im linearen Bereich der TL-Wachstumskurve zurückzuführen ist, teilweise aber auch auf bessere Reproduzierbarkeit der TL-Messungen an unverwittertem jungen Löß.

3.3. TL-Datierung von Lössen

Die wohl älteste wissenschaftliche Klassifikation von Löß ("Loeß") stammt von Karl Caesar von Leonhard (1824): "Ein lehmiges, unrein gelblichgraues, im Bruche erdiges Gemenge aus Thon-, Kalk- und Kieseltheilen und aus sehr kleinen Glimmer-Blättchen. Die feinstaubigen Theile sind zu einer losen zerreiblichen Masse verbunden." (v. LEONHARD 1823/24, Bd. 3, S. 723). Er erwähnt ausdrücklich Löß aus der Heidelberger Gegend und nennt Lokalitäten am "Haarlaß" (noch heute ein Hotel im Neckartal zwischen Heidelberg und Heidelberg-Ziegelhausen) und bei Neckargemünd. Die Bezeichnung "Loeß" hat er offensichtlich aus dem badischen Synonym "Loesch" (ebenda, S. 722) für "lose" abgeleitet. Es fällt auf, dass von Leonhard noch nicht die äolische Genese des Lösses nennt. Neuere Definitionen von Löß betonen stärker die Genese, z. B.: "Löß ist ein äolisches Sediment von gelbbrauner-gelblicher Farbe, meist ungeschichtet und in Aufschlüssen frostblättrig auswitternd" (LIEDTKE 1981²:167). Detaillierter definiert KUKLA (1977) Löß und betont den Unterschied zu rezent gebildeten Staubablagerungen: "Glacial loess differs from any known eolian deposit of contemporary origin because of its fine network of

secondary carbonate, which coats the rock detritus and sheets of clay minerals, partly filling the dense system of fine grass rootholes. Stratigraphic relations and micromorphology prove beyond doubt that the calcareous network is syngenetic. A special type of arid weathering called "loessification", acting in both the source area as well as in the accumulation zone, is believed responsible for this feature... It is the distribution of secondary carbonate and the high porosity of the rock which makes possible the distinction between a primary windblown loess from redeposited hillwash or floodloam." (S. 324). PÉCSI (1990) unterscheidet streng zwischen Löß und Lößderivaten sowie Wüstenlöß an den Rändern der subtropisch-randtropischen Wüsten. Primärer Löß ist danach nicht lediglich eine äolische Staubablagerung, sondern erforderte eine spezielle Diagenese unter den spezifischen landschaftsökologischen Bedingungen der Lößsteppe oder der Lößtundra; diese Bedingungen hat PÉCSI in 10 Kriterien formuliert. Sedimente, die nicht alle dieser Kriterien erfüllen, werden als Lößderivate klassifiziert. Der Kern dieser engfassten Definition von primärem Löß besteht also darin, dass zwischen Vorgängen der Sedimentation einerseits und denen der späteren Veränderungen des Stoffbestandes, der Textur und der Struktur des Sedimentes andererseits unterschieden wird. Daraus ergeben sich Konsequenzen für die TL-Datierung von Lössen: soll das Sedimentationsalter bestimmt werden, muss das Probenmaterial von allen Bestandteilen gereinigt werden, deren NTL-Signal durch postsedimentäre Veränderungen signifikant beeinträchtigt wurde. Dazu zählen z. B. diagenetische Karbonatausscheidungen im Porenraum oder pedogene Fließtonausscheidungen. Oft interessiert aber nicht nur das Sedimentationsalter, sondern gerade der Zeitpunkt einer postsedimentären Veränderung wie z. B. einer Bodenbildung. Es liegen inzwischen aus der Literatur (z. B. BERGER & MAHANEY 1990) sowie aus der eigenen Erfahrung Beobachtungen vor, dass in Schwarzerden oder schwarzerdeähnlichen Humuszonen aus Löß das latente TL-Signal - vermutlich infolge starker Bioturbation - gegenüber dem in unverwittertem Löß sehr effektiv reduziert wird. BARAY & ZÖLLER (1993) konnten gleiches an einem archäologisch datierten fossilen Ah-Horizont einer Braunerde in spätglazialen Dünensand belegen. Daraus eröffnet sich die Möglichkeit, in bestimmten Fällen den Zeitpunkt der Bodenbildung mittels TL oder OSL zu datieren.

In der europäischen Lößzone entsprechen nach heutiger Kenntnis die Phasen der Lößakkumulation denen der Kältevorstöße, während Interglaziale und Interstadiale durch Bodenbildungen in zuvor abgelagertem Löß repräsentiert sind (LIEDTKE 1981²:169). Sedimentationsalter von Lössen datieren somit Perioden mit kaltem, und zwar vorwiegend trocken-kaltem Klima. Messungen der Staubkonzentrationen in Eiskernen aus Grönland bestätigen diese Zuordnung (DANSGAARD et al. 1984, HAMMER et al. 1985).

Im Korngrößenspektrum weisen primäre Lössen das Maximum in der Grobschlufffraktion (20-63 µm) auf, aber auch Mittel- und Feinschluff sind noch stark vertreten, während Ton- und Sandgehalte zurücktreten. Lediglich in Sandlössen, welche am Übergang vom Lößgürtel zu den

Decksandarealen sowie in unmittelbarer Nähe von Flußtäälern auftreten, kann der Sandgehalt ähnlich dominant werden wie der Grobschluffanteil. Somit können von Lössen grundsätzlich sowohl die Feinkorn- als auch die Grobkornfraktion datiert werden. Allerdings ist die Feinkornfraktion (4-11µm) repräsentativer als die Grobkornfraktion, da letztere aufgrund des geringeren Transportweges eher lokale Einflüsse widerspiegelt. Deshalb kam für Lössen grundsätzlich die Feinkorntechnik zum Einsatz.

Die mineralogische Zusammensetzung variiert regional und lokal je nach Liefergebieten und Verwitterungsgrad. Im Schnitt gibt LIEDTKE (1981²:167) für europäische Lössen 60-80% Quarz und 8-20% Kalk an, die restlichen Bestandteile verteilen sich auf Feldspäte, Tonminerale, Dolomite und einen geringen Anteil an Schwermineralen. In karbonatfreien Lokallössen des mittleren Saartales ermittelte der Verfasser phasenkontrastmikroskopisch in der Grobschlufffraktion Quarzgehalte von 69-83 Korn% und Feldspatgehalte von 12-23 Korn% bei Glimmergehalten von 1,5-12,7 Korn%; opake Minerale blieben mit 0-1,2 Korn% ebenso untergeordnet wie Schwerminerale mit 0,3-2,3 Korn% (SCHRÖDER et al. 1985). Am Oberrhein wurden lokal auch Karbonatgehalte von 35-38% gemessen (HÄDRICH 1985, BENTE & LÖSCHER 1987). Wenn diese Daten auch nicht repräsentativ sind, so zeigen sie doch, dass in der Schlufffraktion von europäischen Lössen immer ausreichend Quarze und Feldspäte, die beiden bedeutendsten natürlichen TL-Phosphore, zu finden sind. Da die TL-Emissionen von Feldspäten im Wellenlängenfenster zwischen UV und grünblau 10-50 mal intensiver sind als die von Quarzen, Glimmer und Tonminerale hingegen eine sehr geringe TL-Empfindlichkeit zeigen, folgt, dass das von einer entkarbonatisierten, polymineralischen Feinkornprobe von Löß gemessene TL-Signal immer von Feldspäten dominiert wird.

Da eine saubere physikalische Mineraltrennung in der Feinkornfraktion von Löß kaum möglich ist, misst man also TL-Mischsignale von verschiedenen Mineralen (hauptsächlich Feldspäten und Quarzen) mit unterschiedlichen TL-Eigenschaften wie TL-Langzeitstabilität, TL-Wachstum, TL-Sättigungsverhalten und Bleichbarkeit. Es ist allerdings möglich, durch Vorsatz spezifischer Farbfilter bestimmte Signale zu unterdrücken und andere hervorzuheben. So wurde von DEBENHAM (1985) und DEBENHAM & WALTON (1983) vorgeschlagen, durch Vorsatz eines Schott UG-11-Filterglases nur die UV-Emissionen von Feldspäten zu messen, während alle Emissionen im sichtbaren Bereich von diesem Filter absorbiert werden. Trotz der unzweifelhaften Vorteile dieser Technik, dass nur die besonders lichtempfindlichen TL-Signale der verschiedenen Feldspat-Varietäten registriert werden, ziehen viele Laboratorien heute noch oder wieder die (violett-)blauen Emissionen aus Gründen der Langzeitstabilität der TL-Signale vor. Damit bleibt aber das Problem der Mischsignale bestehen, auch wenn betont werden muss, dass der Hauptteil der TL-Signale von Feldspäten stammt.

3.3.1. Voraussetzungen der Nullstellung der geochronologischen Uhr

Wie bereits oben (Kap. 3.2.) ausgeführt wurde, erfordert die im Labor reproduzierbare "Totalbleichung" der TL von klastischen Sedimenten eine hinreichend lange Belichtungsdauer von einem bis mehreren Tagen. Es stellt sich die Frage, ob diese Voraussetzung bei Lössen als erfüllt angesehen werden kann. Die Abnahme der Korngrößen-Mediane nach Osten in Lössen des Kraichgaus (EITEL 1989, BENTE & LÖSCHER 1987, vgl. JANUS 1988) belegt zumindest eine starke lokale Komponente der Lössen aus dem Oberrheintal. Bei 20-28 km/h Windgeschwindigkeit (Windstärke 4, Aussaigerung von Staub) würde sich - unter Vernachlässigung von Turbulenzen und wiederholtem Wiederaufwirbeln - eine äolische Transportdauer derart lokaler Lößkomponenten in der Größenordnung von einer bis mehreren Stunden ergeben. Hingegen belegen äolische Einträge in küstenfernen Tiefseesedimenten und Eiskernen ebenso wie von Satelliten aufgenommene Staubstürme oder auch meteorologische Erscheinungen wie "Blutregen" durchaus die Fähigkeit der atmosphärischen Zirkulation, Stäube über hunderte und gar tausende km zu verfrachten, mit einer Transportdauer von Tagen und länger. Sind die Staubkörnchen wieder am Erdboden angelangt, werden sie nicht unmittelbar zugedeckt, sondern zunächst wiederholt an der Oberfläche verblasen oder auch durch Oberflächenabfluß umgelagert. Dies kann z. B. gut anhand der ein bis wenige mm mächtigen basaltischen Eltviller Tephra im Oberwürmlöß des Rheingaus und des nordwestlichen Kraichgaus studiert werden: das Tephra-Bändchen ist selten durchlaufend ausgebildet, sondern meistens flaserartig. Abschätzungen über die Sedimentationsrate von Oberwürmlöß liefern selbst an Profilen mit ungewöhnlicher Mächtigkeit Werte von deutlich unter 1 mm/a (Tönchesberg bei Kruft, s. FRECHEN 1991; Stillfried/Niederösterreich, ZÖLLER et al. 1994). Es kann also davon ausgegangen werden, dass im Normalfall die Löß-Körnchen noch tage- bis wochenlang dem Tageslicht ausgesetzt sind, bevor sie endgültig so weit überdeckt sind, dass sie nicht mehr weiter belichtet werden. Es muss erwartet werden, dass sich Ausnahmen von dieser ruhigen Sedimentation in einer geänderten Granulometrie des Lösses niederschlagen. Als Konsequenz dieser Überlegungen ist festzustellen, dass für primäre Lössen in Mitteleuropa, d. h. sofern sie nicht von Solifluktsions- oder Ablationshorizonten durchsetzt sind, die Annahme der "Totalbleichung" bei Ablagerung erfüllt ist. Insofern entspricht die an zahlreichen Profilen erzielte Übereinstimmung von TL-Altern, welche nach der Totalbleichungs- oder der Totalbleichungs-Regenerierungsmethode zustande kamen, mit unabhängigen Datierungen (s. Kap. 4.1. und ZÖLLER & WAGNER 1990) den Erwartungen. Nur in wenigen Fällen (Proben NU1 und RO1 in ZÖLLER et al. 1988, OB1 in BUCH & ZÖLLER 1990), in denen die Totalbleichungs-Regenerierungsmethode zu hohe Alter lieferte, ergaben sich bisher Hinweise auf unvollständiges Bleichen.

Jüngst haben Bleichexperimente in unserem Labor jedoch Hinweise geliefert, dass Überbleichen im Labor mittels einer Lichtquelle mit zu hohem UV-Anteil zu starken Phototransfer verursachen kann. Dieser resultiert in einem höheren ungebleichten Residualwert als nach Bleichen mit natürlichem Licht und folglich in einer Altersunterschätzung (BARAY & ZÖLLER 1993, s. a. Kap. 3.2.). Nachdem dieser Effekt zunächst für spätglaziale-holozäne Dünensande entdeckt wurde, wurde er auch an zwei Würmlößproben aus Stratzing bei Krems/Niederösterreich untersucht. Bei der älteren Probe konnte er nicht als signifikant erkannt werden, bei der jüngeren ergab sich jedoch eine Korrektur der ED um 6 Gy (6%) nach oben. Bei jungen Lössen mit einer ED von \bullet 150 Gy sollte der Effekt in Zukunft untersucht werden, während er bei älteren Lössen kaum noch signifikant sein dürfte.

3.3.2. Das Problem der Altersobergrenze von TL-Datierungen an Lössen

Aufgrund der berechneten Werte für die durchschnittliche Lebensdauer der Elektronen in Hafttermen von Quarzen und Kalifeldspäten, die für die zur Datierung ausgewerteten Leuchtkurventemperaturen bei einer Lagerungstemperatur von 15°C in Größenordnungen von 10^6 bis 10^9 a liegen (s. AITKEN 1985, Tabelle E.1), wurde zunächst erwartet, dass die Datierungsobergrenze nicht durch die Lebensdauer der Haftzentren, sondern durch die TL-Sättigungsdosis bestimmt wird. Diese liegt für sedimentäre Quarze vielfach in der Größenordnung von 250-350 Gy und für Feldspäte von 2500-3500 Gy. Für Quarze kann diese Vermutung inzwischen als weitgehend bestätigt angesehen werden (HUNTLEY et al. 1993, PRICE 1993), für Feldspäte hingegen nicht. Geht man davon aus, dass die UV-Emissionen der TL von Löß (Feinkornfraktion) nahezu ausschließlich von Feldspäten stammen, und setzt man 3,5-4,5 mGy/a als typische effektive Dosisleistung in Löß an, sollten TL-Alter von ca. 550 bis 1000 ka datierbar sein. Die Ernüchterung folgte schon bald durch Studien von DEBENHAM (1985) und WINTLE (1985 ff), in denen die Datierungsobergrenze mit der Regenerierungsmethode eine Zehnerpotenz niedriger angegeben wurde. Schon DEBENHAM (1985) dachte an eine Langzeinstabilität der Lumineszenzzentren, über deren Kinetik aber noch zu wenig bekannt ist, um diese These zu verifizieren. Durch einen Vergleich der erwarteten geologischen Alter und der scheinbaren TL-Alter von Lössen gelangte er zu einem Modell über den zeitabhängigen Zerfall des TL-Signals. Darin wird die Größe \blacklozenge eingeführt, die die mittlere Lebensdauer des TL-Signals darstellt, unabhängig davon, ob die Lebensdauer der Haftzentren (\blacklozenge_1 , s. o.) oder der Lumineszenzzentren (\blacklozenge_2 , s. o.) oder beider \blacklozenge bestimmt. Aus diesem Grunde muss die physikalische Bedeutung von \blacklozenge unklar bleiben, es handelt sich zunächst nur um eine empirische Größe, welche hier als effektive mittlere Lebensdauer $\blacklozenge_{\text{eff}}$ bezeichnet werden soll. Praktisch bedeutet $\blacklozenge_{\text{eff}}$ einen oberen Grenzwert der scheinbaren TL-Alter. DEBENHAM modellierte Kurvenanpassungen an seine Daten mit Werten für $\blacklozenge_{\text{eff}}$ zwischen 100 und 150 ka. Dieser Gedanke wurde von WINTLE (1990) wieder aufgegriffen. Die Konsequenz aus einem derart niedrigen Wert für $\blacklozenge_{\text{eff}}$ wäre, dass keine scheinbaren Löß-

TL-Alter über 100-150 ka erzielt werden können, unabhängig vom wirklichen Alter, und dass TL-Alter \approx ca. 50 ka signifikant unterschätzt sind, wenn man typische Gesamtfehler von 10% in Rechnung stellt. In der Arbeit von DEBENHAM (1985) wurden Altersunterschätzungen zusätzlich dadurch vergrößert, dass instabile künstliche TL-Signale nicht genügend ausgeheizt wurden (s. 3.3.3.). Dadurch erfolgte eine Überlagerung stabiler durch instabile Komponenten. WINTLE (1985 b) erkannte grundsätzlich die Bedeutung des Ausheizens instabiler TL-Komponenten der Feinkornfraktion von Löß, trotzdem kam sie auf ähnliche Werte für \diamond wie DEBENHAM und konnte dies später für Löss aus verschiedenen Erdteilen verifizieren (WINTLE 1990, s. Abb. 44a).

Seitdem ist eine bis heute nicht schlüssig entschiedene Diskussion über die Obergrenze zuverlässiger TL-Datierungen an Löß im Gange. Zahlreiche Autoren haben dieser Einengung des Zeitraumes, für den zuverlässige TL-Alter an Löß möglich sind, widersprochen. MEJDAHL (1989) z. B. errechnete für skandinavische Kalifeldspäte eine Datierungsobergrenze von ca. 550 ka, wobei allerdings $>$ ca. 200 ka eine signifikante Korrektur erforderlich wird. Es muss hier jedoch betont werden, dass die Ausführungen von MEJDAHL die Grobkornfraktion von Kalifeldspäten betreffen. An dieser Stelle soll die Diskussion jedoch auf die Feinkornfraktion von Löß beschränkt bleiben. Erstmals haben SINGHVI et al. (1989) und ZÖLLER et al. (1988) - abgesehen von dubiosen Daten aus dem Lubliner Labor (z. B. BUTRYM & MARUSZCZAK 1984) - deutlich höhere TL-Alter an der Feinkornfraktion von Löß publiziert, als nach dem Modell von DEBENHAM vorhergesagt wird. Erst kürzlich haben BERGER et al. (1992) TL-Alter von Löß bis zu 800 ka veröffentlicht, welche mit unabhängigen Altersbestimmungen konsistent sind. Allerdings benutzten BERGER et al. die additive Technik und kam zu sehr hohen Fehlergrenzen. Eine skeptische Entgegnung von WINTLE et al. (1993) stellt einige Techniken der Datenverarbeitung (welche laut der Entgegnung von BERGER, 1993, in einer anderen Publikation detaillierter beschrieben werden sollen) in Frage und warnt vor überzogenen generalisierten Erwartungen. Trotzdem ist die Arbeit von BERGER et al. (1992) auf gespanntes Interesse der Fachwelt gestoßen, die jetzt aufgefordert ist, die Reproduzierbarkeit derart hoher Alter zu prüfen. Daran beteiligt sich auch das Heidelberger TL-Labor.

In der Auseinandersetzung mit dem Modell von DEBENHAM sind zunächst drei Möglichkeiten zu diskutieren:

- 1) Kann der Wert für \diamond_{eff} durch die Labortechnik beeinflusst werden?
- 2) Ändert sich der Wert für \diamond_{eff} für verschiedene Regionen, d. h. ist er abhängig von der mineralogischen Zusammensetzung der beprobten Feinkornfraktion der Löss?
- 3) Tritt das Problem nur bei Anwendung der Regenerierungsmethode auf?

Auf diese Fragen wird nach der Diskussion der datierten Profile und ihrer TL-Alter zurückzukommen sein. Aber auch andere Möglichkeiten zur Erklärung der Altersunterschätzung von TL-Altern an Löß sollen vorgestellt werden.

3.3.3. Techniken zur Eliminierung instabiler TL-Signale

Vergleicht man die Form einer natürlichen TL-Leuchtkurve von Löß bei einer routinemäßigen Heizrate von 5°C/s mit derjenigen nach künstlicher Bestrahlung (die von mir benutzte β -Quelle hat eine bis zu $2 \cdot 10^9$ höhere Dosisleistung als die effektive natürliche Dosisleistung für Löß), fällt auf, dass das Hauptmaximum der künstlichen TL bei deutlich niedrigeren Temperaturen auftritt und um ein mehrfaches schneller wächst als das Maximum der NTL (Abb. 17). Der zu höheren Leuchtkurventemperaturen hin abfallende Ast des Maximums der künstlichen TL überlagert noch recht weit (bis zu 200°C jenseits der Temperatur des Maximums) das langzeitstabile Signal der natürlichen TL-Maxima. Die NTL kann also als das Residual des TL-Signals nach sehr langer Lagerung (bis zu einer Größenordnung von 10^6 a) bei natürlichen Umgebungstemperaturen aufgefaßt werden. Das Maximum der NTL von Löß bei etwa 270°C Leuchtkurventemperatur setzt sich aus - bei natürlicher Umgebungstemperatur - partiell stabilen und stabilen Komponenten zusammen, die künstliche TL bei gleicher Leuchtkurventemperatur hingegen aus stabilen, partiell stabilen und instabilen (ZÖLLER & WAGNER 1989). Es ergeben sich zwei Möglichkeiten, an die korrekte Altersinformation des NTL-Signals heranzukommen:

- 1) Instabile wie auch partiell stabile Komponenten müssen von allen Teilproben, also natürlichen wie künstlich bestrahlten, entfernt werden und nur die stabilen Teile zur Bestimmung der ED herangezogen werden.
- 2) Die instabilen Komponenten der künstlichen TL (KTL) müssen völlig und ihre partiell stabilen nur so weit eliminiert werden, wie das für die NTL durch natürliches Tempern bereits geschehen ist.

Von ZÖLLER et al. (1988) wurde für die erste Möglichkeit die Technik des "Starken Thermischen Waschens" (STW) eingeführt, die in ZÖLLER & WAGNER (1989) nochmals detaillierter begründet wurde; als Alternative wurde in dieser Arbeit für die zweite Möglichkeit die Technik des "Partiellen Thermischen Waschens" (PTW) erstmals vorgestellt. Der Plateautest ist in allen Fällen entscheidendes Kriterium, und zwar ist mit BERGER et al. (1992) zu fordern, dass der Altersplateautest (errechnetes Alter gegen Leuchtkurventemperatur und nicht nur das Intensitätsverhältnis NTL/additiver bzw. regenerierter TL gegen die Leuchtkurventemperatur) heranzuziehen ist.

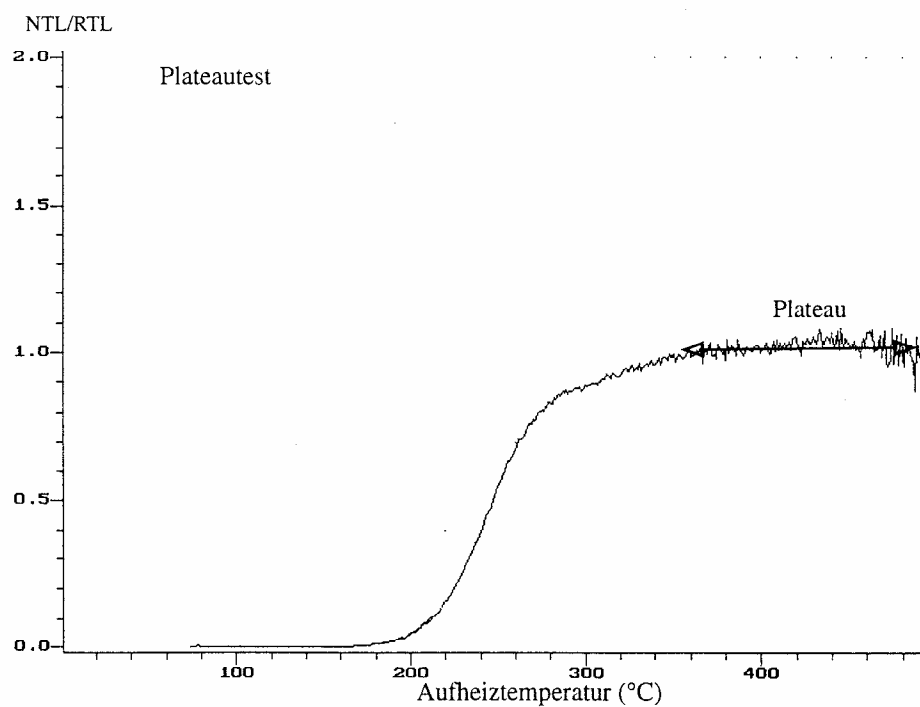
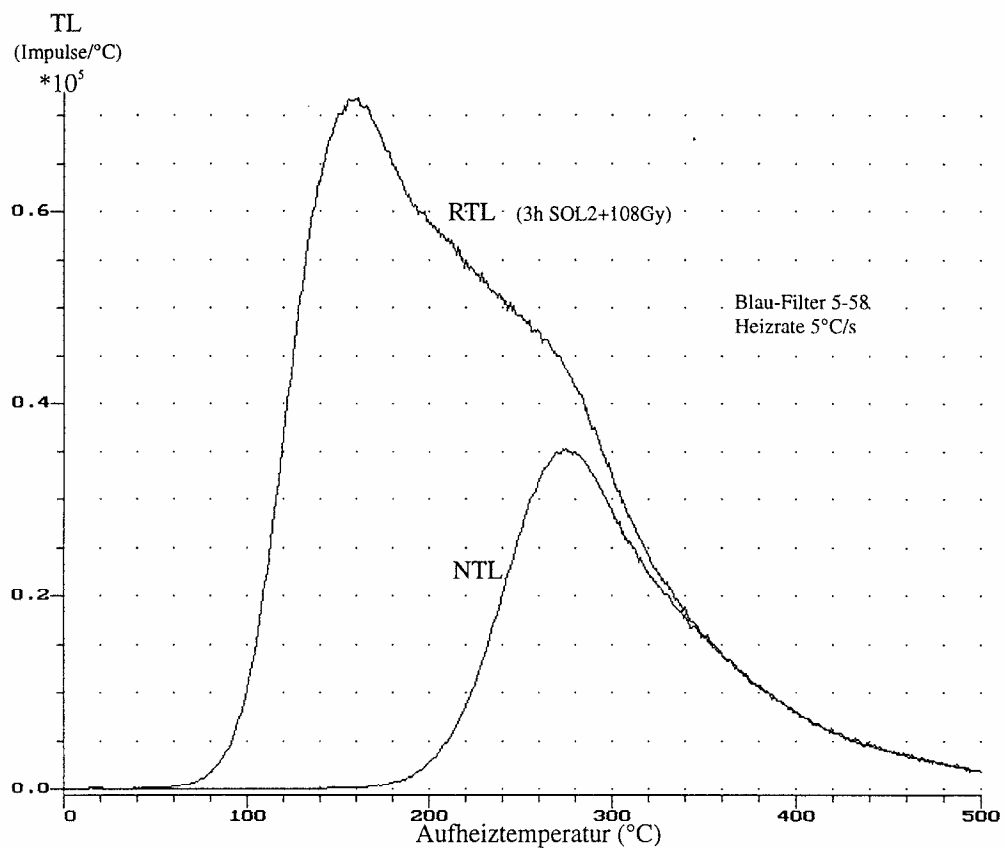


Abb. 17 Natürliche und regenerierte TL-Leuchtkurve eines Würmlösses (Baugrube am MPI Kernphysik, Heidelberg, Probe 6) mit Plateautest (ohne Vorheizen gemessen).

Zunächst aber (1985 bis 1986) wurde in unserem Labor einem Vorschlag Singhvis entsprechend (persönl. Mitt., vgl. SINGHVI et al. 1986, SINGHVI et al. 1989) ein "weiches" thermisches Ausheilen eingesetzt. Durch kurzzeitiges (konkret: 1-minütiges) Vorheizen aller Teilproben sollten zwar instabile Komponenten der TL soweit wie möglich entfernt werden, andererseits sollte die Intensität des NTL-Maximums nicht signifikant erniedrigt werden (d. h. $< 10\%$) und die Lage des Maximums auf der Temperaturachse nicht signifikant (d. h. maximal 5°C) nach oben verschoben werden. Diese Voraussetzungen erwiesen sich bei einem einminütigen Vorheizen bei $180\text{-}190^{\circ}\text{C}$ als gegeben. Die TL-Signale wurden durch einen Schott UG-11-Filter (maximale Transmission im UV-Bereich) gemessen. Bei allen Proben, die nach dieser Technik bearbeitet wurden (S. ZÖLLER et al. 1988), stellte sich ein Altersplateau aber erst oberhalb von $300\text{-}340^{\circ}\text{C}$ Leuchtkurventemperatur ein, d. h. deutlich jenseits des Hauptmaximums der NTL bei etwa 270°C . Bei einigen Proben wurde überhaupt kein deutliches Altersplateau erzielt.

Als nächstes wurde ein Vorschlag von WINTLE (1985 b) aufgegriffen, alle Teilproben bei 230°C 1 min lang vorzuheizen. Die TL-Signale wurden ebenfalls nach Durchgang durch einen Schott UG-11-Filter aufgenommen. Ziel dieser Technik ist, dass die Maxima der NTL und der künstlich bestrahlten Teilproben nach dem Vorheizen übereinanderstehen. Der Altersplateautest ergab, dass sich entweder wiederum erst oberhalb von $300\text{-}340^{\circ}\text{C}$ ein Altersplateau einstellte, oder dass zwei Altersplateaus beobachtet wurden: eines bei etwa $270\text{-}320^{\circ}\text{C}$ und ein weiteres oberhalb $320\text{-}340^{\circ}\text{C}$. Das untere Altersplateau lieferte für Löss älter als etwa 30 ka deutlich jüngere Alter, welche im Vergleich zu geologisch-stratigraphischen Altersvorstellungen zu jung ausfielen. Diese Beobachtungen ließen auf eine partielle Instabilität der TL im Hauptmaximum der NTL von Löß schließen.

Daraus resultierte der Gedanke, dieses Maximum völlig auszuheizen und die Altersinformation nur von einem zweiten, untergeordneten Maximum bei $330\text{-}350^{\circ}\text{C}$ Leuchtkurventemperatur zu beziehen. Vergleichende NTL-Messungen bei Vorsatz eines Schott UG-11-Filters einerseits und eines blaudurchlässigen Corning 5-58-Filters (maximale Transmission bei 420 nm) andererseits ergaben, dass das untergeordnete Maximum bei $330\text{-}350^{\circ}\text{C}$ bei der blauen TL wesentlich deutlicher hervortritt. Zwar bleibt nach Totalbleichung von diesem Maximum ein deutlich höherer Anteil ungebleichter TL als vom Hauptmaximum, Bleichversuche von SAUER (1987) an Kalifeldspäten und vom Verfasser selbst an der polymineralischen Feinkornfraktion von Löß ergaben aber, dass die erforderliche Bleichdauer zur Isolierung der unbleichbaren TL gleich ist, ebenso wie der Verlauf der Ausbleichkurve (Anteil der ungebleichten TL gegen die Belichtungsdauer). Deshalb wurde bei den weiteren Versuchen der Blaufilter Corning 5-58 eingesetzt.

Versuche mit verschiedenen einminütigen Vorheiztemperaturen führten zu folgendem Ergebnis: wird bis zur Temperatur des Hauptmaximums aufgeheizt und diese Temperatur eine Minute lang

gehalten, bevor das Aufheizen weitergeht, kann das Nebenmaximum bei 330-350°C gut isoliert werden, und die Maxima nach dem Vorheizen natürlicher sowie künstlich bestrahlter Teilproben stehen, abgesehen von geringer dosisabhängiger Verschiebung, übereinander. Das Hauptmaximum der NTL ohne Vorheizen ergibt sich je nach Probe und Gerätekonfiguration bei 250-270°C. Bei den additiv bestrahlten Teilproben junger Löss zeigt sich mit zunehmender Dosis ein geringfügiges Wandern des Maximums nach dem Vorheizen um wenige °C nach unten, bei den regenerierten Teilproben ist es um einige °C nach oben verschoben, solange das TL-Signal niedriger als das der NTL bleibt. Wird das NTL-Signal nach Vorheizen genau regeneriert, passen die Maxima der regenerierten TL und der NTL gerade aufeinander. Bei regenerierten Teilproben mit höherem Signal als die NTL ist ebenfalls ein leichtes Vorrücken des Maximums zu beobachten, wie bei den additiv bestrahlten Teilproben. Diese Beobachtung kann nach CHEN et al. (1983) durch Kinetik zweiter Ordnung erklärt werden. Sie begründen die Berechtigung der Maxima-Anpassung, d. h. dass Leuchtkurven von Teilproben mit verschiedener Dosis so entlang der Temperaturachse verschoben werden, dass die Maxima exakt übereinanderstehen. In der Praxis wurde bei der Technik des STW so verfahren, dass eine NTL-Leuchtkurve als Standard gewählt wurde und von allen anderen Leuchtkurven die Maxima nach dem Vorheizen mit demjenigen der Standardkurve nach dem Vorheizen zur Deckung gebracht wurden. Allerdings resultiert das Maximum von totalgebleichten Teilproben ohne Regenerierungsdosis aus einem weiteren, schwer bleichbaren Nebenmaximum bei >350°C und nicht aus dem 330-350°C-Maximum. Letzteres gibt sich nach Totalbleichung nur als sehr schwache Schulter zu erkennen, was das korrekte Verschieben dieser Leuchtkurven entlang der Temperaturachse erschwert. Bei Anwendung der STW-Technik ergeben sich im Allgemeinen lange Altersplateaus von (280°C oder) 300°C bis etwa 400°C, manchmal auch weit darüber hinaus. Für verschiedene Lößproben konnte gezeigt werden, dass die STW-Plateaualter mit den Hochtemperatur-Plateaualtern (>300-340°C) der zuvor besprochenen Techniken übereinstimmen, das Altersplateau wird jedoch bei der STW-Technik in den meisten Fällen länger und eindeutiger und weist meistens auch eine geringere Variation auf.

Bei der PTW-Technik wird versucht, das natürliche Ausheilen während der langen natürlichen Bestrahlungszeit so weit wie möglich zu simulieren. Ein exaktes Reproduzieren des isothermalen natürlichen Signalzerfalls ist natürlich nicht möglich. Zum einen erfolgen in der Natur Bestrahlung und Tempern gleichzeitig und im Labor nacheinander (außer wenn bei erhöhten Temperaturen bestrahlt werden kann). Zum anderen ist die Dosisleistung der im Labor verwendeten β -Quellen um das 10^8 - bis 10^9 -fache höher als in der Natur. Somit bleibt nur der Versuch, in einer vertretbar langen Zeit im Labor durch Tempern der durch künstliche Bestrahlung erzeugten TL bei entsprechend erhöhten Temperaturen das natürliche Tempern anzunähern. Die NTL wird im Labor nicht weiter getempert, um die gesamte Altersinformation auch des partiellen Stabilitätsbereiches der NTL auszunutzen. Das Ziel ist es, nur die künstlich bestrahlten Teilproben so vorzuheizen, dass ihr residuales TL-Maximum möglichst genau mit dem der NTL zusammenfällt und der

Altersplateaubereich bis zum NTL-Maximum im partiellen Stabilitätsbereich verlängert werden kann. Einer Anregung von M. Aitken (mündl. Mitt. Sept. 1988) folgend wurde zunächst einstündiges Ausheizen bei 160°C probiert. Bei den meisten Lößproben, die bisher mit der PTW-Technik datiert wurden, erwies sich allerdings eine etwas geringere Temperatur (150-152°C) als angebracht. Potentielle Vorteile dieser Technik bestehen darin, dass zum einen das Signal:Untergrund-Verhältnis beim NTL-Maximum besser ist und von daher geringere zufällige Fehler erwartet werden können. Zum anderen ist der unbleichbare TL-Rest im 270°C-Maximum erheblich kleiner als im 330-350°C-Maximum und somit der Gesamtanteil lichtempfindlicher TL größer.

In der Praxis ist die PTW-Technik allerdings mit einigen Schwierigkeiten verbunden. Erstens trifft man bei einem vertretbaren Zeitaufwand nur selten die Vorheizbedingungen so gut, dass die Maxima wie gewünscht bestens übereinanderstehen. Zweitens bereitet die additive TL im Maximum Probleme. Während nämlich bei der Regenerierungsmethode alle Teilproben sozusagen nur einmal thermisch gewaschen werden - die natürlichen lange bei niedrigeren Temperaturen, die regenerierten kurz bei höheren -, besteht das TL-Signal additiv bestrahlter Teilproben nach dem thermischen Waschen im Labor aus zwei Komponenten mit unterschiedlicher thermischer Geschichte: der NTL-Anteil hat in diesem Falle zweifaches thermisches Waschen hinter sich, der durch künstliche Bestrahlung dazugekommene Anteil nur einmaliges. Demzufolge erscheint das Maximum additiver Teilproben ein paar Grad Celsius später als das der regenerierten. Die Steigung des additiven TL-Wachstums für die Leuchtkurventemperatur des NTL-Maximums kann also normalerweise nicht mit der des regenerierten übereinstimmen. Dies ist erst bei höheren Leuchtkurventemperaturen zu erwarten.

Verschiedene Lößproben wurden sowohl mit der STW- als auch der PTW-Technik datiert, darunter nahezu alle Proben des Profils Heilbronn-Böckingen (s. Kap. 4.2. und 4.4.2.). Die Ergebnisse zeigen, mit wenigen Ausnahmen, sehr gute Übereinstimmung bis zu TL-Altern von etwa 140 ka, bei älteren Lössen sind die mittleren PTW-Alter etwas höher als die STW-Alter. An zwei Lokalitäten (Burgtonna, s. Kap. 4.2., und Stillfried/Niederösterreich) wurde mit der STW-Technik für Löß unterhalb als eemzeitlich angesehener Horizonte eine stärkere Altersunterschätzung ermittelt als mit der PTW-Technik. Diese Beobachtung kann kaum durch unterschiedliche thermische Stabilität der TL-Maxima bei etwa 270°C und etwa 340°C erklärt werden, da letzteres eine größere thermische Stabilität hat. Andere Möglichkeiten müssen untersucht und diskutiert werden.

Neben thermischer Instabilität kann anomales Ausheilen zur Altersunterschätzung führen. Sofern es sich beim anomalen Ausheilen nur um einen kurzzeitigen Prozeß handelt, der nach einigen Wochen abgeklungen ist, kann es durch entsprechend lange Lagerung eliminiert werden. Auf die Möglichkeit der thermischen Beschleunigung des anomalen Ausheilens wurde bereits hingewiesen. Der Verfasser bevorzugt allerdings ein mindestens 4-wöchiges Abklingenlassen des anomalen

Ausheilens, da noch nicht sicher bekannt ist, ob tatsächlich alle Komponenten des anomalen Ausheilens thermisch beschleunigt werden können. Eine Langzeitkomponente des anomalen Ausheilens, die erst nach fast 5-monatiger Lagerung offensichtlich wurde, hat BERGER (1987, Tab. 1, Loess 0) erstmals beschrieben. Selbst geringfügiges anomales Ausheilen kann bei älterem Löß mit sublinearem TL-Wachstum zu einer bedeutenden Altersunterschätzung führen (Abb. 18). Allerdings haben Wiederholungsdatierungen an Lößproben aus dem Osteifel-Vulkangebiet, deren TL-Alter im Vergleich zu ^{39}Ar - ^{40}Ar -Laserfusions-Datierungen signifikant zu jung ist, auch nach 9-monatigem Ablagern kein höheres TL-Alter ergeben (ZÖLLER, unpubl.). Das spricht für die Annahme, dass das anomale Ausheilen mit den genannten Techniken ausreichend zum Abklingen gebracht werden kann (s. a. BERGER 1988).

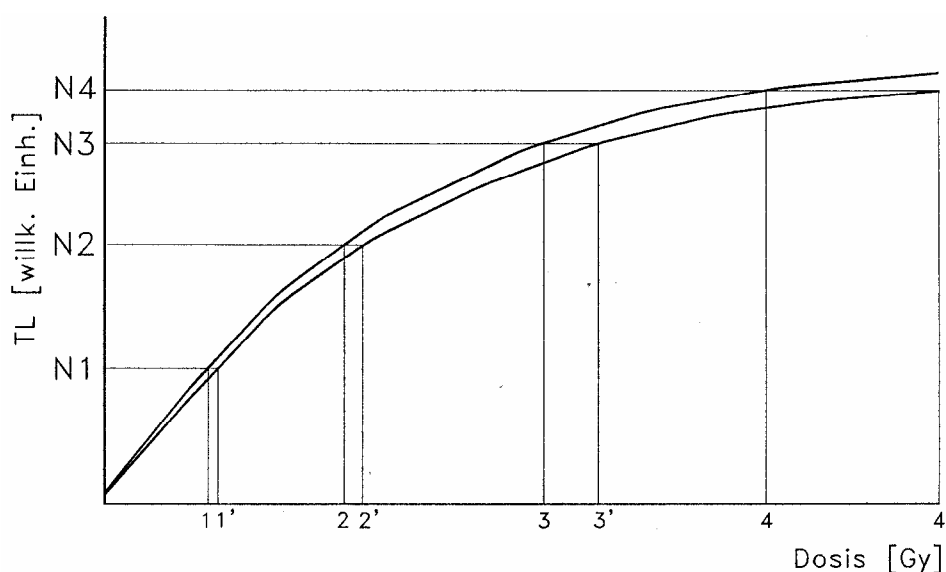


Abb. 18 Auswirkung von 5%-igem anomalen Ausheilen auf die Bestimmung der Äquivalenzdosis von Löß in Abhängigkeit von der Regenerationsdosis. Die untere Wachstumskurve stellt diejenige nach völligem Abklingen des anomalen Ausheilens dar, während die obere um 5% höher liegt.

Einen Versuch, das Problem der Altersunterschätzung von Löß-TL-Altern durch die Annahme eines Ausheilens von mittlerer Zeitdauer ("mid-term fading", Mittelzeit-Ausheilen) in der Größenordnung von einigen hundert Jahren zu erklären, haben XIE & AITKEN (1991) an chinesischen Lössen unternommen. Danach besteht das TL-Signal bei für die Datierung relevanten Leuchtkurventemperaturen aus einer langzeitstabilen Komponente sowie einer partiell stabilen, welche in Bezug auf die Bearbeitungsdauer im Labor stabil ist, in Bezug auf den zu datierenden Zeitraum jedoch instabil. Die Autoren übernehmen als absolute unabhängige Zeitskala diejenige, welche aufbauend auf der astronomischen Kalibrierung der pleistozänen Klimaschwankungen auf Grundlage der magnetischen Suszeptibilität der Lössen von KUKLA et al. (1988) aufgestellt wurde

und die kürzlich durch ^{10}Be -Messungen Unterstützung erfahren hat (SHEN et al. 1992, BEER et al. 1993). Vorausgesetzt, das Modell ist korrekt, ermöglicht es eine Korrektur von scheinbaren TL-Altern. Das "Mittelzeit-Ausheilen" verläuft zu langsam, um im Labor direkt beobachtet und nachgewiesen werden zu können. In ihrer Stellungnahme, die zusammen mit der Publikation gedruckt wurde, hat WINTLE (1991, s. XIE & AITKEN 1991) jedoch Bedenken gegen das Modell vorgebracht. Jüngst haben wiederum HORNYAK et al. (1993) ein physikalisches Modell für das "Mittelzeit-Ausheilen" geliefert. Es geht von Hafttermen aus, welche eine gewisse Diffusion von Aktivierungs-Energien besitzen. Der Betrag des "Mittelzeit-Ausheilens" hängt ab von der Breite der Diffusion sowie von der Lagerungstemperatur. Zur Minimierung des "Mittelzeit-Ausheilens" schlagen die Autoren vor, ein Maximum bei möglichst hohen Leuchtkurven-Temperaturen und einer möglichst geringen Breite der zugehörigen Aktivierungsenergien zu benutzen.

3.3.4. Andere systematische Fehlerquellen

Die Idee, dass die Altersunterschätzungen von TL-Altern an Löß auf eine Langzeit-Instabilität bzw. Veränderungen der Lumineszenzzentren zurückgehen, wurde von RENDELL et al. (1988) wieder aufgegriffen. Sie führten TL-Datierungen an pakistanischen Lössen durch, wobei die TL der einzelnen Proben mit verschiedenen optischen Filtern gemessen wurden, welche jeweils Licht verschiedener Farbe durchlassen. Dabei wurden wichtige Erkenntnisse gewonnen:

- 1) Die ED und das scheinbare TL-Alter ändern sich mit der Farbe der TL. Am stabilsten erwies sich die blaue TL (vgl. PACKMAN & GRÜN 1989).
- 2) In Abhängigkeit von der Ablagerungsdauer zwischen dem Bleichen der TL im Labor und der Regenerierung durch künstliche ionisierende Bestrahlung können Änderungen im scheinbaren TL-Alter auftreten, welche auf Änderungen der TL-Effizienz bei bestimmten Wellenlängen der TL-Emissionen zurückzuführen sind.

Damit war belegt, dass nicht nur die Stabilität der Haftzentren, sondern auch Veränderungen der Lumineszenzzentren durch Ladungsumverteilungen infolge optischer oder thermischer Energiezufuhr einen Einfluß auf das scheinbare TL-Alter haben. Konsequenterweise forderten TOWNSEND & KIRSH (1989) spektrale Auflösung der Emissionen während der TL-Messungen. Mit bisherigen Apparaturen war diese Anregung jedoch in der Datierungspraxis noch nicht umzusetzen, da während des Aufheizvorganges der Monochromator das gesamte Wellenlängenspektrum wiederholt abtasten muss. Aufgrund der relativ geringen TL-Empfindlichkeit natürlicher, für die Datierung geeigneter Minerale (Quarze, Feldspäte) dauert das Abtasten so lange, dass entweder keine gute thermische Auflösung der Signale oder zu geringe Intensitäten resultieren. Eine neue vielversprechende Möglichkeit wird jedoch nunmehr in Freiberg/Sachsen in einer Kooperation zwischen der Berguniversität Freiberg, Institut für Angewandte Physik, und der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften entwickelt: über eine CCD-Kamera

werden simultan alle Photonen beliebiger Wellenlängen gemessen. Die gesamten TL- oder OSL-Emissionen können somit registriert und in einem 3D-Diagramm mit den Achsen für die Temperatur (TL) bzw. Zeit (OSL), für die Wellenlänge und für die Lumineszenz-Intensität dargestellt werden. Dieser Versuchsaufbau dürfte in Zukunft eine wesentlich detaillierte Untersuchung der Lumineszenzzentren als bisher ermöglichen. In absehbarer Zukunft dürften daher auch neue Ansätze zum klareren Verständnis des Problems der TL-Altersunterschätzung zu erwarten sein.

Eine Reihe von Fragen, die noch zu lösen sind, um die Proportionalität des gemessenen TL-Signals zur absorbierten Dosis richtig zu verstehen, erfordern ebenfalls den Einsatz der 3D-Auflösung der Lumineszenz. Die für die TL/OSL-Datierung wichtigsten seien hier angesprochen:

a) Wettbewerb der Maxima

Sind alle Elektronenfallen entleert und werden während ionisierender Bestrahlung wieder aufgefüllt, treten die Fallen in einen Wettbewerb um die freien Elektronen. Sättigen Fallen eines bestimmten Typs schon bei sehr niedrigen Dosen, kann daraus eine höhere Auffüllungsrate von Fallen eines anderen, noch nicht gesättigten Typs entstehen und somit stärkeres Wachstum des zugehörigen TL-Maximums (AITKEN 1985:136). Diese Erklärung wird häufig für die bei geringen Dosen beobachtete Supralinearität des TL-Wachstums herangezogen. Bei der TL-Datierung von Sedimenten spielt die Supralinearität aber meistens keine Rolle, da das ungebleichte TL-Restsignal im Allgemeinen schon einer Dosis entspricht, die größer ist als die Supralinearitäts-Korrektur bei der Datierung erhitzter Objekte.

Ebenso kann während der TL-Messung ein Wettbewerb der Lumineszenz-Zentren um die rekombinationsbereiten Elektronen auftreten (ebenda).

Bei sublinearem TL-Wachstum (Beginn der Sättigung) ist ein besonderer Fall denkbar, welcher insbesondere für die Datierung älterer Lössen relevant sein kann: bei der natürlichen Bestrahlung bleiben flache Fallen praktisch immer unbesetzt und stehen somit in einem starken Wettbewerb mit den tieferen Fallen. Bei der Bestrahlung im Labor mit bis zu $2 \cdot 10^9$ höherer Dosisleistung hingegen sind auch die flachen Fallen - zumindest vorübergehend - besetzt, wodurch ihre Wettbewerbsfähigkeit beeinträchtigt wird. Folglich könnten die tieferen Fallen mit dem Beginn der Sättigung der flacheren relativ schneller aufgefüllt werden, woraus letztlich eine Unterschätzung der ED resultieren würde. Experimente mit ionisierender Bestrahlung bei erhöhten Temperaturen - d. h. ständiger thermischer Entleerung der flachen Fallen - haben bisher unterschiedliche Ergebnisse geliefert: während WINTLE & PACKMAN (1988 b) bei Bestrahlung von Lößproben bei Temperaturen bis zu 123°C keinen Effekt auf die thermisch stabile TL oberhalb 270°C im Vergleich zur Bestrahlung bei Raumtemperatur erkannten, berichten MEJDAHL et al.(1992) von einer Verminderung der TL-Effizienz stabiler Maxima von Feldspat, wenn die Bestrahlung bei

130°C erfolgte und anschließend die Proben zum Abklingen des anomalen Ausheilens eine Woche lang bei 100°C gelagert wurden. In diesem Falle liegt offensichtlich eine Sensitivitätsänderung infolge von Maxima-Wettbewerb vor. Allerdings schließen die Autoren eine Sensitivitätsänderung infolge Heizens nicht aus. Es sei betont, dass die TL der Feldspäte bei MEJDAHL et al. (1992) mit einem blaudurchlässigen Schott BG-39-Filter gemessen wurde und folglich der kürzlich von WINTLE & DULLER (1991) entdeckte Effekt einer teilweisen Selbstabsorption der UV-Emissionen von Feldspäten ausscheidet.

b) Änderung der TL-Emissionsspektren

Misst man, wie bei der TL-Datierung üblich, die Lumineszenz-Emissionen nur in einem bestimmten Wellenlängenband, registriert man nur die von Lumineszenzzentren einer bestimmten Art ausgehenden Photonen. Die meisten Minerale, wie auch Quarze und Feldspäte, besitzen aber verschiedene Emissionsmaxima, woraus auf die Existenz verschiedener Arten von Lumineszenzzentren zu schließen ist. Die relative Intensität der zugehörigen Emissionen kann sich sowohl in Abhängigkeit von der absorbierten Dosis als auch von der thermischen und der optischen Vorgeschichte des Mineralkorns verändern. Dosisabhängiges Verschieben der Farbe der Emissionsmaxima haben TOWNSEND & KIRSH (1989) wahrscheinlich gemacht. Wenn dieser Effekt nach der Bestrahlung im Labor anders eintritt als nach natürlicher Bestrahlung, kann die im Labor erzeugte TL-Wachstumskurve für ein spezifisches Wellenlängenfenster einen anderen Verlauf annehmen als die natürliche Wachstumskurve. In diesem Falle würde im Labor eine falsche ED ermittelt.

Nach optischem Bleichen können Sensitivitätsänderungen verschiedener Art auftreten. Zunächst können Lumineszenzzentren durch die optische Veränderung der Ladungsverteilung im Kristall sensitiviert oder desensitiviert werden (s. MCKEEVER 1991). Weiterhin kann die Schwellendosis, ab der ein Verschieben der Farbe der Emissionsmaxima eintritt, nach dem Bleichen anders liegen als vorher. Demzufolge ist insbesondere die Regenerierungs-Methode gefährdet, eine falsche ED wegen dosisabhängiger Änderung der TL-Emissionsspektren zu liefern. Die vorgenannten Effekte können unter dem Begriff "dosisabhängige Sensitivitätsänderung" zusammengefasst werden. Einen möglichen Einfluß auf die Altersunterschätzung der TL-Alter von Löß diskutierte schon WINTLE (1985 A). Darauf wird noch zurückzukommen sein.

d) Stabilität der Lumineszenzzentren

Positive Löcher können ebenso als an Kristallgitter-Defekten eingefangen betrachtet werden wie Elektronen in Hafttermen. Im Energie-Bändermodell werden Lumineszenzzentren deshalb oberhalb des Wertigkeitsbandes eingetragen, und ihre charakteristische Energie als Loch-Fallen wird als Abstand vom Wertigkeitsband dargestellt. Sie unterliegen als Ladungsträger den bei der Ladungsumverteilung wirksamen kinetischen Gesetzen. Die Zufuhr thermischer wie auch optischer

Energie kann also, ebenso wie bei den Elektronenfallen, bei den Löchern Veränderungen hervorrufen. Insbesondere kann die Intensität des messbaren TL-Signals durch eine Veränderung des Verhältnisses von Lumineszenzzentren und nicht strahlenden Rekombinationszentren ("Killerzentren") beeinträchtigt werden. Inwiefern diese Möglichkeiten für die Lumineszenz-Datierung an natürlichen Mineralen relevant sind, ist wegen der bisher eingeschränkten Möglichkeiten zur separaten Untersuchung der Lumineszenzzentren noch zu wenig bekannt.

4. Ergebnisse der TL-Datierungen

4.1. Standardprofile der letzten Eiszeit

Die Verwendung der Begriffe Würm, Riß, Mindel, Günz (Donau, Biber) bzw. Weichsel, Saale und Elster, sämtlich morphostratigraphische Einheiten, als stratigraphische Begriffe zur Untergliederung des Pleistozäns wird von BOWEN (1983) kritisiert. Die von KUKLA (z. B. 1977, 1987 b) vorgeschlagene klimastratigraphische Lößgliederung in Zyklen und ihre Korrelation mit Sauerstoffisotopenkurven aus Tiefseesedimenten umgeht dieses Problem. In der Lößforschung Mitteleuropas sind aber die stratigraphischen Begriffe wie "Würmlöß, Rißlöß, Weichsellöß, Saalelöß" nicht mehr wegzudenken, und gerade die verfeinerte Untergliederung der Klimastratigraphie der letzten Eiszeit (vgl. SEMMEL 1989, BIBUS 1989, u.a.) ist von der Lößforschung entscheidend vorangetrieben worden. Im Folgenden wird zugunsten dieser etablierten lößstratigraphischen Begriffe so weit wie möglich darauf verzichtet, lokale stratigraphische Bezeichnungen zu verwenden. Die Frage, ob bisher dem jüngsten Riß bzw. der Warthe-Vereisung zugeordnete Eisvorstöße eventuell jünger als das Eem-Interglazial sind, wird dabei ausgeklammert. Da das oben abgesteckte Arbeitsgebiet im Einzugsgebiet des Oberrheins bzw. der Donau liegt, also von Vorflutern, die die Schmelzwässer der alpinen Vereisungen abführten, wird den klassischen alpinen Bezeichnungen für die jüngeren Eiszeiten der Vorzug gegeben. Unter Würmlöß werden folglich alle Lößablagerungen zusammengefasst, welche jünger als das Riß/Würm-Interglazial sind. Dieses wird mit dem Eem-Interglazial der Niederlande parallelisiert, unabhängig von der Frage, ob bisher als eemzeitlich angesehene Interglazialvorkommen des nördlichen Alpenvorlandes im Einzelfall ein anderes Alter haben können (FRENZEL 1983, 1989). Unter Rißlöß werden Lößablagerungen verstanden, die älter als das Riß/Würm- (Eem-) Interglazial und jünger als das vorletzte Interglazial sind, welches allerdings bis auf weiteres ohne Namen bleiben muss, da die Diskussion um die stratigraphische und chronologische Stellung des Holstein-Interglazials und seines Äquivalents im Alpenvorland noch andauert und noch kein sicheres Äquivalent des Schöningen-Interglazials (URBAN 1991, 1992) nachgewiesen wurde.

Das Würm gliedert sich in Unter-, Mittel- und Oberwürm. Das Oberwürm umfasst die früher gebräuchlichen Einheiten Hochwürm und Spätwürm, das Unterwürm steht synonym für die früher gebräuchlichen Begriffe Alt- oder Frühwürm (vgl. SCHIRMER 1990). Der in der Paläopedologie verbreitete Begriff "Altwürm-Humuszone(n)" wird in dieser Arbeit dennoch beibehalten, um die Vergleichbarkeit mit früheren lößstratigraphischen Arbeiten zu erleichtern.

Im Folgenden soll zunächst anhand gut stratifizierter Lößprofile gezeigt werden, wie weit die im Heidelberger TL-Labor entwickelten und angewandten Datierungstechniken zuverlässige Alter

liefern. Für das Oberwürm und das jüngere Mittelwürm bietet sich der Vergleich mit Radiokohlenstoff-Daten an, wenn auch berücksichtigt werden muss, dass kalibrierte ^{14}C -Daten bisher erst bis ins jüngste Spätglazial zurückreichen (BECKER et al. 1991). Jenseits von 30-40 ka vor heute können aus Lößablagerungen keine verlässlichen ^{14}C -Daten mehr angeführt werden. Altersvorstellungen für das Eem beruhen im Wesentlichen auf der Korrelation mit der marinen Chronologie, die nur sehr lückenhaft durch Uranreihen-Altersbestimmungen aus dem festländischen Bereich gestützt werden können. Für den Beginn des Eems (Ende der Sauerstoffisotopen-Stufe 6) wird allgemein ein Alter von 128 ka angenommen. Allerdings postulieren jüngere Arbeiten (z. B. massenspektrometrische Uranreihen-Datierungen von "Devils Hole", WINOGRAD et al. 1992) einen etwas früheren Beginn.

Da zur Zeit der Gelände- und Laborarbeiten im Arbeitsgebiet an keiner Stelle ein Lößprofil aufgeschlossen war, das sämtliche Horizonte des Würmlöß-Idealprofils enthält, müssen mehrere Standardprofile ausgewählt werden, um die Zuverlässigkeit von TL-Altern an Würmlöß zu klären. Insbesondere wird auf die Profile Nußloch/Rotenberg und Tönchesberg zurückgegriffen. In Nußloch (Steinbruch der Heidelberger Zement AG) sind mittel- und oberwürmzeitliche, relativ sandreiche Lössen in ungewöhnlicher Mächtigkeit aufgeschlossen (Abb.19). Der Lohner Boden ist allerdings nur an wenigen Positionen innerhalb des Steinbruchgeländes teilweise oder vollständig erhalten, sonst ist er teilweise oder völlig der Abtragung durch Solifluktion am Beginn des Oberwürms anheimgefallen. Die vier "Erbenheimer Naßböden" E_{1-4} des Oberwürms sind gut und typisch entwickelt und werden im Hangenden durch einen erstmals beschriebenen fünften Naßboden ergänzt (BENTE & LÖSCHER 1987). Die Eltviller Tephra ist als 1-2 mm starkes dunkles Bändchen mehr oder weniger durchlaufend, teilweise durch Frostbodendynamik leicht verfältelt, zwischen dem E_3 und dem E_4 nachweisbar. Die Rambacher Tephra konnte nicht erkannt werden. Im Mittelwürm unterhalb des Lohner Bodens wurden zwei weitere kräftige Naßböden im Hangenden der Niedereschbacher Zone beschrieben; letztere zeigt sowohl die typischen Spuren von Verlagerung - sie hat infolgedessen Bodensedimente der Altwürm-Humuszone bzw. der letztinterglazialen Parabraunerde aufgearbeitet - als auch von interstadialer Bodenbildung vergleichbar dem Lohner Boden (BENTE & LÖSCHER 1987, BENTE 1987). Eine besondere Fazies des unteren Mittelwürms liegt in bis zu 8 m hohen lößüberwehten Dünensanden bis Sandlössen vor (s. a. Profil Rotenberg). Bei einer jüngeren Aufgrabung in einer leichten Muldenposition des Unterwürms und unteren Mittelwürms wurden in Löß zwischen der Altwürm-Humuszone und der Niedereschbacher Zone zwei weitere Böden entdeckt, die von Frau Dr. Brigitte van Vliet-Lanoe (CNRS Caen) feldbodenkundlich als arktische Wiesenböden angesprochen wurden. Für sie wird die Bezeichnung "Nußlocher Böden" eingeführt. Der untere Nußlocher Boden ist kräftiger entwickelt und hat offensichtlich einen höheren Humusgehalt als der obere, jedoch geringeren als die Altwürm-Humuszone. Detailliertere sedimentologische und bodenkundliche Analysen liegen noch nicht vor.

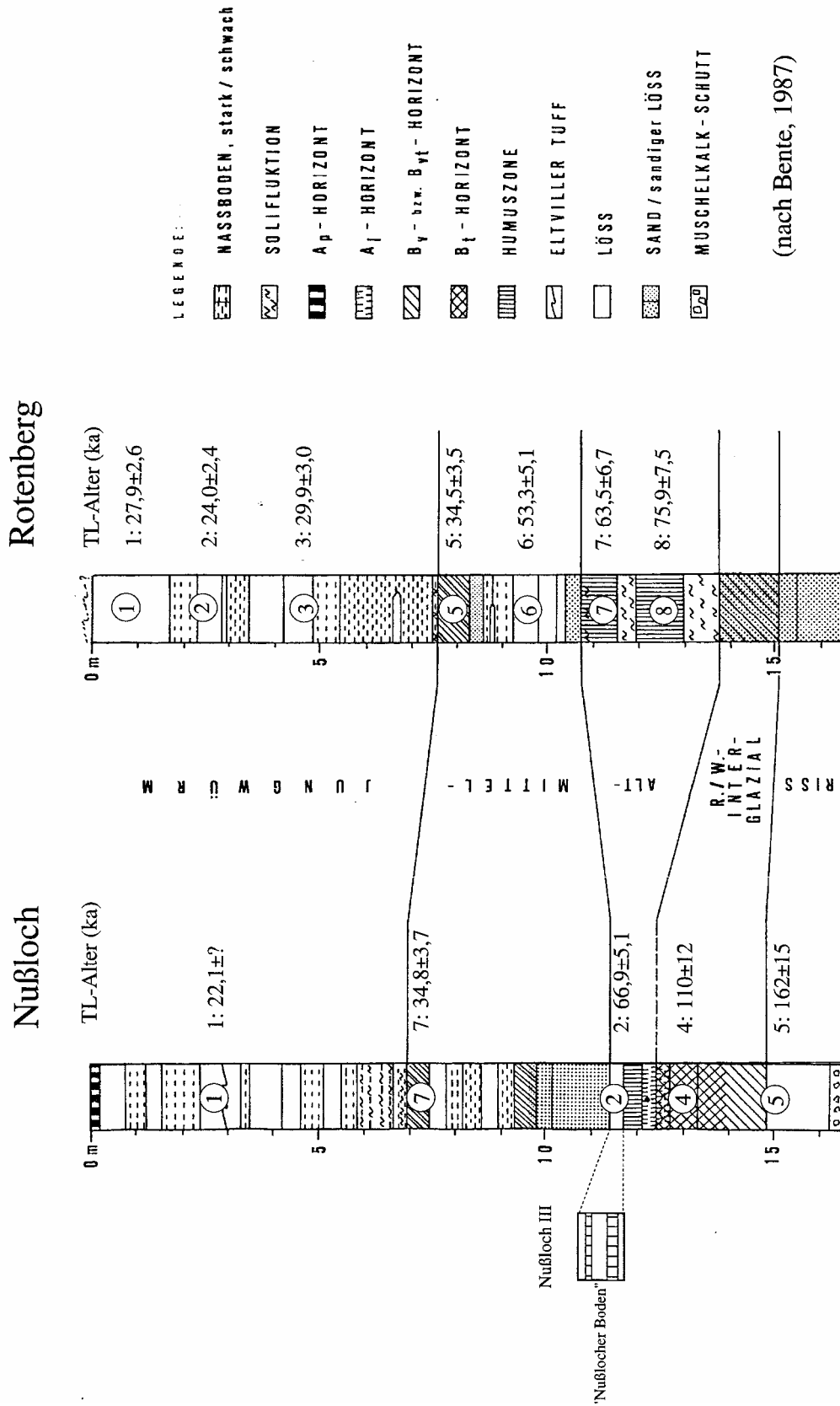


Abb. 19 Die Profile Nußloch und Rotenberg mit TL-Altern.

Darunter folgen ein geringmächtiger, häufig auskeilender grauer Löß und dann eine entkalkte Altwürm-Humuszzone aus Löß. Sie überlagert einen ebenfalls kalkfreien, gebleichten Schluffhorizont mit schwach sichtbaren Toninfiltrationen und zahlreichen Holzkohlefaltern, der als eigenständiger Umlagerungshorizont von einem interglazialen Pedokomplex (B_{t1} und B_{t2}) abgetrennt wird. Sein Liegendes bilden Sandlöß und Flugsand über verlagertem, im unteren Teil stellenweise aber auch in situ anzutreffenden Kalkstein-Braunlehm (terra fusca) aus Muschelkalk.

Versuche, in Nußloch ein paläomagnetisches Ereignis (Blake- bzw. Laschamps) nachzuweisen, waren nach den Messungen von Dipl.-Geophys. Bernt Haverkamp (Universität Münster) bisher nicht erfolgreich.

Das Profil Rotenberg war während Straßenneubauarbeiten nahe der Gemeinde Rotenberg, ca. 10 km südsüdöstlich von Nußloch, aufgeschlossen (Abb. 19 und BENTE & LÖSCHER 1987, BENTE 1987). Lößstratigraphisch, sedimentologisch und geochemisch ist es sehr gut mit dem Würmlöß-Profil von Nußloch zu korrelieren, allerdings sind in Rotenberg die Eltviller Tephra und die hangenden Partien des Oberwürm-Lößes starker Bodenerosion infolge Weinbaus zum Opfer gefallen. In einem ca. 200 m westlich des Profils gelegenen Hohlweg konnte die Eltviller Tephra allerdings erkannt werden. Ebenso wie in Nußloch ist der Löß durch durchgängig relativ hohe Sandgehalte (um 10% oder mehr) gekennzeichnet. Auch im Profil Rotenberg fielen in gleicher stratigraphischer Position wie in Nußloch im unteren Mittelwürm lößüberwehte Dünen sowie Lagen aus Sandlöß auf. Diese Fazies des Mittelwürms ist weiter östlich aus dem Kraichgau bisher nicht bekannt geworden (EITEL 1989, insbes. Karte 2 und Abb. 15). Als Liefergebiet der Dünen- und Flugsande kommt die nahegelegene Oberrheinebene in Betracht. BENTE & LÖSCHER (1987) nehmen für diese Zeit im klimatischen Gunstraum des Oberrheingrabens noch galerieartige Kiefern- und Birkenwälder an, die die weitflächige Auswehung der Staubfraktion noch behinderten, während bei starken Westwinden Sand aus den vegetationsfreien Sandwerdern und Kiesbänken des unmittelbaren Gerinnebereiches verfrachtet werden konnte. Unterhalb der als Lößfließerde ausgebildeten Niedereschbacher Zone in Rotenberg folgen zwei parallelverlaufende, durch eine Lößfließerde getrennte Humuszonen, deren obere allerdings einen vergleichsweise sehr niedrigen Humusgehalt aufweist. Sie ist möglicherweise mit den Nußlocher Böden zu parallelisieren. Das Liegende der unteren Humuszone bilden fluviale Sande, in denen bis in ca. 2 m Tiefe Reste einer gekappten Bänderparabraunerde in Form von Ton-Eisen-Bändern in entkalktem Substrat erhalten sind. Im gesamten Lößprofil von Rotenberg zeugen Einschaltungen von Lias-Mergelbröckchen (Lias steht weiter hangaufwärts an) von Abspülungs- und Solifluktionvorgängen.

Die TL-Daten von Nußloch und Rotenberg wurden bereits von ZÖLLER et al. (1988) publiziert. Löß unmittelbar oberhalb der Eltviller Tephra in Nußloch ergab zunächst nach der Regenerierungsmethode ein Alter von 28 ± 3 ka, welches nicht mit den bisherigen

Altersvorstellungen von ca. 18 ka (SEMMELE 1974, WINTLE & BRUNNACKER 1982) bzw. ca. 16 ka (JUVIGNÉ & WINTLE 1988) übereinstimmt. Durch die Methode des partiellen Bleichens (R- β) konnte unvollständiges Ausbleichen dieses Lösses bei seiner Ablagerung erkannt werden. Die R- β -Methode lieferte ein Alter von ca. 22 ka. Vergleichbare Alter wurden in Löss unmittelbar oberhalb der Eltviller Tephra bei Hattenheim/Rheingau ($21,1 \pm 2,2$ ka, ZÖLLER et al. 1988) und in Wiesbaden-Gräselberg ($20,6 \pm 1,7$ ka, ZÖLLER 1989 a) datiert. In Gräselberg wurde dieses Alter inzwischen von BUSCHBECK et al. (1992) mit der Quarz-Grobkornmethode bestätigt. Innerhalb der 2 σ -Fehler stimmen TL-Alter von 21-22 ka für die Eltviller Tephra mit den in der Literatur diskutierten ^{14}C -Alter überein. Dabei ist zu bedenken, dass konventionelle ^{14}C -Alter für das Hochglazial aus systematischen Gründen bis zu 3,5 ka zu jung sein können (BARD et al. 1990). Die Differenzen zu den jüngsten TL-Daten von Ann G. Wintle (JUVIGNÉ & WINTLE 1988) sind, bezogen auf 1 σ -Konfidenzintervalle, signifikant. Bei einem Vergleich der analytischen Daten fällt auf, dass die Differenzen kaum in der Äquivalenzdosis (ED), sondern größtenteils in der Dosisleistungsbestimmung bestehen. Die Differenzen in der Dosisleistung und damit der Großteil der Altersdifferenzen in diesem Falle dürften auf eine zu hohe ϕ -Zählrate zurückzuführen sein (s. ZÖLLER & PERNICKA 1989; vgl. 3.2.4.)

Sülysáp (Tápiósüly) / Ungarn

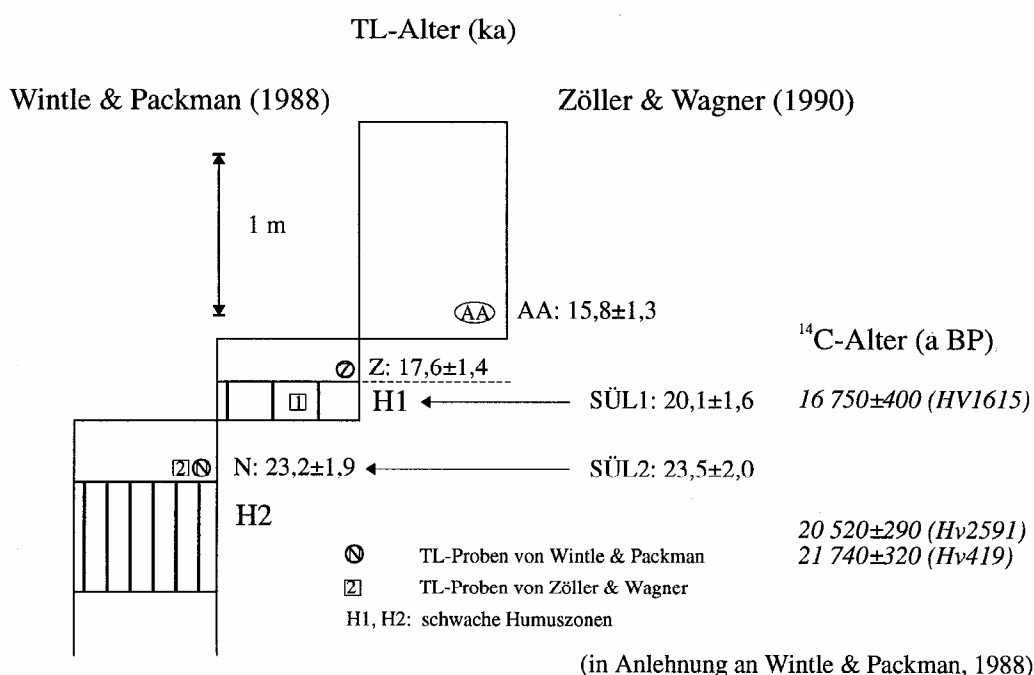


Abb. 20 ^{14}C - und TL-Alter von Oberwürmlöss in Ungarn.

Auf Anregung von Prof. Dr. A. Furrer (Zürich) wurden Lössschnecken aus dem E₁- und dem E₂-Naßboden von Nußloch einer ^{14}C -Datierung mittels Beschleuniger-Massenspektrometrie (AMS) an

der ETH Zürich datiert. Die erzielten Alter (ca. 27,3 und 27,9 ka, UZ-2581/ETH-6098 und UZ-2584/ETH-6101, s. ZÖLLER & WAGNER 1990) stehen in Übereinstimmung mit den TL-Altern von Nußloch/Rotenberg, Gräselberg, Rambach (ZÖLLER 1989 a) und Schwalbenberg (ZÖLLER et al. 1991), wenn auch berücksichtigt werden muss, dass Lößschnecken zu einem gewissen Anteil klastische Karbonate einbauen können, die ein ^{14}C -Alter um bis zu 5 ka nach oben verfälschen können.

Im Profil Tápiosüly, Gemeinde Sülysáp, im Lößhügelland von Gödöllö (Ungarn) wurden zwei Proben aus Oberwürm-Löß mit eingeschalteten Humuszonen datiert (ZÖLLER & WAGNER 1990). Die Ergebnisse stimmen mit TL-Altern von WINTLE & PACKMAN (1988) überein, und innerhalb der 1σ -Fehler auch mit ^{14}C -Daten an Holzkohlen, welche allerdings wiederum jünger als die mittleren TL-Alter sind (Abb. 20).

Durch diese Beispiele kann gezeigt werden, dass die im Heidelberger TL-Labor produzierten TL-Alter an Oberwürm-Lössen konsistent mit Altersvorstellungen sind, die auf ^{14}C -Daten beruhen.

Für das Mittelwürm existieren aus dem festländischen Bereich kaum noch verlässliche unabhängige Altersbestimmungen, da die ^{14}C -Methode diesen Altersbereich nur sehr schwer datieren kann, er für die K/Ar-Methode zu jung ist und für andere Methoden wie U/Th oder ESR nur schwerlich geeignetes datierbares Material vorliegt. Allgemein wird angenommen, dass das Mittelwürm mit den Stufen 4 und 3 der Sauerstoffisotopen-Chronologie gleichzusetzen ist. Damit stehen die von WOILLARD & MOOK (1982) von La Grande Pile/Vogesen sowie die von LÖSCHER (1988) aus dem Oberrheingebiet publizierten ^{14}C -Daten aus dem Groninger Labor in Übereinstimmung. In der Lößstratigraphie des betrachteten Raumes wird unter Mittelwürm der Abschnitt verstanden, der im Hangenden der Altwürm-Humuszone(n) bzw. der "humosen Basisfließerde" BRUNNACKERs (1957, 1982) beginnt und mit dem Lohner (Hainerberger) Boden bzw. dem Mittelwürmboden nach BRUNNACKER bzw. dem Stillfried-B-Boden der österreichischen Lößstratigraphie endet. In den Lößprofilen von Nußloch und Rotenberg ist das Mittelwürm in seltener Mächtigkeit entwickelt, jedoch zeigt das Fehlen des "Böckinger Bodens" (BIBUS 1989) und des "Gräselberger Bodens" bzw. ihre möglicherweise nicht typische Ausbildung, dass auch für das Mittelwürm derzeit keine vollständige Stratigraphie an nur einem Lößprofil studiert werden kann. Auch am Tönchesberg/Osteifel (s. u.) ist das Mittelwürm im Gegensatz zum Unterwürm wenig gegliedert. Die Niedereschbacher Zone des unteren Mittelwürms ist in zahlreichen Profilen in verschiedener Ausbildung erkennbar, aber die hangenden Schichten sind vielfach unvollständig ausgebildet oder fehlen ganz, so dass in einigen fränkischen Lößprofilen beispielsweise der Lohner Boden in Ablagerungen der Niedereschbacher Zone ausgebildet sein kann (RÖSNER 1990). Geomorphologisch kommt ihr ein gewisser Leitwert zu, da eine stark gesteigerte Geomorphodynamik, erkennbar an solifluidalem und ablualem Sedimenttransport sowie stellen-

weise starker linearer Erosion mit Frostbodenerscheinungen wie Kryoturbation, Frostplattung und -scherung und Eiskeilpseudomorphosen (z. B. Tönchesberg, Nußloch) gekoppelt ist. Verkörpert die jüngste Mosbacher Humuszone noch eine Zeit relativer geomorphologischer Stabilität unter einem Waldsteppenklima, so repräsentiert die Niedereschbacher Zone eine Zeit starker geomorphologischer Aktivität unter den klimatischen Bedingungen des unteren Pleniglazials der niederländischen Stratigraphie (s. BEHRE & LADE 1986), und zwischen beiden liegt ein bedeutender Schnitt im Sinne eines tiefgreifenden landschaftsökologischen und paläoklimatischen Umbruchs, dessen Parallelisierung mit der Beendigung der Stufe 5 nahegelegt wird.

In Nußloch wurde ein nur an geschützten Positionen zwischen der Altwürm-Humuszone und der Niedereschbacher Zone (s. 4.4.2) erhaltener grauer Löß mit $66,9 \pm 5,9$ ka datiert. Dieses Alter ist konsistent mit demjenigen von $75,9 \pm 7,5$ ka für die Ablagerung des Lösses der unteren Humuszone und $63,5 \pm 6,7$ ka der oberen, nur noch schwach humosen Humuszone von Rotenberg (ZÖLLER et al., 1988). Am Tönchesberg (s. u.), wo ein karbonatisierter "Marker"-Löß (HENTZSCH 1990) die Niedereschbacher Zone von den Altwürm-Humuszonentrennt, wurden in den umgelagerten humosen Sedimenten der Niedereschbacher Zone $65,5 \pm 5,5$ ka und im unmittelbar hangenden Löß $65,8 \pm 5,8$ ka datiert (ZÖLLER et al. 1991). Diese Alter sind konsistent mit den von FRECHEN (1991) mitgeteilten Altern aus entsprechenden Schichten von der gleichen Lokalität. Im Hangenden der Niedereschbacher Zone in Rotenberg wurde $53,3 \pm 5,1$ datiert (ZÖLLER et al. 1988).

Diese Daten sowie weitere in den folgenden Kapiteln stehen in Übereinstimmung mit den Altersvorstellungen über den Beginn des Mittelwürms, wie sie aus der Korrelation mit dem Beginn der Stufe 4 entwickelt wurden. Dies spricht für die Verlässlichkeit unserer TL-Alter von Mittel- und Unterwürm-Lössen.

In einer Zwischenkratermulde des erloschenen Schlackenkegels des Tönchesberges bei Kruft sind Löss und Lößderivate sowie fossile Bodenbildungen vom Riß bis zum Mittelwürm ungewöhnlich vollständig erhalten. An dieser Stelle interessiert die Abfolge vom Eem bis zum Ende des Unterwürms. Das Ausbruchsalter des Schlackenkegels wurde mit der Laser-Argon/Argon-Methode auf 202 ± 14 ka bestimmt (v.d. BOGAARD & SCHMICNKE 1990). Über mächtigen Rißlössen und -lößderivaten mit zwei eingeschalteten basanitischen Aschenlagen folgen der B_t -Horizont einer Parabraunerde, darüber ein humoses Kolluvium, darüber Schwemmlöß, welcher zum Hangenden zunehmend in reinen Löß übergeht. Eine makroskopisch zunächst als beginnende Parabraunerdebildung angesprochene rötlichbraune Toneinschlammung in Teilen des humosen Kolluviums wird nach mikromorphologischen Untersuchungen neuerdings als umgelagertes Bodensediment gedeutet (HENTZSCH 1990). Darüber folgen zwei Humuszonen und schließlich der erwähnte "Marker"-Löß. Am Übergang des humosen Kolluviums (HC in ZÖLLER et al. 1991) zum Schwemmlöß wurde von BECKER et al. (1989) ein paläomagnetisches Ereignis gefunden und

kürzlich von HAMBACH et al. (mündl. Mitt. von U. Hambach, Köln) bestätigt. Da zwischen dem Ausbruch des Vulkans vor ca. 200 ka und der Bildung der Parabraunerde ein Glazial mit mächtiger Lößakkumulation liegt, kann es sich bei der fossilen Parabraunerde nur um eine Bildung aus der Sauerstoffisotopenstufe 5 handeln, für das paläomagnetische Ereignis kommt daher nach bisherigen Kenntnissen nur die Blake-Subchrone in Frage, deren stratigraphische Einordnung innerhalb der Stufe 5 nach dem Klimaoptimum des Eems unbestritten ist (TUCHOLKA et al. 1987). Über die chronologische Stellung des Blake-Ereignisses bestehen aber unterschiedliche Auffassungen zwischen etwa 116 und 80 ka. Nach jüngsten Erkenntnissen (RUNCORN 1992, NOWACZYK 1991) handelt es sich bei dem als Blake-Event bezeichneten Ereignis jedoch um ein mindestens dreifaches Ereignis, bei dem Pendelbewegungen des Dipolfeldes mehrfach zum "Umkippen" und Zurückschwingen führten. Es zeichnet sich ab, dass die erste Polumkehr unmittelbar am Ende des eemzeitlichen Klimaoptimums, also an der Wende der Unterstufe 5e zur deutlich kühleren Unterstufe 5d, stattfand. Die paläoökologischen Auswertungen der Pollenanalysen aus den Profilen La Grande Pile und Les Échets (Frankreich) zeigen, dass dort das Klimaoptimum zunächst durch eine kühlfeuchte und dann eine kontinental-kalte Phase abgelöst wurde (GUIOT et al. 1989). Die floristischen und faunistischen Befunde aus dem humosen Kolluvium am Tönchesberg sprechen für die Einstufung der Schicht an den Übergang von einem Waldklima zu einem Steppenklima (BITTMANN 1990, CONARD 1990, ZÖLLER et al. 1991). Das paläomagnetische Ereignis darf mit hoher Wahrscheinlichkeit einem frühen Blake-Ereignis vor ca. 115 ka zugeordnet werden (TUCHOLKA et al. 1987, NOWACZYK 1991), wenn auch der schlüssige Beweis nicht geführt werden kann, solange am Tönchesberg nicht auch das späteste Blake-Ereignis erfasst wurde. Das humose Kolluvium wäre danach an den Übergang von 5e zu 5d, d. h. vom Eem im engeren Sinne zum Unterwürm, vor ca. 115 ka zu stellen (vgl. auch GEYH, schriftl. Mitt. vom 4.6.1993, JERZ & ULRICH 1983, KÜTTEL 1989: danach liegen U/Th-Alter an Torfen für das Ende des Riß/Würm-Interglazials bei ca. 115-116 ka). Solange diese Deutung widerspruchsfrei bleibt, bietet das Tönchesberg-Profil eine ausgezeichnete chronostratigraphische Kontrolle in einem Zeitabschnitt, der für die TL-Datierung von Löß als kritisch gilt.

Die TL-Alter aus dem Unterwürm des Tönchesberges (Abb. 21, nach ZÖLLER et al. 1991) stehen in uneingeschränkter Übereinstimmung mit der unabhängigen chronostratigraphischen Deutung durch die verschiedenen Bearbeiter. Damit kann gezeigt werden, dass die von uns angewandte TL-Datierungstechnik in der Lage ist, den gesamten letzten Glazial-Interglazial-Zyklus in Lössen des Tönchesberges zuverlässig zu datieren. Es muss dabei berücksichtigt werden, dass die 1 σ -Fehler (typischerweise um 10-15%) so groß sind, dass eine signifikante Unterscheidung in Unterstufen der Stufe 5 nicht mehr immer möglich ist. Auch von in Unterstufe 5d einerseits und am Ende der Stufe 6 andererseits angelagerten Lössen können sich die 1 σ -Konfidenzintervalle der TL-Alter überlappen, so dass eine signifikante Unterscheidung ihres Alters nur mit Hilfe der TL-Alter im

Allgemeinen nicht möglich ist. Dazu sind stratigraphische, insbesondere pedostratigraphische Untersuchungen unerlässlich.

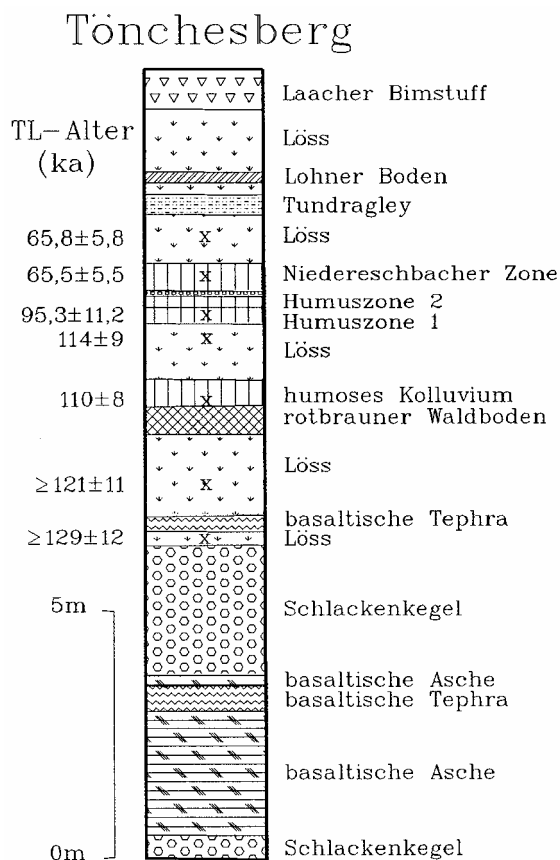


Abb. 21 Das Profil Tönchesberg bei Kruft mit TL-Altern.

Die von FRECHEN (1990, 1991) publizierten Daten vom Tönchesberg sind im Mittel etwas jünger als die hier vorgelegten, aber innerhalb der 1- σ -Fehlergrenzen mit den unsrigen konsistent. FRECHEN hat u. a. auch mit der von uns angewandten Technik des starken thermischen Waschens experimentiert, hat aber im Detail etwas abweichende Techniken bei der Datenauswertung benutzt (z. B. keine Maximumanpassung der TL-Leuchtkurven, integrale Auswertung zwischen 300 und 400°C, Verzicht auf den unerlässlichen Plateau-Test). Daher wären unterschiedliche Ergebnisse der TL-Messungen nicht verwunderlich. Bei näherer Betrachtung der analytischen Daten fällt aber auf, dass die Unterschiede weniger in der Äquivalenzdosis (ED) liegen als in den z. T. widersprüchlichen Radioaktivitätsdaten (Dosisleistung), welche er nicht selbst analysiert hat.

4.2. Standardprofile mit Löß der vorletzten Eiszeit

Löß der vorletzten Eiszeit bildete in den hier untersuchten Profilen das Substrat für die Bodenbildung des Eem- bzw. R/W-Interglazials. Dabei handelt es sich im betrachteten Gebiet i. a. um eine Parabraunerde, die aber durch die unterwürmzeitlichen Abtragungsprozesse mehr oder weniger erodiert wurde, so dass heute meistens nur der B_t- und der Cca-Horizont des fossilen Bodens erhalten sind. Dort, wo während des Interglazials sedimentiert wurde, ist keine oder nur eine ansatzweise Bodenbildung im obersten Löß des vorletzten Glazials erkennbar.

Das chronostratigraphische Potential der TL-Methode wird zunächst an drei Profilen untersucht, in denen eemzeitliche Bildungen angenommen werden, und zwar aufgrund

- a) chronometrischer,
- b) biostratigraphischer und
- c) pedostratigraphischer

Korrelationen. Es handelt sich um die Profile Burgtonna/Thüringen, Heilbronn-Böckingen/Neckarland und Achenheim/Elsaß.

In Burgtonna bei Bad Langensalza im Thüringischen Becken wurde bis zur sogenannten Wende im November 1989 ein Travertin abgebaut, welcher nahe einer bedeutenden herzynisch streichenden Störung über Terrassenschottern abgesetzt wurde. Die Terrassenschotter selbst sind innerhalb des Aufschlusses noch mehr oder weniger zeitgleich mit der Travertinbildung tektonisch verstellt worden. Wissenschaftsgeschichtlich ist die Lokalität von hervorragender Bedeutung, da der erste dokumentierte Fund eines Waldelefanten-Skeletts schon gegen Ende des 17. Jahrhunderts zu einem Gelehrtenstreit darüber führte, ob es sich um ein "Naturspiel" oder um ein echtes Fossil handele, und dessen Ausgang als die Geburtsstunde der modernen Paläontologie angesehen werden kann (s. KÄHLKE 1978). Der Travertin wurde mittels Uran/Thorium-Datierungen aus verschiedenen Laboratorien (s. Übersicht bei JÄGER 1989) ins letzte Interglazial datiert. BRUNNACKER et al. (1983) haben stratigraphisch konsistente U/Th-Alter, welche für klastisches ²³²Th korrigiert wurden, zwischen 101±9 und 116+16/-15 ka mitgeteilt. Diese Daten liegen exakt in dem Zeitraum, der durch U/Th-Datierungen anderer mittel- und südosteuropäischer letztinterglazialer Travertine abgesteckt wurde (s. JÄGER 1989). Biostratigraphisch lässt sich in Burgtonna zeigen, dass der Travertin das Wärmemaximum des letzten Interglazials einschließt, insbesondere durch das Auftreten von *Helicigona banatica* und der "Banatica-Fauna", welche heute in der Region nicht mehr vorkommt, sondern erst im Karpatenbecken. Es sei, ohne weitere Diskussion, an dieser Stelle nur darauf hingewiesen, dass nach diesen Daten das Wärmemaximum des letzten Interglazials im festländischen Bereich möglicherweise später liegt als der Meeresspiegelhochstand der Unterstufe 5e im marinen (JÄGER 1989).

In einer Lösungshohlform (Doline?) des Travertins wurden sehr humose Sedimente (bis 7% C_{org}), bestehend aus verwittertem Travertinsand, Travertinbrocken, Schwarzerde-, Rendzina- und

Lößkolluvium abgelagert, die zahlreiche Fossilien, insbesondere Kleinsäuger, geliefert haben (MANIA 1978). Die gesamte Abfolge wird biostratigraphisch ins Unterwürm gestellt. Darüber folgt, mit scharfer Grenze, ein bräunliches Lößderivat, in dem erstmals *Lagurus lagurus* auftritt. Dieser Lemming lebt heute in der Nord-Mongolei und in angrenzenden, hochkontinentalen Gebieten Kasachstans in einem Steppenklima mit hohem sommerlichen Niederschlagsdefizit aufgrund hoher Sommertemperaturen und entsprechend hoher potentieller Verdunstung, sowie strengen Wintern, aber ohne Dauerfrostboden (s. HEINRICH & JÄGER 1978, BSk-Klima nach Köppen). Der deutliche Faunenschnitt muss mit dem Beginn des Mittelwürms (unteres Pleniglazial) korreliert werden, welcher sich in Thüringen offenbar weniger drastisch in einer Abnahme der Jahresmitteltemperatur als in einer Zunahme der Kontinentalität niederschlug. Burgtonna galt in der ehemaligen DDR als ein biostratigraphisches Leitprofil für den Abschnitt vom letzten Interglazial bis zum Mittelwürm.

Im Liegenden des Travertins konnte während einer ersten TL-Beprobung nahe des westlichen Eingangs zum Grubengelände im November 1990 ein frischer Aufschluß in - bisher nur aus Bohrungen bekanntem - Löß mit naßbodenartigen Erscheinungen gefunden werden. Die TL-Daten für das Unter- und Mittelwürm werden wegen dosimetrischer Probleme - inhomogene Verteilung der natürlichen Radioaktivität und Ungleichgewicht der ^{238}U -Zerfallsreihe - an anderer Stelle diskutiert (KRBETSCHKE et al. 1994). Hier soll der Hinweis genügen, dass sie sämtlich deutlich unter 100 ka liegen. Die Probe BUT1 aus dem Löß unterhalb des Travertins wurde sowohl mit der Technik des Partiellen Thermischen Waschens (PTW) als auch mit der des Starken Thermischen Waschens (STW) datiert. Aufgrund größerer Brocken oder Zapfen unterhalb der Auflagerungsfläche des Travertins (im horizontalen Bohrloch erkennbar) ergibt sich für die Probe eine Inhomogenität in Bezug auf die Gamma-Dosisleistung. Deshalb wurde für die Altersberechnung der mittels eines tragbaren Vielkanal-NaJ-Gammaspektrometers (Silena) in situ gemessene Wert genommen. Ein signifikantes Ungleichgewicht der U- und Th-Zerfallsreihen konnte mittels eines Reinstgermanium-Detektors nicht festgestellt werden. Die α - und β -Dosisleistung wurde aus den K-, U- und Th-Messwerten der Gammaspektrometrie im Labor berechnet. Bei der PTW-Technik ergab sich ein relativ kurzes Plateau von 240-300°C und bei höheren Leuchtkurventemperaturen eine ansteigende ED. Für das Plateaualter errechnet sich ein mittleres Alter von 111 ± 13 ka. Dieses Alter ist innerhalb der 1σ -Fehlergrenzen mit den U/Th-Altern des Travertins konsistent. Mit der STW-Technik ergibt sich ein jüngeres Alter von 94 ± 17 ka. (Obwohl das STW- und das PTW-Alter sich nicht signifikant unterscheiden, überraschte die Verjüngung des STW-Alters gegenüber dem PTW-Alter, da sie bei anderen Proben etwa gleichen stratigraphischen Alters noch nicht beobachtet worden war (s. u.). Eine schlüssige Erklärung dafür kann noch nicht gegeben werden. Während also für das PTW-Alter eine signifikante Altersunterschätzung gegenüber dem unabhängigen Alterswert nicht nachgewiesen werden kann, ist das STW-Alter nur innerhalb der 2σ -Fehlergrenzen mit den U/Th-Altern konsistent.)

In Heilbronn-Böckingen erkannte FREISING (1949, zit. n. BIBUS 1989) nur Löss aus zwei Glazialen. Eine Neubearbeitung des Profils durch BIBUS (1989) führte zur Ausgliederung von vier fossilen B_t -Horizonten sowie einer Anzahl von Interstadial- und Naßböden. Im Löß zwischen dem letzten und dem vorletzten fB_t - konventionell als Riß-Löß bezeichnet - konnte BIBUS die von ihm (1974) definierten sechs "Bruchköbeler Naßböden" wiedererkennen. Dieser Abschnitt des Profils Böckingen, in einer ehemaligen Mulde abgelagert, repräsentiert folglich die nach bisheriger Kenntnis vollständigste pedostratigraphische Gliederung des Jungriß-Lösses. Vulkanische Tephren wurden allerdings im gesamten Profil bisher nicht nachgewiesen. Da das Profil der Typlokalität Bruchköbel nicht mehr zugänglich ist, wurde Böckingen als Para-Typlokalität für oberen Rißlöß beprobt und datiert.

Die Bruchköbeler Naßböden, i. f. von unten nach oben mit B_1 bis B_6 bezeichnet, unterscheiden sich von Naßböden des Oberwürms durch eine leichte bis stärkere Verbraunung, die insbesondere bei B_2 , B_3 und B_6 auffällt. Ob diese primär auf etwas unterschiedliche klimatische Bildungsbedingungen oder auf eine nachträgliche, vom Eem-Boden nach unten ausgreifende leichte Verbraunung zurückzuführen ist, sei dahingestellt. Besonders stark fällt die Verbraunung jedoch bei B_6 auf, welcher durch einen wenige dm starken Löß mit deutlich ausgebildetem Cca-Horizont (Lößkindl) vom $1.fB_t$ getrennt ist. Im B_6 sind deutliche Merkmale von Toneinschlammung erkennbar, er erweckt den Eindruck eines gekappten Bvt-Horizontes einer Parabraunerde-Braunerde. (Der Tongehalt erreicht nach BIBUS 1989, Abb. S. 10, mit 21,5% einen Wert nicht sehr weit von dem des $1.fB_t$, welcher bei 25,5% liegt, gegenüber 11,5% im zwischengelagerten Löß.) Im Profilaufschluß dünnt der B_6 seitlich infolge Erosion aus und keilt schließlich ganz aus. Eine Erosionsphase im jüngsten Riß hat BIBUS auch an anderen Lokalitäten der Region gezeigt, z. B. in Frankenbach (BIBUS 1989). Die Mollusken im Rißlöß belegen kaltzeitliche, im mittleren Teil (am stärksten im B_4) hochkaltzeitliche Verhältnisse mit mehr als 20% Individuen von *Pupilla loessica*. Weiter nach oben zu werden feuchtere Bedingungen mit zeitweiliger Versumpfung angezeigt, im obersten Rißlöß weisen anspruchsvollere Arten auf das Ende der Kaltzeit und allgemein milderes Klima hin (RÄHLE, in BIBUS 1989). Im Liegenden der Bruchköbeler Naßböden B_{1-6} folgt unter einem geringmächtigen Löß die "Ostheimer Zone", ähnlich der Niedereschbacher Zone aus umgelagerten Bodensedimenten mit Krotowinen bestehend. In Böckingen ist es vorwiegend Ah-Material. Typisch frühglaziale Molluskenfaunen zeigen noch relativ gemäßigte Klimabedingungen an (RAEHLE in BIBUS 1989). Die Weilbacher Humuszonen des unteren Riß fehlen oder sind nicht als typische Humuszonen ausgebildet, denn unterhalb der Ostheimer Zone folgt ein zweigeteilter fB_t , der im oberen Teil noch Umlagerungserscheinungen zeigt, im unteren aber in situ ist (s. BIBUS 1989). Er geht nach unten über in eine Humuszone ("Böckinger Humuszone" bzw. "Heilbronner Humuszone", BIBUS 1989),

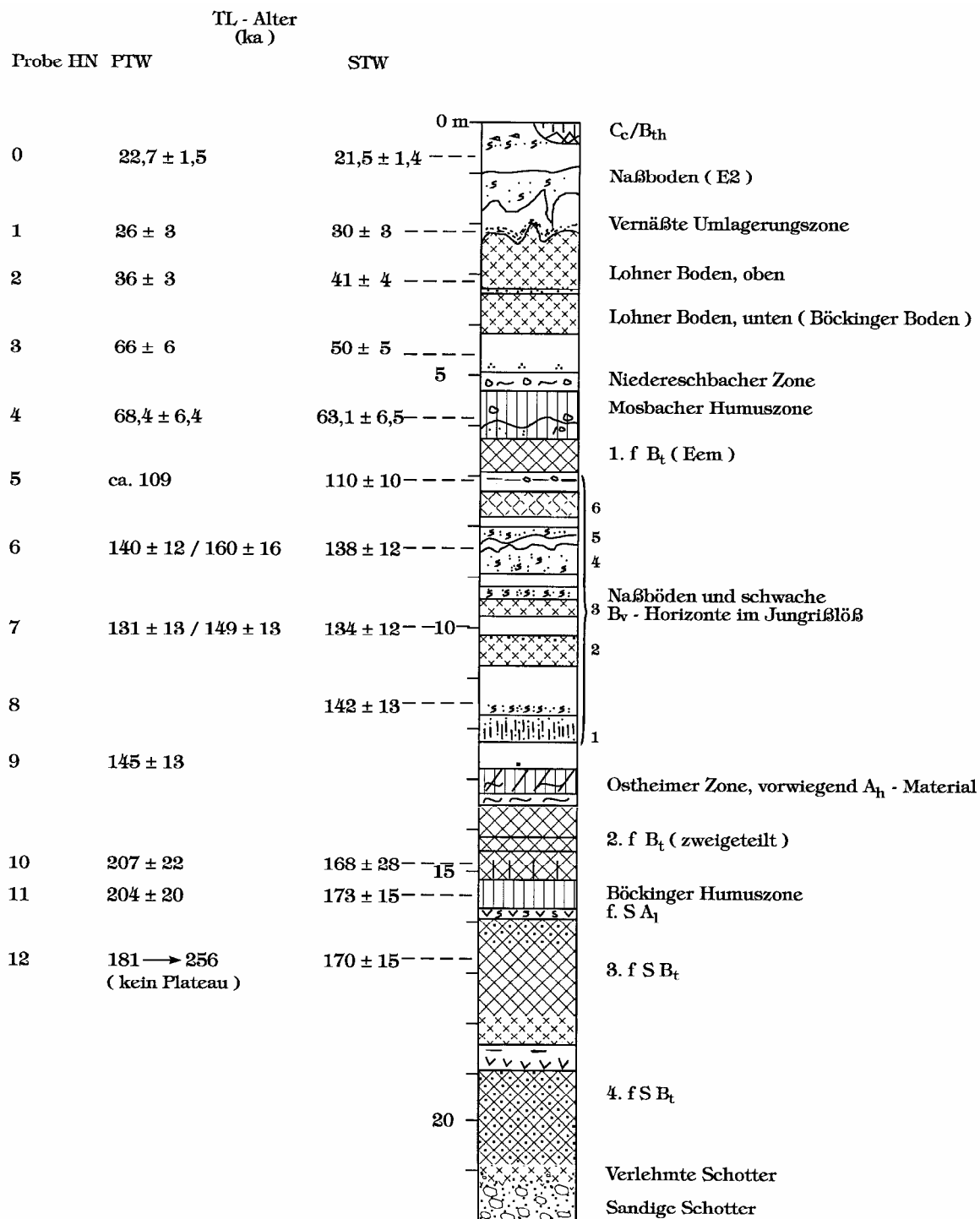
die einer pseudovergleyten Parabraunerde (fSAI und 3.fSB_t) aufliegt. (Hierin deuten sich Parallelen zu den Profilen von Dreihausen und Ostheim in Hessen an, s. SABELBERG et al. 1974). Darunter folgt eine weitere pseudovergleyte Parabraunerde, deren Verlehmungszone (4.fB_t) in die liegenden Schotter der "Frankenbacher Sande" eingreift. Ihre Terrasse ist im Heilbronner Becken weitverbreitet. Nach neueren Fossilfunden ergeben sich Hinweise auf cromerzeitliches Alter der Terrasse (s. BIBUS 1989).

Im Hangenden des 1.fB_t sind eine Mosbacher Humuszone, die Niedereschbacher Zone, Mittelwürmlöß mit sehr kräftigem zweigeteiltem Lohner Boden und Löß des Oberwürms entwickelt, der allerdings bis oberhalb des E₂-Naßbodens erodiert ist .

Insgesamt 12 Proben aus dem gesamten Profil wurden mit beiden Techniken - STW und PTW - datiert, lediglich von Probe HN9 zwischen der Ostheimer Zone und B₁ liegt nur ein PTW-Alter und für HN8 nur ein STW-Alter vor. Die Probe HN5 wurde auch für einen internationalen Laborvergleich zur Verfügung gestellt, die endgültigen Resultate liegen z. Zt. noch nicht von allen beteiligten Laboratorien vor. Zwischenergebnisse, die FRECHEN (1991) mitteilt, erlauben noch keinen endgültigen Vergleich der Alter, da a-Werte und dosimetrische Daten z.T. noch fehlen.

Abb. 22 zeigt, dass mit Ausnahme der Probe HN3 die STW- und PTW-Alter innerhalb der 1♦-Fehlergrenzen übereinstimmen. Bei HN5 (PTW) konnte keine exakte Berechnung des Alters und des 1♦-Fehlers angegeben werden, da nicht mehr genügend normierte Teilproben für die Bestimmung des a-Wertes zur Verfügung standen. Das angegebene Alter von ca. 109±10 ka wurde mit dem gleichen a-Wert wie für das STW-Alter berechnet. Bei Probe HN12 (PTW) ergab sich kein Altersplateau, die Auswertung in 20°C-Schritten von 240 bis 480 °C ergab mit der Leuchtkurventemperatur ansteigende mittlere Alter von 181 bis >256 ka. Bei den Proben HN6 und HN7 (PTW) zeigten sich jeweils zwei Altersplateaus: die jeweils niedrigeren Alter entsprechen dem Hauptmaximum der NTL-Leuchtkurven bei ca. 250-270°C und einem Plateaubereich bis ca. 320°C, die höheren Alter errechnen sich für einen Plateaubereich ≈ 360°C.

Die Diskussion wird an dieser Stelle auf die Proben unterhalb des 1.fB_t begrenzt. Ähnlich wie in Burgtonna und mehreren anderen Profilen (s. u.) ergibt sich für den jüngsten Löß unterhalb des 1.fB_t ein TL-Alter von 110±10 ka. Wenn die ins Eem-Interglazial gestellte Parabraunerde mit der Stufe 5e der marinen Sauerstoffisotopenkurve korreliert wird (was zwar naheliegt, aber noch nicht bewiesen werden kann) und für die Grenze von Stufe 6 zu Unter-Stufe 5e das allgemein akzeptierte Alter von 128 ka zugrunde gelegt wird (IMBRIE et al. 1984), ist das mittlere TL-Alter von 110±10 ka (1♦-Fehler) innerhalb des 2♦-Fehlerintervalls mit der unabhängigen Altersvorgabe von



Sammelprofil Ziegelei Böckingen
(nach BIBUS, 1989)

Abb. 22 Das Profil Heilbronn-Böckingen mit TL-Altern.

≈ 128 ka eben noch konsistent. Die Proben HN6 bis HN9 liefern mit beiden Vorheiztechniken Alter, die untereinander nicht signifikant verschieden sind, wohl aber von dem Alter der Probe HN5, sofern die 1•-Fehler zugrunde gelegt werden. Man kann bei den Rißlößproben HN5 bis HN9 sicherlich davon ausgehen, dass die systematischen Fehler gleich sind oder sich nur unbedeutend unterscheiden. Um mit 95%iger Wahrscheinlichkeit zu prüfen, ob das TL-Alter der Probe HN5 jünger ist als die TL-Alter der Proben HN6 bis HN9, ist es daher sinnvoll, die 2•-Intervalle nur der zufälligen Fehler heranzuziehen. Wegen besonders guter Reproduzierbarkeit der TL-Messungen der Proben HN5-9 konnten die zufälligen Fehler sehr klein gehalten werden. Die Ergebnisse (Tab. xx) zeigen, dass sich keine Überlappung der 2•-Konfidenzintervalle der Proben HN5 (STW und PTW) einerseits und HN6-9 andererseits mehr ergeben, d. h. dass der Löß von HN5 signifikant jünger ist als die Lössen der Proben HN6-9. Die Mindestdauer der durch den 6. Bruchköbeler Naßboden und seine Kappung stratigraphisch belegten Schichtlücke kann, wenn die 2•-Gesamtfehler betrachtet werden, nicht angegeben werden. Ihre Höchstdauer kann, wenn die Frage der Altersunterschätzung unberücksichtigt bleibt, auf 50-60 ka geschätzt werden, Zeit genug für die kräftige Bodenbildung des 6. Bruchköbeler Naßbodens und seine teilweise bis vollständige Abtragung. Da sich die 2•-Konfidenzintervalle der Zufallsfehler der Proben HN6-9 nicht signifikant unterscheiden, ist es unter dem Gesichtspunkt der TL-Altersunterschiede gerechtfertigt, die Horizonte einschließlich HN6 und HN9 zu einem chronostratigraphischen Kontext zusammenzufassen und ein Kontextalter mit fehlergewichteten Mittelwerten des Alters, der zufälligen, der systematischen und der Gesamtfehler zu berechnen. In die Berechnung wurden alle STW- und PTW-Daten eingegeben. Für HN5 wurden ebenfalls fehlergewichtete Mittelwerte aus den STW- und den PTW-Daten berechnet. Das "Kontextalter" für HN5 beträgt 109 ± 9 ka (± 3 ka, ± 8 ka) für 1•-Fehler; dabei bedeuten die erste Fehlerangabe (9 ka) den Gesamtfehler, die erste Fehlerangabe in der Klammer den Zufallsfehler und die zweite Fehlerangabe in der Klammer den systematischen Fehler. Für 2•-Fehler ergibt sich das Alter von 109 ± 18 ka, also ein Altersintervall von 91 bis 127 ka bei einem Intervall der zufälligen Fehler von 103 bis 115 ka. Das Kontextalter der Proben HN6-9 berechnet sich mit den 1•-Fehlern zu 138 ± 11 ka ($\pm 2,4$ ka, ± 11 ka), das 2•-Konfidenzintervall beträgt 138 ± 22 ka, d. h. 116 bis 150 ka. Das Intervall der zufälligen Fehler liegt zwischen 128 und 148 ka. Dieses Ergebnis belegt einen signifikanten Altersunterschied zwischen Lössen oberhalb und unterhalb des 6. Bruchköbeler Naßbodens und erlaubt eine Abschätzung der Dauer dieses Hiatuses: ungeachtet der möglichen Altersunterschätzung der TL-Alter kann eine Mindestdauer von 13 ka und eine Höchstdauer von 45 ka angenommen werden. Unter Berücksichtigung progressiver TL-Altersunterschätzung könnte die Höchstdauer noch größer sein. Dies ist ein unerwartetes Ergebnis für die Dauer eines Interstadials, welche bisher im fraglichen Zeitraum nur für das "Groß-Interstadial" zwischen der Warthe- und der Drenthe-Vereisung Norddeutschlands (LIEDTKE 1981²:187) diskutiert wurde.

Tabelle 1 Fehlergewichtete Mittelwerte für Heilbronn-Böckingen

Probe	Alter (ka)	zuf. F. (1♦)	syst. F. (1♦)	ges. Fehler (1♦)	Intervall (2♦ zuf. F.)
HN5 STW	110	5	9	10	101-119 ka
HN5 PTW	109	5	9	9	100-118 ka
Fehlergewichteter Mittelwert von HN5					
	109	3	8	9	103-115 ka
HN6 STW	138	7	10	12	124-152 ka
HN6 PTW	140	7	10	12	126-154 ka
HN7 STW	134	5	10	12	124-144 ka
HN7 PTW	131	5	12	13	121-141 ka
HN8 STW	142	7	10	13	129-155 ka
HN9 PTW	145	6	10	13	132-158 ka
Fehlergewichteter Mittelwert von HN6-9					
	138	2	11	11	128-148 ka

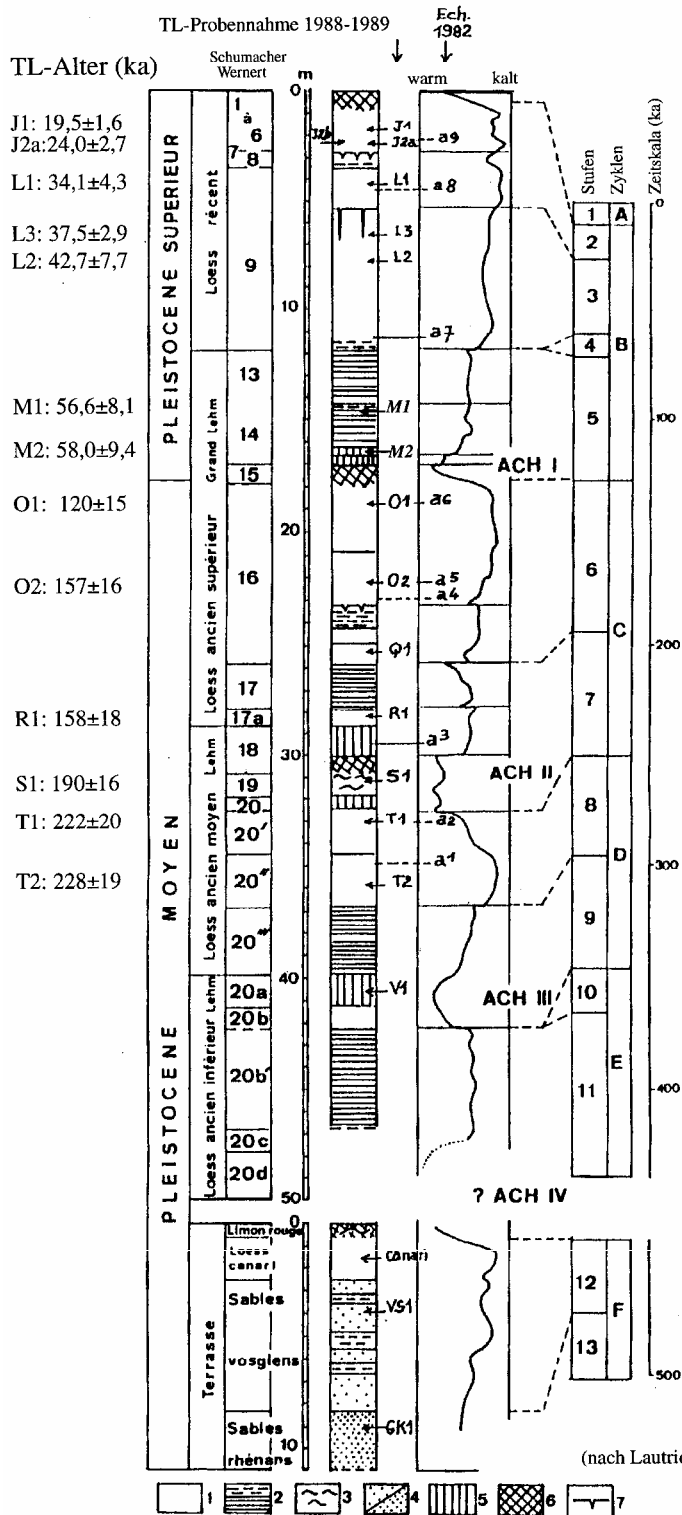
Von Probe HN10 bis HN12 steigen die TL-Alter (etwa $170 \pm (15 \text{ bis } 28)$ ka) nicht mehr, obwohl die kräftigen Bodenbildungen zwischen den Phasen der Sedimentation beachtliche Zeiträume in Anspruch genommen haben müssen. Die mittleren PTW-Alter sind höher als die mittleren STW-Alter, für beide gilt aber, dass sie unterschätzt sein müssen, wenn man davon ausgeht, dass der 2.fB₁ im vorletzten Interglazial gebildet wurde, welches nach der marinen Chronologie vor etwa 245 ka begann (IMBRIE et al. 1984).

Es bleibt festzuhalten, dass TL-Alter von Lössen, die älter sind als der mit dem Eem-Interglazial korrelierte Paläoboden, unterschätzt sein können, dass aber die TL-Alter mit einem längeren Hiatus im oberen Rißlöß konsistent sind. Unterhalb dieses Hiatus liegen die TL-Alter aus Rißlöß in der von der marinen Chronologie her erwarteten Größenordnung (> 128 und < 190 ka). Trotz möglicher Altersunterschätzungen erscheint damit eine chronologische Unterscheidung von Würm- und Rißlöß möglich, sofern auch älterer Rißlöß (älter als der 5. Bruchköbeler Naßboden) vorhanden ist. Für Korrelationen zwischen verschiedenen Würm- und Rißlößprofilen sind TL-Alter eine wertvolle Hilfestellung.

Die Profile bei Achenheim im Elsaß sind seit langem wegen ihrer Fossilien- und Artefaktenfunde bekannt (z. B. SCHUHMACHER 1914, WERNERT 1957, LAUTRIDOU et al. 1986, JUNKMANNNS 1991). In Achenheim zeigt sich ein Übergang zwischen nordwest- und mitteleuropäischen Lössen (SOMMÉ et al. 1986), weshalb dem zusammengesetzten Standardprofil der ehemaligen Gruben Hurst und Schneider eine zentrale Bedeutung für die Korrelation der nordwest- und der mitteleuropäischen Stratigraphien zukommt. Die im Liegenden der Lössen auftretende Terrasse von Hangenbieten-Mundolsheim, aus fluvialen Sedimenten des Rheins und von Nebenbächen aus den Vogesen aufgebaut, senkte sich im Mittelpleistozän an synsedimentären Störungen um bis zu 27 m ab (JUNKMANNNS 1991). In der dadurch entstandenen Sedimentfalle waren die Erhaltungsbedingungen für synsedimentär und posthum abgelagerte Sedimente besser als anderswo. Mikromorphologische, paläopedologische, palynologische und insbesondere malakologische Untersuchungen mit Hilfe der multivariaten Analyse von Lößschnecken (ROUSSEAU 1987 a, b, ROUSSEAU & LAURIN 1984) führten zu einer detaillierten Klimastratigraphie der letzten drei Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen und einer fundierten Korrelation mit den Sauerstoffisotopenstufen aus Tiefseekernen (LAUTRIDOU et al. 1986). Der Achenheim-I-Pedokomplex wird danach mit der Stufe 5 und der Achenheim-II-Pedokomplex mit der Stufe 7 parallelisiert. An dieser Stelle erfolgt eine Beschränkung auf die eigenen TL-Alter aus Horizonten, die mit den Stufen 6, 7 und 8 korreliert werden. Aufgrund der niedrigen natürlichen Radioaktivität dieser TL-Proben kann davon ausgegangen werden, dass Sättigung des TL-Signals nicht der limitierende Faktor der TL-Altersobergrenze an der Feinkornfraktion der Lössen ist.

Der B₁-Horizont des Achenheim-I-Pedokomplexes enthält eine Pollenassoziation eines interglazialen Galeriewaldes mit anspruchsvollen Arten, und seine Bildung wird daher dem Eem (Unter-Stufe 5e) zugeschrieben (SOMMÉ et al. 1986). Im unmittelbar liegenden Löß repräsentiert die Pollenvergesellschaftung einen lichten, artenreichen Wald mit vorherrschenden laubabwerfenden Arten. Das TL-Alter dieser Schicht beträgt 120 ± 15 ka (Probe ACH-O1, Abb. 23) und ist somit von dem erwarteten Alter nicht signifikant verschieden. Die stratigraphisch tieferen Proben ACH-O2, -R1, -S1 und -T1 wurden aus der Verfüllung eines fossilen Tälchens entnommen, weshalb der durchschnittliche Feuchtegehalt höher anzusetzen ist als in benachbarten Plateaulagen. Bei den Proben O2 und R1 ergab die Messung der aktuellen Feuchte (Anfang Oktober 1988) wegen des jahrzehntelangen Abtrocknens der stillgelegten Abbauwand aber erstaunlich niedrige Werte ($\underline{\omega} = 1,11$, Porensättigung bei ca. 1,25). Bei Zugrundelegung der aktuellen Feuchte errechnen sich für die Proben ACH-O2 und -R1 TL-Alter von 151 ± 13 ka und 148 ± 14 ka. Versucht man der sicherlich höheren repräsentativen Bodenfeuchte Rechnung zu tragen, indem für O2 der $\underline{\omega}$ -Wert mit 1,2 und für R1 - schon innerhalb des stauenden Achenheim-II-Pedokomplexes (Humuszone) - mit 1,25 angenommen wird, erhöhen sich die TL-Alter zu 166 ± 14 bzw. 174 ± 16 ka. In Abb. 23 und Tab. xx werden Berechnungen zugrunde gelegt, die von einem mittleren $\underline{\omega}$ -Wert zwischen diesen beiden Extremen sowie einem Fehler, der beide Extreme einschließt, ausgehen. Für O2 ergibt sich

Achenheim



Links: Namen und Nummern nach dem stratigraphischen System von Schumacher (1914) und Wernert (1957).
 Rechts: Sauerstoff-Isotopenstufen (nach Shackleton & Opdyke, 1973) und Lößzyklen (nach Kukla, 1977).
 Lithostratigraphie:
 1 = Löß, 2 = geschichtete Sedimente, 3 = Kolluvium, 4 = fluviale Sande,
 5 = humose Böden, 6 = Bt-Horizont, 7 = Eiskeil-Pseudomorphosen.

Abb. 23 Das Profil Achenheim/Elisaß mit TL-Altern.

dann ein TL-Alter von 157 ± 16 ka und für R1 von 158 ± 18 ka. Im Vergleich zu einem angenommenen Alter von 195 ka für das Ende von Stufe 7 erscheint das TL-Alter von R1 zu jung, ist jedoch innerhalb des 2σ -Konfidenzintervalls noch konsistent.

Probe ACH-S1 stammt aus einem in Kolluvium ausgebildeten B_t -Horizont in der Mitte des Achenheim-II-Pedokomplexes, ACH-T1 aus dem untersten Teil des Pedokomplexes. Zwischen beiden liegt nach LAUTRIDOU et al. (1986) die Grenze zwischen den Stufen 7 und 8, die die Autoren mit 251 ka angegeben. Für die TL-Alter von 190 ± 16 ka (S1) und 222 ± 20 ka (T1) gilt wie für die vorangegangenen Proben eine Altersunterschätzung, die in Bezug auf die 1σ -Konfidenzintervalle signifikant ist, nicht jedoch in Bezug auf die 2σ -Konfidenzintervalle. Probe ACH-T2 stammt aus Löß unmittelbar im Hangenden des mit Stufe 9 korrelierten Achenheim-III-Pedokomplexes. Das Ende von Stufe 9 wird von LAUTRIDOU et al. (1986) mit 297 ka angenommen, während IMBRIE et al. (1984) 303 ka angeben. Das TL-Alter von 228 ± 19 ka erscheint gegenüber dem erwarteten Alter von fast 300 ka auch in Bezug auf das 2σ -Konfidenzintervall signifikant unterschätzt. Auch die Tatsache, dass trotz bedeutend höherem stratigraphischem Alter gegenüber T1 praktisch keine Zunahme des TL-Alters mehr erfolgt, zeigt die Grenzen der TL-Regenerierungsmethode für die Feinkornfraktion von Löß älter als das vorletzte Interglazial. Die am Beispiel des Profils Heilbronn-Böckingen getroffenen Aussagen über die Anwendungsmöglichkeiten der TL-Methode für Riß-Lösse können bestätigt werden.

4.3. Altersvorstellungen über die drittletzte Kaltzeit

Die drittletzte Kaltzeit der marinen Sauerstoffisotopen-Chronologie entspricht ihrer Stufe 8 mit einem angegebenen Alter von ca. 245 bis 303 ka (IMBRIE et al. 1984). Damit ist zunächst aber nicht sichergestellt, ob in diesen Zeitraum auch die drittletzte Vorlandvereisung des nördlichen Alpenvorlandes bzw. die drittletzte große Vereisung bis über das Ostseebecken hinaus fallen. Die Gliederung der Saale-Vereisung in Nord- und Ostdeutschland wird nach wie vor kontrovers diskutiert (vgl. die Beiträge von CEPEK einerseits und EISMANN andererseits auf der DEUQUA-Tagung 1990 in Düsseldorf). SARNTHEIN et al. (1986) parallelisieren das der Saale-Vereisung vorangegangene Holstein-Interglazial aufgrund von U/Th- und ESR-Datierungen mit Stufe 11 (möglicherweise 9) der Sauerstoffisotopen-Chronologie und folgern ein intra-saalezeitliches Interglazial entsprechend der Stufe 7. Ähnliche Zeitvorstellungen entwickeln LIPPOLT et al. (1986) aufgrund von ^{39}Ar - ^{40}Ar -Datierungen an Tephralagen am Mittelrhein. Nach STREMMER (1986, 1989 a, b) trennt das Interglazial der Stufe 7 die Drenthe- von der Warthe-Vereisung, während andere Autoren (z. B. EISMANN 1990) Drenthe und Warthe als Stadiale der Stufe 6 ansehen. In Süddeutschland haben RÖGNER et al. (1988) den Kirchheim-Burgauer Schotter der Iller-Lech-Platte als Para-Typlokalität der drittletzten alpinen Vorlandvereisung vorgeschlagen und

per definitionem in die Mindel-Vereisung gestellt. LÉGER (1988) hingegen betont, dass dieser Schotter jünger sei als die Pencksche Mindelvereisung und stellt ihn ins Riß I (vgl. SINN 1972, JERZ et al. 1975 zit n. HABBE 1989), welches durch eine interglaziale Bodenbildung von jüngeren Bildungen des Riß getrennt ist. Es stellt sich also ein nomenklatorisches Problem: benennt man die vier letzten Vorlandvereisungen des nördlichen Alpenvorlandes in der von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) vorgeschlagenen Weise mit Würm, Riß, Mindel und Günz und fügt diesem viergliedrigen Schema weitere Vereisungen hinzu (Donau nach EBERL 1930, Biber nach SCHAEFER 1957, Haslach nach SCHREINER & EBEL 1981, und eventuell Paar nach SCHAEFER 1975, zit. nach HABBE & RÖGNER 1989, und Roth nach EICHLER & SINN 1975), oder hält man an den von PENCK & BRÜCKNER vergebenen Typbezeichnungen fest, wobei dem jüngeren Forschungsstand über eine vielgliedrigere Vereisungsgeschichte durch weitere Untergliederungen der vier ursprünglich definierten Vereisungen Rechnung getragen wird. Eine weitere Komplikation ergibt sich dadurch, dass die Eisvorstöße in unterschiedlichen Regionen des Alpenvorlandes unterschiedliche relative Vorstoßweiten erreichten (s. HABBE 1989). Aus den Westalpen (HANNSS et al. 1993, SCHLÜCHTER 1988) sowie den Vogesen (SERET 1985) mehrten sich Hinweise auf einen unter- oder mittelwürmzeitlichen Vorstoß, der weiter reichte als der Oberwürmvorstoß.

RÖGNER et al. (1988) parallelisieren aufgrund erster TL-Daten (s. u.) die der Ablagerung des Kirchheim-Burgauer Schotter folgende interglaziale Verwitterung mit der Stufe 7 und nehmen daher ein Alter von >200 ka für die Ablagerung des Schotterzuges während der Stufe 8 an. HABBE & RÖGNER (1989 a, b) stellen die Riß-Vereisung in Stufe 6, die Mindel-Vereisung in Stufe 8 und die Haslach-Vereisung unter Vorbehalt in Stufe 10. Entsprechende Altersvorstellungen für die Löss der letzten drei Kaltzeiten ergeben sich aus den TL-Datierungen vollständiger Lößprofile. Aus der Erkenntnis, dass innerhalb der Brunhes-Chrone auf den Kontinenten weniger große Inland-Vereisungen auftreten als Kaltzeiten (geradzahlige Sauerstoff-Isotopenstufen) in der Tiefsee und den Lößzyklen, leitet KUKLA (1975, 1977, 1987 b) ab, dass das Inlandeis nicht während aller Kaltzeiten weit genug vorstieß, um bis heute erhaltene morphologische Spuren zu hinterlassen, z. B. während der Stufe 8. In den vollständigen Lößabfolgen Mitteleuropas und Chinas hingegen lassen sich die in den Tiefseesedimenten dokumentierten Zyklen sämtlich wiedererkennen. Für alle Löss älter als Stufe 6 bleibt daher einstweilen die Korrelation mit den klassischen alpinen Vereisungen problematisch.

4.4. Darstellung der Ergebnisse aus einzelnen Regionen

4.4.1. Südhessen (Rheingau und Odenwald) und Rheinessen

In Südhessen hat SEMMEL (zuletzt 1989) stratigraphische Leithorizonte für Würm- und Rißlöss erarbeitet (s. Abb. 42) und zudem im Profil Bad Soden gezeigt, dass nach der paläomagnetischen Matuyama/Brunhes-Umkehr (ca. 778 ka vor heute) mindestens fünf fossile Parabraunerden in Lössen auftreten. Im Oberwürmlöss existieren zwei basaltische tephrostratigraphische Leithorizonte, die Eltviller Tephra zwischen den Erbenheimer Naßböden E_3 und E_4 sowie die Rambacher Tephra zwischen dem E_1 und dem Lohner Boden. Im Löss der drittletzten Eiszeit tritt oberhalb der Reinheimer Humuszone in mehreren Profilen die basaltische Reinheimer Tephra auf.

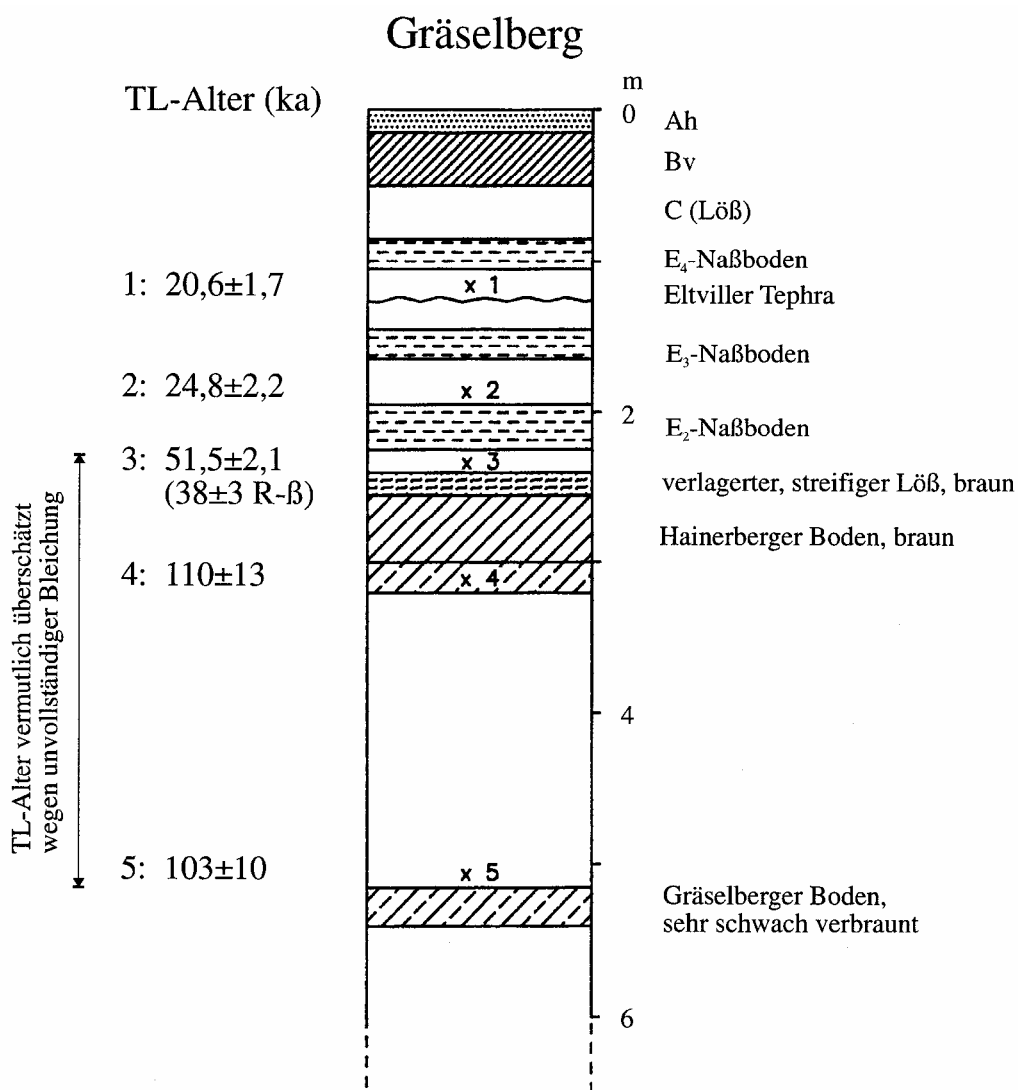


Abb. 24 Das Profil Wiesbaden-Gräselberg mit TL-Altern.

An verschiedenen Profilen wurden TL-Datierungen vorgenommen (Bad Soden, Bad Weilbach, Reinheim, Hattenheim; ZÖLLER et al. 1988, Wiesbaden-Gräselberg; ZÖLLER 1989 a, Mainz-Weisenau). Die vollständigste Probenserie wurde von Bad Soden datiert. Dort ist allerdings Würm-Löß nur sehr geringmächtig entwickelt, im Gegensatz zu Wiesbaden-Gräselberg. (Das in Gräselberg beprobte Profil der ehemaligen Ziegeleigrube Speicher ist nicht völlig identisch mit dem von SEMMEL 1968 beschriebenen Profil der Ziegelei Schillo & Co., der Typlokalität des mittelwürmzeitlichen Gräselberger Bodens. Dieses Profil war nicht mehr zugänglich).

In Gräselberg wurde zwischen der Eltviller Tephra und dem E₄-Naßboden ein TL-Alter von 20,6±1,7 ka (GRÄ-1) vor heute bestimmt (ZÖLLER 1989 a). Es ist konsistent mit einem TL-Alter von 21,1±2,2 ka (HA-4) aus gleicher stratigraphischer Position bei Hattenheim/Rheingau (ZÖLLER et al. 1988). Mit der Quarz-Grobkorn-Technik wurden vom Gräselberger Profil übereinstimmende Alter publiziert (BUSCHBECK et al. 1992, CHUN et al. 1990). JUVIGNÉ & WINTLE (1988) geben deutlich jüngere TL-Alter von ca. 16,2 ka für die Eltviller Tephra an. Die Differenzen der publizierten analytischen Daten betreffen weniger die ED als die Dosisleistung. Mögliches Überzählen (over-counting) der Alphazählung zur Bestimmung der Uran- und Thoriumgehalte (ZÖLLER & PERNICKA 1989) wurde von Wintle bei ihren Datierungen der Eltviller Tephra noch nicht berücksichtigt (persönl. Mitt. Mai 1991) und könnte die Hauptursache für die Altersdifferenz sein (s. 4.1., vgl. BUCH & ZÖLLER 1990). Oberhalb des E₂-Naßbodens errechnet sich ein TL-Alter von 24,8±2,2 ka (GRÄ-2); konventionelle ¹⁴C-Alter an Schnecken aus dem E₂-Naßboden sind mit 18500±950 a (Hv-1296) und 21100±1400 a BP (Hv-1297, zit. n. BUSCHBECK et al. 1992) deutlich jünger als die TL-Alter und die oben mitgeteilten AMS-Alter von Schnecken aus dem E₂ und dem E₁ von Nußloch, was Kontamination der Schneckenproben von Gräselberg vermuten lässt. In Reinheim wurde für Löß eines kräftigen Naßbodens (?E₂) oberhalb des Lohner Bodens 27,0±2,6 ka (RH-1) datiert, im unteren, frostplattigen Teil des Lohner Bodens 27,8±2,8 ka (RH-2). Im Lohner Boden des Profils Bad Soden beträgt das TL-Alter 28,6±2,9 ka (SO-1) (ZÖLLER et al. 1988). Schwemmlöß im unmittelbar Hangenden des Rambacher Tuffes an der Typlokalität Wiesbaden-Rambach ergab ein TL-Alter von 28,0±2,5 ka (RAM). Das TL-Alter von 51,5±5,1 ka (GRÄ-3) für Löß zwischen dem als Äquivalent des Lohner Bodens angesehenen Hainerberger Boden (SEMMEL 1974) und dem E₂-Naßboden steht dazu im Widerspruch. Für die Altersüberschätzung wird von ZÖLLER (1989 a), ebenso wie für die Proben GRÄ-4 (110±13 ka) und GRÄ-5 (103±10 ka) aus Mittelwürmlöß zwischen dem Gräselberger Boden und dem Hainerberger Boden (Abb. 24), solifluidale Umlagerung von älterem Löß verantwortlich gemacht, ebenso wie für das mit 130±14 ka (RH-3) sicherlich weit überschätzte Alter einer sichtbar solifluidierten Lößlinse zwischen dem 1.fB_t und einer Mosbacher Humuszone in Reinheim. Durch solifluidale Umlagerung kommt es zu keinem oder nur sehr unvollständigem Bleichen der TL, wodurch derartige Proben nicht korrekt datierbar sind.

An dieser Stelle erscheint eine kurze Diskussion der von anderen Autoren (WINTLE & BRUNNACKER 1982, BUSCHBECK et al. 1992) publizierten TL-Daten vom Profil Wallertheim/Rheinhausen angebracht, auch wenn der Verfasser selbst von diesem Profil bisher keine Proben datiert hat. In Wallertheim treten im Oberwürm-Löß zwei Tephralagen auf, deren obere nach SEMMEL (1974 und mündl. Mitt., vgl. BUSCHBECK et al. 1992) der Eltviller und deren untere der Rambacher Tephra entspricht. Auffällig ist, dass sowohl bei den TL-Feinkorn-Altern (WINTLE & BRUNNACKER 1982) als auch bei den TL-Grobkornaltern der Quarze (BUSCHBECK et al. 1992) zwischen Lössen oberhalb der Eltviller Tephra und solchen im unmittelbar Liegenden der Wallertheimer (Rambacher) Tephra innerhalb der Fehlergrenzen keine Altersunterschiede auftreten, die mittleren Alter streuen vielmehr unregelmäßig. Die Feinkornalter sind allerdings im Schnitt über 10 ka jünger als die Quarz-Alter; letztere liegen bei allen von BUSCHBECK et al. bearbeiteten Proben um 30 ka. Das TL-Feinkornalter des Lösses zwischen einer Altwürm-Humuszone und dem "Innerwürmboden I" liegt mit $43,2 \pm 4,3$ ka (QTL 32e aus WINTLE & BRUNNACKER 1982) im Bereich des geologisch erwarteten Alters. BUSCHBECK et al. (1992) folgern aus ihren Daten, dass entweder der als Eltviller Tephra angesehene Horizont nicht derselbe ist - dagegen spricht seine stratigraphische Lage zwischen E₂- und E₄-Naßboden -, oder dass die entsprechenden Proben aus unzureichend gebleichtem Lößmaterial bestehen. Die letztere Deutung scheint nach den eigenen Erfahrungen von Gräselberg wahrscheinlicher zu sein; dafür spricht auch das Fehlen des E₁- und des E₃-Naßbodens. Während und nach der Ablagerung der Wallertheimer Tephra kann es wiederholt zu kurzen (solifluidalen?) Umlagerungen mittelwürmzeitlicher Lössen von höhergelegenen Hangpartien gekommen sein, so dass die Eltviller Tephra nicht in reinen, sondern in umgelagerten Löß eingebettet wurde. Letztlich kann diese Frage aber nur durch detaillierte Geländearbeit geklärt werden.

Der Steinbruch der Fa. Dyckerhoff bei Wiesbaden-Biebrich ist nicht nur als Typlokalität des Mosbachiums (in den Cromer-Komplex gehörend), sondern auch der "Mosbacher Humuszonen" des Unterwürms bekannt geworden (s. SEMMEL 1974). Leider waren über viele Jahre hinweg die drei Mosbacher Humuszonen im Rheingau seit ihrer letzten Beschreibung durch SABEL & THEWS (1986) nicht mehr aufgeschlossen, bis sie SEMMEL im Jahre 1992 wieder in einer Mulde des Paläoreliefs im Steinbruch der Heidelberger Zement AG in Mainz-Weisenau entdeckte. Allerdings fehlt in Weisenau im Liegenden der Mosbacher Humuszonen der Homburger bzw. Erbacher Boden, die regionalen Äquivalente des Eem-Bodens (SEMMEL 1968, 1974). Deshalb kann stratigraphisch nicht geklärt werden, ob der stark kalkhaltige Löß (Cca) im Liegenden der untersten Humuszone im Unterwürm oder im Riß abgelagert wurde. Sechs Proben für TL-Datierungen wurden in Zusammenarbeit mit Prof. Semmel aus dem Profilabschnitt entnommen, welcher vom obersten Löß unterhalb der Mosbacher Humuszonen bis zum oberen Teil der oberen Humuszone reicht. Eine vorläufige Profilbeschreibung wurde freundlicherweise von SEMMEL zur

Steinbruch Mainz - Weisenau

Würmlöß - Profil nach A. SEMMEL (17.3.92)

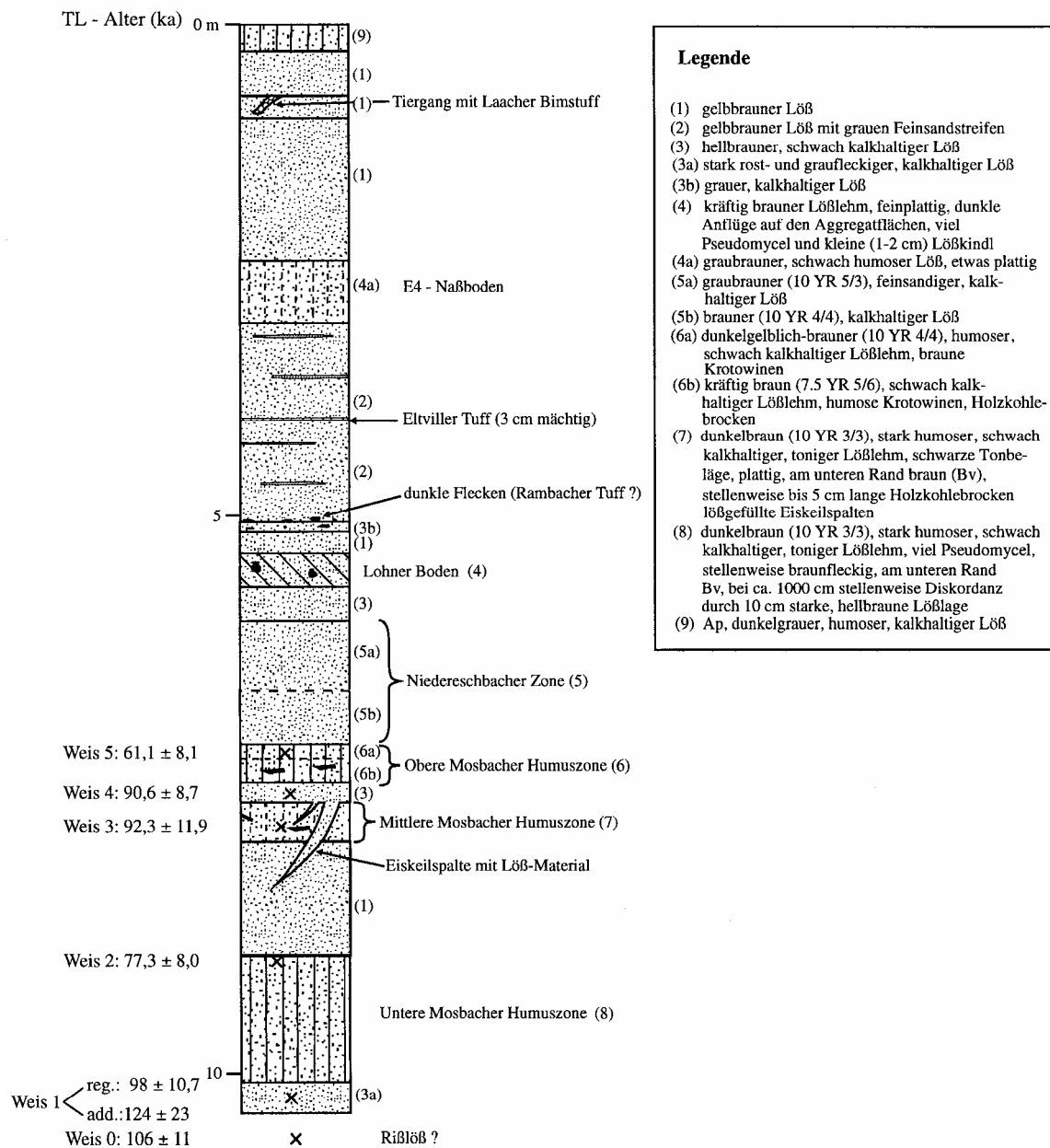


Abb. 25 Das Profil Mainz-Weisenau mit TL-Altern.

Verfügung gestellt (s. Abb. 25); eine detaillierte gemeinsame Publikation ist nach Abschluß aller Untersuchungen vorgesehen.

Die TL-Proben entstammen folgenden Horizonten im Zentrum der Mulde:

WEIS-5 der humosen Verlagerungszone im oberen Teil der oberen Mosbacher Humuszone;

WEIS-4 dem Löß zwischen oberer und mittlerer Mosbacher Humuszone;

WEIS-3 der Mitte der mittleren Mosbacher Humuszone;

WEIS-2 der Umlagerungszone an der Oberkante der unteren Mosbacher Humuszone;

WEIS-1 der Unterkante der unteren Mosbacher Humuszone (möglicherweise Riß-Löß);

Reiner Löß im Liegenden der unteren Mosbacher Humuszone konnte nur an der östlichen Flanke der Mulde aufgefunden werden. Dort wurde die Probe

WEIS-0 dem Cca-Horizont im Liegenden der unteren Mosbacher Humuszone entnommen (nach Ansicht von SEMMEL wahrscheinlich in Riß-Löß).

Bei Proben aus fossilen Bodenhorizonten, insbesondere aus fA-Horizonten, ist zu bedenken, ob durch ein TL-Alter der Zeitpunkt der Sedimentation oder der letzten Belichtung infolge starker Bioturbation bestimmt wird. Mittels der R- β -Methode datierten BERGER & MAHANEY (1990) fossile A-Horizonte in kolluvialen Sedimenten am Mt. Kenya. Für einen durch Keramikfunde und ^{14}C -Alter in die Römer- und Slavenzeit datierten fAh-Horizont einer Braunerde in spätglazialen Dünenanden des Baruther Urstromtales ermittelten BARAY & ZÖLLER (1993) ein übereinstimmendes TL-Alter. Eine Schwarzerde in Stillfried/Niederösterreich, welche frühbronzezeitliche Artefakte enthielt und von der aus eine frühbronzezeitliche Bestattung vorgenommen wurde (Grabung von Prof. Eibner, Heidelberg), wurde durch hochmittelalterlichen Löß-Aushub konserviert. Eine Probe aus dieser Schwarzerde lieferte ein TL-Alter von $3,9 \pm 0,6$ ka (ZÖLLER et al. 1994). Diese Ergebnisse sprechen für die seit längerem diskutierte Hypothese, dass Lumineszenz-Alter von Proben aus Humushorizonten, insbesondere aus Schwarzerden mit sehr starker Bioturbation, die Bodenbildung datieren und nicht die vorangegangene Sedimentation. Dies trifft für die Proben WEIS-5, WEIS-3, WEIS-2 und möglicherweise auch WEIS-1 zu. Allerdings liegt das 1σ -Konfidenzintervall von TL-Altern unterwürmzeitlicher Proben schon in der Größenordnung der in Frage kommenden Zeitspanne zwischen der Sedimentation und der nachfolgenden Schwarzerdebildung.

Mit Ausnahme des TL-Alters der Probe WEIS-2 ($77,3 \pm 8,0$ ka) steigen die mittleren TL-Alter mit dem stratigraphischen Alter an. Ein signifikantes radioaktives Ungleichgewicht konnte bei keiner der Proben festgestellt werden, allerdings ist der Kaliumgehalt der Probe WEIS-2 gegenüber den anderen Proben deutlich erhöht. Falls postsedimentär bzw. nach der Bedeckung der unteren Humuszone eine Kaliumzufuhr erfolgte, z. B. durch Hang- und Sickerwasser, ist die Dosisleistung während des zu datierenden Zeitraumes nicht konstant geblieben, sondern angestiegen. Das auf

Grundlage der heutigen Radionuklid-Konzentrationen berechnete TL-Alter muss dann zu jung ausfallen. Ebenso kann aber eine bezogen auf die anderen Proben veränderte mineralogische Zusammensetzung der Feinkornfraktion der Probe WEIS-2 das gegenüber den beiden stratigraphisch jüngeren Proben WEIS-3 ($92,3 \pm 11,9$ ka) und WEIS-4 ($90,6 \pm 8,7$ ka) verjüngte mittlere TL-Alter verursachen.

Der bedeutende Alterssprung zwischen den Proben WEIS-5 ($61,1 \pm 8,1$ ka) und WEIS-4 ($90,6 \pm 8,7$ ka) ist auffällig. WEIS-5 stammt aus einem Horizont im oberen Teil der oberen Mosbacher Humuszone, welcher durch seine im Vergleich zum unteren Teil hellere Färbung, geringeren Humusgehalt und schwache Verlagerungsmerkmale zu erkennen gibt, dass er nach dem Klimaoptimum eines warmen Interstadiales am Übergang zu einer kälteren Phase mit beginnender neuer Sedimentzufuhr gebildet wurde. Dennoch zeigen zahlreiche braune Krotowinen, dass die bodenbiologische Aktivität der Steppentiere noch einige Zeit über das Klimaoptimum hinaus bedeutsam war. Deshalb ist anzunehmen, dass das TL-Alter der Probe WEIS-5 das Ende der (Wald-) Steppenbodenbildung und nicht ihr klimatisches Optimum oder gar die vorausgegangene Lösssedimentation datiert. Letztere wird durch das TL-Alter von WEIS-4 ($90,6 \pm 8,7$ ka) angegeben. Aus den Altern und den sedimentologisch-paläopedologischen Überlegungen sind einige wichtige Konsequenzen für die Auswirkungen des Übergangs von Stufe 5 zu Stufe 4 im rheinhessischen Lößgebiet zu ziehen:

- 1) Der Löß zwischen der mittleren und der oberen Mosbacher Humuszone dürfte während der Unterstufe 5b sedimentiert worden sein. Eiskeilpseudomorphosen belegen die zumindest vorübergehende Existenz von Permafrost.
- 2) Die Bodenbildung der oberen Mosbacher Humuszone dauerte über das Klimaoptimum der Unterstufe 5a hinaus an und umfasste wahrscheinlich noch sommerwarme Steppenkimate (vgl. Burgtonna; HEINRICH & JÄGER 1978) während der älteren Abschnitte der Stufe 4 (Oerel und Glinde Interstadiale?).
- 3) Die Bildungszeit der oberen Mosbacher Humuszone darf nicht generell auf das Klimaoptimum der Unterstufe 5a beschränkt werden. In Profilen mit einer Aufspaltung der oberen Mosbacher Humuszone (z. B. Achenheim, Rotenberg) entspricht wahrscheinlich ihr unterer Teil der Unterstufe 5a, sofern er in situ erhalten ist, und ihr oberer Teil älteren Abschnitten der Stufe 4.
- 4) Die obere Mosbacher Humuszone dokumentiert eine recht lange Phase (in der Größenordnung von 10^4 a) mit weitgehender geomorphodynamischer Stabilität bzw. sehr geringer Sedimentationsrate in Depressionen.

Es ist naheliegend, die Bildung der mittleren Mosbacher Humuszone der Unterstufe 5c zuzuordnen. Das TL-Alter der Probe WEIS-3 ($92,3 \pm 11,9$ ka) steht dazu nicht im Widerspruch, allerdings ist die zeitliche Auflösung des 1σ -Konfidenzintervalls zu schlecht für präzisere chronologische Aussagen. Auch in diesem Falle ist wieder zu bedenken, dass das TL-Alter das Ende der Bodenbildung

datiert. Die Erhaltung eines fBv-Horizontes am unteren Rand der mittleren Mosbacher Humuszone deutet eine leichte Klimavariabilität von einem Waldklima zu einem Waldsteppenklima an. Mikromorphologische Studien könnten noch detailliertere Informationen liefern.

Die stratigraphische Stellung der unteren Mosbacher Humuszone von Weisenau ist nicht exakt zu ermitteln, da im Unterschied zur vollständigen Pedostratigraphie der Region (s. z. B. SABEL & THEWS 1986) keine letztinterglaziale Parabraunerde erhalten ist. Eine solche könnte vor Bildung der unteren Mosbacher Humuszone bis auf ihren Cca-Horizont erodiert worden sein. In diesem Falle würde die Bildungsdauer der unteren Mosbacher Humuszone nicht das Klimaoptimum der Unterstufe 5e (Eem) einschließen. Ebenso ist denkbar, dass eine ursprünglich ausgebildete Parabraunerde durch retrograde Verwitterung (KUKLA 1975) unter einem Waldsteppenklima unmittelbar nach dem Klimaoptimum des Eems völlig überprägt wurde und sich höchstens noch mikromorphologisch erkennen ließe. Die dritte Möglichkeit, dass es in Weisenau auch während des Eem-Klimaoptimums nicht zur Parabraunerdebildung kam, ist wegen der Erhaltung einer eemzeitlichen Parabraunerde in dicht benachbarten Profilen (nach einem neueren Befund durch Prof. Semmel sogar im Aufschluß Weisenau an einer benachbarten Stelle) als unwahrscheinlich anzusehen. Die TL-Alter der Proben WEIS-1 und WEIS-0 können aus zwei Gründen diese Frage nicht schlüssig beantworten: Erstens liegen die nach der Regenerierungsmethode bestimmten TL-Alter bereits in einer Größenordnung, bei der mit Altersunterschätzung gerechnet werden muss; es kann sich also durchaus um Rißlöß handeln. Zweitens ist der 1 σ -Fehler des mit dem Datenverarbeitungsprogramm von G. W. BERGER et al. (1992) mit der additiven Methode bestimmten TL-Alters von WEIS-1 (124 ± 23 ka) zu groß, um zu entscheiden, ob es sich um Riß- oder Unterwürmlöß handelt. Zur endgültigen Klärung der stratigraphischen Verhältnisse müssen weitere Untersuchungen wie Mikromorphologie und Malakologie abgewartet werden.

In den übrigen Profilen der Region, an denen TL-Datierungen vorgenommen wurden, sind Würm- und Rißlöse nur lückenhaft aufgeschlossen (s. ZÖLLER et al. 1988). In Bad Soden wurde eine Probe aus dem Lohner Boden (SO-1) $28,6 \pm 2,9$ ka datiert. Der Rißlöß ist völlig entkalkt. Die Probe SO-2 aus dem Bvt-Horizont des letztinterglazialen Bodens lieferte ein TL-Alter von 150 ± 13 ka. Darunter liegt eine schwache Humuszone mit einem TL-Alter von 149 ± 12 ka (SO-3). In ihrem Liegenden folgen ein Umlagerungshorizont und dann eine schwach verlagerte Weillbacher Humuszone, aus der die Probe SO-4 ein TL-Alter von 157 ± 13 ka ergab. Unter dem vorletzten fossilen B_t-Horizont ist ein wenige mm starkes Bändchen dunkler vulkanischer Tephra (wahrscheinlich die "Reinheimer Tephra", s. u.) in schwach humosen Löß eingebettet. Die TL-Proben SO-5 (253 ± 31 ka) und SO-6 (236 ± 26 ka) wurden jeweils dicht oberhalb und unterhalb der Tephra entnommen. Eine Korrelation der Tephra mit einem datierten Vulkanausbruch in der Osteifel ist unsicher, eine leuzitische Basalterruption der "Riedener Phase" (Phase 3, ca. 380-430 ka, v. d. BOGAARD & SCHMINCKE 1990) ist jedoch naheliegend. Hingegen erscheint eine

nephelitische Basalteruption der Phase 2 (ca. 450-620 ka) aus lößstratigraphischen Gründen unwahrscheinlich. Diese tephrostratigraphischen Überlegungen bestärken die Interpretation der TL-Alter an älteren Lössen (> ca. 100 ka) als Mindestalter. Die vermutlich gleiche Tephra wie in Bad Soden erscheint in Bad Weilbach in Löß unter dem vorletzten fossilen B_f-Horizont. Über diesem folgen die beiden Weilbacher Humuszonen des unteren Riß. Da in der oberen Humuszone Gerölle auf starke solifluidale Materialanlieferung schließen ließen, konnte nur aus der unteren Weilbacher Humuszone der Typlokalität eine TL-Datierung vorgenommen werden. Die Probe WE-3 aus dem unteren Teil der unteren Humuszone ergab das TL-Alter von 170±26 ka. Die basaltische Reinheimer Tephra liegt an der Typlokalität, der Ziegeleigrube Reinheim im Odenwald, in mächtigem kalkhaltigem Löß oberhalb des drittletzten fossilen B_f-Horizontes. Mit 216±23 ka (RH-7) unterhalb der Tephra und 228±37 ka (RH-6) oberhalb der Tephra wurden für den Löß ähnliche TL-Alter erzielt wie in Bad Soden, die wiederum nur ein Mindestalter für die Tephra angeben können. Zwei weitere datierte Proben aus Reinheim stammen von der Oberkante des Lohner Bodens (RH-1: 27,0±2,6 ka) und von seiner Unterkante (RH-2: 27,8±2,8 ka).

Zwei Einzelproben aus Würmlöß des Rheingaus verdienen noch Erwähnung: die Probe HA-4 (21,1±2,2 ka) wurde in einem kleinen Aufschluß am Waldrand oberhalb Hattersheim 5-10 cm über der Eltviller Tephra entnommen. Die Probe RAM (28,0±2,5 ka) entstammt Schwemmlöß 5-10 cm über der Rambacher Tephra an der Typlokalität, der ehemaligen Ziegeleigrube "Am Bingert" bei Wiesbaden-Rambach, wo die Tephra in verschwemmten streifigen Löß im unmittelbaren Hangenden des Lohner Bodens eingelagert ist.

So können aus dem Würmlöß der Region bisher folgende stratigraphische Leithorizonte chronologisch eingestuft werden:

- Eltviller Tephra ca. 21 ka;
- E₂-Naßboden zwischen ca. 25 und ca. 27 ka;
- Rambacher Tephra ca. 28 ka;
- Lohner Boden ca. 28-29 ka;
- Mosbacher Humuszonen > ca. 61 bis < ca. 114^{*}) ka.

(^{*}) Dieser Wert stammt vom Löß unterhalb der Mosbacher Humuszonen am Tönchesberg, da in Weisenau kein stratigraphisch sicherer Würmlöß im Liegenden der Mosbacher Humuszonen gefunden wurde.)

Bei diesen Werten sind die typischen zufälligen Fehler von bis zu ca. 20% (2♦) und die Gesamtfehler von 20-30% (2♦) zu berücksichtigen.

4.4.2. Kraichgau und Neckarland

In jüngerer Zeit wurden die Lössе des westlichen Kraichgаus von SABELBERG & LÖSCHER (1978) feinstratigraphisch bearbeitet. In den untersuchten Profilen konnte der Lohner Boden nicht festgestellt werden, obwohl Mittelwürmlöß mit Naßböden ausgegliedert wurde. Der Lohner Boden war einer Erosionsphase am Beginn des Oberwürms anheimgefallen. In den ungewöhnlich vollständigen Profilen von Nußloch und Rothenberg (BENTE & LÖSCHER 1987, BENTE 1987) konnte der Lohner Boden hingegen erkannt werden. Im sehr ausgedehnten Aufschluß Nußloch ist der Lohner Boden jedoch an den meisten Stellen ebenfalls erodiert bzw. nur noch mit seinem unteren Teil erhalten. Zahlreiche solifluidierte Linsen aus Bodenmaterial des Lohner Bodens bestätigen eindrucksvoll die Abtragsphase am Beginn des Oberwürms, der teilweise auch noch der E₁-Naßboden zum Opfer fiel. Der Nachweis der Eltviller Tephra in Nußloch (sowohl im Aufschluß des Steinbruches der Heidelberger Zement AG als auch in der Weißen Hohl, einem zur Wüstung Grauenbrunnen führenden mittelalterlichen Hohlweg) liefert einen entscheidenden tephrostratigraphischen Leithorizont zur Parallelisierung mit der südhessischen Stratigraphie. Im Profil Nußloch tritt die Eltviller Tephra in 3 m unter GOK zwischen den Naßböden E₃ und E₄ auf. Über dem E₄ ist, im Unterschied zu den südhessischen Profilen, in einem hellen, stärker grobschluffig-feinsandigen Löß ein weiterer Naßboden ausgebildet, der als E₅ der südhessischen Gliederung angefügt wird.

Im Liegenden des Lohner Bodens folgt der insgesamt sandigere Mittelwürmlöß mit zwei Naßböden und der "Niedereschbacher Zone" darunter. Diese wird von SEMMEL (1968, 1974) hauptsächlich als Umlagerungszone charakterisiert, daneben trägt sie aber auch Merkmale einer interstadialen Bodenbildung (schwache Verbraunung). In Nußloch ist die Niedereschbacher Zone in verschiedener Ausprägung aufgeschlossen: teilweise kappt sie ältere Bodenbildungen (Unterwürm-Humuszone, interglaziale Parabraunerde), an anderen Stellen (s. Abb. 19) gibt sie sich als schwache Verbraunung in Sandlöß bis Flug- und Dünensand (lößüberwehte Dünen bis 8 m Höhe) im unteren Mittelwürm zu erkennen. Der Niedereschbacher Zone ging eine sehr kalte Phase voraus, die in Nußloch durch folgende Beobachtungen belegt wird:

1. Taschenböden, die noch den unteren Teil der Sande erfassen und durch einen geringmächtigen grauen Löß bis in die Unterwürm-Humuszone reichen;
2. zahlreiche Frostspalten, die vom grauen Löß nach unten gehen;
3. die in Muldenlage erhaltenen subarktischen Wiesenböden ("Nußlocher Böden", s. 4.1.), für die sich eine Parallelisierung mit dem Glinde- und dem Oerel-Interstadial nach BERHE & LADE (1986) anbietet.

Die schon bei ZÖLLER et al. (1988) angedeutete Zweiteilung des B_t-Horizontes der interglazialen Parabraunerde kann in der besagten Mulde bestätigt werden: zwischen dem oberen, feinpolyedrisch-prismatischen (B_{t1})- und dem unteren, weitgehend kohärenten (B_{t2})-Horizont lagert eine 2-3

dm mächtige tonärmere Zwischenschicht ("Semipedolith" i. S. von PÉCSI) von weniger intensiver brauner Färbung mit deutlicher Frostplattigkeit. Der Interglazialboden von Nußloch ist also als Pedokomplex anzusprechen, aber mit oft undeutlicher Trennung der Teilglieder. Über einem älteren B_t wurde in einer Kaltphase nach Erosion des zugehörigen A-Horizontes eine Zwischenschicht abgelagert, in der bei erneuter Klimaverbesserung wieder B_t -Bildung stattfand. Der zugehörige A-Horizont wurde bei erneuter Klimaverschlechterung bei gleichzeitiger leichter Staubanwehung parautochton verlagert (MAI, Holzkohlefitter), bevor im oberen Teil erneute schwache Toninfiltration (violettbraune Tonkutane um die Bodenaggregate) einsetzte. Während einer weiteren Kaltphase wurde Löß akkumuliert, in dem sich in einem Interstadial eine Mosbacher Humuszone entwickelte. Der kalkhaltige Sandlöß im Liegenden des B_{t2} -Horizontes lieferte ein TL-Alter von 162 ± 15 ka, welches dem Riß entspräche. Da dieses Alter aus den besagten Gründen als Mindestalter zu interpretieren ist, kann nicht ausgeschlossen werden, dass der B_{t2} -Horizont zum vorletztinterglazialen Boden gehört. Die pedostratigraphische Ansprache von B_{t1} und B_{t2} als Pedokomplex unterstützt diese Auffassung jedoch nicht. Im Juni 1993 wurde bei einer Erweiterung des Aufschlusses nach S ein Profil aufgeschlossen, in dem der Sandlöß bis Flugsand im Liegenden des besagten Pedokomplexes eine schwache Mulde des Paläoreliefs ausfüllt. Auch hier war kein Löß oder entkalkter Rohlöß zwischen B_{t1} und B_{t2} aufzufinden. Im Liegenden des Sandlösses ist jedoch ein weiterer pseudovergleyter fB_t in entkalktem und teilweise vergleytem, dichtgelagerten Lößlehm über Terra fusca-Material zu finden. Die Aufschlußverhältnisse lieferten bisher keine Bestätigung dafür, dass der untere fB_t an der Stelle des zuvor beschriebenen Profils (Abb. 19) mit dem B_{t2} des Pedokomplexes konvergiert. Die mögliche Ausbildung des letztinterglazialen Bodens als Pedokomplex erfordert gründlichere Bearbeitung an stratigraphisch oder chronologisch eindeutigen Profilen (s. u.).

Rißlöß in typischer Fazies wurde von Dr. M. Löscher in der Weißen Hohl erbohrt und aufgegraben.

Im Profil Rotenberg (s. 4.1.) begann schon während des Oberwürms die Zerschneidung in Riedel durch Dellentälchen. Das Relief war zuvor durch Anwehung von Löß und bis zu 8 m hohen lößüberwehten Dünensanden des unteren Mittelwürms vorwiegend äolisch über einer Terrassenfläche aufgebaut worden. In Abb. 19 (nach ZÖLLER et al. 1988) werden beide Rotenberger Humuszonen mit der Nußlocher Humuszone ins Unterwürm gestellt. Aufgrund der neuen Befunde in Nußloch und des geringen Humusgehaltes könnte die obere Rotenberger Humuszone aber auch mit den arktischen Wiesenböden (Nußlocher Böden) des unteren Mittelwürms zu parallelisieren sein. Weitere Untersuchungen dazu müssen abgewartet werden.

Die liegenden fluvialen Terrassensande sind tiefgründig entkalkt. In den oberen 1,5 m sind die Reste einer gekappten Bänderparabraunerde erhalten, die ins letzte oder ein älteres Interglazial zu stellen ist.

Die prä-würmzeitlichen Lössе von Heilbronn-Böckingen wurden bereits im vorangegangenen Kapitel (4.2.) beschrieben, so dass hier eine Beschränkung auf das Würm erfolgen kann.

Der Oberwürm-Löß ist sowohl durch spätglaziale natürliche Erosion als auch durch Bodenerosion (Kappung einer degradierten Parabraunerde bis auf einen C_c/B_{th} -Horizont) stark verkürzt, Reste eines Naßbodens sind teilweise in 2-3 dm unter der Oberfläche erhalten, ab 5 dm liegt dann ein kräftiger Naßboden mit nach unten gerichteten Kryoturbations-Zapfen vor, der von BIBUS (1989) als E_2 angesehen wird. Die Eltviller Tephra ist nicht nachweisbar. Die TL-Alter aus dem Oberwürm-Löß stehen in Übereinstimmung mit der Einstufung des kräftigen Naßbodens als E_2 : oberhalb (HN-IL0) wurden $21,5 \pm 1,4$ ka (STW) bzw. $22,7 \pm 1,5$ ka (PTW) und unterhalb, unmittelbar über dem Lohner Boden in einer kryoturbaten vernässten Umlagerungszone 30 ± 3 ka (STW) bzw. 26 ± 3 ka (PTW) datiert (Abb. 22).

Der Lohner Boden ist hier zweigeteilt ausgebildet, in einen oberen, olivgrünlich-braunen, und einen unteren, humusbräunlichen Teil. BIBUS (1989) gliedert deshalb den unteren Teil als "Böckinger Boden" des Mittelwürms gesondert aus. Nach RÄHLE (in BIBUS 1989) führt der Bereich des Lohner Bodens überwiegend hochkaltzeitliche, nicht selten aber auch anspruchsvollere Mollusken. Für den Löß an der Unterseite des oberen Lohner Bodens ergaben sich TL-Alter von 41 ± 4 ka (STW) bzw. 36 ± 3 ka (PTW), während an der Unterseite des Böckinger Bodens mit 50 ± 5 ka (STW) bzw. 66 ± 6 ka (PTW) deutlich höhere Sedimentationsalter datiert werden. (Das PTW-Alter erscheint hier als Ausreißer, möglicherweise als Folge nicht korrekter Peak-Anpassung bei der Datenauswertung der TL-Leuchtkurven). Aus den Daten ergibt sich für das Profil Böckingen eine im Vergleich zu anderen Profilen (Nußloch, Rotenberg) recht geringe Sedimentationsrate bzw. Mächtigkeit des Mittelwürms. Es blieb also mit etwa 20 ka (STW-Daten) bzw. 40 ka (PTW-Daten) eine lange Zeit für interstadiale Bodenbildungen bei geringer Sedimentation (s. u. Hagelstadt), während z. B. in Nußloch oder Rotenberg die hohe Mittelwürm-Sedimentationsrate die Ausbildung eines kräftig verbraunten Böckinger Bodens verhinderte. Ebenso ist aber denkbar, dass der Böckinger Boden einer Erosionsphase zum Opfer gefallen ist. Die Annahme von BIBUS (1989), dass der Böckinger Boden in einem älteren Mittelwürm-Interstadial als Denekamp, nämlich Hengelo oder Moershoefd, entstanden sei, wird durch die TL-Daten gestützt. Die TL-Alter, die JANOTTA (1991) aus der Gegend (Profil Berghausen 6 km ONO von Karlsruhe-Durlach) für Profilabschnitte angibt, die dem Lohner und dem Böckinger Boden entsprechen, liegen in der gleichen Altersspanne wie die hier genannten STW-Alter.

Unter dem Mittelwürm-Löß folgt die Niedereschbacher Zone, die überwiegend aus Humuszonen-Material besteht und von zahlreichen Krotowinen durchsetzt ist. Hochkaltzeitliche und anspruchsvollere Mollusken-Arten treten gemischt auf (RAEHLE in BIBUS 1989). Starke biogene Tätigkeit (Krotowinen mit verschiedenartiger Füllung) kennzeichnet auch die kräftig ausgebildete Altwürm-

Humuszone, die den - ebenfalls noch von unterwürm-zeitlichen Krotowinen durchsetzten - letztinterglazialen B_t -Horizont überlagert. Obwohl bei der TL-Beprobung angestrebt wurde, von Krotowinen fernzubleiben, kann nicht ausgeschlossen werden, dass eine biogene Vermischung des Lösses der Humuszone mit jüngerem Material erfolgt ist und somit eine Verjüngung des Sedimentationsalters in Richtung auf das Alter der letzten, den Horizont betreffenden Bioturbation vorliegt. Das TL-Alter der Humuszone wurde mit $63,1 \pm 6,5$ ka (STW) bzw. $68,4 \pm 6,4$ ka (PTW) datiert.

Wenn auch die Würmlöß-Stratigraphie in Böckingen nicht vollständig ausgebildet ist, so sind doch entscheidende pedostratigraphische Horizonte vertreten (Altwürm-Humuszone, Niedereschbacher Zone, Böckinger Boden, (oberer) Lohner Boden und - vermutlich - der E_2 -Naßboden), die die Ausgliederung der wichtigsten chronostratigraphischen Einheiten erlauben: Unterwürm, Mittelwürm und Oberwürm. Für die Pedostratigraphie des Mittelwürms in Süddeutschland könnte das Profil aufgrund der Ausgliederung des unteren Lohner Bodens als selbständigen Paläoboden (Böckinger Boden) neue Akzente setzen. Die mittels der TL-Alter erstmals gelungene chronostratigraphische Differenzierung der beiden Mittelwürm-Interstadialböden liefert dabei einen guten Ansatz für vergleichbare Untersuchungen in anderen Profilen. Im Profil der Ziegelei Schmid in Bönningheim am NO-Abhang des Stromberges konnte BIBUS (1989) ebenfalls eine Zweiteilung des Lohner Bodens zeigen. Der fragliche Zeitraum zwischen etwa 30 und etwa 60 ka vor heute liegt jenseits des allgemein als zuverlässig angesehenen Datierungsintervalls der ^{14}C -Methode, aber innerhalb der mit der TL-Methode zuverlässig datierbaren Zeitspanne. Eine direkte Korrelierung mit durch ^{14}C -Daten etwa 40 ka BP datierten interstadialen Horizonten erscheint noch verfrüht, sofern keine unabhängigen Datierungsergebnisse - z. B. TL-Alter - vorliegen. In der Vulkaneifel konnte aber für eine fossile Braunerde unter basaltischer Asche des Mosenberg-Vulkans, welche Blattabdrücke sowie einen ca. 10 cm dicken Baumstamm konservierte, ein Alter vergleichbar dem des Böckinger Bodens wahrscheinlich gemacht werden. Der südlichste und älteste Krater des Mosenberg-Komplexes wurde mittels TL an einem gefritteten Devonschiefer-Stück auf 42 ± 3 ka datiert (ZÖLLER 1989 b). Ein ^{14}C -Alter des erwähnten Baumstammes von 28750 (+2270/-1760) a BP interpretieren BÜCHEL & LORENZ (1984) als Mindestalter, und ein weiteres von 28400 (+1500/-1300) BP (JUVIGNÉ et al. 1988) aus Seeablagerungen im jüngsten Krater des Mosenberg-Komplexes datiert bereits Sedimente nach Abschluß der vulkanischen Tätigkeit. Die TL-Methode besitzt das Potential, die Chronologie des Mittelwürms und seiner Interstadialbildungen weiter aufzuhellen und so den Böckinger Boden überregional stratigraphisch zu korrelieren.

Außerhalb des hier besprochenen Arbeitsgebietes scheinen aber durchaus Äquivalente des Böckinger Bodens zu existieren. In der Paläolith-Grabung Stratzing bei Krems in Niederösterreich (NEUGEBAUER-MARESCH 1993) liegt die untere Aurignacien-Fundschicht im Bereich eines kastanienbraunen, leicht verlehnten Bodens. Das bisher einzige TL-Alter aus dieser Schicht beträgt

46,2±4,2 ka und datiert vermutlich die der Bodenbildung vorausgegangene Lösssedimentation, während ¹⁴C-Alter an Holzkohlen mit etwa 32 ka deutlich jünger sind und die aurignacienzeitliche Besiedlung datieren. In Willendorf ist im fraglichen Zeitraum kein Boden in situ erhalten, stattdessen liegen unterhalb der Kulturschicht 4 (¹⁴C-Alter um 31 bis 32 ka) wegen des steilen Reliefs und zur Ablagerungszeit feuchteren Klimas bräunliche Hangsedimente aus Lößderivaten und Steinchen, deren Holzkohlen ¹⁴C-Alter von bis nahezu 42 ka geliefert haben (HAESSAERTS 1990). In Mähren tritt ein kastanienbrauner Steppenboden unter der Bezeichnung "Bohunice-Boden" auf (VALOCH 1976, 1990), dessen Holzkohlen ¹⁴C-Alter um 41000 Jahre ergeben haben. Er enthält die Fundschichten des "Bohunicien", einer Übergangskultur des späten Mittelpaläolithikums mit ersten Kennzeichen des jungpaläolithischen Aurignacien. In Dolní Vestonice fehlt der entsprechende Boden offensichtlich, weshalb seine Bedeutung für die Lößstratigraphie wohl lange unerkannt blieb. Im benachbarten ungarischen Lößhügelland sprechen TL-Alter aus dem oberen Teil des "Mende felső"-Bodens (MFI) zwischen etwa 40 und 45 ka (ZÖLLER & WAGNER 1990, SINGHVI et al. 1989, ZÖLLER et al. 1994) für eine Parallelisierung des MFI-Bodens mit dem Bohunice-Boden bzw. dem Böckinger Boden. Beim MFI handelt es sich um eine fossile Schwarzerde. Der Böckinger Boden entspricht hingegen eher dem Typ einer Braunerde unter feuchterem, kühlgemäßigem Klima. In Achenheim schließlich sind aus dem gleichen Zeitraum nur stark verschwemmte Lössse als Zeichen stärkerer Erosionstätigkeit auf den Hängen bei hoher Feuchte erhalten.

Die Vollständigkeit der Jungrißlöß-Folge und die überregional korrelierbaren pedostratigraphischen Leithorizonte des Würm-Lösses verleihen zusammengenommen dem Böckinger Profil eine einzigartige Stellung in der Quartärstratigraphie Süddeutschlands und angrenzender Gebiete. Offenbleiben muss zunächst die Frage, ob die Bildung des 1.fB_t-Horizontes mit der Sauerstoffisotopen-Stufe 5e gleichzusetzen ist, oder ob das Klimaoptimum des Riß/Würm-Interglazials in kontinentalen Gebieten verzögert einsetzte (vgl. die Diskussion um Burgtonna) und die Bildung des obersten Bruckköbeler Bodens der Unterstufe 5e entspricht. Der mit dieser Bodenbildung verknüpfte Hiatus von annähernd 13-45 ka sollte auf jeden Fall paläopedologische und paläoklimatische Beachtung finden.

Die Lößstratigraphie des Neckar-Raumes konnte in der Ziegelei Nestrasil in Besigheim durch BIBUS (1989) entscheidend erweitert werden, da Lössse gefunden wurden, die nach ihrer Schneckenführung und ihrer Paläoböden-Typologie ins Altpleistozän gestellt werden. Insgesamt 6 bis 7 als interglazial angesehene Paläoböden in Löß konnten von BIBUS ausgeschieden werden. Sie liegen über Terrassenkiesen der Enz, welche mit ihrer Basis nur 23 m über der Talauflage liegen, ein Hinweis auf eine bedeutende altpleistozäne Tiefenerosion. Lössse des Würms und des jüngeren Riß sind in Besigheim nicht so mächtig und vollständig ausgebildet wie in Böckingen; der Lohner Boden, die Niedereschbacher Zone, die Mosbacher Humuszone, der letztinterglaziale B_t sowie vier

der Bruchköbeler Naßböden sind als charakteristische pedostratigraphische Horizonte jedoch vertreten. "Die Ostheimer Zone an der Basis des Rißlösses ist als mächtige Bodensedimentschicht entwickelt. In Dellenposition kann unter ihr noch der Rest einer Weilbacher Humuszone auftreten." (BIBUS 1989:14). In diesen beiden Zonen sowie dem untersten der Bruchköbeler Naßböden sind nach RÄHLE (in BIBUS 1989) charakteristische frühglaziale Schneckenfaunen ohne typisch hochglaziale Leitformen vertreten. Letztere treten erst darüber auf. Malakologisch zeigen sich damit Parallelen zum Rißlöß von Böckingen.

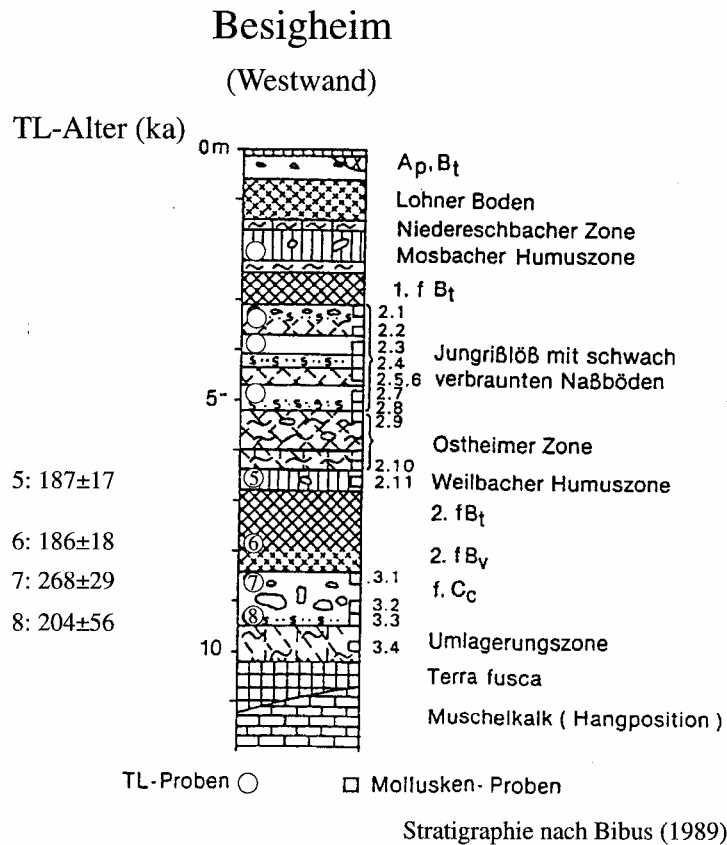


Abb. 26 Das Profil Besigheim mit TL-Altern.

Die TL-Datierungen am Profil Besigheim (Ostwand) konzentrierten sich auf den Abschnitt zwischen der Weilbacher Humuszone und dem kalkhaltigen Löß der drittletzten Kaltzeit. Für humosen Löß der Weilbacher Humuszone (BES-5, Abb. 26) wurde ein Mindestalter von 187±17 ka datiert, wegen sehr unterschiedlichem Verlauf der additiven und der regenerativen TL-Wachstumskurve muss dieses TL-Alter aus methodischen Gründen jedoch als fragwürdig eingestuft werden. Bei den übrigen drei datierten Proben konnten die TL-Sensitivitätsänderungen als nicht signifikant angesehen werden. Die Proben BES-6 aus dem 2.fB_t (186±18 ka), BES-7 aus dem oberen Teil des 2.fC_c

(268±29 ka) und BES-8 aus dem untersten Teil des 2.fCc (204+56/-41 ka) lieferten Mindestalter, die mit der löß- und pedostratigraphischen Einstufung der beprobten Horizonte übereinstimmen. Zugleich zeigen diese Daten erneut, dass für Löss- und Paläoböden älter als etwa 200 ka mit Hilfe von TL-Altern (Feinkorn-technik) nach der Regenerierungsmethode keine chronostratigraphische Differenzierung mehr vorgenommen werden kann. Die Korrelierung der Lößstratigraphie des Neckargebietes mit dem Schlüsselprofil von Achenheim/Elsaß wird weiter unten diskutiert (4.4.3.).

In der Sandgrube "Im Grafenrain" in Mauer wurde am 21.10.1907 von dem Arbeiter Daniel Hartmann aus Mauer der Unterkiefer des *Homo erectus heidelbergensis* gefunden, welcher bis heute mit einem geschätzten Alter um 610 bis 720 ka (HAMBACH et al. 1992) das älteste menschliche Fossil Europas darstellt. Dadurch wurde die Lokalität weltberühmt.

Mit der Einbindung der "Mauerer Sande" des Neckars in das System der pleistozänen Terrassen und abgeschnürten Mäander des Neckars haben sich in jüngerer Zeit GRAUL (1977) und ZIENERT (1989) beschäftigt. Die Entstehung und Entwicklung des Mauerer Mäanders hat sehr anschaulich KRAATZ (1992 b und in SCHWEIZER 1982) dargestellt (s. a. SOERGEL 1933). Spaltspur-Alter zur thermischen Geschichte des Odenwaldes (WAGNER 1988) belegen eine gegenüber dem nördlichen Odenwald wesentlich jüngere Heraushebung des südlichen und des sogenannten Kleinen Odenwaldes. Ein Andauern der Kippung nach S zur Kraichgau-Mulde könnte leicht die Anlage des Mäanders um den Horst des Hollmuth-Umlaufberges und die große Mächtigkeit der Neckarsedimente bei Mauer erklären (vgl. SOERGEL 1933), jedoch sind etwa gleichalte Talverschüttungen gleicher oder größerer Mächtigkeit auch von anderen Flußsystemen bekannt (mittlerer Main; KÖRBER 1962, Neckar im Heilbronner Becken; BIBUS 1989). Die höchstgelegenen Schotter, die heute noch im Bereich des Mäanders gefunden werden, die Wiesenbacher Schotter, dürften mindestens unterpleistozänes Alter haben. Ob die ältesten Neckarschotter in Mauer, die 1991 erstmals in Bohrungen angetroffen wurden (ZÖLLER & STREMMER 1992), den Wiesenbachern entsprechen oder jünger sind, ist noch offen. Nach Ablagerung der Mauerer Sande verkürzte der Neckar zunächst seinen 16 km langen Mäander um einige km und benutzte die Wiesenbacher Talung, die noch heute zwischen den Ortschaften

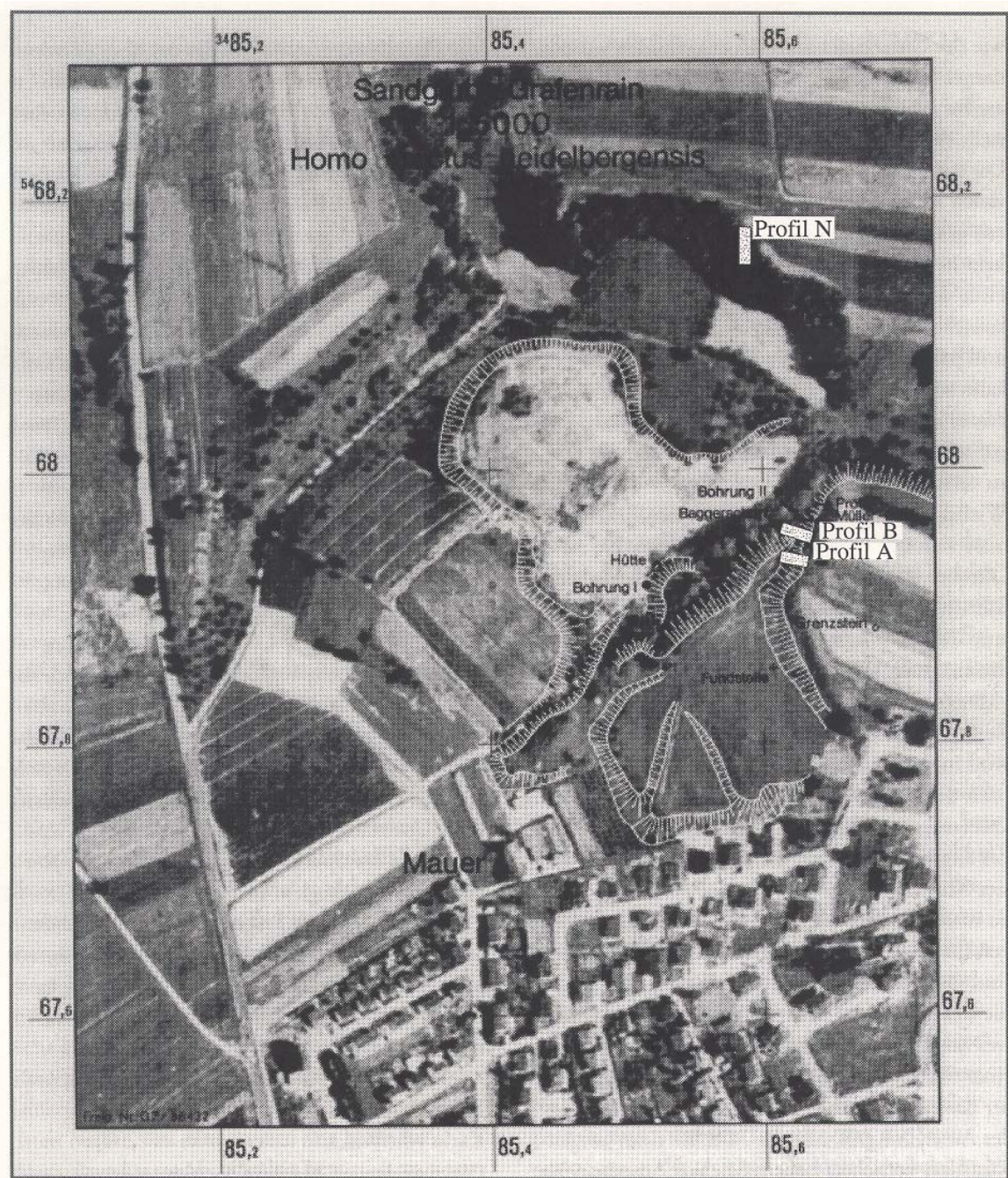


Abb. 27 Lage der Profile in der ehemaligen Sandgrube "Im Grafenrain" bei Mauer (nach "Schichten von Mauer", Hrsg. K.W. Beinhauer & G.A. Wagner, 1992).

Wiesebach und Bammental deutlich zu erkennen ist. Nach GRAUL (1977) geschah dies während der Mindel-Eiszeit. Ab diesem Zeitpunkt konnte auf den dann trockengefallenen Mauerer Sanden Löß akkumuliert werden. Die endgültige Abschnürung des Mäanders bei Neckargemünd geschah später, im Riß- (ZIENERT 1989) oder im Mindel-Glazial (GRAUL 1977). Die Altersstellung der Mauerer Sande selbst soll hier zugunsten der Lößstratigraphie von Mauer nicht weiter diskutiert werden sondern einer von der Arbeitsgruppe Mauer geplanten Monographie vorbehalten bleiben (s. a. HAMBACH et al. 1992). GRAUL (1977) betont, dass mit den Löß-Deckschichten von Mauer nur bis zum drittletzten Glazial Stratigraphie betrieben werden könne. Neue Befunde (BIBUS 1992) lassen aber die Möglichkeit offen, dass in der Nordwand der ehemaligen Grube "Im Grafenrain" auch älterer Löß erhalten ist (s. u.).

Während zahlreiche Bearbeitungen des Fossilinhaltes der Mauerer Sande vorliegen (s. KRAATZ 1992 a, v. KÖNIGSWALD 1992), wurden die Lößdeckschichten seit SOERGEL (1933) eher stiefmütterlich behandelt. Die Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften hat 1990 eine Arbeitsgruppe Mauer initiiert mit dem Ziel, die quartärstratigraphische Stellung der Fundschicht, ihr Alter sowie die Geoarchäologie der Lokalität unter Einsatz vielfältigster moderner naturwissenschaftlicher Methoden genauer zu erforschen. Ein Teil dieser Arbeiten befasst sich mit den Lößdeckschichten. Da die Böschungen der ehemaligen Grube seit ihrer Offenlassung 1962 und späteren Ausweisung als Naturschutzgebiet stark verwachsen sind und Aufschlußarbeiten nur in einem mit dem Naturschutz verträglichen Ausmaß durchgeführt werden können, wurden an verschiedenen Stellen durch die tatkräftige Unterstützung von Dr. M. Löscher und Schülern seiner Geologie-Leistungskurse am Gymnasium Sandhausen in mühevoller Handarbeit Schürfe bis auf die obersten Mauerer Sande angelegt. Es zeigte sich, dass die Lößdeckschichten derart stark von Erosionsdiskordanzen durchsetzt sind, dass eine Korrelation der einzelnen Profile nur schwer möglich war bzw. noch in der Diskussion steht (BIBUS 1992, ZÖLLER & STREMMER 1992). Die TL-Datierungen wurden von Dipl.-Geol. Barbara Bente und dem Verfasser durchgeführt. Leider wurden aufgrund der beruflichen Veränderung von Frau Bente die dosimetrischen Daten (Tab. 3 im Anhang) nicht mehr durch weitere unabhängige Methoden überprüft. Neuberechnungen der TL-Alter auf Grundlage der noch vorhandenen Daten führten zum Teil zu geringfügigen Abweichungen von den bei ZÖLLER & STREMMER (1992) mitgeteilten Altern.

Würmlöß ist, obwohl noch sehr lückenhaft, am vollständigsten in der Nordwand vertreten (Abb. 28c). Östlich der dargestellten Profilsäule sind im Mittelwürm-Löß starke Verschwemmungen erkenntlich. Der Oberwürm-Löß erscheint stark erodiert, die Eltviller Tephra konnte noch nicht gefunden werden, der E₂- und der E₃-Naßboden sind aber nach Ansicht von BIBUS (mündl. Mitt.) offensichtlich erhalten. Der untere Lohner (Böckinger) Boden erscheint in 3,5-4,1 m unter GOK in charakteristischer Ausbildung und ist an seiner olivbräunlichen Farbe, den leichten Tonanflügen

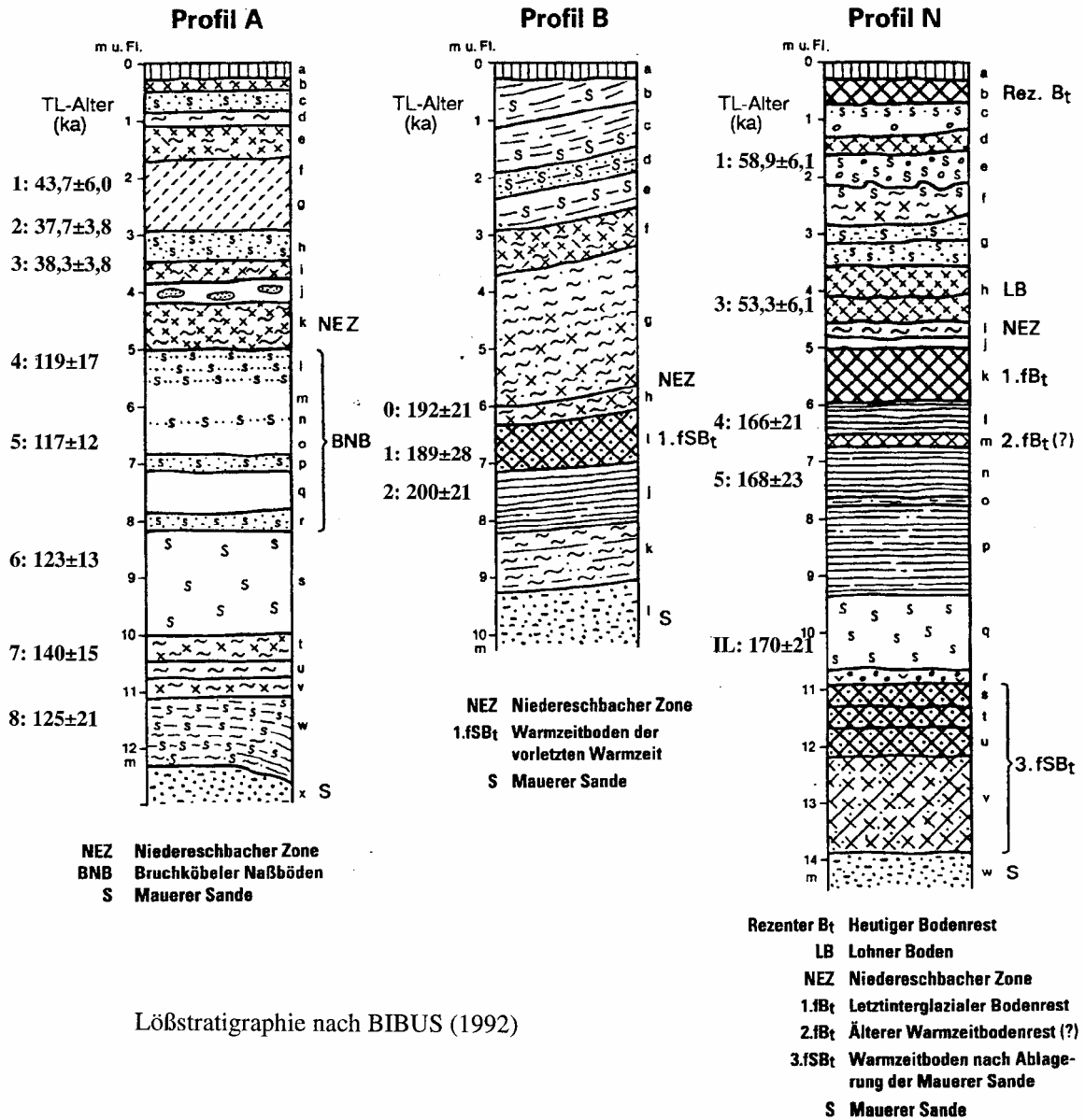
auf den Aggregaten sowie der mm-starken Feinplattigkeit durch Frosteinwirkung zu erkennen. Ob die schwache Verbraunung in ca. 1,3-1,6 m unter GOK dem (oberen) Lohner Boden entspricht, kann aufgrund fehlender typischer Merkmale nicht entschieden werden. Ein TL-Alter von $54,8 \pm 4,2$ ka in 4 m unter GOK entspricht der am Profil Böckingen ermittelten Altersvorstellung über das Sedimentationsalter des durch die Böckinger Bodenbildung verbrauchten Lösses. Es liegt nahe, diesen Boden mit dem Gräselberger Boden SEMMELs zu parallelisieren.

Mosbacher Humuszonen fehlen im N-Profil ebenso wie in den anderen bearbeiteten Profilen von Mauer. Umgelagerte, in die Niedereschbacher Zone eingearbeitete Reste einer Mosbacher Humuszone konnten lediglich in einer nicht näher bearbeiteten Lößwand auf der linken Seite des Grubeneinganges (E-Seite) erkannt werden. Im N-Profil liegt der Mittelwürm-Löß unmittelbar dem - hier noch erhaltenen - leicht verlagerten Al-Horizont (mit Holzkohleflittern und Mn-Konkretionen) der 1. fossilen Parabraunerde auf. Weiterhin ist in einem fossilen Dachsbau im $1.fB_t$ Material des fAl -Horizontes zu finden.

In der SE-Wand wurden zwei Schürfe im Abstand von etwa 30 m angelegt (vom Grubeneingang am Gedenkstein vorbei, nach ca. 100 m auf der rechten Seite Profil Mauer A, etwas weiter Mauer B; zur Lage der Profile s. Abb. 27). Im Profil Mauer A (Abb. 28a) konnte kein typischer Lohner Boden identifiziert werden. Bei ca. 2 m und ca. 3 m unter GOK erscheinen allerdings jeweils von Naßböden überlagerte Verbraunungen im kalkhaltigen Löß. Darunter sind die Schichten bis ca. 4,30 m sehr streifig ausgebildet und enthalten im tieferen Teil kleinere Kryoturbationen und Frostspalten sowie Linsen von umgelagertem, entkalktem B_t -Material (Niedereschbacher Zone). Die 3 TL-Alter der Proben MAU-A1 ($43,7 \pm 6,0$ ka), -A2 ($37,7 \pm 3,8$ ka) und -A3 ($38,3 \pm 3,8$ ka) sprechen für ein mittelwürmzeitliches Alter der Verbraunungen bzw. für solifluidale Umlagerung mittelwürmzeitlicher Horizonte (vgl. Solifluktionshorizont bei ca. 3,70 m unter GOK im Profil B); die untere Verbraunung dürfte jünger sein als die im N-Profil als Böckinger Boden angesprochene. Ob es sich um einen tieferen Teil eines erodierten oberen Lohner Bodens oder um eine schwache Verbraunung zwischen Lohner und Böckinger Boden handelt, kann noch nicht schlüssig entschieden werden.

Die Abfolge bis einschließlich der unteren Verbraunung kann in der Lößwand bis zum Profil B (Abb. 28b) verfolgt werden (s. BIBUS 1992). Darunter folgt eine über 3 m mächtige Zone mit starker Vermischung kalkhaltiger und entkalkter Lösses, die insbesondere zwischen 3,5 und 4,5 m sowie zwischen 5 und 6 m unter GOK zahlreiche Streifen umgelagerten B_t -Materials enthält und zwischen 6,2 und 6,3 m nahezu ausschließlich aus B_t -Material besteht. Bei ca. 6,3 m unter GOK liegen diese Umlagerungszonen einem in situ befindlichen kräftig ausgebildeten fB_t -Horizont auf, der einschließlich seiner Lamellenfleckenzone über 2 m mächtig wird.

Mauer



Lößstratigraphie nach BIBUS (1992)

Abb. 28 Die Löß-Deckschichten bei Mauer mit TL-Altern.

Im Profil A gestaltet sich die Abfolge im Liegenden des Würms völlig unterschiedlich: von einem fB_t/B_v -Horizont ist nur noch ein etwa 2 dm starker Erosionsrest in situ erhalten. Der Beweis, dass dieser Rest in situ liegt, gelingt über eine mit violett-rötlichbraunem Fließton verfüllte, 2-3 cm breite Frostspalte, die sich über einen m tief in den liegenden kalkhaltigen Löß verfolgen ließ und an der Obergrenze des fB_t/B_v zur Niedereschbacher Zone abriß. Unter diesem Bodenrest liegen nahezu 5 m kalkhaltiger Löß, in deren oberem Teil mindestens drei Naßböden (Bruchköbeler Böden nach BIBUS 1974) ausgeschieden wurden, über einem etwa 0,8 m mächtigen rötlichbraunen Bodensediment mit eindeutigen Verlagerungserscheinungen (Ostheimer Zone nach BIBUS 1974). Darunter wurden noch Fließlöß mit Schmitzen von Sand und B_t -Material und schwach lehmige Feinsande mit Kryoturbationen und einer wohl im gefrorenen Zustand verlagerten größeren Linse aus kalkhaltigem Löß sowie plattigen karbonatischen Krusten mit fossilen Trockenrissen über größerem Sand ergraben. Die gesamte beschriebene Abfolge unterhalb des fB_t/B_v -Bodenrestes wird als zunächst fluvial-solifluidal-abluale, später äolische Verfüllung einer Rinne interpretiert, welche sich zu Beginn des Riß bis auf die Oberkante der Mauerer Sande eingetieft hatte. Das von SCHOETENSACK (1908) unmittelbar an der Fundstelle des Unterkiefers aufgenommene Profil weist an der Unterseite der Lössse eine ähnliche Beschreibung auf, welche nahelegt, dass die Schichtenfolge im unteren Teil von Mauer A bis zur ehemaligen Fundstelle (s. Abb. 27) durchzog.

Die prä-würmzeitliche Abfolge des Nord-Profiles gestaltet sich wiederum anders, zeigt aber eine interessante Parallele zum Profil Nußloch (s. o.): der fB_t -Horizont wird fast 1,5 m mächtig und weist ebenso wie in Nußloch eine Zweigliederung in einen oberen Teil mit gut ausgeprägtem prismatischen Gefüge und einen unteren Teil mit stärker kohärentem Gefüge auf. Darunter folgt eine etwa 2,5 m mächtige Lamellenfleckenzone, in deren oberen Teil bei etwa 6,5-6,8 m unter GOK ein etwa 0,3 m starker, schwacher B_t - bzw. B_{vt} -Horizont auftritt. Es stellt sich die Frage, ob der mächtige $1.fB_t$ zwei Interglaziale vertritt. Unterhalb des Lamellenfleckenhorizontes erscheint von 9,4 m bis 10,7 m unter GOK ein entkalkter, schwach grünlich gefärbter grauer Löß mit schwachen Hydromorphiemerkmalen. Derartige grünlich-graue Lössse sind nach Ansicht von BIBUS (1992) im Neckarland älter als Riß. Von 10,7 m bis 11 m folgt ein zweigeteilter fA_1S_w -Horizont mit starken Mn-Konkretionen über einem $3.fB_t$, welcher bis etwa 12,2 m reicht. Sein B_{vt} -Horizont ist bis 13 m unter GOK in Lößlehm ausgebildet und greift noch etwa 0,4 m in die liegenden Mauerer Sande hinein. Im N-Profil besteht somit die Möglichkeit, dass - entgegen GRAUL (1977) - Löß aus der viertletzten oder einer älteren Kaltzeit erhalten ist.

Da die TL-Alter im Liegenden des $1.fB_t$ Mindestalter sind, lässt sich diese Frage noch nicht schlüssig klären. Die Probe MAU-N4 an der Unterseite des $1.fB_t$ lieferte mit 166 ± 21 ka ein Alter, das dem der Probe NU-5 (162 ± 15 ka) in gleicher pedostratigraphischer Position entspricht. Wegen der noch nicht quantifizierbaren TL-Altersunterschätzung an der Feinkornfraktion von Löß kann es sich aber, ebenso wie in Nußloch, um Löß aus der drittletzten Kaltzeit handeln. Die

Altersunterschätzung wird deutlich, wenn man die stratigraphisch tieferen Proben MAU-N5 unter dem schwach entwickelten $2.fB_t$ (168 ± 23 ka) und MAU-NIL aus dem grünlich-grauen Löß (170 ± 21 ka) hinzuzieht. Diese Alter sind nicht signifikant von dem der Probe MAU-N4 verschieden. Die Probe MAU-NIL wurde zu einem internationalen "Inter-Laboratory"-Vergleich an verschiedene TL-Laboratorien versandt, bisher hat aber nur FRECHEN (1991) ein Ergebnis publiziert; das von ihm ermittelte Alter ist mit dem hier mitgeteilten konsistent.

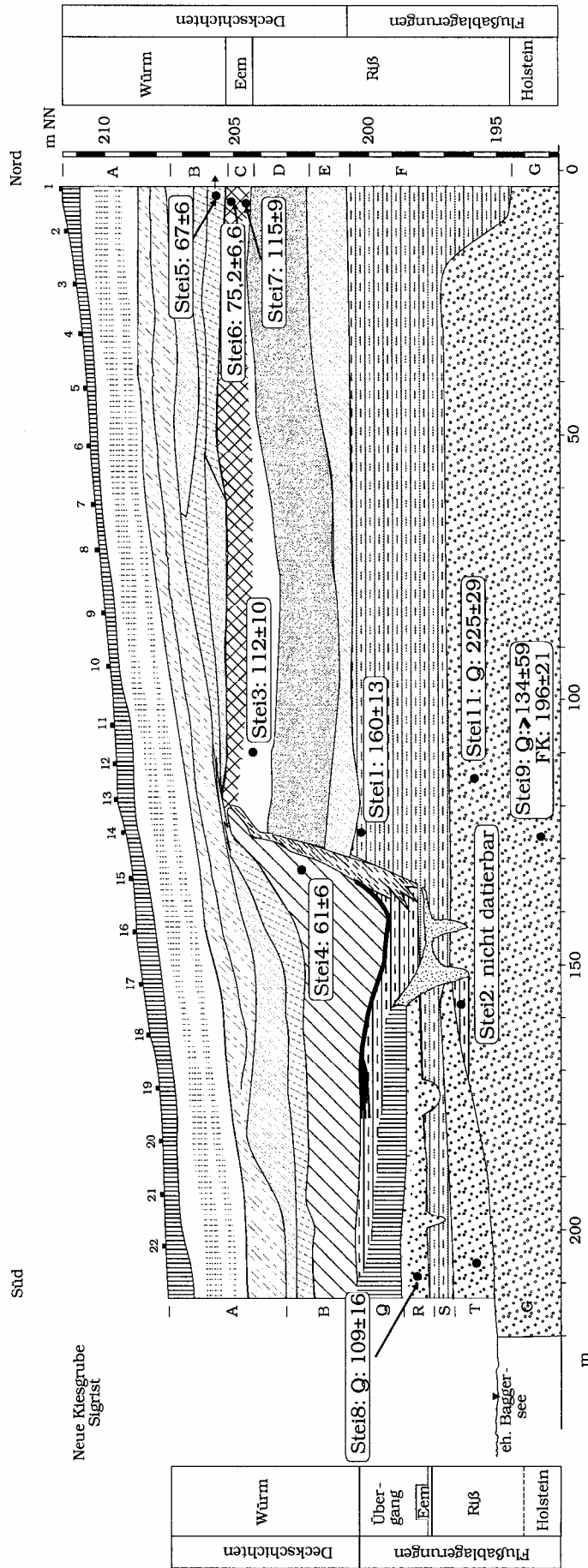
Im Profil Mauer A wurden unterhalb des $1.fB_t/B_v$ TL-Mindestalter zwischen 117 ± 12 ka und 140 ± 15 ka datiert (Abb. 28a). Der Erosionsrest des $1.fB_t$ wird daher ins Riß/Würm-Interglazial gestellt. Die Tatsache, dass auch die solifluidierte Lößlinse in den lehmigen Feinsanden bei 12 m unter GOK ein TL-Mindestalter von nur 125 ± 21 ka geliefert hat, legt nahe, dass es sich um eine Scholle von Rißlöß handelt, welche bald nach seiner Anwehung in die Hohlform abrutschte.

Der in situ erhaltene fB_t -Horizont zwischen 6,3 und nahezu 8,3 m unter GOK im Profil Mauer B muss aufgrund der TL-Alter älter als Eem eingestuft werden (mindestens vorletztes Interglazial). Die Probe MAU-B0 aus dem den fB_t überlagernden Fließlöß mit umgelagerten Bodenresten lieferte 192 ± 21 ka (Abb. 28b); dieses Alter kann aufgrund der solifluidalen Einmischung älteren Materials überschätzt sein (s. ZÖLLER 1989 a). Die Proben MAU-B1 aus dem oberen Teil des fB_t (7 m unter GOK) mit 189 ± 28 ka und MAU-B2 aus dem fB_{vt} (ca. 7,8 m unter GOK) mit 200 ± 21 ka lieferten TL-Mindestalter, die deutlich zu alt für das letzte Interglazial sind. Die Folgerung, dass der Bodenrest mindestens aus dem vorletzten Interglazial stammt, löst die Korrelierungsprobleme mit dem Profil Mauer A: erstens folgt unter dem Lößlehm des fossilen Bodens in Mauer B kein kalkhaltiger Löß mehr wie in Mauer A, sondern gleich ein wenig verwitterter Hochflutlehm (Rinnenfüllung), zweitens liegt der fB_t in Mauer B deutlich (3-4 m) tiefer als der fB_{vt} in Mauer A, aber ebenso deutlich höher (2-2,5 m) als das mit der Ostheimer Zone parallelisierte Bodensediment in Mauer A. Letzteres dürfte aus dem in Mauer B noch in situ erhaltenen, (mindestens) vorletztinterglazialen Boden stammen, während der in Mauer A als geringmächtiger Erosionsrest erhaltene fB_{vt} -Horizont zum letztinterglazialen Boden gehört, welcher im Profil Mauer B völlig in der Niedereschbacher Zone aufgearbeitet wurde. Die Ostheimer Zone und die Niedereschbacher Zone dürften im Profil Mauer B unmittelbar übereinanderliegen und sind von der Profilsprache in einem schmalen Schurf her nicht zu trennen. Die Problematik der "Abzählmethode" in der Pedostratigraphie tritt im Profil Mauer B deutlich zutage. Die TL-Datierung erwies sich als eine entscheidende Hilfe zur stratigraphischen Unterscheidung des letztinterglazialen Bodens von älteren fossilen Parabraunerden (vgl. BIBUS 1992). Damit gewinnen auch die TL-Mindestalter der älteren Lössе von Mauer in Verbindung mit der Pedostratigraphie an stratigraphischem Wert: da gezeigt werden konnte, dass der fB_t im Profil Mauer B älter als Eem ist, muss der Löß, in welchem er sich entwickelte, mindestens aus der drittletzten Kaltzeit stammen. Die

Deckschichtenstratigraphie der Mauerer Sande muss somit gegenüber dem von SCHOETENSACK eingemessenen Profil um mindestens eine Kaltzeit erweitert werden.

Die Quartärabfolge des paläolithischen Fundplatzes von Steinheim a.d. Murr bzw. benachbarter Aufschlüsse war in jüngerer Zeit Gegenstand mehrerer Untersuchungen. Hatte noch BLOOS (1977) den ersten fB_t -Horizont in Anlehnung an ältere Arbeiten (FREISING 1949, GÜNTHER 1954, 1961, s.a. 1987) ins Mittelwürm gestellt, so revidierte er diese Auffassung dahingehend, dass der 1. fB_t nunmehr ins Eem eingestuft wird (BLOOS et al. 1991), in Übereinstimmung mit BIBUS (1989). In der neuen Ziegelei-grube Blattert beschreiben BLOOS et al. (1991) und BIBUS (1989) eine vollständigere Gliederung der Deckschichten der (nicht mehr aufgeschlossenen) Fundschicht in der alten Grube Sigrist, die entscheidende Hinweise auf das stratigraphische Mindestalter der Fundschicht geben (Abb. 29). In den Löß-Deckschichten sind als typische Leithorizonte nunmehr der Lohner Boden, die Altwürm-Humuszone, der Eem- B_t (teilweise auch noch ein verschwemmter fA_1) sowie Rißlöß (meistens allerdings mit Keuper-Fließerden) etabliert. An fluvialen Sedimenten der Murr bzw. ihrer Zuflüsse werden nach BLOOS et al. (1991) eemzeitliche Sande und Kiese, eine jüngere und eine ältere "Rißterrasse" unterschieden. Zwischen den beiden Rißterrassen fand BLOOS in der alten Grube Blattert eine Rinne mit Hochflutlehm, in der nochmals der Waldelefant (*Elephas antiquus*) auftritt. In der neuen Grube Blattert ist in diesen Auensedimenten ein brauner Auenboden, z. T. mit Ah-Flecken, entwickelt. Paläontologisch lassen sich somit die Fundschicht mit *Elephas antiquus*, die ältere Rißterrasse mit dem Steppenelefanten (*E. steinheimensis*), der warmzeitliche Hochflutlehm wiederum mit *Elephas antiquus*, die eemzeitlichen Sande mit warmzeitlichen Schneckenfaunen sowie humose Unterwürm-Kolluvien mit Kleinsäugerresten (BIBUS 1989) unterscheiden. Die eemzeitlichen Sande sind nach BLOOS et al. (1991) durch eine etwas kiesigere Schicht mit einer Wallonia-Fauna, die auf etwas kühleres Klima hinweist, untergliedert. In einem darüberliegenden Gley aus Hochflutlehm glaubt BIBUS (1989) noch eine Auenparabraunerde in den hangenden Teilen zu erkennen. Wenn diese noch ins Eem s.str. (entsprechend 5e) gehört, kann die tieferliegende Schicht mit der Wallonia-Fauna nicht das 5d-Stadial des Unterwürms vertreten. Es muss aber auch diskutiert werden, ob die Auenparabraunerde im Brörup (5c) gebildet worden sein kann. Die eemzeitlichen Murr-Sedimente wurden in einem Mäander abgelagert, welcher seit der T2-Zeit (jüngere Rißterrasse) den aus rißzeitlichem Löß, Fließlöß und Fließerden (Mergelsanden bzw. -fließerden) sowie vorletzt-interglazialen Hochflutlehmen aufgebauten Prallhang scharf unterschneidet.

Abb. 29 Profil der neuen Ziegelei-grube Blatter bei Steinheim/Murr (nächste Seite).



Neue Kiesgrube Sigris

Süd

Nord

Würm	Deckschichten
Übergang Eem	Fußablagerungen
Ruß	
Holstein	

Würm	Deckschichten
Eem	Fußablagerungen
Ruß	
Holstein	

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

Signaturen:

- 1: Parabraunerde, B,-Horizont, oben teilweise noch A,-Horizont
- 2: Löß, in D auch sandig
- 3: Tundren-Naßboden
- 4: Lößfließerde mit Lehm
- 5: Lehmfleießerde, stark sandig

- 6: Humoser Lehm, bioturbat, mit Krotowinen
- 7: Humoser Lehm, stark sandig, geschichtet
- 8: Keuperfließerde (Mergelsplit) mit Löß
- 9: Prallhangsediment
- 10: Humoser Altwasserton (Anmoorgley)
- 11: Gley, grünlich

- 12: Hochflutsediment, stark sandig,
- 13: rötlich verwittert
- 14: Sand
- 15: Kies, verwittert
- 15: Kies, frisch

Stei#: 225±29 Probe: TL-Alter [ka]
 Q: Quarz
 FK: Feinkorn

nach BLOOS et al., 1991

Im Unterwürm wurde im tiefsten Teil der inzwischen von der Murr nicht mehr benutzten Rinne eine Mudde abgelagert, die seitlich in einen verschwemmten fAh-Horizont übergeht. In der Folgezeit wurde die alte Rinne durch humose Kolluvien und Fließerden aus Humuszonen- und Bv-Material verfüllt, bis das Relief am Prallhang ausgeglichen war. Am Oberhang des alten Prallhanges ist der Übergang der eem- und unterwürmzeitlichen Bodenhorizonte aus Löß in die Fließerden und Kolluvien deutlich erkennbar. Das Mittelwürm ist nur in Form von Löß- und Mergelfließerden vertreten, an deren Oberseite der Lohner Boden entwickelt ist. Zur Zeit des Lohner Bodens war ein weitgehender Reliefausgleich erzielt, so dass im Oberwürm typischer Löß mit einer Vernässungszone im Hangenden des Lohner Bodens und einem Naßboden abgelagert werden konnte.

Aus der neuen Ziegeleigrube Blattert wurden 10 Proben zur TL-Datierung entnommen sowie eine Probe (STEI 9) aus noch unbelichtetem Material der Fundsicht, welches im Archiv des Löwentor-Museums Stuttgart lagert und dankenswerterweise von Herrn Dr. Bloos zur Verfügung gestellt wurde. Die TL-Analysen wurden größtenteils von W. KRAUSE durchgeführt (für die Proben STEI 8 und 11 s. KRAUSE 1989). Wegen der komplizierten Lagerungsverhältnisse werden die TL-Alter in Abb. 30 in stratigraphischer Reihenfolge dargestellt. Es ist zu berücksichtigen, dass bei den Proben STEI 8, 9 und 11 die Quarz-Grobkornfraktion (90-200 μm) datiert wurde, die in Bezug auf TL-Eigenschaften und Dosimetrie von den polymineralischen Feinkornproben (STEI-1, 2, 3, 4, 5, 6 und 7 sowie der Feinkornfraktion von STEI-9) abweichen. Von der Probe STEI 10 aus der jüngeren Ribterrassen konnten nicht genügend Quarze der Fraktion 90-200 μm gewonnen werden; diese Fraktion besteht überwiegend aus Plagioklasen, die wegen des bekannten starken anomalen Ausheilens nicht zur Datierung benutzt wurden.

Bei den datierten Sandproben STEI-8, 9 und 11 resultiert eine große Unsicherheit aus der Veränderung des Wassergehaltes durch Absenkung des Grundwasserspiegels. Der Gley im Hangenden der eemzeitlichen Sande sowie die unterwürmzeitliche Mudde in der Rinne belegen hohen Grundwasserstand bis zu dieser Zeit. Danach erfolgte eine Eintiefung der Murr mit entsprechender Absenkung des Grundwasserspiegels und Aufschüttung der Niederterrasse. Aufgrund von Diskussionen mit den Kollegen Bloos und Bibus erscheint dem Verfasser eine Absenkung des Grundwasserspiegels unter das Niveau der beprobten Horizonte von STEI-8 und 11 vor 70-50 ka vor heute realistisch. Für die Proben STEI-1 und 2, die aufgrund ihrer Feinkörnigkeit bei der Entnahme noch praktisch wassergesättigt waren, spielt die Grundwasserabsenkung keine entscheidende Rolle in Bezug auf das TL-Alter. Für die Proben aus Löß und Löß-Kolluvium wurde die aktuelle Feuchte mit den oben (3.2.5.) erläuterten Fehlergrenzen zugrunde gelegt.

Für die Probe STEI-5 aus der Altwürm-Humuszone errechnet sich mit 67 ± 6 ka ein Alter, welches mit den TL-Altern für die Altwürm-Humuszone an anderen Lokalitäten des Neckargebietes über-

einstimmt. STEI-4 aus dem kolluvial verlagerten Humuszonenmaterial ergibt mit 61 ± 6 ka erwartungsgemäß ein etwas jüngeres Altersintervall, welches aber von dem der Humuszone nicht signifikant verschieden ist. Das TL-Altersintervall der Probe STEI-6 aus dem verlagerten fAl-Horizont des letztinterglazialen Waldbodens ist mit $75,2 \pm 6,6$ ka erwartungsgemäß älter als das der Humuszone, aber ebenfalls nicht signifikant verschieden. Die beiden TL-Alter aus dem Rißlöß - STEI-7 aus dem fB_t-Horizont mit 115 ± 9 ka und STEI-3 aus einer Lößlinse mit 112 ± 10 ka - sind untereinander konsistent und stimmen mit den TL-Altern an Jungriß-Lössen aus anderen Profilen der Region überein. Auch in Steinheim sind sie als Mindestalter zu interpretieren, ebenso das TL-Alter der Probe STEI-1 aus dem vorletzinterglazialen Hochflutlehm mit 160 ± 13 ka. Von der Probe STEI-2 aus demselben Hochflutlehm (Horizont mit Ah-Flecken) konnte das natürliche TL-Signal mit einer β -Dosis von 1434 Gy nach Bleichung noch nicht regeneriert werden. Es wird deshalb davon ausgegangen, dass das Sediment bei Ablagerung nicht oder nur unbedeutend gebleicht wurde.

Die Quarze aus dem "eem"-zeitlichen Sand oberhalb des Wallonia-führenden Horizontes (STEI-8) ergeben - bei Annahme der Grundwasserspiegelabsenkung unter das Niveau der Probe vor 50 ka - ein TL-Alter von 109 ± 16 ka. Aufgrund der Fehlergrenzen kann somit die Frage, ob diese Sande während der Sauerstoffisotopen-Stufen 5e oder 5c abgelagert wurden, nicht entschieden werden. Legt man die - allerdings nicht sehr wahrscheinliche - volle Variationsbreite der Wassergehaltsschwankungen zugrunde, ergibt sich ein 1 σ - Altersintervall von 147-87 ka vor heute.

Die Probe STEI-11 aus der unteren Rißterrasse ergibt unter gleichen Annahmen über die Grundwasserabsenkung wie für STEI-8 als TL-Alter das Intervall von 225 ± 29 ka und bei Berücksichtigung der vollen Variationsbreite der Wassergehaltsschwankungen das Intervall von 270-166 ka. Die Hominiden-Fundschicht entspricht der nächstälteren Warmzeit, für die also hiermit erstmals ein Mindestalter mittels einer physikalischen Datierungsmethode vorgelegt werden kann. Aus den Untersuchungen von BLOOS et al. (1991) geht hervor, dass es sich um die drittletzte Warmzeit handelt. Die Faunenassoziation ist nach BLOOS typisch für das Holstein-Interglazial, woraus sich nun auch aus Süddeutschland Hinweise für eine weitere Untergliederung des Saale-Komplexes ergeben.

In der Fundschicht selbst ist wegen der höheren Radioaktivität des Sedimentes die natürliche TL der Quarze bereits in Sättigung. Aus diesem Grunde kann für die Quarze der Fundschicht (STEI-9) nur ein TL-Alter von $134-59/+y$ ka angegeben werden. Ein TL-Alter an der polymineralischen Feinkornfraktion von 196 ± 21 ka wird aus den diskutierten Gründen ebenfalls als Mindestalter interpretiert. Für eine Datierung an Kalifeldspäten der Fraktion 90-200 μ m konnten bisher noch nicht genügend Kalifeldspäte extrahiert werden, weitere Anstrengungen zur Abtrennung von Feldspat-Fractionen werden aber vielleicht noch zum Erfolg führen.

Wenn auch die Fundschicht selbst bisher noch nicht direkt datiert werden konnte, so konnten doch erstens die Stellung des Riß/Würm-Interglazials i.w.S. sowohl in den fluvialen als auch in den Löß-Deckschichten klargestellt werden und zweitens stratigraphisch konsistente Altersvorstellungen der Deckschichten erarbeitet werden. Je nachdem, ob man für die "ältere Rißterrasse" annimmt, ob sie ein volles Glazial (Stufe 8) oder eine kühlere Unterstufe der Stufe 7 repräsentiert, kommt man für die Fundschicht des *Homo sapiens steinheimensis* auf ein Mindestalter von Stufe 7 (ältere interglaziale Unterstufe) oder von Stufe 9.

Steinheim a. d. Murr		
TL-Alter in stratigraphischer Reihenfolge (>100 ka Mindestalter)		
Stratigraphie	Sedimentologie	TL-Alter (ka)
Würm		
Oberwürm	Löß	
Mittelwürm	Löß-Fließerden und abluale Sedimente	4: 61,0±6,0
Unterwürm	Humuszone in Löß, Kolluvium graugebleichter Schluff	5: 67,3±6,0
Brörup?	fluvialer Sand	6: 75,2±6,6 8Q: 109±16
Eem	fluvialer Sand	
Riß		
Jüngeres Riß	Löß und Fließerden, jüngere Rißterrasse (fluvial)	3: 112±10 7: 115±9
Interglazial	fluvialer Lehm, Gley	1: 160±13
Älteres Riß	ältere Rißterrasse (fluvial)	11Q: 225±29
Holstein(?)-Interglazial mit Fundschicht	fluvialer Sand	9: 196±21 9Q: 134+?-59

Abb. 30 Stratigraphie des Quartärs bei Steinheim/Murr mit TL-Altern.

4.4.3 Oberrheingebiet

Die TL-Alter der prä-eemzeitlichen Lössen von Achenheim/Elsaß wurden bereits oben diskutiert, weshalb sich die folgenden Ausführungen auf das Würm konzentrieren. Die ermittelten TL-Alter sind z. T. deutlich höher als von anderen Autoren (DEBENHAM 1985, PACKMAN & GRÜN 1992, 1989) mitgeteilten TL- bzw. IRSL-Alter (SPOONER & QUESTIAUX 1989). Die gute Übereinstimmung mit den von BURACZINSKY & BUTRYM (1984) publizierten TL-Altern des gesamten Profils darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass die methodischen Unzulänglichkeiten der aus dem Lubliner Labor bekannt gewordenen Daten (s. SINGHVI & WAGNER 1986) generelle Zweifel an ihrer Zuverlässigkeit rechtfertigen. Die spärlichen mitgeteilten Analysendaten lassen eine Überprüfung i.A. nicht zu; die Behauptung des linearen additiven TL-Wachstums für älteren Löß aus Achenheim kann jedoch durch einfaches Nachmessen der in BURACZINSKY & BUTRYM (1984) abgebildeten Leuchtkurven widerlegt werden. Eine weitere Diskussion dieser Daten erscheint daher nicht sinnvoll.

Im "loess récent" von Achenheim (Abb. 23) treten unterhalb des spätglazial-holozänen Bodens zwei markante Horizonte auf: ein Solifluktuations- und Kryoturbationshorizont (Schicht 7), welcher mit dem Kesselt-Horizont der belgischen Lößstratigraphie parallelisiert wird, und ein Horizont mit Eiskeil-Pseudomorphosen im oberen Teil von Schicht 9. In die Diskussion um die stratigraphische Stellung des Kesselt-Horizontes und des jüngeren Nagelbeek-Horizontes in Belgien (s. van VLIET-LANOË 1989, JUVIGNÉ & WINTLE 1988, GULLENTOPS 1954, 1981) soll hier nicht weiter eingegriffen werden. Zur Chronologie des in Achenheim als "Kesselt" bezeichneten Horizontes kann nach den hier vorgelegten TL-Daten geschlossen werden, dass er jünger als $34,1 \pm 4,3$ ka (ACH-L1 im obersten Teil von Schicht 9) und älter als $24,0 \pm 2,7$ ka (ACH-J2A in Schicht 6) einzustufen ist, d. h. zwischen dem Denekamp-Interstadial und dem Letzten Glazialen Maximum (LGM) (vgl. van VLIET-LANOË 1989, Fig. 1). Die Fließerdebewegungen haben in Achenheim offenbar auch das Äquivalent des Lohner Bodens betroffen, denn ein mit dem Denekamp-Interstadial korrelierbarer Boden ist nicht erhalten. Ähnlich starke Abtragungs- bzw. Umlagerungsprozesse oder Schichtlücken am Beginn des Hochglazials wurden auch an anderen Profilen (Nußloch, Rotenberg, s. o., Wiesbaden-Gräselberg, s. ZÖLLER 1989 a, Hagelstadt, s. BUCH & ZÖLLER 1990, vgl. HAGEDORN et al. 1991) erkannt. Das hochglaziale TL-Alter von ACH-J1 ($19,5 \pm 1,6$ ka) im Hangenden von ACH-J2A spricht gegen eine Korrelierung des "Kesselt"-Horizontes von Achenheim mit dem "Nagelbeek"-Horizont Belgiens, welcher im Hangenden der Eltviller Tephra auftritt. (GULLENTOPS 1981 und persönl. Mitt. Juni 1992 unterscheidet einen oberen und einen unteren Kesselt-Horizont.) Die Eiskeil-Pseudomorphosen in Schicht 9 sind nach den TL-Altern (ACH-L1 im Hangenden: $34,1 \pm 4,3$ ka, ACH-L3 im Liegenden: $37,5 \pm 2,9$ ka) in die Sauerstoff-Isotopenstufe 3b zu stellen (vgl. van VLIET-LANOË 1989), ebenso wie der untere Teil von Schicht 9 (ACH-L2: $42,7 \pm 7,7$ ka).

Etwas abweichend von Fig. 3 in LAUTRIDOU et al. (1986) wird daher vorgeschlagen, die gesamte Schicht 9 mit der Sauerstoffisotopen-Stufe 3 zu korrelieren und die Grenze zwischen den Stufen 2 und 3 nicht an die Obergrenze der Eiskeil-Pseudomorphosen innerhalb der Schicht 9 zu legen, sondern darüber.

Die geschichteten, kolluvialen Ablagerungen im Liegenden der Schicht 9 (Schichten 13 und 14) werden von LAUTRIDOU et al. (1986) noch in Stufe 5 gestellt. Sie überlagern humoses Kolluvium, in welchem durch detaillierte pedologische Untersuchungen zwei wenige dm starke Humuszonen ausgeschieden wurden (mündl. Mitt. von Prof. Dr. SOMMÉ während der Beprobung im April 1991), die mit dem liegenden B_t -Horizont einer Parabraunerde zum Achenheim I-Pedokomplex zusammengefasst werden. Leider konnte trotz mehrfacher Bemühungen die Reproduzierbarkeit der TL-Messungen der Proben ACH-M1 und -M2 aus den Humuszonen nicht so weit verbessert werden, dass die TL-Alter dieser Einstufung zustimmen oder widersprechen könnten. Die beiden Alter (ACH-M1: $56,6 \pm 8,1$ ka, ACH-M2: $58,0 \pm 9,4$ ka) lassen mindestens ebenso gut eine Einstufung in Stufe 4 (Oerel- und Glinde-Interstadial nach BEHRE & LADE 1986) zu. Die Achenheimer Humuszonen erweisen sich damit als jünger als die Humuszonen vom Tönchesberg (ZÖLLER et al. 1991, FRECHEN 1991) und jünger als die mittlere und die untere Mosbacher Humuszone von Weisenau; sie scheinen eher der humosen Fließerde am Tönchesberg ("H3" in ZÖLLER et al. 1991), der oberen Mosbacher Humuszone samt ihrer Umlagerung in Weisenau, bzw. dem oberen Teil des Warneton-Komplexes (van VLIET-LANOË 1990 a) zu entsprechen. Die geschichteten Sedimente der Schichten 13 und 14 von Achenheim wären dann ins untere Pleniglazial zu stellen, entsprechend der Niedereschbacher Zone (NEZ), der sie auch faziell eher entsprechen. Im Sinne der Löß-Zyklen nach KUKLA (1975) wären die Schichten 13 und 14 mit Lehmbröckelsanden ("pellet sands") zu parallelisieren.

Nutzen und Grenzen der heutigen TL-Techniken an der Feinkornfraktion von Löß können wohl selten so deutlich an ein und derselben Lokalität aufgezeigt werden wie an den sehr gut stratifizierten und korrelierten Profilen in Achenheim. Für Löss älter als Stufe 5 können derzeit nur Mindestalter angegeben werden, obwohl die Alter bis zur Stufe 7 noch in sich stratigraphisch konsistent sind. Für eine Alterskorrektur der Mindestalter fehlen bisher noch das klare Verständnis der physikalischen Grundlagen für die Altersunterschätzung als auch ausreichend viele Daten von unabhängig gut datierten Profilen. In dem Zeitraum, für den TL-Alter an Löß in der Region nunmehr als zuverlässig angesehen werden können (die letzten 10^5 a), können sie neue Akzente für die Feinstratigraphie, Paläoklimatologie und Landschaftsgenese sowie für die Korrelation der terrestrischen und der marinen Entwicklung während des letzten Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus setzen.

Die lößstratigraphischen, malakologischen und chronologischen Daten sprechen für eine Parallelisierung des 2. fB_t und der überlagernden Humuszone von Besigheim mit dem Achenheim-

II-Pedokomplex. Unter Einbeziehung der Ergebnisse von Böckingen kann der Rißlöß mit dem "loess ancien supérieur" von Achenheim (auffällig an beiden Abfolgen das Einwandern wärmeliebenderer Schneckenarten im obersten Profilabschnitt) und der letztinterglaziale fB_t samt der Mosbacher Humuszone mit dem Achenheim-I-Pedokomplex korreliert werden. Abgesehen von einem Äquivalent des Lohner Bodens, welches in Achenheim der Erosion am Beginn des Oberwürms zum Opfer gefallen ist, sowie der Eltviller Tephra, die in Achenheim nicht mehr nachweisbar ist, *können nun alle wichtigen löß- und pedostratigraphischen Leithorizonte der beiden letzten Glazial-Interglazial-Zyklen im Elsaß und im Neckargebiet fundiert korreliert werden.*

Das Profil von Riegel am Kaiserstuhl hat mit 38 m Löß (HÄDRICH 1985) die wohl größte Lößmächtigkeit in einem Tagesaufschluß in Deutschland freigelegt und enthält den ältesten typischen Löß Deutschlands i.S. von PÉCSI (1990), d. h. kalkhaltigen Löß. Da die Matuyama/Brunhes-Grenze im unteren Teil des Profiles (oberer Abschnitt des Bodens 2 nach HÄDRICH) erkannt wurde (FROMM 1983) und die natürliche Radioaktivität der ältesten Proben (RI-2 und RI-0) wegen des hohen Karbonatgehaltes (bis 38%) relativ niedrig ist, eignen sich Lössen von Riegel besonders für Untersuchungen zur TL-Altersunterschätzung von Lössen, deren Alter etwa gleich dem der Matuyama/Brunhes-Grenze (ca. 778 ka) ist.

Die Proben wurden an dem für die DEUQUA-Tagung 1985 präparierten Profil entnommen, welches sich zwischen den Tennisplätzen und der Brauerei befand. Obwohl nur wenige Zehner m nördlich gelegen, ist es nicht problemlos mit dem älteren Profil an den heutigen Tennisplätzen (GÜNTHER 1954, 1987) zu korrelieren. Die Daten mit Ausnahme der Probe RI-0 wurden bereits in ZÖLLER et al. (1988) publiziert, die Ergebnisse von RI-0 in ZÖLLER & WAGNER (1990).

Der Würmlöß setzt als schwach verbraunter Horizont mit basalem Lößkindl-Geröllhorizont über dem B_t -Horizont des Bodens 5 nach HÄDRICH ein und erreicht die ungewöhnliche Mächtigkeit von etwa 15 m (Abb. 31). Diese dürfte durch die Lage des Profiles quasi als Insel im Liefergebiet (Oberrheinebene) zu erklären sein. Oberhalb der schwachen Verbraunung war bisher keine detailliertere paläopedologische Gliederung des Würmlösses möglich. Das TL-Alter von $32,6 \pm 3,0$ ka (RI-11) aus dem basalen Teil der schwachen Verbraunung lässt vermuten, dass es sich um ein zeitliches Äquivalent des Lohner Bodens handelt. Zwischen 3 und 4 m unter der Oberkante des Profiles (die exakte Lage konnte wegen eines leichten Absitzens der Lößscholle nicht eingemessen werden) ergab sich für die Probe RI-12 ein TL-Alter von $25,2 \pm 2,2$ ka. Falls dieses Alter nicht durch unvollständiges Ausbleichen - sei es infolge des kurzen Transportweges des Lösses oder infolge von Fließerdebewegungen - überschätzt ist, ergäbe sich eine enorme Sedimentationsrate von $\approx 1,5$ mm/a für den Beginn des Hochglazials.

Riegel

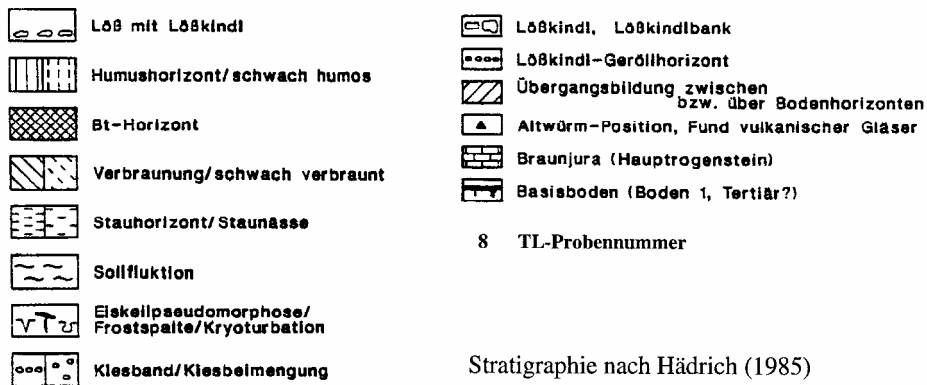
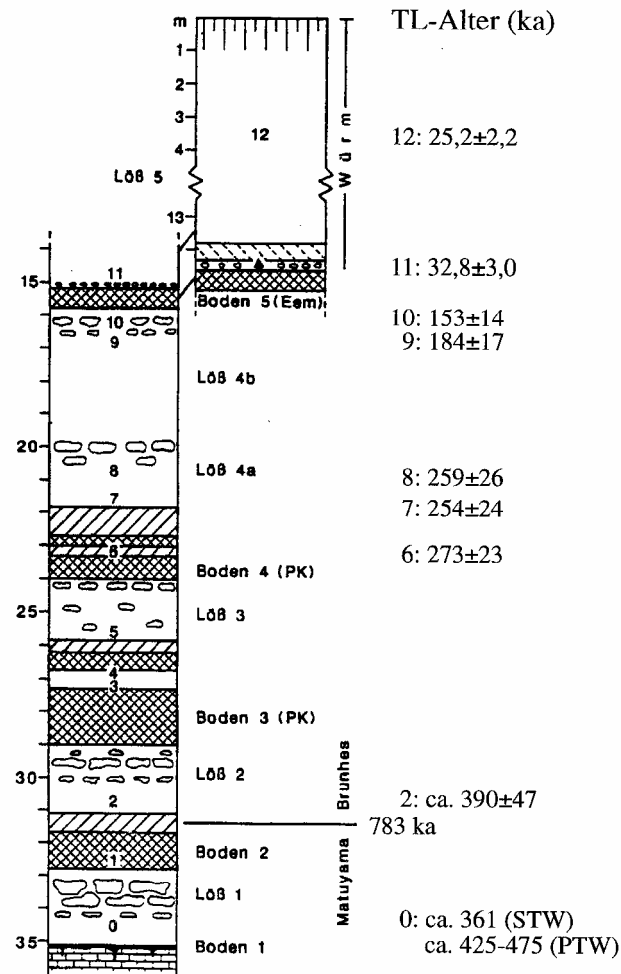


Abb. 31 Das Profil Riegel/Kaiserstuhl mit TL-Altern.

Dicht unterhalb des Bodens 5, welcher von HÄDRICH (1985) ins Eem-Interglazial gestellt wird, wurden mit 153 ± 14 ka (RI-10) und 184 ± 17 ka (RI-9) bereits recht hohe TL-Alter datiert. Die ermittelten Äquivalenzdosen sind mit 719 bzw. 729 Gy praktisch identisch, lediglich aufgrund der gegenüber allen anderen RI-Proben deutlich erhöhten Radioaktivität der Probe RI-10 errechnet sich ein gegenüber RI-9 jüngerer Alter. Ein postsedimentäres, u. U. recht junges Wandern von Radionukliden in den Horizont der Probe RI-10 kann nicht ausgeschlossen werden, so dass die aus den aktuellen Konzentrationen errechnete effektive Dosisleistung nicht repräsentativ für den gesamten Lagerungszeitraum sein muss und das TL-Alter verjüngen kann. Da, wie ausgeführt, TL-Alter ≈ 100 -120 ka ohnehin als Mindestalter angesehen werden, ist also nicht auszuschließen, dass der Löß 4b unterhalb des Bodens 5 bereits in das drittletzte Glazial (Sauerstoffisotopen-Stufe 8) zu stellen ist. Andererseits spricht die Existenz schwacher Naßböden im Löß 4b (BIBUS, mündl. Mitt.) eher für ein Reiß-Alter. Ungeachtet dieser Frage unterstützen die beiden TL-Alter aus Löß 4a mit 259 ± 26 ka (RI-8) und 254 ± 24 ka (RI-7) die Annahme eines langen Hiatuses zwischen den Lössen 4a und 4b, den HÄDRICH aufgrund deutlich unterschiedlicher geochemischer und sedimentologischer Messwerte sowie einer massiven Lößkindlbank zwischen beiden Lössen ohne erhaltenen B_t -Horizont postuliert. Nach HÄDRICH ist ein Interglazialboden zwischen den Lössen 4a und 4b bis auf seinen Cca-Horizont abgetragen worden. Löß 4a hat also mindestens das Alter der Stufe 8. Stellt man, wie soeben angedeutet, Löß 4b in Stufe 8 und den erodierten Boden in Stufe 9, käme für Löß 4a Stufe 10 (ca. 350 ka) in Betracht. Die beiden Parabraunerden des Pedokomplexes "Boden 4" könnten mit Stufen 11 und 13 korreliert werden, ungeachtet des sicherlich unterschätzten TL-Alters von 273 ± 23 ka (RI-6) aus der Übergangsbildung zwischen beiden B_t -Horizonten. Zählt man die Böden und Lössen nach unten weiter ab, kommt man für Boden 2 auf Stufe 19, am Beginn derer bekanntlich die Matuyama/Brunhes-Grenze liegt. In diesem Falle würde das Profil Riegel eine vollständige Abfolge der Stufen 19 bis 10 bieten, während die jüngeren Abschnitte durch bedeutende Hiaten und Erosionsphasen gekennzeichnet wären ("ältere Chronologie"). Dieses Vorgehen trägt dem Plädoyer von KUKLA (1975) Rechnung, bei unvollständig erhaltenen Lößzyklen die Interglazialböden eher von unten ("count from the bottom") als von oben ("count from the top") abzuzählen. Belässt man aber Löß 4b in Stufe 6 und 4a in Stufe 8, muss irgendwo tiefer noch ein Hiatus angenommen werden, welcher für das Fehlen eines Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus verantwortlich ist ("jüngere Chronologie").

Die Probe RI-2 aus dem unteren Teil von Löß 2 ergab ein mit 390 ± 47 ka weitaus unterschätztes TL-Alter, denn je nachdem, ob man die "ältere" oder die "jüngere" Chronologie zugrunde legt, ist für Löß 2 ein geologisches Alter von etwa 740 ka bzw. etwa 640 ka anzunehmen. Löß 1 ist auf jeden Fall mindestens 778 ka alt. Die Probe RI-0 aus Löß 1 wurde mit verschiedenen Techniken des thermischen Waschens und Messung der TL durch einen blaudurchlässigen Corning 5-58 Filter datiert: 1) STW; 2) PTW; regenerierte TL (RTL) 90 min bei 155°C (2a), 60 min bei 150°C (2b), 60 min bei 130°C und dann 30 min bei 154°C (2c) ausgeheizt; 3) RTL 1 Woche bei 75°C gelagert.

Die Ergebnisse liegen, bei Fehlergrenzen von 10-15%, zwischen 360 und 479 ka und sind bis zu einem Faktor >2 unterschätzt (Tab. xb nach ZÖLLER & WAGNER 1990).

Tabelle 2a: ED-Abschätzungen für die Probe Ri-0

Technik	1	a	2	b	c	3
Plateau (°C)	340-440	250-400	350-400	350-420	340-420	
mittl. ED (Gy)	920±59	1084±70	1177±127	1222±112	1210±100	
TL-Alter (ka)	ca.361	ca.425	ca.462	ca.479	ca.475	

Tab. 2b: Geschätzte geologische und TL-Alter für Löss von Riegel

Löß/ Probe	Chronologie (ka)		TL-Alter	Faktor*)	
	ältere	jüngere		ältere	jüngere
4b	280	150-190	(153)-184	(1,83-)-1,52	1
4a	370	280	254-259	1,43-1,46	1-1,08
RI6	450	370	273	1,65	1,36
2	740	640	390	1,90	1,64
0	≈ 800	≈ 800	361	≈ 2,22	≈ 2,22
			462	≈ 1,73	≈ 1,73

*)Faktor der Altersunterschätzung, geologisches Alter/TL-Alter

Könnte die Frage der jüngeren oder älteren Chronologie geklärt werden (z. B. durch Messungen der magnetischen Suszeptibilität, vgl. KUKLA 1987 a, KUKLA et al. 1988, KUKLA & AN 1989), könnte sich das Profil Riegel für eine annähernde Berechnung der TL-Altersunterschätzung eignen, sofern sichergestellt werden kann, dass innerhalb des Profils keine für die TL-Signale signifikante Änderung der mineralogischen Zusammensetzung der Löss innerhalb der benutzten Korngrößenfraktion vorliegt. In Tab. xb sind für die ältere und die jüngere Chronologie angenommene ungefähre Alter der Löss von Riegel den TL-Altern gegenübergestellt und entsprechende

Faktoren (geologisches Alter/TL-Alter) angegeben. Von den PTW-Techniken wird das mittlere Alter von 462 ka berücksichtigt.

4.4.4. Westliche Iller-Lech-Platte

In der westlichen Iller-Lech-Platte, der Typregion des Penckschen tetraglazialen Systems, wurde versucht, über TL-Datierungen der äolischen Decksedimente glazifluvialer Terrassen Altersvorstellungen der jüngeren Kaltzeiten sowie Mindestalter der liegenden Terrassen zu erhalten (RÖGNER et al. 1988). Ein einfaches Schema (Abb. 32, nach RÖGNER et al. 1988) geht davon aus, dass während der glaziären Aufschotterung der nächstjüngeren (tieferen) glazifluvialen Terrasse auf der inzwischen hochwasserfreien nächsthöheren (älteren) Terrasse mit vorangegangener interglazialer Schotterlehmbildung Löß akkumuliert wird, in welchem sich im Folgenden Interglazial eine Bodenbildung vollzieht. Folgt danach wieder ein Glazial, wird dieser Interglazialboden wiederum überweht. Das vollständigste Profil mit Lössen der beiden letzten Zyklen wurde in der Ziegeleigrube Offingen/Mindel angetroffen, während die Profile von Autenried und Hinterschmalholz bedeutende Schichtlücken aufweisen. Eine Korrelation der in den Deckschichten ausgebildeten Paläoböden wurde von STREMMER et al. (1991, Tab. 2) vorgeschlagen.

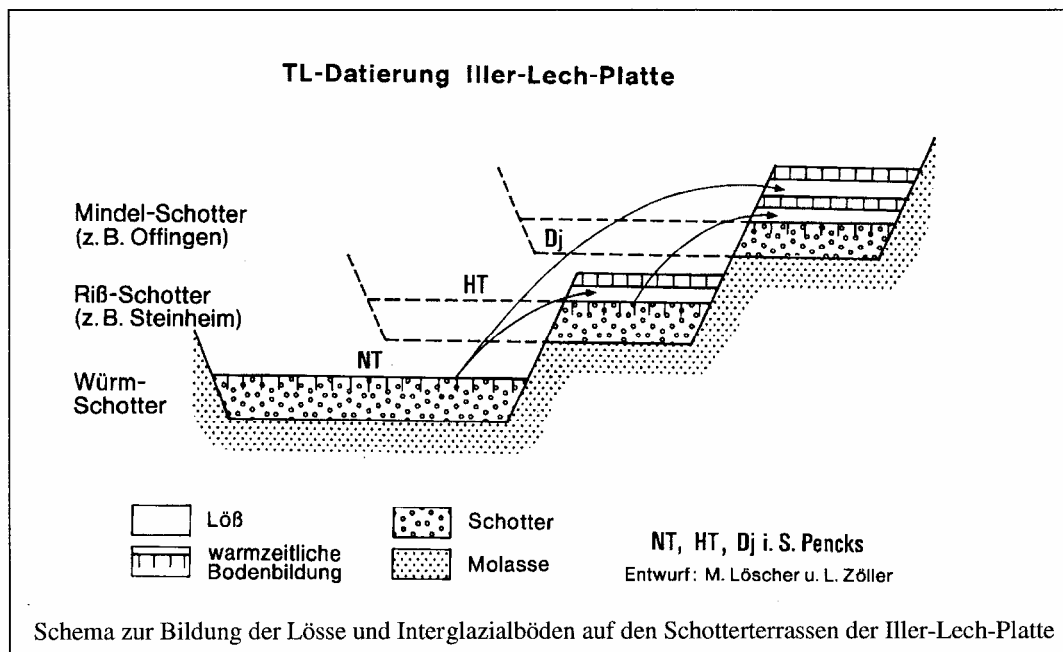


Abb. 32 Schematische Darstellung von glazifluvialen Terrassen und ihren Lößdeckschichten im Alpenvorland (nach Rögner et al., 1988).

Auf der Hochterrasse von Steinheim/Iller am Süden des "Hitzenhofener Feldes" wurde in der Ziegeleigrube mächtiger Würmlöß abgebaut, der von JERZ (1978) bearbeitet wurde. An der gleichen - inzwischen zugewachsenen - Abbauwand wurde 1987 ein Lößprofil ergraben, welches mit dem von JERZ beschriebenen nahezu identisch ist und Kollegen Jerz auch vorgeführt wurde. Die Abfolge beginnt mit rißzeitlichem Hochterrassenschotter (Paratyplokalität nach PENCK 1899), welcher nach JERZ (1978) während des Riß/Würm-Interglazials etwa 2 m tief entkalkt wurde (Abb. 33). Darüber folgt zunächst kalkfreier brauner Lößlehm mit Nadelstichtextur und großen Wurmängen, der von einer geringmächtigen kalkfreien, streifigen Lößfließerde überlagert wird.

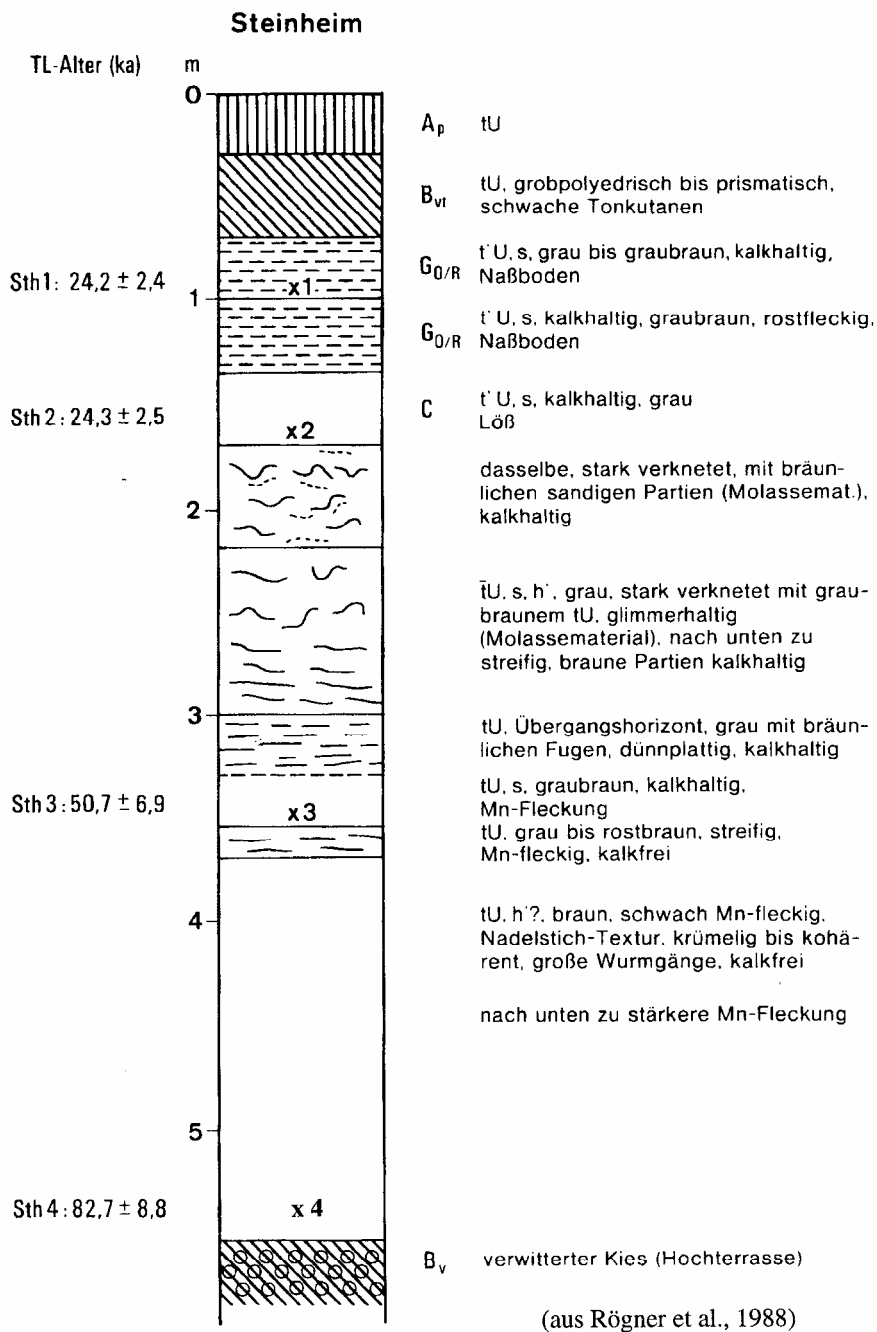


Abb. 33 Das Profil Steinheim/Iller mit TL-Altern.

Diese wird von geringmächtigem graubraunem, kalkhaltigem Löß und mehreren kalkhaltigen Fließerden überlagert, in denen Glimmersandgehalt auf Beimengung von Molassematerial deutet. Das Hangende bildet kalkhaltiger Löß, in dem zwei Naßböden sowie, in den obersten 60-70 cm, eine spätglazial-holozäne Braunerde-Parabraunerde ausgebildet sind. Der Lohner Boden oder ein

Äquivalent konnte aufgrund der starken Fließerde-Verknetungen im mittleren Teil des Profils nicht nachgewiesen werden.

Es wurden vier Proben aus ungestörten Lössen für TL-Datierungen entnommen. Im unteren Teil des obersten Naßbodens wurde ein TL-Sedimentationsalter von $24,2 \pm 2,4$ ka (STH-1) bestimmt, im Löß unmittelbar über der obersten Fließerde ein praktisch identisches Alter von $24,3 \pm 2,5$ ka (STH-2), womit diese beiden Horizonte ins obere Pleniglazial des Würms zu stellen sind. Das Alter von STH-2 sollte wegen starken anomalen Ausheilens (ca. 30%) als Mindestalter aufgefaßt werden. Der unterste kalkhaltige Löß zwischen den beiden tiefsten Fließerden ist aufgrund seines TL-Alters von $50,7 \pm 6,9$ ka (STH-3) ins untere Pleniglazial (Mittelwürm) zu stellen. Nahe der Basis des braunen kalkfreien Lößlehms wurde mit $82,7 \pm 8,8$ ka (STH-4) ein Unterwürm-Alter datiert, welches in die Zeit der Mosbacher Humuszonen. Auch dieses Alter ist wegen starken anomalen Ausheilens (ca. 20%) und leichter Sensitivitätszunahme nach Bleichen als Mindestalter anzusehen. Das hohe Alter des braunen Lößlehms (noch innerhalb Stufe 5, vermutlich entsprechend der Melisey-II-Kaltphase nach WOILLARD & MOOK 1982) belegt sehr frühen Beginn der Lößsedimentation und damit des Würm-Glazials im Alpenvorland. Darauf, sowie auf die Fazies des Unterwürm-Lösses, wird noch zurückzukommen sein.

In Bezug auf die TL-Empfindlichkeit (Kap. 3.2.1.) der datierten Feinkornfraktion ($4-11\mu\text{m}$) der vier Proben zeigen sich gravierende Unterschiede: die für Löss typische relativ hohe TL-Empfindlichkeit von STH-1 und 4 steht einer um etwa eine Zehnerpotenz niedrigeren Empfindlichkeit der Proben STH-2 und 3 gegenüber. Letztere belegen durch einen makroskopisch erkennbaren hohen Glimmeranteil eine bedeutende äolische Komponente aus lokalen Molassesedimenten, während bei den Proben STH-1 und 4 offensichtlich Fernkomponenten überwiegen. Um 24 ka vor heute führte das herannahende Letzte Glaziale Maximum (LGM) außerdem zu einer Zunahme der Sedimentationsrate, vermutlich infolge höherer Aridität des Klimas, welche sich auch in dem Aussetzen von Fließerden dokumentiert.

In der Ziegeleigrube Offingen/Mindel ist über einem etwa 1 m tief entkalkten Schotterkörper des Kirchheim-Burgauer Schotters eine insgesamt etwa 13 m mächtige Löß-Paläoböden-Abfolge aufgeschlossen (zusammengesetztes Profil Abb. 34). Der Schotterkörper wird von RÖGNER et al. (1988) in Anlehnung an LÉGER et al. (1972) ins Mindel-Glazial im Sinne der drittletzten Vereisung gestellt. Neuerlich ordnet ihn LÉGER (1988) dem Riß I zu, da er jünger sei als die Penckschen Mindelterrassen (z. B. der Schwaighauser Schotter), aber ebenfalls im Sinne der drittletzten Vereisung. Die Differenzen sind also weniger chronologischer als nomenklatorischer Art.

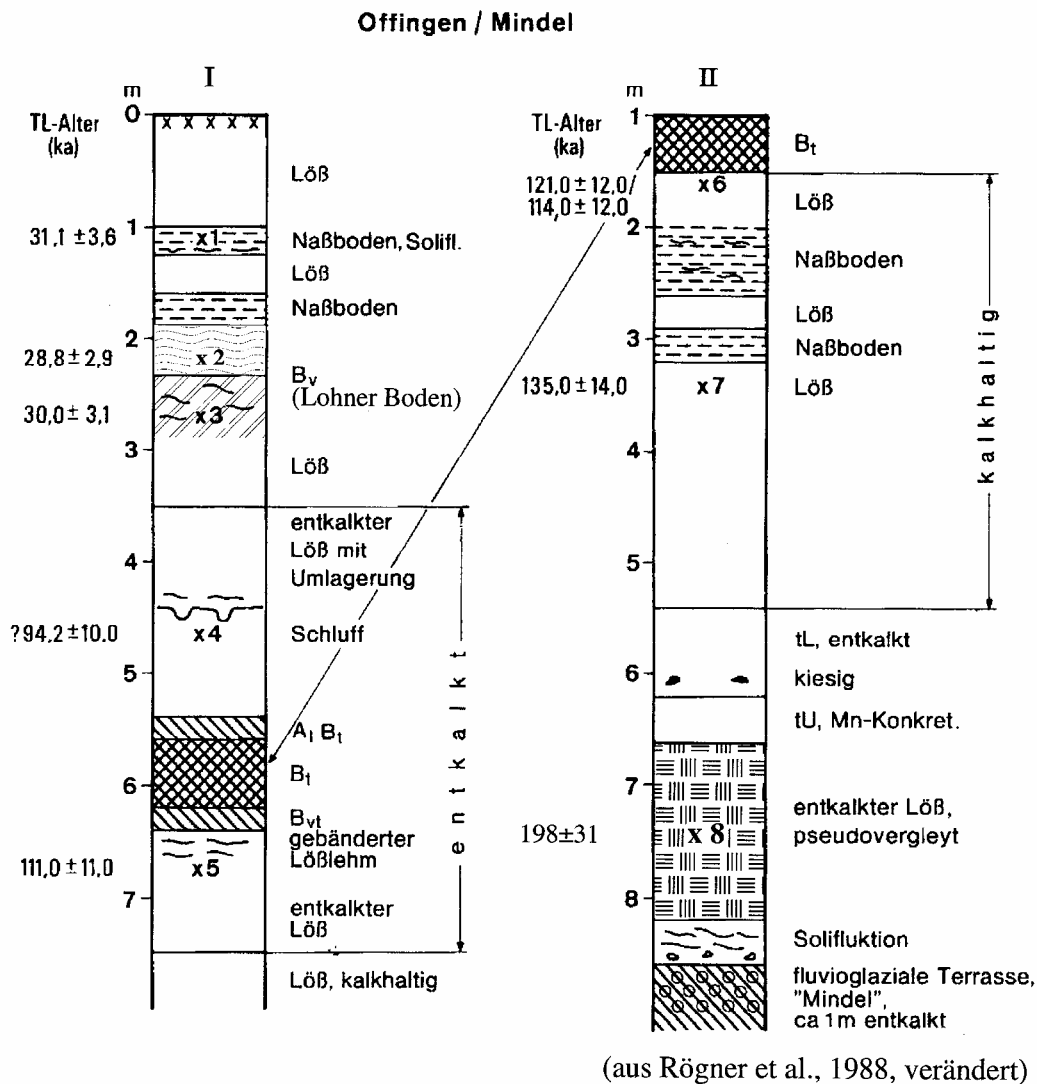


Abb. 34 Zusammengesetztes Profil von Offingen/Donau mit TL-Altern.

Über dem entkalkten Schotterlehm folgen im Profil II eine seitlich auskeilende Fließerde aus Lösslehm und Geröllen und darüber ein kräftig pseudovergleyter Lösslehm, der möglicherweise aus einem Kolluvium hervorgegangen ist, sodann entkalkter Löss, in dem kiesige Komponenten auf solifluidale Prozesse deuten. Darüber lagert ein 4 m mächtiger kalkhaltiger Löss mit zwei Naßböden im oberen Teil. Er wird mit scharfer Grenze nach oben hin von einem knapp 1 m mächtigen fB_t-Horizont abgeschlossen. Im Profil I ist die Unterkante dieses B_t-Horizontes nicht so scharf, sondern geht über einen B_{vt}-Horizont in gebänderten Lösslehm (Bänderparabraunerde) und schließlich entkalkten Löss über, bevor etwa 1 m unter der Unterkante des B_{vt} kalkhaltiger Löss ansteht.

Im Profil I folgt über dem fB_t ein fA_1 -Horizont, in dem aber - ähnlich wie in Nußloch - nachträglich wiederum eine leichte Toninfiltration stattgefunden hat und der deshalb mit A_1B_t bezeichnet wurde. Er wird von einem etwa 2 m mächtigen Schluff und entkalkten Löß überlagert, welcher Umlagerungserscheinungen und schwache Kryoturbationen zeigt. Es folgt ein kalkhaltiger Löß mit dem Lohner Boden; dieser ist nach Ansicht von BIBUS (mündl. Mitt. anlässlich der Jahresexkursion des AK Paläoböden im Mai 1990) in der Abb. 34 zu hoch eingetragen, er sollte vielmehr bei der TL-Probe OFF-3 liegen. Im Oberwürm-Löß können zwei Naßböden ausgeschieden werden, von denen der obere deutliche Zeichen von Solifluktion aufweist.

Infolgedessen dürfte das TL-Alter der Probe OFF-1 mit $31,1 \pm 3,6$ ka überschätzt sein. Die Alter der Proben OFF-2 ($28,8 \pm 2,9$ ka) und OFF-3 ($30 \pm 3,1$ ka) grenzen die Zeit der Bildung des Lohner Bodens ein ($< 33,1$ ka und $> 25,9$ ka) und entsprechen den von anderen Profilen datierten Altern. In dem entkalkten Schluff oberhalb des fA_1B_t wurden 94 ± 10 ka (OFF-4) datiert. Da es sich vermutlich nicht um ein rein äolisches, sondern eher kolluviales Sediment handelt, bei dem mit unvollständiger Bleichung gerechnet werden muss, kann das Alter überschätzt sein. Unterhalb des zum Riß/Würm-Interglazialboden gehörenden fB_{vt} wurde ein TL-Alter von 111 ± 11 ka (OFF-5) bestimmt. Eine leichte TL-Sensitivitätszunahme nach dem Bleichen in Labor, die aber innerhalb der TL-Reproduzierbarkeit nicht signifikant ist, sowie ein leichtes anomales Ausheilen von $< 10\%$ erfordern es, dieses Alter als Minimalalter anzusehen, unabhängig von der aus anderen Gründen getroffenen Feststellung, dass TL-Regenerierungsalter an Lössen älter als das letzte Interglazial generell Mindestalter sind.

Im Profil II wurde die Probe OFF-6 im Löß unterhalb des fB_t und oberhalb des oberen Naßbodens entnommen. Durch Alphaspektrometrie (A. Mangini) wurde radioaktives Gleichgewicht der Probe bestätigt, die alphaspektrometrisch ermittelten U- und Th-Konzentrationen weichen jedoch gegenläufig von den mittels Alphazählung und in situ-Gammaspektrometrie (für das U/Th-Verhältnis) berechneten Werten ab. Die Differenz in der berechneten effektiven Dosisleistung ist mit 6% jedoch nicht signifikant. Das TL-Mindestalter beträgt 114 ± 12 ka bzw. 121 ± 12 ka bei Zugrundelegung der alphaspektrometrischen Werte und ist erwartungsgemäß konsistent mit dem Alter von OFF-5. Auch die Probe OFF-7 aus Löß unterhalb des unteren Riß-Naßbodens zeigte sich nach Alphaspektrometrie im Gleichgewicht und lieferte ein TL-Mindestalter von 135 ± 14 ka bzw. 139 ± 16 ka bei Zugrundelegung der alphaspektrometrischen Werte. Eine auffällige Parallele zu den Profilen von Heilbronn-Böckingen und Mauer liegt darin, dass wiederum im oberen Rißlöß ein Sprung der TL-Mindestalterintervalle von etwa 20 ka auftritt, und zwar zwischen Löß im unmittelbar Liegenden des letztinterglazialen Bodens und Löß im Liegenden des zweitobersten Naßbodens. Allerdings konnte in Offingen eine Erosionsdiskordanz wie in Heilbronn-Böckingen ebenso wenig erkannt werden wie die starke Verbraunung des 6. (obersten) Bruchköbeler Naßbodens.

Das TL-Mindestalter der Probe OFF-8 aus dem Pseudogley wurde in STREMMER et al. (1991) gegenüber der Erstpublikation in RÖGNER et al. (1988) geringfügig nach oben zu 198 ± 31 ka korrigiert. Grund dafür waren Diskussionsergebnisse während der Exkursion des AK Paläoböden im Mai 1990, wonach derart intensive fossile Pseudogleye dauernd nahezu wassergesättigt waren, wohingegen der während der Probennahme an einer seit Jahren offen gelassenen Aufschlußwand gemessene Feuchtegehalt niedriger ist als der für die geologische Vergangenheit repräsentative. Das ändert nichts an der Interpretation, dass die Bildung des Pseudogleys mindestens frührißzeitlich ist, vermutlich sogar noch ins Mindel/Riß-Interglazial fällt (LÉGER 1987). Fraglich ist noch, wann das Sediment, in dem der Pseudogley ausgebildet wurde, sowie die liegende Fließerde über dem Schotterkörper sedimentiert wurden: in einer Spätphase derselben Kaltzeit, in der der Schotterkörper akkumuliert wurde, oder in einer Kaltzeit zwischen der Aufschüttung der Terrasse und der Bildung des Pseudogleys? Diese Frage hat Konsequenzen für die stratigraphische Stellung des Kirchheim-Burgauer Schotters. Bisher kann aufgrund der Deckschichten-Chronostratigraphie die Stufe 8 als Mindestalter angegeben werden. Es muss allerdings auch ein höheres Alter in Erwägung gezogen werden: bereits KUKLA (1975) hat vorgeschlagen, dass die "würm"zeitliche Terrasse als morphostratigraphischer Horizont auch das letzte Interglazial (Stufe 5) einschließt (darauf weisen auch Befunde von JERZ & MANGELSDORF, 1989, vom Lech und von MÜLLER et al. 1983 von der unteren Saar hin), die "riß"zeitliche Terrasse die Stufen 6-9, und dass die Mindel-Vereisung Penck's etwa 350 000 Jahre alt sei (vgl. LIEDTKE 1981², Tab. 1 und 2).

In den äolischen Deckschichten des Profils Autenried, welche einen zum Schwaighauser Schotter gerechneten Schotterkörper (HABBE & RÖGNER 1989 a) überlagern, konnte kein Löß älter als Riß nachgewiesen werden (Abb. 35). Die nur knapp 4 m mächtige Deckschichtenfolge über 5-7 m tief entkalktem Schotterlehm ist durchgehend entkalkt. Im unteren Teil ist ein Parabraunerde-Pseudogley entwickelt, überlagert von einem streifigen Übergangshorizont und verlagertem, schichtig-feinplattigem Parabraunerde-Pseudogley-Material. Nach oben zu folgt Lößlehm, in dem bis etwa 1,3 m unter der Oberkante (A-Horizonte sind abgeschoben) ein Parabraunerde-Pseudogley ausgebildet ist. Eine Probe aus 1,4 m Tiefe lieferte mit einem TL-Alter von $52,5 \pm 6,7$ ka (AU-1) ein Mittelwürm-Alter. Aufgrund leichter Sensitivitätszunahme nach Bleichung und leichtem anomalen Ausheilen ($< 10\%$) ist es ein Mindestalter. Im unteren Teil des fB_tS_d wurden 131 ± 16 ka (AU-2) und darunter im Lößlehm 142 ± 12 ka (AU-3) als TL-Mindestalter datiert. Es liegt daher nahe, den fB_tS_d ins Riß/Würm-Interglazial zu stellen, für ein höheres Alter gibt es keinen triftigen Grund. Die Verwitterung des Schotters ist mindestens im Mindel/Riß-Interglazial anzusetzen, aufgrund der im Vergleich zu Entkalkungstiefen des Kirchheim-Burgauer Schotters bedeutend größeren Entkalkungstiefe vielleicht auch noch älter. Dann wäre eine bedeutende Schichtlücke im unteren Teil der Deckschichten anzunehmen, die nicht unwahrscheinlich ist: trotz heute ausdrucksloser, ebener Terrassenoberfläche konnten im Riß/Würm-Interglazialboden steilwandige Erosionskerben

und in seinem Hangenden die genannten fließerdeartigen Umlagerungen erkannt werden. Ähnlich starke Abtragung kann ältere Deckschichten wieder ausgeräumt haben. Bei einer weiteren Besichtigung der inzwischen ausgedehnteren Ziegeleigrube Autenried im Mai 1992 konnten Hinweise auf einen weiteren $fB_t S_d$ über dem Schotterlehm gefunden werden, denen von K. RÖGNER noch nachgegangen wird.

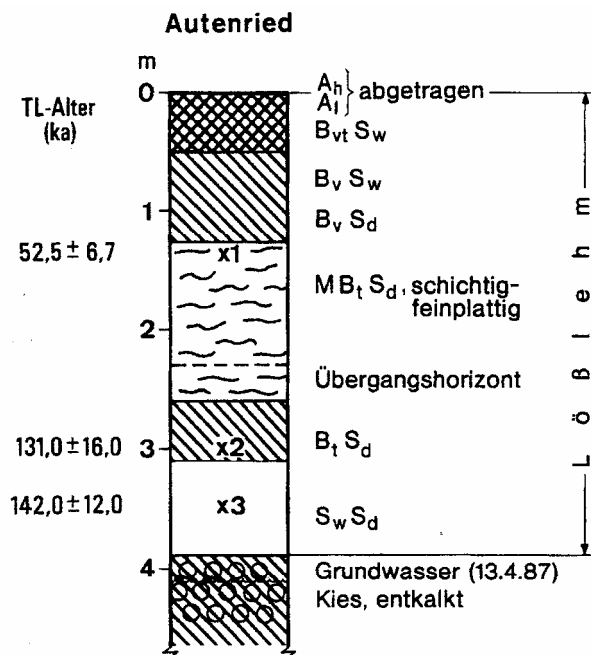
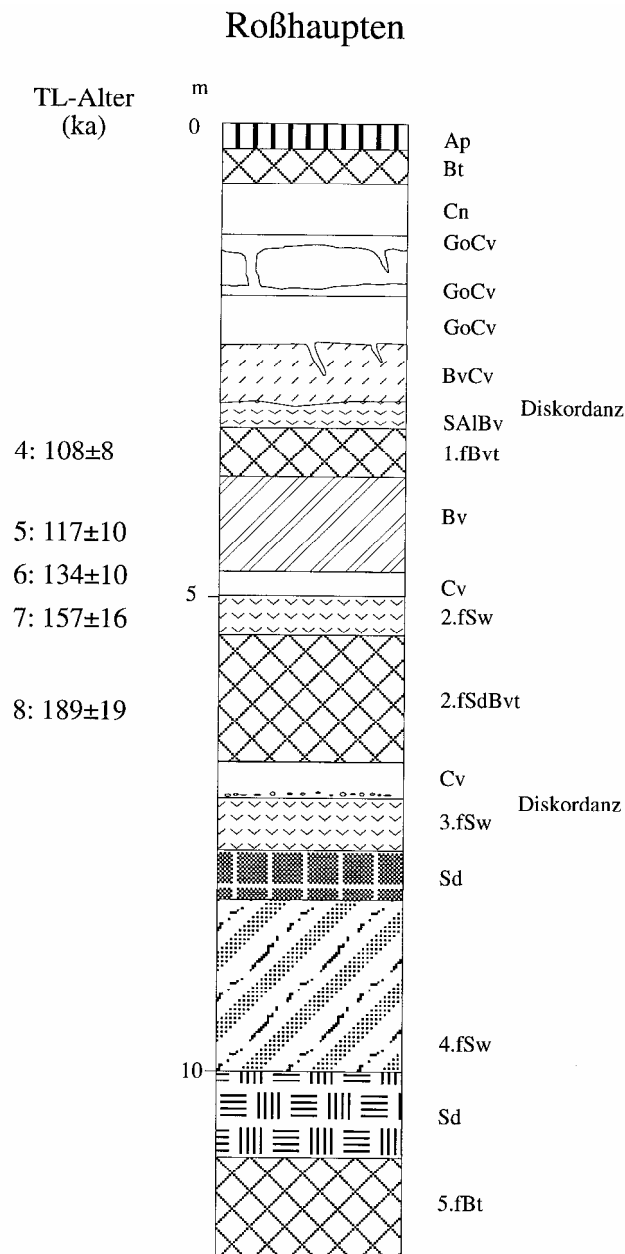


Abb. 35 Das Profil Autenried mit TL-Altern.

In der ehemaligen Ziegelei Roßhaupten östlich von Burgau/Mindel sind über Älterem Deckschotter der Donau-Eiszeit mächtige Lößlehme und Lössе aufgeschlossen, die zuletzt von LÉGER (1988) stratigraphisch bearbeitet wurden. Er gliederte 5 kräftig entwickelte Paläoböden aus und erkannte eine bedeutende Diskordanz zwischen dem zweiten und dritten Paläoböden (s. Abb. 36). Im vierten Paläoböden, einem kräftigen Pseudogley, liegt nach TILLMANNNS et al. (1986) bereits die Matuyama/Brunhes-Grenze, so dass die Diskordanz mehrere Kaltzeit/Warmzeit-Zyklen repräsentiert. Durch TL-Datierungen sollte versucht werden, Altersinformationen über die beiden obersten Paläoböden zu erhalten. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, dass



Pedostratigraphie nach Léger (1988) und Stremme et al. (1991)

Abb. 36 Das Profil Roßhaupten mit TL-Altern.

LÉGER innerhalb des ersten Paläobodens eine Schichtgrenze zwischen dem 1.fBvt und dem darunter folgenden fBv zog. "Die TL-Alter der Proben 7 (156±16 ka), 6 (134±10 ka) und 5 (117±10 ka) unterstützen die Ansprache des verwitterten Lösses als rißzeitliches Sediment. Der untere Teil des Paläobodens ist als Bildung des Ri/Wü-Interglazials anzusehen. Für das Sediment des oberen Horizontes (Bvt) dieses Bodenkomplexes wurde ein TL-Alter von 108±8 ka bestimmt. Die Bodenbildung darin kann in einem frühen Würm-Interstadial, dem Brörup (=St. Germain-I)

erfolgt sein." (STREMME et al. 1991:305). Wegen der Überlappung der 1 σ -Konfidenzintervalle der Proben ROS-4 und ROS-5 können die TL-Alter diese Interpretation allerdings nicht beweisen. Das TL-Mindestalter der Probe ROS-8 aus dem 2.fSdBvt von 189 ± 19 ka spricht für ein vorletztinterglaziales Alter (Mi/Ri) des Paläobodens und das TL-Mindestalter der Probe ROS-7 aus dem 2.fSw von 157 ± 16 ka für frührißzeitliche Sedimentation, ähnlich den Verhältnissen in Hagelstadt (s. u.).

Weitere TL-Untersuchungen betreffen z. Zt. in Zusammenarbeit mit K. Rögner, M. Löscher und St. Miara die äolischen Deckschichten des Erolsheimer Feldes und der oberen Hochterrasse an der Iller und der Riß, um zu prüfen, ob sich aus der Chronologie der Deckschichten Hinweise auf eine detailliertere Gliederung der riß- und wärmzeitlichen Glaziale in der Iller-Lechplatte und im Gebiet des Rheingletschers ergeben. Erste Ergebnisse zeigen, dass bei Baltringen/Riß auf dem Schotterlehm der oberen Hochterrasse eine recht vollständige äolische und solifluidale Deckschichtenabfolge erhalten ist (Aufschluß Baltringen-Ost, MIARA et al. in Vorb.). Sie beginnt mit sandigem Löß mit Flugsandlagen, in dem eine mächtige interglaziale Parabraunerde (im unteren Teil Bänderparabraunerde) ausgebildet ist. Darüber folgen unter- und mittelwärmzeitliche Lößlehme und Fließerden mit humosen bis verbraunten Interstadialböden und schließlich kalkhaltiger, sandiger Oberwürmlöß. Erste TL-Daten sprechen für das Rißalter des interglazial verwitterten Sandlösses und das Unterwürmalter eines überlagernden gebleichten Lößlehms mit Holzkohlefaltern. Das Feinkorn-Mindestalter der Probe BAL-O2a aus dem Rißlöß (106 ± 20 ka, Abb. 37) erlaubt eine Korrelation mit dem jüngsten Rißlöß von Offingen. Aus einer sandigeren Lage konnten ausreichend Feldspäte der Dichtefraktion $2,54-2,58$ g/cm³ für eine Grobkorndatierung extrahiert werden (BAL-O2bKF). Das nach der Regenerierungsmethode ermittelte Alter von 150 ± 22 ka, welches nicht ersichtlich von systematischer Altersunterschätzung betroffen ist, unterstützt die Einstufung des Sandlösses ins Riß. Eine gewisse Altersüberschätzung infolge unvollständigen Bleichens der TL bei der Ablagerung kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, und demzufolge kann das Alter als Maximalalter interpretiert werden. Aufgrund der sehr sandigen Ausbildung des Rißlösses von Baltringen kann die nahegelegene untere Hochterrasse als Liefergebiet angenommen werden, deren Sedimentation damit als etwa gleichalt (jüngstes Riß) anzunehmen ist. Infolgedessen wurde auf der unteren Hochterrasse kein Rißlöß mehr sedimentiert (MIARA et al. in Vorb.). Für die Schotterlehm-Bildung auf der oberen Hochterrasse unter dem Rißlöß ist ein längeres Interstadial oder möglicherweise gar ein Interglazial (vgl. BLUDAU 1991: Interglazial von Ottmannshofen bei Leutkirch) zwischen der Aufschotterung der oberen und der unteren Hochterrasse in Betracht zu ziehen, welches vermutlich dem oben diskutierten längeren Hiatus im Rißlöß entspricht (Heilbronn, Offingen, Mauer).

Für die untere der beiden braunerdeartigen Humuszonen im Würmlöß von Baltringen-Ost ergibt sich ein TL-Alter, welches sowohl mit den TL-Altern für die (obere) Mosbacher Humuszone

Süddeutschlands als auch mit denen für die "humose Basisfließerde" (Steinheim/Iller, Hagelstadt, s. u.) bzw. den unterwürmzeitlichen "Wurmрöhrenlöß" von Wels (s. u.) konsistent ist (Proben BAL-O3, $67,6 \pm 8,1$ ka, und BAL-O4, $70,8 \pm 6,3$ ka). Das TL-Alter für die obere braunerdeartige Humuszone von Baltringen-Ost ($56,7 \pm 5,3$ ka, BAL-O5), welches durch die additive Technik (nach dem Kurvenanpassungsprogramm von G. W. Berger) bestätigt wird ($59,6 \pm 6,4$ ka), spricht für eine Einstufung ins untere Mittelwürm. Der gegenüber der unteren Humuszone noch erhöhte Humusgehalt (MIARA et al. 1994) legt hingegen eher eine Einstufung in den unterwürmzeitlichen Humuszonенkomplex nahe. Wie an anderen Profilen (Achenheim, Weisenau, s. o., und Paudorf/Aigen, ZÖLLER et al. 1994) dargelegt werden konnte, kann an Lokalitäten, an denen der älteste Löß der Sauerstoffisotopen-Stufe 4 nicht zur Ablagerung kam oder nicht erhalten ist, die Bildung humoser Interstadialböden durchaus bis ins Mittelwürm andauern. Da durch die starke Bioturbation in (Wald-)Steppenböden das Sediment des Solums immer wieder dem Tageslicht ausgesetzt wird, datiert ein TL-Alter aus dem A-Horizont derartiger Böden eher das Ende der Bodenbildung als die vorausgegangene Sedimentation (ZÖLLER et al. 1994, BERGER & MAHANEY 1990).

Aus den jüngeren, als mittelwürmzeitlich angesprochenen Lößfließerden wurden keine weiteren TL-Proben entnommen, da wegen der rein solifluidalen Fazies keine korrekten Alter zu erwarten sind (s. ZÖLLER 1989 a). Die entkalkten Lößfließerden enthalten zwei fossile schwache Braunerden vom Typus der Mittelwürmböden. Im Südwesten des Profils keilen die Fließerden aus, und aus dem Mittelwürm sind dort nur entkalkte Flugsande in einem älter angelegten Dellentälchen vertreten. Die obere fossile Verbraunung zieht von dem Fließerdenkomplex in die hangenden Flugsande. Aus dem nicht verbrauchten, entkalkten liegenden Teil der Flugsande wurde eine Probe zur Datierung mittels der Quarz- und der Feldspat-Grobkorntechnik entnommen (BAL-O6, Schicht 12b2 in Abb. 37). Die natürliche TL beider Mineralfraktionen erwies sich als nahezu in Sättigung, was - angesichts niedriger Dosisleistung - zu dem Schluß zwingt, dass während des Transports und der Ablagerung kaum eine Bleichung erfolgte. Als Liefergebiet muss die nur einige hundert m bis etwa 1 km entfernte Schotterebene der Niederterrasse angenommen werden, und die rein sandige Fazies spricht für starke westliche Winde und rasche Sedimentation. Infolgedessen war die Exposition der Sandkörner ans Sonnenlicht zu gering für eine zuverlässige TL-Datierung.

Baltringen-Ost

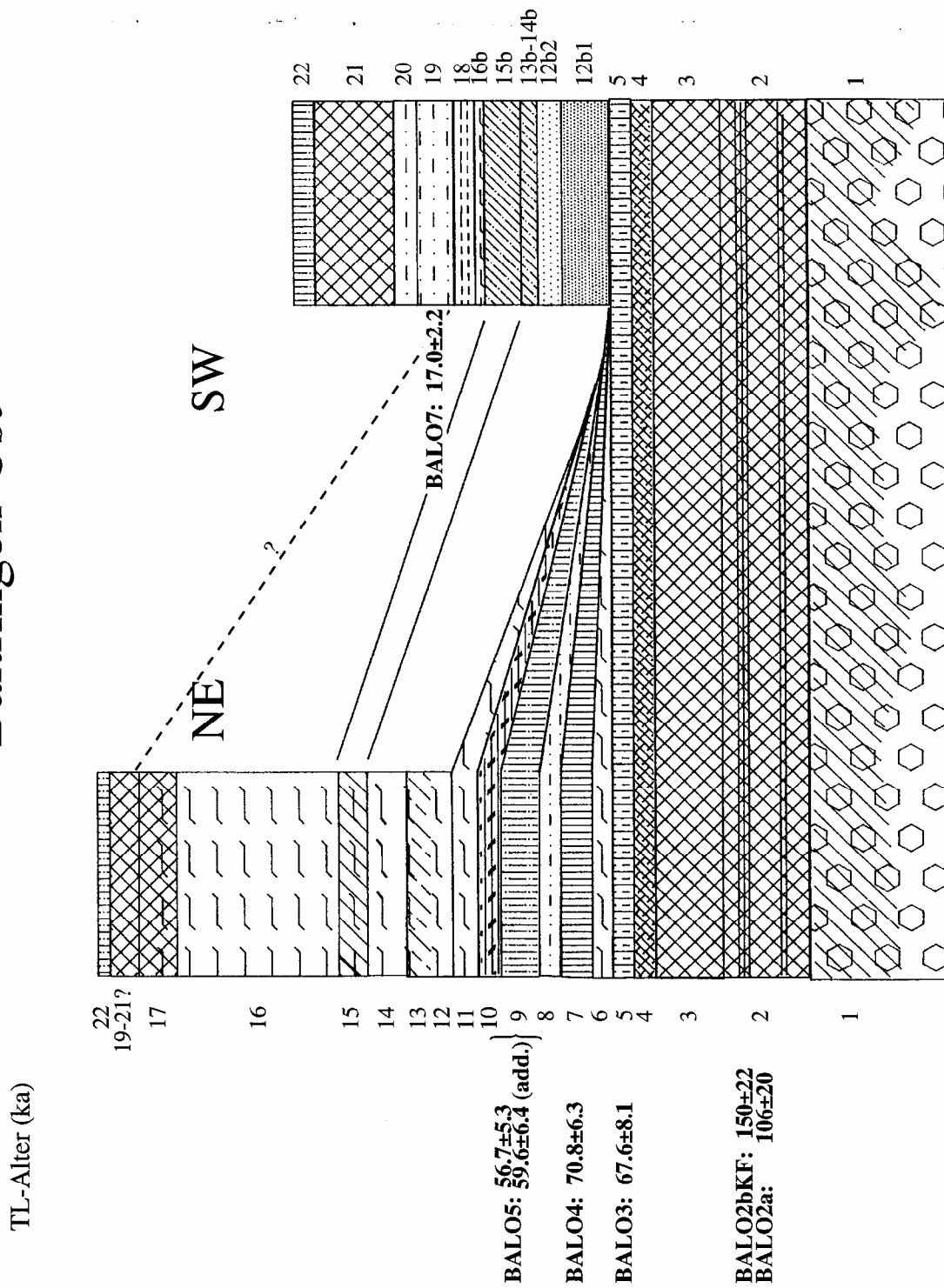


Abb. 37 Das Profil Baltringen-Ost mit TL-Altern.

Der hangende, sandige und stark kalkhaltige Oberwürmlöß (BAL-O7, $17,0 \pm 2,2$ ka) verdient wegen seines jungen TL-Alters besondere Betrachtung. Eine individuenreiche, aber artenarme Molluskenfauna weist ihn als hochglazial aus (D.-D. ROUSSEAU, mündl. Mitt. April 1993). Das TL-Altersintervall ist nur wenig älter als das des Sumpflösses von Rosenhof bei Regensburg ($16,2 \pm 1,5$ ka), welcher am Übergang vom Hoch- zum Spätglazial sedimentierte (s. u.). Danach ist der jüngste Löß von Baltringen-Ost ins ausgehende Hochglazial zu stellen. Miara konnte ihn mittlerweile auch über dem Fließerdekomplex im NW des Profils im Solum des holozänen Bodens nachweisen. Die gleichmäßige Verbreitung dieses sandigen Lösses über den verschiedenen Einheiten des Mesoreliefs und die Beendigung der Solifluktion durch die Akkumulation dieses Lösses lässt sich im Sinne einer Änderung der Morphodynamik am Hang in Richtung auf ein Ariderwerden des Klimas interpretieren. Der nach dem Konfidenzintervall des TL-Alters in Frage kommende Abschnitt (2 σ : 12,6-21,4 ka) ist in Tiefseekernen des Nordatlantiks und in Eiskernen von Grönland inzwischen chronologisch und paläoklimatisch sehr gut bekannt (BOND et al., 1993, LEHMANN 1993): es ist nach korrigierten AMS-¹⁴C-Daten der Zeitabschnitt nach der Heinrich-Schicht 2 bis zur jüngeren Dryas, in welchen die Heinrich-Schicht 1 fällt. (Als Heinrich-Schichten werden nach ihrem Entdecker, H. Heinrich, grobklastischere Schichten mit hohem Anteil klastischer Karbonate in nordatlantischen Tiefseekernen bezeichnet, in welchen nur wenige vorwiegend arktische Foraminiferen, z. B. die planktonische Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (s.) dominieren. Die Heinrich-Schichten werden als Folge plötzlicher und massiver Ausbrüche des laurentischen und des grönländischen Eisschildes in den Nordatlantik interpretiert, denen eine längere Periode mit zunehmender Abkühlungstendenz der Dansgaard-Oeschger-Zyklen vorausging. Unmittelbar auf die Heinrich-Schichten folgt eine Erwärmung des nordatlantischen Oberflächenwassers um einige °C, welche mit höheren Lufttemperaturen über dem Grönland-Eis korrelieren und daher als Interstadiale angesehen werden.) Das spätglaziale Bölling-Interstadial beginnt nach AMS-¹⁴C-Daten, welche nach BARD et al. (1990, 1993) korrigiert wurden, 14300 a_{corr.}BP (BOND et al. 1993, Tab. 1 und Fig. 3). Die Temperaturkurve zwischen den Heinrich-Schichten 1 und 2 gleicht einem "W", wobei die den Heinrich-Schichten unmittelbar folgenden Interstadiale den aufstrebenden Enden des "W" entsprechen. Für das letzte Kältemaximum des "W" werden 16000 a_{corr.}BP angegeben, für das erste Kältemaximum des "W" 21970 a_{corr.}BP. In diesen Zeitraum muss, ausweislich der hochglazialen Molluskenfauna, der jüngste Löß von Baltringen-Ost fallen. Mit 67% Wahrscheinlichkeit lässt er sich dem mittleren bis jüngeren Abschnitt des "W" vor der Erwärmung zum Bölling-Interstadial zuordnen. Dieses Beispiel zeigt, dass in günstigen Fällen eine sehr hohe klimastratigraphisch-chronometrische Auflösung von Lößabfolgen erzielt werden kann, wie z. B. auch von ROUSSEAU & KUKLA (1993) am hoch- und spätglazialen Lößprofil von Eustis (Nebraska, USA).

Durch die gründliche flächendeckende Neubearbeitung der Hochterrassen der Iller durch S. Miara (MIARA et al. in Vorb.) konnte kürzlich der deckschichtenstratigraphische Befund von Baltringen-

Ost auch für die Iller verifiziert werden. Beim Krankenhaus in Günzburg erbohrte er 7,8 m Löß und Lößlehm über Schotterlehm der oberen Hochterrasse. Eine genauere Beschreibung des erbohrten Profils bleibt der Dissertation von MIARA vorbehalten. Mindestens ein verbraunter Mittelwürmboden konnte identifiziert werden. An der Basis der äolischen Deckschichten trat ein ca. 1 m mächtiger fB_t -Horizont auf. Zwei TL-Proben aus dem untersten Teil des Profils konnten bisher datiert werden (die Proben wurden nach einer Vorbohrung mittels eines Peilstangen-Bohrgerätes aus einem wenige dm benachbarten Bohrloch mittels eines Eijkelkamp-Lehmgreifers von 5 cm Durchmesser unter einer lichtundurchlässigen schwarzen Plastikfolie entnommen). Die Probe GüKh-1 stammt aus dem fB_{vt} -Horizont ca. 30 cm über dem Schotterlehm, die Probe GüKh-2 etwa 5 dm höher aus dem fB_t . Beide Proben wurden nach starkem thermischem Waschen sowohl nach der Regenerierungstechnik (GüKh-1N ist ein erneuter Durchlauf von GüKh-1 mit neu aufbereitetem Probenmaterial) als auch nach der additiven Technik nach G. W. Berger datiert und lieferten folgende Ergebnisse:

	Regenerierung	additiv
GüKh-2	100±10 ka	127±11 ka
GüKh-1N	113±15 ka	128±13 ka
GüKh-1	105±13 ka	

Das fehlergewichtete Mittel aus den beiden Regenerierungs-Altern beträgt 109±12 ka (zufälliger Fehler: 7,34%; systematischer Fehler: 8%; Gesamtfehler: 10,86%).

Die Daten belegen die Reproduzierbarkeit der TL-Daten innerhalb ihres 1 σ -Fehlers. Im Vergleich mit vollständiger gegliederten Leitprofilen (z. B. Offingen) sprechen auch hier die Regenerierungsalter für eine Einstufung des Lösses, in dem der fB_t entstand, ins Riß. Diese Einstufung wird durch die additiven Alter untermauert. Die Regenerierungsalter demonstrieren wiederum die an anderen Profilen erkannte Altersunterschätzung an Rißlössen, während dies für die beiden additiven Alter nicht zutrifft.

Deckschichtenstratigraphisch als auch -chronometrisch kann den beiden Hochterrassen des Riß und des Iller-Systems nun ein unterschiedliches Alter zugewiesen werden. Für das Riß-System erhellt das schon aus der Korrelation der Hochterrassen mit unterschiedlichen Endmoränenwällen (SCHREINER 1992), während für die morphologische Zweiteilung der Hochterrasse des Illersystems flußdynamische Ursachen - Laufänderung der unteren Iller bei Verkürzung des Laufes durch Südwärtsdrängen des Vorfluters Donau - vorgeschlagen wurde (SINN 1972, LÖSCHER 1976). Eine Gegenüberstellung von unterer (uHT) und oberer Hochterrasse (oHT) zeigt:

	uHT	oHT
Würm	Lösse, Fließerden, braune Interstadialböden	
Unterwürm	"humose Basisfließerde", Humuszonen	
R/W-Intergl.	Schotterlehm	Löß-Parabraunerde
oberes Riß	Schotter	Löß
Inner-Riß	-	Schotterlehm
mittl. oder		
unteres Riß	-	Schotter

Insbesondere ist zu beachten, dass der Riß/Würm(R/W)-Interglazialboden auf der uHT nur als Schotterlehm vorkommt, auf der oHT - an geschützten Stellen - aber als Parabraunerde aus Löß. Über den Charakter des "Inner-Riß", d. h. ob es sich um ein Interstadial oder ein Interglazial handelt, ist aus den Befunden von Baltringen-Ost noch nicht sicher zu entscheiden. Der Nachweis eines Inner-Riß-Interglazials bei Ottmannshofen (BLUDAU 1991) vom Typ Pfefferbichl (FRENZEL 1989) lässt seine Korrelation mit dem Inner-Riß-Schotterlehm von Baltringen-Ost offen. Auf jeden Fall dürften die hier mitgeteilten chronostratigraphischen Ergebnisse von Bedeutung für die neuerliche Diskussion der Riß-Gliederung sein.

4.4.5. Ostbayern und Traun-Enns-Platte

Südlich von Regensburg grenzt die großenteils lößbedeckte Nieder- und Hochterrassenlandschaft des Dungaus an die nördlichen Ausläufer des Donau-Isar-Hügellandes, auf dem auch ältere Lösse erhalten sind. Die heutigen mittleren Jahresniederschläge steigen von knapp 650 mm in der NW-Ecke des Dungaus nach S zum Donau-Isar-Hügelland rasch auf über 700 mm an. Große Jahresschwankungen der Temperatur von 20,4°C (Januarmittel -2,5°C, Julimittel 17,9°C, Jahresmittel 8,0°C) sowie das Niederschlagsmaximum im Juli (93 mm) kennzeichnen das kontinentalere Klima des Regensburger Raumes (BUCH & ZÖLLER 1990) im Vergleich zu Nachbargebieten und seine vermittelnde Stellung zwischen stärker atlantisch geprägten Lößgebieten weiter im W und NW und den weiter im E bis SE gelegenen kontinentalen Beckengebieten Niederösterreichs (Wiener Becken), Mährens und Ungarns. Der Regensburger Raum bietet sich deshalb an, den räumlichen Wandel in der Typologie gleichalter Paläoböden sowohl kleinräumig in Beziehung zur Änderung der Jahresniederschläge als auch überregional in einem WNW-ESE-Profil mit insgesamt zunehmender Kontinentalität zu untersuchen.

Die Lösse des Regensburger Raumes wurden von BRUNNACKER (zuletzt 1982) gegliedert und typisiert. Günstige Aufschlußverhältnisse erlaubten (1984-1990) eine detailliertere Würmlöß-

Stratigraphie aufgrund der kontinuierlichen Bearbeitung durch M. BUCH. Dadurch konnte eine Korrelation mit den Würmlößgliederungen von BRUNNACKER (1982) und SCHELLMANN (1988) erarbeitet werden (s. BUCH & ZÖLLER 1990, Abb. 13). Die älteren Löss der Ziegelei Hagelstadt wurden von STRUNK (1990) untersucht und konnten mit der Stratigraphie BRUNNACKERs aus einer nahegelegenen, inzwischen nicht mehr zugänglichen Ziegeleigrube verglichen werden.

Entgegen der weit verbreiteten Meinung, dass die Niederterrasse lößfrei sei, konnte BUCH östlich von Regensburg bis zu 3,5 m mehr oder weniger sandigen Löß (bis etwa 18% Sand) nachweisen. Er liegt auf seinem "Hauptniveau der Niederterrasse (1B)" und wurde als "Deckniveau der Niederterrasse (1A)" ausgegliedert.

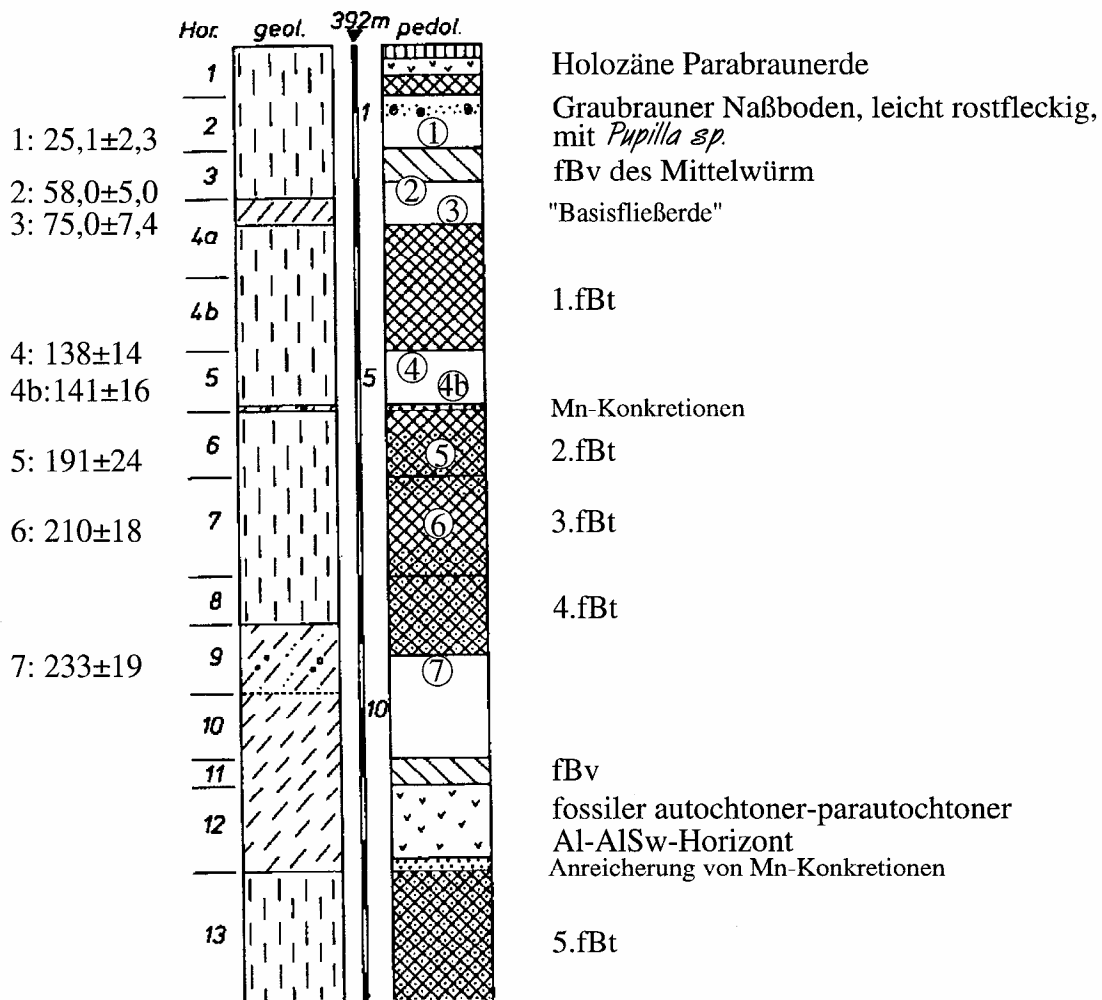
Im Profil Hagelstadt liegt nach STRUNK (1990) unter dem 1.fB_t entkalkter, stark hydromorpher Rißlöß mit großen Mangan-Konkretionen und dann ein Komplex von drei fossilen B_tS-Horizonten mit Tongehalten bis über 40% (2.-4.fB_tS in STREMME et al. 1991). Der oberste B_tS (2.fB_tS) ist geringmächtiger und etwas schwächer ausgebildet als die beiden tieferen und zeigt entlang des Profils Verkürzungen durch Erosion (STRUNK 1990). Die gleiche Abfolge fand STRUNK (mündl. Mitt. 1991) auch an einer Autobahn-Baustelle bei Regensburg. Unterhalb dieses Bodenkomplexes besteht im Profil Hagelstadt eine bedeutende Erosionsdiskordanz. Darunter liegt der 5.fB_tS mit bis zu 3 m Mächtigkeit als stark verwitterter und stark pseudovergleyter Paläoboden, der dem 3. fossilen Interglazialboden BRUNNACKERs entspricht. In den pseudovergleyten "Riesböden" mit ihren rundlichen bis stangenartigen Tonnestern (vgl. Profil Roßhaupten), die in der Stratigraphie BRUNNACKERs nach unten folgen, liegt die Matuyama/Brunhes-Grenze. Paläomagnetische Messungen von Proben aus dem Profil Hagelstadt, die von M. BUCH (mündl. Mitt. Juni 1991) am Institut für Geophysik der TU München durchgeführt wurden, brachten bisher allerdings noch keine klaren Aussagen über die Lage dieser Grenze. Die erwähnte Erosionsdiskordanz führte an einer Stelle in der Ziegelei Hagelstadt zur Bildung eines Dellentälchens, welches in der Folgezeit durch fluviale Schluffe und Sande und schließlich durch - inzwischen entkalkten - Löß verfüllt wurde. Die älteste TL-Probe aus dem Profil (HG-7) wurde aus dem jüngsten Lößlehm dieser Füllung im unmittelbar Liegenden des 4.fB_tS entnommen. Die Lage der übrigen TL-Proben (insgesamt 8) geht aus Abb. 38 hervor.

Die Proben HG-4 aus dem entkalkten Löß unterhalb des 1.fB_t und 4B aus entkalktem Löß mit Mn-Konkretionen über dem 2.fB_tS lieferten mit 138±14 ka und 141±16 ka erwartungsgemäß Riß-Alter. Wenn auch die von anderen Profilen bekannte TL-Altersunterschätzung in Rechnung gestellt wird, bleibt doch festzuhalten, dass die nach der gleichen Methode gewonnenen TL-Alter von etwa 140 ka in gut stratifizierten Profilen den Beginn der hochglazialen rißzeitlichen Lößakkumulation markieren. Da die Probe HG-3 in der "humosen Basisfließerde" mit 74±7,4 ka ein Unterwürm-

Alter dieser humosen Sedimente belegt, kann der 1.fB_t in Hagelstadt als Unterboden des Riß/Würm-interglazialen Bodens identifiziert werden.

Hagelstadt

TL-Alter (ka)



Stratigraphie nach Strunk (1990)

Abb. 38 Das Profil Hagelstadt mit TL-Altern.

Die TL-Alter der tieferen Proben HG-5 (191±24 ka) aus dem 2.fB_tS, HG-6 (210±18 ka) aus dem 3.fB_tS und HG-7 (233±19 ka) unterhalb des 4.fB_tS erlauben keine eindeutige chronostratigraphische Einstufung des Pedokomplexes mehr. Obwohl die TL-Mindestalter mit zunehmender strati-

graphischer Tiefe älter werden, unterscheiden sie sich nicht mehr signifikant. Im Vergleich mit den TL-Altern vom Profil Achenheim u. a. widersprechen die TL-Alter nicht der Deutung, dass der dreigeteilte Pedokomplex von Hagelstadt das vorletzte Interglazial und die Frühriß-Interstadiale (entsprechend den Weilbacher Humuszonen) repräsentiert. Einen Beleg für diese Auffassung können die TL-Mindestalter aber nicht liefern, da noch nicht bekannt ist, ob der Betrag der Altersunterschätzung zwischen Profilen aus unterschiedlichen Lößprovinzen vergleichbar ist. Andere Argumente können die Zuordnung des Bodenkomplexes in den Zeitraum Mindel/Riß-Interglazial bis frühes Riß allerdings unterstützen: in der gesamten von STRUNK aufgenommenen Profilwand in Hagelstadt sowie an der Autobahn-Baustelle ist innerhalb des Pedokomplexes an keiner Stelle eine bedeutende Diskordanz zu erkennen. Dieser Umstand spricht gegen ein zwischengeschaltetes volles Glazial. Erst der oberste Boden des Komplexes (2.fB₁S) ist von einer rißzeitlichen Diskordanz betroffen. Auch BRUNNACKER (1982) unterschied in dem von ihm ins Mindel/Riß-Interglazial gestellten Paläoboden-Komplex zwei Böden.

Das Unterwürm wird durch die "humose Basisfließerde" BRUNNACKERs vertreten. Nach SCHELLMANN (1988) kann im Dungau das Unterwürm auch durch eine geringmächtige, schwarzerdeartige Humuszone und eine zweigeteilte Braunerdebildung gegliedert werden. Im Profil Hagelstadt besteht die humose Basisfließerde aus fahnenartig verzogenem B₁-Material und primär karbonatreichem Löß. Die TL-Probe HG-3 (74±7,4 ka) stammt aus humosem Löß. Das Alter entspricht dem der "Mosbacher Humuszonen". An der Basis des noch schwach verbrauchten Mittelwürm-Lösses in Hagelstadt wurde ein TL-Alter von 58±5,0 ka datiert (HG-2), welches mit TL-Altern von Lössen aus vergleichbarer stratigraphischer Position (z. B. Rotenberg, Mauer-N, Heilbronn, Steinheim/Murr, Autenried, Steinheim/Iller) konsistent ist. Das Mittelwürm in Hagelstadt ist aufgrund geringer Mächtigkeit und der Verbraunung des "Mittelwürm-Bodens" BRUNNACKERs nicht weiter untergliederbar. Diese Bodenbildung umfasst möglicherweise mehrere Mittelwürm-Interstadiale einschließlich des Denekamp-Interstadials.

Die Oberwürm-Lösssedimentation scheint im Regensburger Raum etwas später eingesetzt zu haben als am nördlichen Oberrhein und in Südhessen. Im Grabungsaufschluß "Napoleonstein" liegt über dem Mittelwürm-Boden eine paläolithische Fundstelle in einem solifluiden Umlagerungshorizont (WEISSMÜLLER 1987, zit. n. BUCH & ZÖLLER, 1990). ¹⁴C-Alter an Holzkohlestücken lieferten Alter von 28 780±1735 a B.P. (Hv 15 650) und 29 450±1900 a B.P. (Hv 15 651). Die ältesten Oberwürm-Lösse wurden mittels TL in Hagelstadt mit 25,1±2,3 ka (HG-1) und im Profil der Bohrung Min 248 (Lerchenfeld bei Mintraching [Blatt 7039 Mintraching, H 54 25580, R 45 16570, GOK 335 m ü. NN]) mit 25,4±2,4 ka (Le-2, Sandlöß) datiert (BUCH & ZÖLLER 1990). Das TL-Alter der letzten Probe wurde mit der R-β-Methode bestätigt. Es handelt sich bei der Probe Le-2 um den ältesten Löß, der bisher auf dem Deckniveau der Niederterrasse (1A) festgestellt wurde. Die erstaunliche Konsequenz dieser Datierung ist, dass das Hauptniveau der Niederterrasse hier

älter als Oberwürm ist, wie schon unabhängig von BUCH (1987, 1988) mit pedo- und lößstratigraphischen Methoden festgestellt wurde.

Der bis zu 3,5 m mächtige Oberwürm-Löß im Dungau enthält mindestens vier (nach SCHELLMANN 1988 fünf) schwache fossile Bodenbildungen, neben einem Naßboden drei 20-40 cm mächtige initiale, leicht rötliche Verbraunungshorizonte (fCv) mit bis um 5% höheren Tongehalten gegenüber dem unverwitterten Löß. Nach mikromorphologischen Untersuchungen von S. STEPHAN (Bonn, zit. n. BUCH & ZÖLLER 1990) weisen sie auf schwache Verwitterung infolge kryoklatischer Prozesse und initialer Glimmerverwitterung hin. Der Naßboden liegt zwischen dem ältesten 1.fCv und dem 2. fCv und ist durch schwache Rostfleckung sowie eine an hochglaziale Bedingungen adaptierte Molluskengesellschaft gekennzeichnet. Nach den TL-Altern der Profile Lerchenfeld (LE) und Obertraubling (OB, s. BUCH & ZÖLLER 1990) ergibt sich folgende chronologische Stellung (Abb. 39):

Löß des 1.fCv $25,4 \pm 2,4$ ka (Le-2), Sandlöß 20 cm über der Oberkante des 1.fCv $24,1 \pm 2,4$ ka (Le-1), Löß des Naßbodens $21,6 \pm 1,9$ ka (Ob-3), Löß des hangenden (2.)fCv $21,4 \pm 2,0$ ka (Ob-2), Löß 20 cm über der Oberkante dieses fCv $20,0 \pm 2,0$ ka vor heute (Ob-1, R-β-Methode). Der 3.fCv liegt stratigraphisch oberhalb dieser Probe.

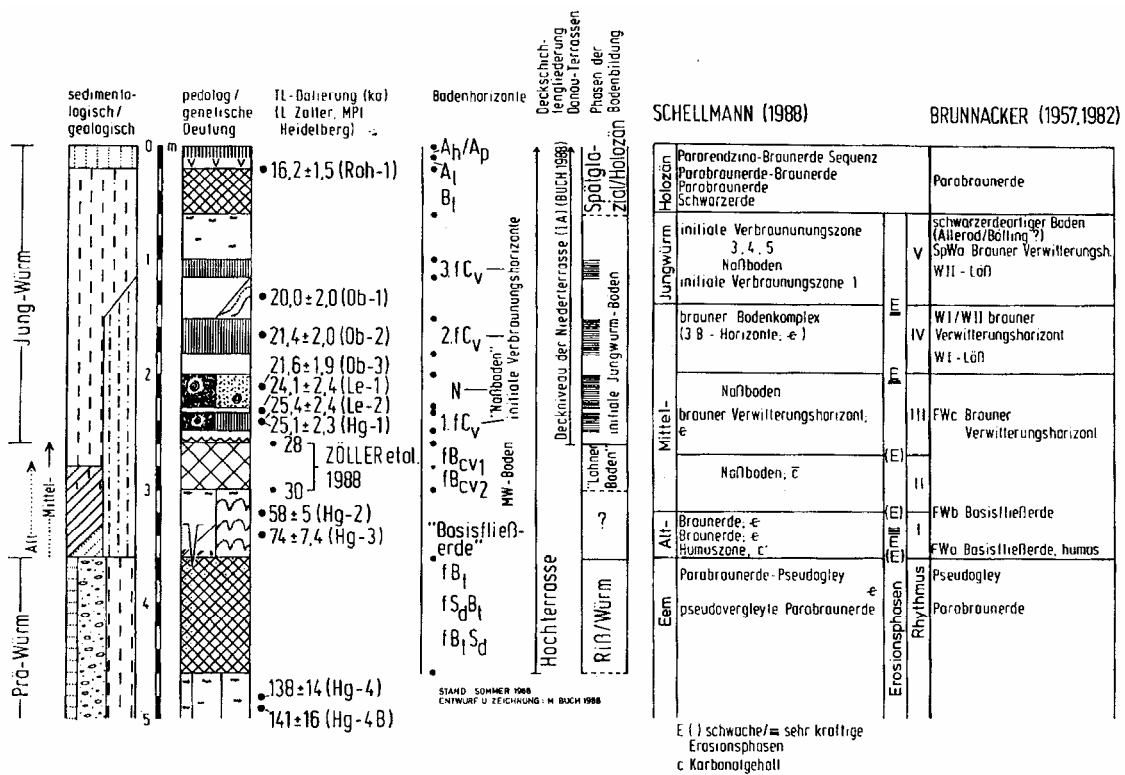


Abb. 39 Sammelprofil der Löss im Raum Regensburg mit TL-Altern (aus Buch & Zöller, 1990).

Der Naßboden am Beginn der Oberwürm-Lösse des Profils Hagelstadt ist mit $25,4 \pm 2,4$ ka (Hg-1) innerhalb der Konfidenzintervalle gleichalt mit dem Löß des 1.fCv (Le-2) und des schwachen Naßbodens (Ob-3, $21,6 \pm 1,9$ ka). Da der schwache Naßboden von Obertraubling nach seiner Molluskengesellschaft und seiner stratigraphischen Stellung innerhalb des Oberwürms jedoch am sinnvollsten mit dem Letzten Glazialen Maximum gleichgesetzt wird und in seinem Liegenden noch der 1.fCv auftritt, liegt es nahe, den Naßboden von Hagelstadt mit dem 1.fCv des Dungaues zu parallelisieren. Damit zeichnet sich ein interessanter Wechsel in der Typologie der initialen Bodenbildungen innerhalb der Oberwürmlösse ab: am auch heute feuchteren Nordrand des Bayerischen Tertiärhügellandes bei Hagelstadt steht die fazielle Ausbildung des Oberwürmlösses dem feuchteren "Mittleren Faziesbezirk" der würmzeitlichen Lösse in Süddeutschland nach BRUNNACKER (1957) näher als dem trockeneren "Nördlichen Faziesbezirk". Allerdings haben HAGEDORN et al. (1991) kürzlich dieses Konzept abgelehnt. Kleinräumige, reliefbedingte Änderungen der Niederschlagsverhältnisse dürften trotzdem ebenso wie heute bestanden haben.

Der jüngste Würmlöß des Regensburger Raumes wurde als isoliertes Sumpflößverkommen in einer ehemaligen Rinne des sonst lößfreien Hauptniveaus der Niederterrasse (IB) bei Rosenhof östlich von Regensburg gefunden. Nach den Molluskengesellschaften wurde es im ausgehenden Hochglazial bis frühen Spätglazial abgelagert (s. BUCH 1988). Der Sumpflöß wurde durch eine kräftige spätglaziale Bodenbildung (fBv-fBvt-Horizont) überprägt, deren Verwitterungszapfen teilweise bis in den liegenden Schotter reichen. Der Boden wird von Dünensanden überdeckt, an deren Basis eine Fundschicht aus dem Späten Magdalénien entdeckt wurde (REISCH 1974, zit. n. BUCH & ZÖLLER 1990). Die Bodenbildung ist nicht durch einen Durchgriff der rezenten Bodenbildung durch die Dünensande erklärbar, da ein im älteren Mesolithikum aus dem Verbraunungshorizont modellierter Lehmblock unter den Sanden auftritt (SCHÖNWEISS & WERNER 1974, zit. n. BUCH & ZÖLLER 1990). Im Ap-Horizont des rezenten Bodens konnte der Verfasser in den Dünensanden Spuren der typischen Schwermineral-Assoziation der Laacher-See-Tephra (LST 5) nachweisen, und zwar einzelne Körner von Augit, vulkanischer Hornblende und Titanit (BUCH & ZÖLLER 1990, vgl. ZÖLLER 1980), die in Kontrollproben aus tieferen Horizonten nicht mehr auftraten; diese werden in der Schwerefraktion von Mineralen metamorpher Liefergebiete (insbesondere Granat, Muskovit, Saussurit) dominiert, die Regen und Naab aus dem Bayerischen und Oberpfälzer Wald anlieferten. Die Ablagerung der Dünensande ist somit tephrostratigraphisch vor das Alleröd zu stellen (Ältere Dryas). Folglich muss der fossile fBv-Bvt einem spätglazialen Interstadial vor dem Alleröd zugeordnet werden. Dafür kommt das Bölling-Interstadial in Frage.

Diese morpho-, bio- und tephrostratigraphische Gliederung der Abfolge bei Rosenhof wird durch die TL-Daten untermauert. Der Sumpflöß (Abb. 40) wurde mit einem TL-Alter von $16,2 \pm 1,5$ ka datiert (Regenerierungs- und R-β-Methode) und die überlagernden Dünensande nahe ihrer Basis

mit $13,2 \pm 1,5$ ka (BARAY in Vorb.). Diese Daten stimmen mit der korrigierten ^{14}C -Chronologie des ausgehenden Hochglazials und des Spätglazials nach BOND et al. (1993, s. 4.4.4.) überein. Der Lokalität Rosenhof fällt somit eine Schlüsselrolle für die Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung im Dungau von der Wende Hochglazial/Spätglazial bis zum Ende der Älteren Dryas zu. Die Lösssedimentation endete am Übergang vom Hoch- zum Spätglazial. Die Donau benutzte zu dieser Zeit wohl kaum noch ihr gesamtes hochglaziales Verwilderungsbett in voller Breite, da sonst die Sumpflößakkumulation in einer Rinne nicht möglich gewesen wäre. Bei sich zu Beginn des Spätglazials zurückziehendem Dauerfrostboden fanden Entkalkung des Sumpflösses und Verbraunung sowie Tonmineralverlagerung infolge von Eisseggregation statt (van VLIET-LANOË 1990 b). Die Klimaverbesserung, die nach den astronomischen Berechnungen (COVEY 1985, BERGER & LOUÏRE 1991) mit dem Maximum der Juli-Insolation in den höheren Breiten der Nordhalbkugel zusammenfällt, hatte eine zumindest teilweise Wiederbewaldung mit Bodenbildung sowie magdalénienzeitliche Besiedlung zur Folge. Der Klimarückschlag der Älteren Dryas führte im Dungau nicht mehr zu erneuter Lössbildung, wohl aber zu äolischen Sandbewegungen mit Bildung von Flugsand- und Dünenfeldern auf den von Vegetationsauflichtung betroffenen weiten Flächen der Niederterrasse. Ob letztere auch in der jüngeren Dryas und im Frühholozän noch aktiv waren, ähnlich wie im nördlichen Oberrheingraben und in den brandenburgischen Urstromtälern (BARAY & ZÖLLER 1993), kann aus dem untersuchten Profil bei Rosenhof nicht erschlossen werden.

Profil Rosenhof östlich Regensburg

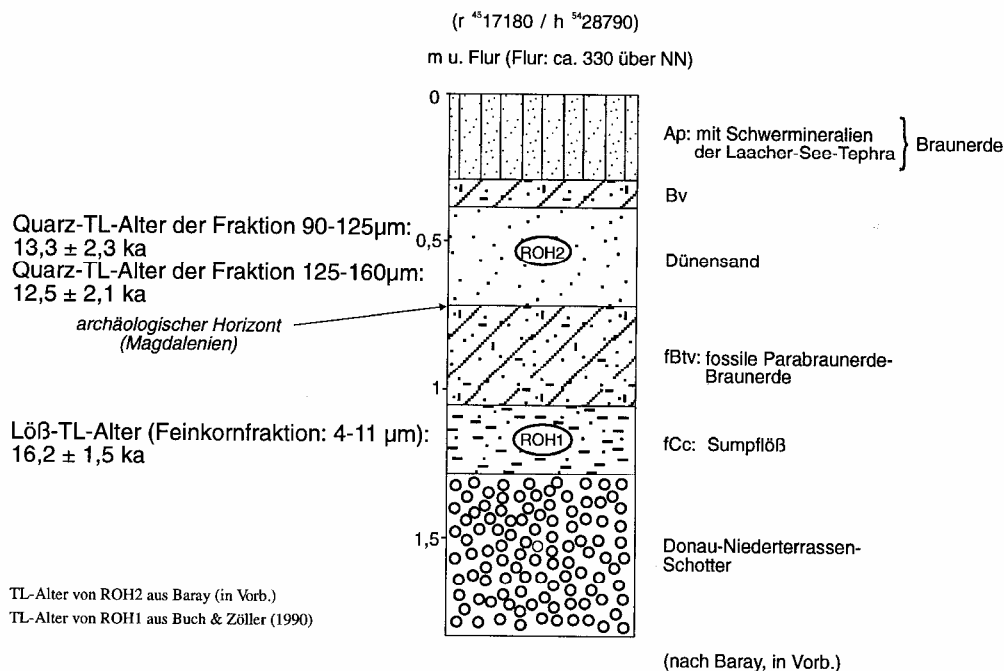


Abb. 40 Das Profil Rosenhof bei Regensburg mit TL-Altern.

Angesichts einer nunmehr derart vollständigen Chronostratigraphie der Oberwürm-Lösse im Raum Regensburg bietet sich der Versuch einer Korrelation mit der Lößstratigraphie Südhessens (SEMMELE 1974, SABEL & THEWS 1986) und des nördlichen Kraichgaus (BENTE & LÖSCHER 1987) an. Die beiden AMS- ^{14}C -Alter an Schnecken aus dem E_1 und dem E_2 von Nußloch mit ca. 28 ka unterscheiden sich nicht signifikant. Deshalb kann davon ausgegangen werden, dass die Bildung dieser beiden Naßböden innerhalb eines kurzen Zeitintervalls von vielleicht nur einigen hundert Jahren erfolgte. Für die Eltviller Tephra zwischen E_3 und E_4 kann nach den oben diskutierten Datierungen von verschiedenen Lokalitäten ein Alter um 21-22 ka angenommen werden. In Lössen zwischen E_3 und E_2 wurden Alter von $24,0 \pm 2,4$ (Rotenberg) und $24,8 \pm 2,2$ ka datiert. Damit wird das Bildungsalter des E_3 eingengt. Der E_4 ist jünger als die Eltviller Tephra und älter als die Wende Hoch-/Spätglazial, wie auch der jüngste Naßboden von Nußloch (" E_5 "), da im Spätglazial kaum noch zur Naßbodenbildung geeignete Verhältnisse bestanden haben dürften.

Aufgrund der 1σ -Fehler von typischerweise 10-15% erlauben die TL-Alter keine eindeutige zeitliche Zuordnung der oberwürmzeitlichen initialen Bodenbildungen im Regensburger Raum mit den Erbenheimer Naßböden. Nach den diskutierten TL- und AMS-Altern erscheint es immerhin sinnvoll, die E_1 - und E_2 -Naßböden älter als den 1.fCv bzw. den Naßboden von Hagelstadt einzustufen. Letztere könnten dem E_3 entsprechen, ebenso aber der Naßboden zwischen dem 1. und dem 2. fCv. Es stellt sich jedoch überhaupt die Frage, ob die Erbenheimer Naßböden grundsätzlich mit den initialen Verbraunungshorizonten des Dungaues korrelierbar sind, da letztere auf eine leichte Klimaverbesserung hindeuten, die Erbenheimer Naßböden aber vielleicht gerade die kältesten und zumindest feuchteren Perioden des Hochwürms charakterisieren.

Wenn also zeitliche Korrelate der initialen Verbraunungshorizonte gesucht werden, sollten sie eindeutig eine leichte Klimaverbesserung anzeigen. Innerhalb des in der Einleitung abgesteckten Arbeitsgebietes konnten diese bisher nicht nachgewiesen werden. Allenfalls die im Rhein-Main-Gebiet "mehr Pararendzina-Eigenschaften" aufweisende Ausbildung des E_4 -Naßbodens (SEMMELE 1968:36) könnte auf eine schwache Klimaverbesserung hinweisen. Im Oberwürmlöß des Lößhügellandes von Gödöllö in Ungarn jedoch treten nach PÉCSI (1985) zwei "Humuszonen", H1 und die ältere H2, auf. Bei H1 handelt es sich nur um eine schwache Humusanreicherung in Löß mit Resten von Ren, während H2 stärker ausgebildet ist und im Profil von Süllysáp (vormals Tápíósüly) jungpaläolithische Feuerstellen enthält. PÉCSI gibt für H1 ein ^{14}C -Alter von $16\,730 \pm 400$ a BP an, für H2 20 000 bis 22 000 a BP. TL-Alter von WINTLE & PACKMAN (1988 a) aus Lössen oberhalb (QTL84Z: $17,6 \pm 1,3$ ka und QTL84AA: $15,8 \pm 1,3$ ka) und unterhalb (s. u.) der Humuszonen sind konsistent mit den ^{14}C -Altern (s. Abb. 20), während das TL-Alter der eigenen Probe SÜL-1 aus der H1 mit $20,1 \pm 1,6$ ka nur innerhalb des 2σ -Konfidenzintervalls mit dem ^{14}C -Alter übereinstimmt. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die TL- und die ^{14}C -

Methode unterschiedliche Ereignisse datieren. Da die schwache Humusanreicherung in H1 aber mehr oder weniger synsedimentär und nicht während einer längeren Phase mit Sedimentationsruhe und Bodenbildung entstanden sein dürfte, darf die Altersdifferenz eher im Sinne der von BARD et al. (1990) belegten systematischen ^{14}C -Altersunterschätzung im Hochglazial bewertet werden. Das TL-Alter der Probe SÜL-2 ($23,5 \pm 2,0$ ka), aus Löß im unmittelbar Hangenden von H2 entnommen, ist identisch mit dem von WINTLE & PACKMAN (1988 a) von der gleichen Position publizierten Alter (QTL84N: $23,2 \pm 1,9$ ka). Löß unterhalb von H2 war wegen Verschüttung des Aufschlusses durch Müll leider nicht mehr aufgeschlossen. Der Beginn der H2-Bodenbildung wird aber durch ein TL-Alter von $24,0 \pm 2,0$ ka (QTL85DD, WINTLE & PACKMAN 1988 a) eingegrenzt. Der H1 können somit im Dungau der 3.fCv oder der 2. fCv entsprechen und der H2 der 2.fCv, der Naßboden oder der 1. fCv. Eine genauere Korrelation alleine aufgrund der chronologischen Daten kann auch hier nicht getroffen werden. Immerhin wird gezeigt, dass in dem Zeitraum, in dem im Dungau die initialen Verbraunungen während leichter Klimaverbesserungen entstanden, im eisferneren ungarischen Lößhügelland von Gödöllö Humuszonen entstanden, während sonst in Deutschland eindeutige paläopedologische Anzeichen einer Klimaverbesserung bisher fehlen. Diese scheinen allerdings in den belgischen Lössen nach der Stratigraphie von HASSAERTS (1984) wieder aufzutreten, ein unmittelbarer chronologischer Vergleich ist wegen einer noch unvollständigen TL-Chronologie und offensichtlicher Unterschätzung von TL-Altern (WINTLE 1987 b) aber noch nicht möglich. Die sich andeutenden paläoklimatischen Gradienten, die sich in der Typologie der Paläoböden im Oberwürmlöß vom nordwestlichen zum südöstlichen Mitteleuropa zeigen, eröffnen neue Fragestellungen für die Lößforschung.

Das letzte hier zu besprechende Profil ist das der ehemaligen Ziegeleigrube Würzburger in Aschet bei Wels, Oberösterreich (Abb. 41). Es wurde von KOHL (1976) beschrieben. Das Liegende der äolischen Deckschichten bildet eine morphologisch prägnant ausgebildete Schotterterrasse der Traun-Enns-Platte, die KOHL der Günz-Eiszeit zuordnet. Diese Terrasse lässt sich in südlicher Richtung gegen den nördlichen Alpenrand bis zur Wurzel der Schotterkegel verfolgen, die aus einer vor einigen Jahren aufgeschlossenen, flachen Endmoräne hervorgehen. Diese Endmoräne ist älter als diejenige der Mindelvereisung, welche weiträumig von KOHL auskartiert wurde. Es handelt sich offenbar um die einzige Lokalität im nördlichen Alpenvorland, wo der ältere Deckenschotter i. S. Pencks noch in geomorphologischem und sedimentologischem Kontakt mit seiner zugehörigen Endmoräne zu beobachten ist. Die Vollständigkeit der Löß-Paläoböden-Sequenz in der ehemaligen Ziegeleigrube Würzburger verleiht der Lokalität eine solche Bedeutung für die Erweiterung der Korrelation zwischen Lößstratigraphie und klassischer Eiszeitengliederung des nördlichen Alpenvorlandes bis zur Günz-Eiszeit zurück, dass das Profil trotz seiner peripheren Lage zum sonstigen Arbeitsgebiet hier diskutiert werden soll.

Wels (Ziegelei Würzburger)

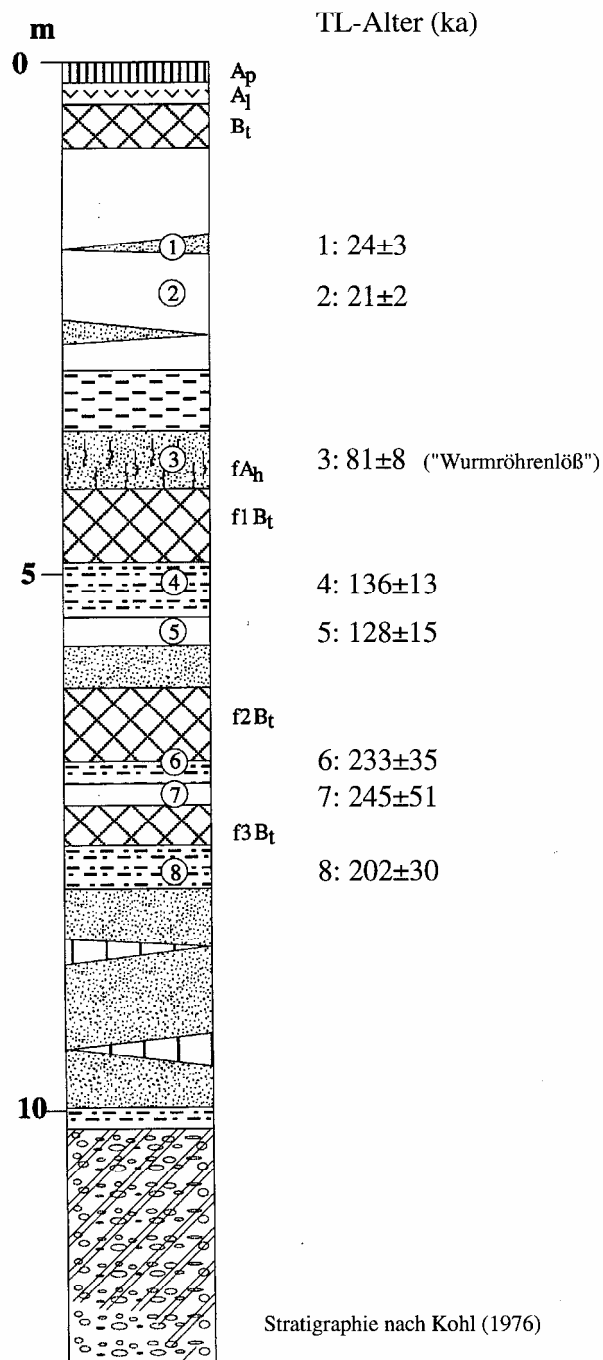


Abb. 41 Das Profil Wels/Oberösterreich mit TL-Altern.

An der Basis des Würmlösses gliedert KOHL (1976) einen leicht humosen, nur noch sehr schwach kalkhaltigen Horizont mit Nadelstichtextur, Regenwurmrohren mit Losung und

Toneinschwemmungen als "Wurmrohrlöß" aus und sieht darin ein Äquivalent der "humosen Basisfließerde" nach BRUNNACKER (1957) bzw. einer der "Mosbacher Humuszonen" nach SEMMEL (1974). Der darunter folgende f_1B_t mit nur unbedeutenden Staunässeerscheinungen wird dem Riß/Würm-Interglazial zugeordnet. Er geht nach unten in entkalkten Rißlöß mit teilweise naßbodenartiger Überprägung über. Der Boden des vorletzten, des Mindel/Riß-Interglazials (f_2SB_t) zeigt starke Pseudovergleyung. Seitlich geht er in Muldenposition in eine gleyartig überprägte Parabraunerde mit über 1 m mächtigem Naßbleichungs-Horizont über. Der vorletztinglaziale Boden wird durch nur 0,4 dm mächtigen entkalkten Löß vom f_3B_t mit nur schwachem Staunässeeinfluß getrennt, unter dem wiederum entkalkter Löß in unterschiedlicher Mächtigkeit mit bis zu zwei Naßböden über dem bis einige m tief entwickelten Schotterlehm folgt, welcher als Bodenbildung des Günz/Mindel-Interglazials aufgefasst wird. Es stellt sich die Frage, ob der f_2SB_t und der f_3B_t ähnlich wie in Hagelstadt, als Pedokomplex eines mehrgliedrigen Interglazials aufgefasst werden können, oder ob der f_3B_t eine eigenständige Warmzeit zwischen der Mindel-Eiszeit und einer älteren, post-günzzeitlichen Eiszeit (Haslach-Eiszeit? nach SCHREINER & EBEL 1981) repräsentiert. Im letzteren Falle müsste die Verwitterung des Schotterlehms ins Günz/Haslach-Interglazial gestellt werden.

Die TL-Datierungen an 9 Proben aus den äolischen Deckschichten (STREMME et al. 1991) unterstützen die stratigraphische Interpretation von KOHL (1976), ohne die Frage der Zuordnung des f_3B_t schlüssig klären zu können. Der oberste, stark kalkhaltige Löß wurde während des Oberwürms abgelagert. Das TL-Regenerierungs-Alter der Probe WEL-1 aus Schicht 3 (nach KOHL) ist mit 42 ± 6 ka signifikant überschätzt, höchstwahrscheinlich wegen eines erst nach den TL-Messungen entdeckten gerätebedingten Bestrahlungsfehlers. Das mit der additiven Methode datierte TL-Alter beträgt $24,8 \pm 2,4$ ka und ist konsistent mit dem TL-Regenerierungsalter der Probe WEL-2 (21 ± 2 ka) aus Schicht 4. Der Wurmrohrlöß (WEL-3, Schicht 8) lieferte mit 81 ± 8 ka ein Unterwürm-Alter, welches mit dem aus dem braunen unterwürmzeitlichen Lößlehm mit Wurmgingen von Steinheim/Iller (STH-4, $82,3 \pm 8,8$ ka) praktisch identisch ist und mit dem der "humosen Basisfließerde" von Hagelstadt (HG-3, 75 ± 7 ka) übereinstimmt und in die Zeit der Bildung der Mosbacher Humuszonen oder gar davor fällt. Aus dem Rißlöß unterhalb des f_1B_t wurden drei Proben mit übereinstimmenden TL-Mindestaltern datiert: WEL-4 (Schicht 10) mit 136 ± 13 ka, WEL-5 (Schicht 11) mit 128 ± 15 ka und WEL-9 (Schicht 12) mit 130 ± 16 ka. Damit wird die Zuordnung des f_1B_t zum Riß/Würm-Interglazial bestätigt. Die Proben WEL-6 von der Unterkante des f_2SB_t (Schicht 13/14) und WEL-7 aus dem unterlagernden Lößlehm (Schicht 15) sprechen mit TL-Mindestaltern von 233 ± 35 bzw. 245 ± 51 ka für eine Sedimentation des Lösses während des Mindel-Glazials. Bei der Probe WEL-6 wurde der starken Pseudovergleyung durch Annahme einer höheren durchschnittlichen Porensättigung mit Wasser und eines höheren Fehlers der Porensättigung ($\sigma = 1,23 \pm 0,07$, s. Tab.) Rechnung getragen. Die Probe WEL-8 (Schicht 17) aus dem Lößlehm unmittelbar unter dem f_3B_t zeigt mit einem TL-Mindestalter von 202 ± 30 ka keine

Alterszunahme mehr. Somit kann die Frage, ob mit $f2SB_t$ und $f3B_t$ ein Pedokomplex oder zwei selbstständige Warmzeiten vorliegen, anhand der TL-Alter wegen der hohen Gesamtfehler von 15-21% und der offensichtlichen "Alterssättigung" bei scheinbaren TL-Altern von 200-250 ka nicht mehr entschieden werden. Die Möglichkeit einer klimatostratigraphischen Untergliederung des Profiles der Ziegeleigrube Würzburger im Sinne eines zusätzlichen Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus zwischen dem Mindel/Riß-Interglazial und dem Ende der Günz-Vereisung muss offengehalten werden.

4.5. Chronostratigraphie der Lössen in Bezug zur Schotterstratigraphie des nördlichen Alpenvorlandes

Die diskutierten Lößprofile aus dem Bereich des nördlichen Alpenvorlandes erlauben aufgrund ihrer direkten geomorphologischen und stratigraphischen Verknüpfung mit der regionalen Eiszeitgliederung anhand der glazifluvialen Terrassen nunmehr eine vollständigere Chronostratigraphie des mittleren und oberen Pleistozäns der Region. Aufgrund der verfeinerten Stratigraphie der Würmlössen, zuverlässiger Datierungen und chronologisch gesicherter Korrelationen kann das Oberpleistozän (Würm-Glazial und Riß/Würm-Interglazial) jetzt klimatostratigraphisch und chronometrisch gut erfasst werden. Für das Riß-Glazial erlauben TL-Mindestalter immerhin noch eine Chronologie und darauf beruhende Korrelationen. Das Mindel/Riß-Interglazial und ältere Schichten und Paläoböden können durch TL-Alter von Lössen derzeit nicht signifikant differenziert werden, ein Mindestalter des Mindel/Riß-Interglazials von etwa 200 ka konnte aber an zahlreichen Profilen belegt werden. Damit erscheint eine Korrelation dieses Interglazials mit der Stufe 7 der Sauerstoffisotopenkurve möglich, die Diskussion um ein Inner-Riß-Interglazial erfordert aber, auch ältere warmzeitliche Stufen für das Mindel-Riß-Interglazial offenzuhalten. Ältere Löß-Paläoböden-Sequenzen und diese unterlagernde glazifluviale Terrassen können, sofern keine anderen zuverlässigen Datierungsmethoden vorliegen, einstweilen nur nach der "Abzählmethode" tentativ mit Stufen der Sauerstoffisotopenkurve korreliert werden, auch wenn die durch Schichtlücken unbekannter Dauer bedingte Unsicherheit der Abzählmethode bis einschließlich der Stufe 6 nunmehr schon weitgehend ausgeräumt werden kann. Dabei ist allerdings zu bedenken, dass nach den vorliegenden Kenntnissen das vorletzte Interglazial möglicherweise als zwei- oder gar dreigliedriger Pedokomplex vertreten sein kann. Eine Ausweitung des Datierungszeitraumes der TL-Methode an Lössen wäre ein entscheidender Fortschritt zur Klärung dieser offenen Frage. Davon hängt ab, ob nach der Ablagerung des älteren Deckenschotters (günzzeitlich nach der klassischen Stratigraphie von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) drei oder vier oder noch mehr Interglaziale vor dem Holozän auftraten.

Für das Würm und das jüngere Riß ist bedeutend, dass bestimmte Leithorizonte der Lößstratigraphie nördlicherer Gebiete (z. B. Südhessen) in Lössen des Alpenvorlandes wiederer-

kannt werden können bzw. chronologisch parallelisiert werden können. Hier ist in erster Linie der Lohner Boden zu nennen, welcher im Lößprofil Offingen typologisch und chronologisch identifiziert werden kann. Die Korrelation mit dem Stratotyp Stillfried B in Österreich konnte inzwischen auch durch TL-Daten (WINTLE 1987 b, ZÖLLER et al. 1994) bestätigt werden. Die Naßbödenfolge des Oberwürms wurde zwar in ihrer aus Südhessen oder dem nordwestlichen Kraichgau bekannten Vollständigkeit im Alpenvorland bisher nicht wiedergefunden, jedoch treten einzelne der Naßböden in mehreren Profilen des Alpenvorlandes (z. B. Steinheim/Iller, Offingen, Regensburger Raum, Wels) wieder auf, zusätzlich im Dungau die initialen Braunerden. Ein sicheres Äquivalent des Böckinger Bodens im Neckarland konnte bisher im Alpenvorland nicht nachgewiesen werden, erste Hinweise finden sich aber in einem schwach rötlichbraunen, nur schwach kalkhaltigen Löß mit paläolithischer Fundschicht in Stratzing bei Krems/Niederösterreich (ZÖLLER et al. 1994). In anderen Profilen des Alpenvorlandes mit geringer Mittelwürmlöß-Mächtigkeit dürfte der Böckinger Boden zusammen mit dem (oberen) Lohner Boden den "Mittelwürmboden" Brunnackers zusammensetzen. Bodentypologische Unterschiede zwischen Südhessen, dem nördlichen Oberrheingebiet und dem Neckarland einerseits (auch Mainfranken kann nach RÖSNER 1990 eingeschlossen werden) und dem nördlichen Alpenvorland andererseits zeigen sich für das Unterwürm. Vom "Wurmrohrenlöß" in Wels über die "humose Basisfließerde" im Regensburger Raum bis zu leicht humosen, wurmstichigen Lößlehmen in Steinheim/Iller ergaben sich immer wieder TL-Alter, die in die Zeit der Mosbacher Humuszonen zu stellen sind. In Steinheim/Iller begann die würmzeitliche Lößanwehung über dem Schotterlehm der (unteren) Hochterrasse in dieser Zeit, ähnlich wie bei Baltringen/Riß (MIARA et al. in Vorb.).

Der Boden des Riß/Würm-Interglazials ist auf der rißzeitlichen Hochterrasse bisher nur als Schotterlehm bekannt geworden, während er in Rißlössen auf älteren Terrassen als Parabraunerde oder Pseudogley-Parabraunerde ausgebildet ist. Neuerdings hat MIARA jedoch an zwei Lokalitäten eine fossile Pseudogley-Parabraunerde in (Sand-) Lößablagerungen auf der oberen Hochterrasse erkannt (MIARA et al. in Vorb.). In diesem Zusammenhang muss das Problem der Aufspaltung der Hochterrasse an Riß und Iller angeschnitten werden. An der Iller versuchte SINN (1972, vgl. LÖSCHER 1976) die Aufspaltung der Hochterrasse durch den Überlauf aus dem Günztal ins Weißenhorner Tal und ein Südwärtsdriften des Vorfluters Donau zu erklären. Nach dieser Deutung entspräche also die Aufspaltung der Hochterrasse nicht einem zweifachen Eisvorstoß. An der Riß hingegen sind unterhalb von Biberach die Verhältnisse klarer, da die untere und die obere Hochterrasse an zwei verschieden alte Endmoränenwälle anschließen (s. SCHREINER 1992:199-205). Eine sich jetzt abzeichnende Korrelation der äolischen Deckschichtenprofile auf der oberen Hochterrasse mit der Stratigraphie der Deckschichten auf den Terrassen der riß- und mindelzeitlichen Para-Typlokalitäten (wie Offingen und Steinheim/Iller) wird hilfreich sein, um die Riß-Eisvorstöße und die Deckschichtenentwicklung klima- und stratigraphisch einzuordnen. Erste TL-Daten belegen, dass die älteste Sandlöß-Akkumulation auf der obo-

ren Hochterrasse der Riß und der Iller gleichalt mit dem jüngsten Rißlöß von Offingen ist und die erste wärmzeitliche Lößanwehung über der Pseudogley-Parabraunerde in die Zeit der Mosbacher Humuszonen fällt. Da die obere Hochterrasse zum Zeitpunkt der Lößanwehung nicht mehr glazifluvial aufsedimentiert worden sein kann, muss ihre Aufschotterung älter als jüngstes Riß sein. Die mit dem jüngsten Rißlöß gleichalte glazifluviale Aufschotterung dürfte in der unteren Hochterrasse vorliegen. In diesem Zusammenhang sei an die in Offingen und anderen Profilen angenommene längere Schichtlücke erinnert, während der in Heilbronn-Böckingen eine intensive interstadiale Bodenbildung vonstatten ging (vgl. SCHREINER 1992:200). Es ist weiterhin von Bedeutung, dass im kalkhaltigen oberen Rißlöß von Offingen mindestens zwei der Bruchköbeler Naßböden identifiziert wurden und die TL-Alter aus dem obersten und dem untersten Teil des kalkhaltigen Rißlösses die gesamte Altersspanne des vollständigeren oberen Rißlösses von Heilbronn-Böckingen abdecken. Somit eröffnet sich die Möglichkeit, die detaillierte Rißlößstratigraphie Hessens und des Neckarlandes auf das Alpenvorland zu übertragen und mit den Eisvorstößen zu korrelieren. Diese Untersuchungen werden in einem neu angelaufenen Projekt weitergeführt.

Für den ältesten Lößlehm (Pseudogley), welcher den mindelzeitlichen Kirchheim-Burgauer Schotter bei Offingen/Mindel überlagert, wurde mit 198 ± 31 ka ein deutlich höheres Mindestalterintervall datiert als für den kalkhaltigen Rißlöß. Die dazwischenliegenden entkalkten Schichten dürften stratigraphisch der Ostheimer Zone entsprechen, worauf auch ihre Fazies (entkalkt, kiesige umgelagerte Bänder) hinweist. Der kräftig entwickelte Pseudogley dürfte mindestens das Alter der warmzeitlichen Sauerstoffisotopenstufe 7 haben. Unklar bleibt, wann das schluffige Sediment, in dem der Pseudogley entwickelt ist, über der Schotterterrasse abgelagert wurde. Eine seitlich auskeilende Fließerde, die sich stellenweise noch zwischen den Schotterlehm und den Pseudogley schiebt, ist vermutlich noch in einer Spätphase der vorangegangenen Kaltzeit sedimentiert worden. Der Schotterlehm, der unter der Überdeckung durch die Fließerde und den Pseudogley mit ca. 1 m Tiefe eine überraschend geringmächtige Profiltiefe aufweist, erreicht nach Beobachtungen von LÉGER (mündl. Mitt.) an anderen Stellen, wo Fließerde und Pseudogley als Überdeckung fehlen, eine Mächtigkeit von ca. 2 m. Diese Beobachtung spricht dafür, dass die Schotterlehmbildung bereits begonnen hatte, bevor sie durch die Überdeckung behindert wurde, und die folgende wärmzeitliche Verwitterung im Pseudogley stattfand. Die Fließerde und insbesondere die schluffigen Sedimente, in denen sich der Pseudogley entwickelte, könnten also auch während einer kühleren Phase innerhalb der Stufe 7 abgelagert worden sein. Dagegen spricht die mikromorphologische Interpretation des Pseudogleys durch LÉGER (1987), der vom älteren zum jüngeren eine Phase mit temperiertem Waldklima (vorletztes Interglazial), eine boreale Phase und eine periglaziale Überprägung unterscheidet. Stratigraphisch ergibt sich für die Sedimentationszeit des Kirchheim-Burgauer Schotters als Mindestalter die Sauerstoffisotopenstufe 8. Ein höheres Alter ist nicht auszuschließen.

Ein Mindestalter von Stufe 7 ergibt sich auch für den zweiten fossilen Interglazialboden ($f2SB_t$) im Lößprofil von Wels. Darunter folgt noch eine dritte fossile Parabraunerde ($f3B_t$), die chronometrisch nach den TL-Datierungen nicht mehr von der zweiten unterschieden werden kann. Nimmt man Stufe 9 als Mindestalter des $f3B_t$ an, entspräche das Mindestalter des tiefgründigen Schotterlehms der Stufe 11 und das Mindestalter des günzeitlichen Schotters der Stufe 12. Die Frage normaler oder inverser Magnetisierung günzeitlicher Sedimente ist noch nicht schlüssig geklärt (s. SCHREINER 1992:180), neueste Daten scheinen aber zu bestätigen, dass Günz invers magnetisiert ist und somit der Matuyama-Epoche (>778 ka) angehört. Günz wird danach in Stufe 20 gestellt. Die Diskrepanz verdeutlicht die noch bestehenden Probleme in der Chronostratigraphie des Quartärs im Alpenvorland. Je weiter sie von oben her aufgearbeitet werden können, um so eher lassen sich die Lücken schließen. Nachdem die Chronologie des gesamten Würms nunmehr in den Lößprofilen zuverlässig erfasst werden kann, gilt es als nächstes, Beginn, Ende und Gliederung des Riß zu datieren. TL-Alter an Lössen liefern nach bisherigen Erfahrungen dazu nur Mindestalter. Weiterentwickelte Techniken und andere Materialien werden in Zukunft vielleicht korrekte Alter ermöglichen.

5. Nutzen und Grenzen der TL-Methode für die Lößforschung

Bevor der chronostratigraphische Wert der im vorangegangenen vorgestellten TL-Daten zusammenfassend diskutiert wird, sollen grundsätzliche Überlegungen zur Bedeutung von TL-Signalen von Löß in Erinnerung gerufen werden.

Zunächst stellt sich die Frage nach den datierbaren Ereignissen. Hier ist festzuhalten, dass die Lumineszenz-Methoden (TL und OSL) die bisher einzigen chronometrischen Methoden sind, die grundsätzlich das Ablagerungsalter von Sedimenten wie Löß datieren können. Dies ist beim Vergleich mit Ergebnissen anderer Methoden zu beachten. Bei ^{14}C -Datierungen wird z. B. der Zeitpunkt des Absterbens eines Organismus bestimmt, sofern keine spätere Kontamination mit radiometrisch jüngerem Kohlenstoff stattgefunden hat. Holzkohle, die einem Paläoboden aufliegt oder in seine oberen Teile eingearbeitet ist, kann z. B. ein jüngeres Ereignis datieren als die Bildung des Bodens oder gar die Sedimentation seines Solums. Findet eine spätere Verlagerung des Bodens statt, wird dadurch das radiometrische Alter der Holzkohle - abgesehen von eventuellen Kontamination - nicht beeinträchtigt. Da die Lumineszenzmethoden die letzte Belichtung datieren, hängt das ermittelte Alter aber von der Art der Umlagerung ab: geschieht sie durch abluale oder kolluviale Prozesse, kann u. U. die letzte Belichtung, d. h. die Umlagerung selbst, datiert werden, sofern die Einzelkörner dem Licht ausgesetzt wurden. Bei Umlagerung in Solifluktionsszungen wird aber nur deren Oberfläche erneut belichtet, während Material aus dem Inneren des Solifluktionkörpers sein seit der letzten vorausgegangenen Belichtung akkumuliertes Signal behält, oder es findet eine Durchmischung von frisch belichtetem und nicht belichtetem Material statt. Die richtige Interpretation von TL-Altern aus derartigen Sedimenten setzt also eine detaillierte sedimentologisch-feinstratigraphische Analyse voraus. Dieses Problem ist vor allem bei der Datierung paläolithischer Fundhorizonte in Löß zu beachten, sofern die Fundstreuung oder das fahnenartige Aufspreizen einer Kulturschicht auf Umlagerungen schließen lassen.

TL-Signale können aber auch zur Herkunftsbestimmung von Sedimenten und zu ihrer relativ-stratigraphischen Korrelation genutzt werden. Für Löss aus dem Mittel- und Niederrheingebiet und NW-Europa wurde dieser Ansatz erstmals von BALESCU et al. (1988) verfolgt. Sie konnte anhand der Leuchtkurvenformen verschiedene Lößprovinzen auseinanderhalten sowie Unterschiede zwischen weichsel- und saalezeitlichen Lössen feststellen. Ob letztere ebenfalls liefergebietspezifisch sind oder von der akkumulierten Dosis und damit indirekt vom Alter abhängen, bedarf noch weiterer Untersuchungen.

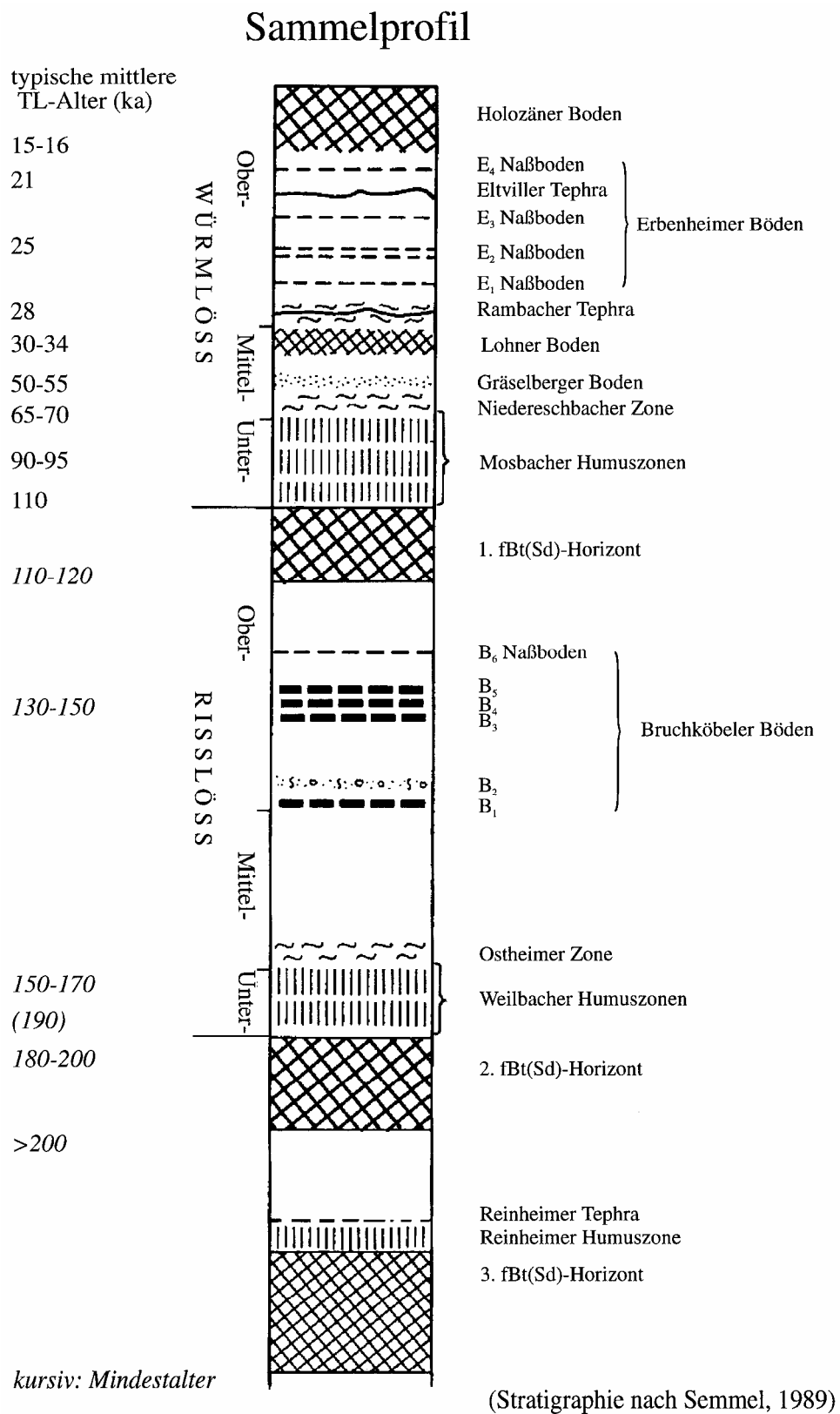


Abb. 42 Würm- und Rißlöß-Sammelprofil mit typischen mittleren TL-Altern.

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln für praktisch alle datierten Profile mit älterem Löß konstatiert wurde, dass

- a) TL-Regenerierungsalter an der polymineralischen Feinkorn-Fraktion von Löß über etwa 100 ka Mindestalter darstellen,
- b) für die meisten Profile scheinbare TL-Alter jenseits von etwa 200 ka keine gleichförmige signifikante Alterszunahme mehr mit zunehmendem stratigraphischen Alter aufweisen, und
- c) die Fraktion der TL-Altersunterschätzungen in Bezug auf das geologisch erwartete Alter in einzelnen Profilen bzw. Regionen für stratigraphisch gleichalt eingestufte Löss offensichtlich nicht konstant bleibt,

sind nunmehr die Fragen zu diskutieren:

- 1) Können TL-Alter an Lössen des letztglazialen Zyklus generell als chronometrisch zuverlässig angesehen werden?
- 2) Haben TL-Alter >100 ka generell einen chronologischen Wert? (Zur Unterscheidung von Chronometrie und Chronologie s. BOWEN 1983 und WAGNER 1995).

zu 1) Als Versuch einer Synopse wurden die oben angeführten mittleren TL-Alter aus den einzelnen besprochenen Profilen in ein Standard-Profil von Lössen der Würm- und der Rißeiszeit nach SEMMEL und BIBUS (aus BIBUS 1989, vergl. SEMMEL 1989) eingetragen (Abb. 42). Typische 1 σ -Fehler von 10-15% sind zu beachten. Hierzu ist anzumerken, dass die Datenbasis insbesondere für das Unterwürm noch lückenhaft ist, da die drei Mosbacher Humuszonen über lange Jahre hinweg nicht aufgeschlossen waren und die genaue Korrelation der beiden Humuszonen sowie des humosen Kolluviums am Tönchesberg (s. ZÖLLER et al. 1991, HENTZSCH 1990) mit den Mosbacher Humuszonen noch offen ist (mündl. Mitt. von Prof. Dr. A. SEMMEL, Nov. 1992). Die TL-Daten von Mainz-Weisenau sprechen allerdings dafür, dass die mittlere Mosbacher Humuszone der Humuszone 1 am Tönchesberg nach HENTZSCH und die obere Mosbacher Humuszone der Humuszone 2 am Tönchesberg bzw. den humosen Umlagerungsprodukten in ihrem Hangenden, oberhalb des Markers, entspricht. Das Mittelwürm beginnt mit der "Niedereschbacher Zone", und nur sehr selten ist noch, wie stellenweise in Nußloch, geringmächtiger Löß zwischen der (jüngsten) Mosbacher Humuszone und der Niedereschbacher Zone erhalten. Für die Periode vom Beginn des Unterwürms bis zur Niedereschbacher Zone kann hoffentlich in den nächsten Jahren die Datenbasis noch verbreitert werden.

Wie bereits bei der Diskussion der Einzelprofile ausgeführt wurde, stimmen die mittleren TL-Alter innerhalb ihrer typischen Fehlergrenzen mit den Altersvorstellungen über den Beginn des Unterwürms und des Mittelwürms ("Unteren Pleniglazials"), wie sie aus den Sauerstoffisotopenkurven (IMBRIE et al. 1984) und dem Pollenprofil von La Grande Pile (Vogesen, WOILLARD & MOOK 1982) entwickelt wurden, überein. Beim Vergleich mit ¹⁴C-Altern aus dem Mittel- und dem Oberwürm ist zu berücksichtigen, dass diese noch nicht kalibriert

werden können. Die Arbeit von BARD et al. (1990) spricht für systematische ^{14}C -Altersunterschätzungen um bis zu 3,5 ka im Hochglazial (Oberwürm) im Vergleich zu massenspektrometrischen U/Th-Altern. Unter Berücksichtigung dieses Umstandes ist zu erwarten, dass die mittleren TL-Alter im Oberwürm höher sind als konventionelle ^{14}C -Alter für gleiche Straten.

Für die bearbeiteten Würmlöß-Profile des Untersuchungsgebietes kann festgehalten werden:

- a) Die TL-Alter sind widerspruchsfrei zu unabhängigen Altersinformationen.
- b) Die TL-Alter sind stratigraphisch konsistent.
- c) Es können ganze Profile durchdatiert werden.

Aus a)-c) ist zu folgern, dass

- d) die TL-Methode z. Zt. die einzige physikalische Datierungsmethode ist, die an Lössen zuverlässige Altersbestimmungen für das gesamte Würm ermöglicht. Darin liegt ihr hauptsächlichster Wert für die Quartärforschung, trotz ihrer hohen Fehlergrenzen.

zu 2) Sofern stratifizierte Rißlöß-Profile datiert wurden, in denen pedostratigraphische Leithorizonte wiedererkannt wurden (Bruchköbeler Naßböden des oberen Riß, Weilbacher Humuszonen des unteren Riß), hat sich im Arbeitsgebiet gezeigt, dass die TL-Mindestalter aus den einzelnen Profilen untereinander korrelierbar sind. Für den jüngsten Rißlöß unterhalb des letztinterglazialen Bodens (bzw. aus seinem Bv-oder Bvt-Horizont) wurden jeweils scheinbare TL-Alter um $110 \text{ ka} \pm 10\text{-}15\%$ und für den Bereich der älteren Bruchköbeler Naßböden um $130\text{-}140 \text{ ka} \pm 10\text{-}15\%$ datiert. Die Schichtlücke dazwischen, während der in Heilbronn-Böckingen eine später gekappte Parabraunerde-Braunerde entstand, deutet eine bisher in der Lößstratigraphie Süddeutschlands nicht bekannte Zweiteilung des oberen Rißlösses an. (Analog der Würmlöß-Gliederung könnte in Zukunft der Abschnitt von der Ostheimer Zone bis zur Braunerdebildung in Böckingen als mittleres Riß und derjenige beginnend mit der Kappung des Bodens bis zum Beginn des Riß/Würm-Interglazials als oberes Riß bezeichnet werden.) Für die Weilbacher Humuszone(n) wurden jeweils scheinbare TL-Alter von über $140 \text{ ka} \pm 10\text{-}15\%$ bestimmt.

Damit scheint für das Arbeitsgebiet immerhin eine TL-Altersstratigraphie der Rißlösses auf der Grundlage der TL-Mindestalter möglich. Es wäre naheliegend, eine Korrektur der TL-Mindestalter zwischen 100 und 200 ka zu wahren Altern zu entwickeln, sofern unabhängige zuverlässige physikalische Altersbestimmungen oder gesicherte stratigraphische Alter vorliegen. Dieser Versuch konnte mit Proben aus dem Arbeitsgebiet alleine nicht vorgenommen werden, wurde jedoch unter Einbeziehung von Daten aus dem Osteifeler Vulkangebiet und dem Mittelrheintal sowie aus Thüringen (Travertine) in Angriff genommen. Grundlage war das schon angesprochene Konzept einer mittleren Lebensdauer des TL-Signals \diamond_{eff} (Abb. 43). Auf der Hochachse wurden (scheinbare) TL-Alter und auf der Rechtsachse unabhängige Alter ($^{39}\text{Ar}\text{-}^{40}\text{Ar}$, U/Th, ESR, Paläomagnetismus, Stratigraphie) aufgetragen. Die Punktpaare wurden nach der gleichen

Gleichung wie in Abb. 44a (nach WINTLE 1990) gefittet (Abb. 44b). Für \diamond_{eff} ergeben sich, je nachdem, ob das noch umstrittene ^{39}Ar - ^{40}Ar -Alter für den Kärlicher Brockentuff von 396 ± 20 ka (v. d. BOGAARD et al. 1991) einbezogen wurde oder nicht, Werte von 513 bzw. 540 ka. (Für die Matuyama/Brunhes-Umkehr wurde noch der ältere Wert von 730 ka angesetzt, nach neueren Daten von BAKSI et al. 1992 und MCDUGALL et al. 1992 wäre der Wert von 783 bzw. 780 ka, nach der Synopse von TAUXE et al. 1996 778 ka einzusetzen.) Diese Werte für \diamond_{eff} sind signifikant höher als von WINTLE (1990) vorgeschlagen. Die gefittete Kurve bestätigt die experimentell gefundene Obergrenze für zuverlässige TL-Datierung von Löss von 110-120 ka, wenn ein 1- σ -Fehler von 10% zugrunde gelegt wird. Allerdings lassen Ausreißer oberhalb von 120 ka Zweifel an der Berechtigung des Konzeptes der Alterskorrektur auf der Grundlage eines einheitlichen Wertes für \diamond_{eff} für Löss aus verschiedenen Regionen aufkommen. Deshalb erscheint eine derartige Korrektur der scheinbaren TL-Alter z. Zt. nicht gerechtfertigt (s. a. Kap. 7).

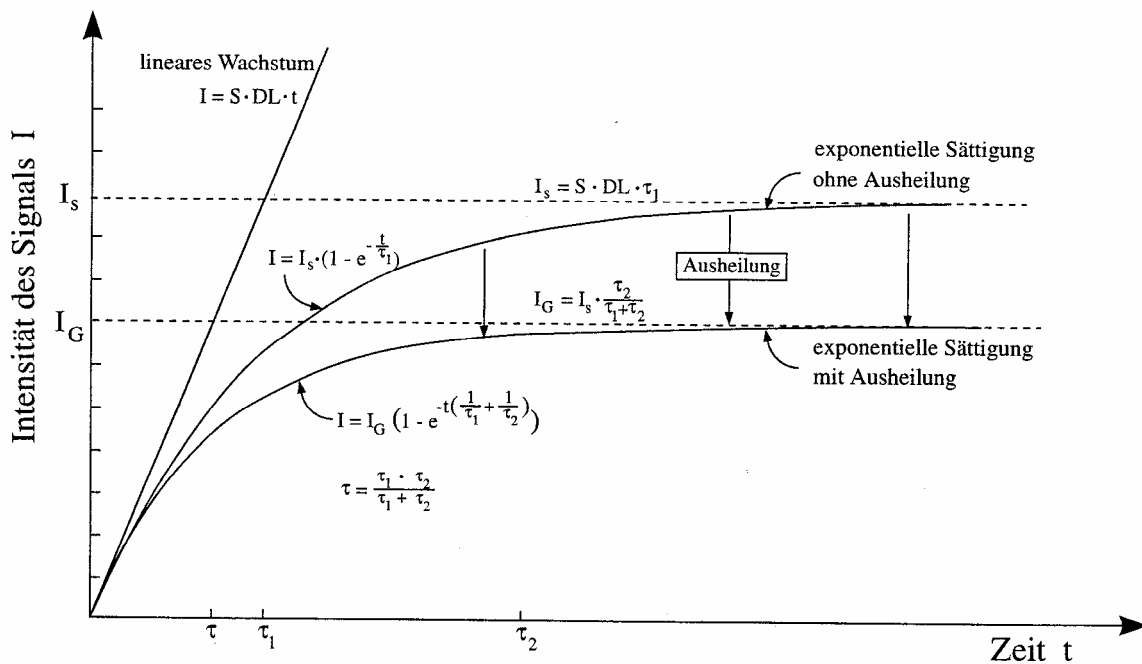


Abb. 43 Intensität des Strahlenschaden-Signals unter Einfluß von Sättigung und zeitabhängigem Zerfall (aus Wagner, 1994).

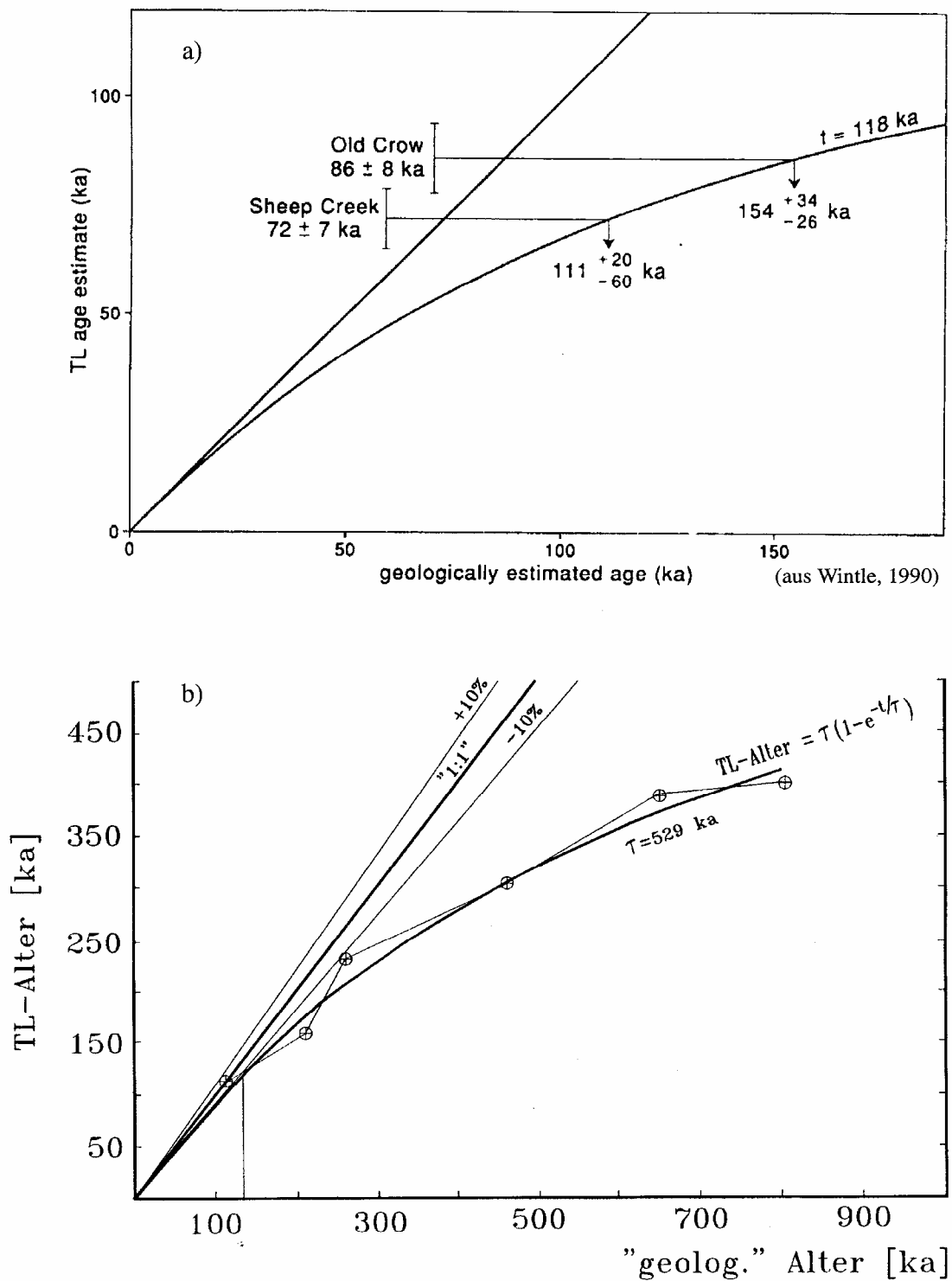


Abb. 44 Scheinbare TL-Alter in Abhängigkeit vom geologischen Alter;

a) für $\diamond_{\text{eff}} = 118$ ka, b) für $\diamond_{\text{eff}} = 529$ ka.

Diese Zweifel werden durch andere Beobachtungen von Proben außerhalb des hier behandelten Arbeitsgebietes, welche seit 1991 genommen wurden, genährt. Insbesondere die TL-Ergebnisse der Proben von Stillfried/Niederösterreich (u. a. von den Typlokalitäten des Stillfried-A-Pedokomplexes und des Stillfried-B-Bodens, ZÖLLER et al. 1994) geben Anlaß zu der Annahme, dass sich die TL-Altersunterschätzung der polymineralischen Feinkornfraktion von Lössen regional unterschiedlich auswirkt, und dass möglicherweise nicht nur eine Langzeinstabilität des TL-Signals, sondern auch dosisabhängige Sensitivitätsänderung dafür verantwortlich ist.

Schon bei der Diskussion der TL-Alter des rißzeitlichen Lösses von Burgtonna (BUT-1, s. 4.2.) wurde überraschend festgestellt, dass das 1σ -Konfidenzintervall des STW-Alters mit 94 ± 17 ka deutlich jünger ist als das des PTW-Alters (111 ± 13 ka), was kaum durch geringere thermische Stabilität des 340°C -Maximums erklärt werden kann. In Stillfried wird nach FINK (1976) der Stillfried-A-Komplex in das Riß/Würm-Interglazial und die frühwürmzeitlichen warmen Interstadiale gestellt. Ausschlaggebend dafür ist vor allem das Auftreten der "Banatica"-Fauna in den Mollusken aus dem untersten Teil (B_1) des Stillfried-A-Pedokomplexes, welche für ein wärmeres Klima als das heutige spricht (vgl. Burgtonna). Auch Aminosäuren-Razemisierungs-Verhältnisse von Lößschnecken belegen ein langes, warmes Interglazial und erlauben die Korrelation von Stillfried-A mit dem PKII und III von Dolní Vestonice/Mähren (ZÖLLER et al. 1994). Allerdings gibt es auch kritische Stimmen zu der Einstufung von Stillfried-A ins letzte Interglazial. Insbesondere das Fehlen von für das Eem in Mitteleuropa typischen Taxa wie der Tanne und der Fichte im Pollen von Stillfried-A (FRENZEL 1964) könnte auch eine Einstufung des B_1 -Horizontes in ein Frühwürm-Interstadial (z. B. St. Germain I nach WOILLARD & MOOK 1982) rechtfertigen. Auch BRANDTNER (1956) stellte den Stillfried-A-Komplex ins Würm. Allerdings müssten dann mindestens 5 m mächtige Löss im Liegenden, die keinen Paläoden mehr enthalten, ebenfalls noch im unteren Würm untergebracht werden.

Über die TL-Datierungsergebnisse von Stillfried wird an anderer Stelle ausführlicher berichtet (ZÖLLER et al. 1994). Insgesamt wurden 11 Feinkornproben von der bronzezeitlichen Schwarzerde bis zum vermutlichen Rißlöß sowie von einem einige m unter Stillfried-A liegenden Sandlöß Quarze und Feldspäte der Fraktion $90\text{-}200\mu\text{m}$ datiert (Abb. 45). Die älteste Feinkornprobe aus dem Cca-Horizont des fB_1 von Stillfried-A (STILL-A1) lieferte nach der STW-Technik nur ein TL-Alter von 86 ± 11 ka, während das PTW-Alter 111 ± 14 ka beträgt. An Quarzen aus der Sandlößprobe STILL-A0 wurde 139 ± 36 ka datiert (der obere Fehler kann wegen Sättigungserscheinung der TL nicht mehr angegeben werden) und an Feldspäten mit der Dichte $2,54\text{-}2,58$ g/cm³ 120 ± 12 ka. Die beiden Grobkornalter von STILL-A0 sind also konsistent mit der Einstufung des Lösses unterhalb von Stillfried-A ins Riß. Aufgrund dieser Diskrepanz des STW- und des PTW-Alters von STILL-A1 sowie der für einen vermuteten Rißlöß sonst nicht beobachte-

ten Altersunterschätzung des STW-Alters wurden weitere Versuche mit den Stillfried-Lössen durchgeführt.

Da die TL-Alter ober- und innerhalb des Stillfried-B-Bodens konsistent mit den ^{14}C -Altern sind (s. zuletzt HAESAERTS 1990 a, b), kann davon ausgegangen werden, dass auch die TL-Alter der Oberwürmlöse (STILL-5a-d) nicht unterschätzt sind. Ihre NTL liegt jeweils noch im linearen Teil der Wachstumsfunktion, und eine signifikante TL-Sensitivitätsänderung konnte ebenso wenig wie für die Proben STILL-A1-4 durch den routinemäßigen Vergleich der regenerierten und der additiven Wachstumsfunktionen erkannt werden. Alternativ zu der Annahme einer Langzeitinstabilität des TL-Signals als Ursache der TL-Altersunterschätzung der älteren Lössen (Unterwürm und älter) ist in Erwägung zu ziehen, ob eventuell eine dosisabhängige TL-Sensitivitätsänderung der STILL-A-Proben nach dem Bleichen im Labor stattgefunden hat (vgl. WINTLE 1985a). Damit ist hier gemeint, ob das TL-Wachstum, welches nach dem Bleichen durch β -Bestrahlung im Labor regeneriert wurde, bis zur NTL-Intensität schneller mit der Dosis angewachsen ist als das natürliche TL-Wachstum mit der natürlichen ionisierenden Bestrahlung. Hätten alle Stillfrieder Lößproben die gleiche TL-Empfindlichkeit, ließe sich das natürliche TL-Wachstum leicht simulieren, indem für Proben bekannten Alters die ED berechnet wird und die NTL-Intensität über der berechneten ED aufgetragen wird. Jüngere Lössen können dann mit verschiedenen Dosen additiv bestrahlt werden, bis die NTL-Intensität der nächstälteren Probe bekannten Alters erreicht ist. Stimmt die dazu erforderliche additive Dosis mit der Differenz der ED der jüngeren und der älteren Probe überein, können Lücken in der natürlichen TL-Wachstumskurve beliebig dicht geschlossen werden. Jedoch variiert die TL-Empfindlichkeit der Einzelproben. Deshalb ist die natürliche Wachstumskurve nicht ohne weiteres zu rekonstruieren, und da die physikalischen Grundlagen von Sensitivitätsänderungen noch nicht genügend bekannt sind, bleibt bei Versuchen zur Sensitivitäts-Normierung die Unsicherheit, ob das gewählte Normierungsverfahren korrekte Ergebnisse liefert. Daher kann vorläufig nicht schlüssig entschieden werden, ob dosisabhängige Sensitivitätsänderung als Ursache für TL-Altersunterschätzung reell existiert. Einige Beobachtungen sprechen aber dafür, dieses Modell alternativ zu den verschiedenen Ausheil-Modellen weiter zu diskutieren, insbesondere:

- a) Ergebnisse mit der additiven Technik, die auf ein \diamond_{eff} in der Größenordnung der experimentell bestimmten mittleren Lebensdauer der Elektronenfallen (\diamond_1) bei natürlichen Umgebungstemperaturen hindeuten (BERGER et al. 1992); allerdings bedürfen diese hohen TL-Alter noch der Reproduktion in anderen Laboratorien.
- b) Die Annahme dosisabhängiger Sensitivitätsänderung ist vereinbar mit den mitgeteilten Beobachtungen, dass bei einigen Proben die STW-Altersintervalle beträchtlich niedriger liegen als die PTW-Altersintervalle, denn sie kann ohne weiteres verschiedene Maxima der TL-Leuchtkurven in unterschiedlichem Maße betreffen.

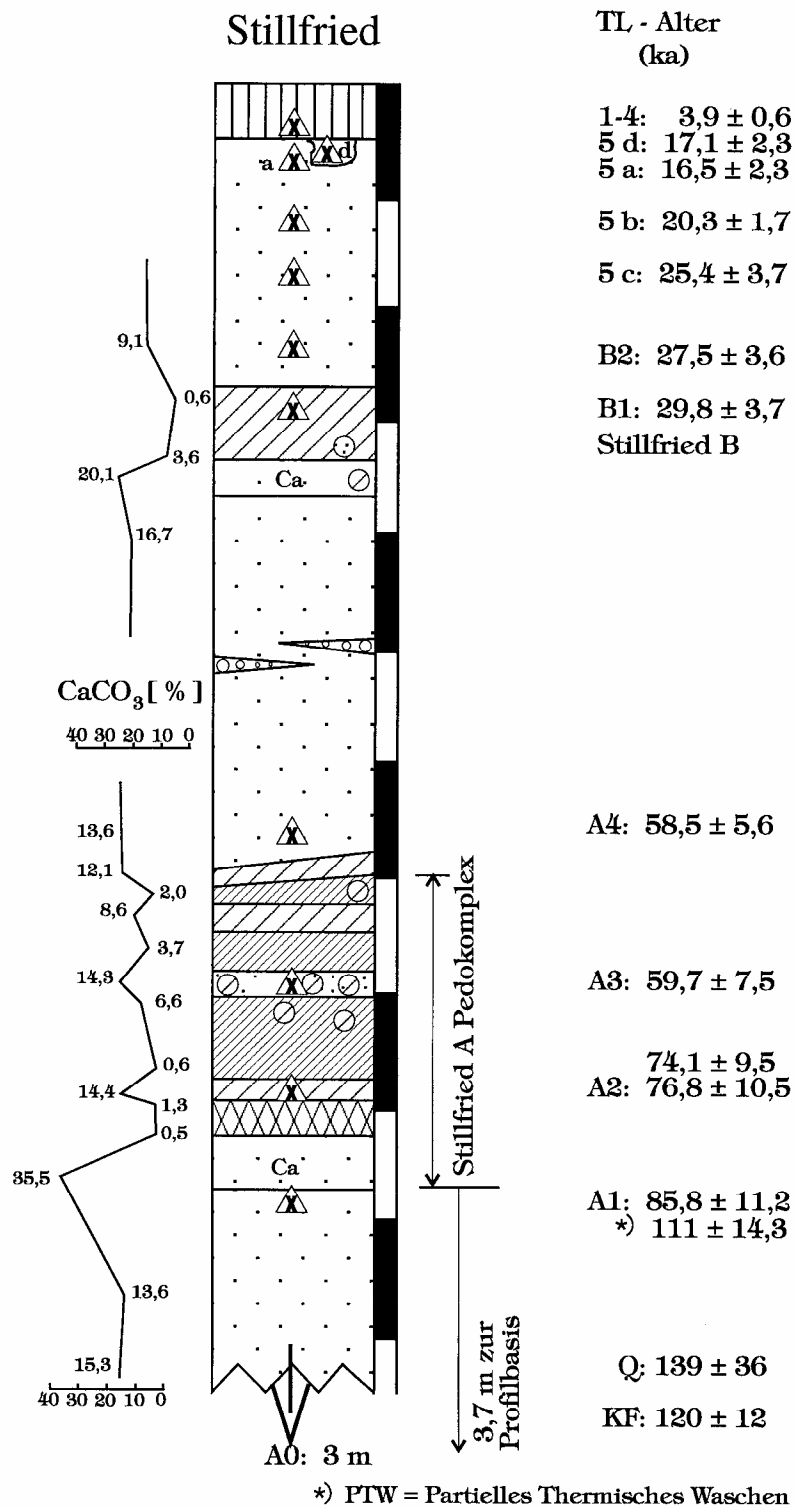


Abb. 45 Sammelprofil von Stillfried/Niederösterreich mit TL-Altern.

Favorisiert man das Modell der dosisabhängigen Sensitivitätsänderung, so spricht die Tatsache, dass an anderen Profilen des Arbeitsgebietes, z. B. Heilbronn-Böckingen, die STW-Alter von jüngerem Rißlöß nicht stärker unterschätzt sind als die PTW-Alter, dafür, dass - zumindest für die STW-Technik - regionale Unterschiede im Ausmaß der dosisabhängigen Sensitivitätsänderung zu erwarten sind. Damit verbietet sich bis auf weiteres die Anwendung einer überregionalen Korrektur von TL-Altern von Löß, welche auf dem Konzept der durchschnittlichen Lebensdauer des TL-Signals (\diamond_{eff}) beruht.

Während sich innerhalb des in Kap. 2.2. eingegrenzten Arbeitsgebietes die TL-Alter an Lössen und Lößlehm des letzten Glazials nach bisherigen Kenntnissen als zuverlässig innerhalb ihrer typischen 1σ -Fehlerintervalle herausstellten, können außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes Hinweise erbracht werden, dass die Zuverlässigkeitsgrenze von TL-Altern an der Feinkornfraktion von Löß niedriger der im Arbeitsgebiet gefundene Wert liegen kann. Damit rückt die Bedeutung unabhängiger chronometrischer oder stratigraphischer Alterskontrollen in den Vordergrund. Bis auf weiteres ist jedoch für den jetzt als kritisch erkannten Zeitraum Unterwürm - Eem - oberes Riß nur in Ausnahmefällen eine Hilfestellung durch zuverlässige andere physikalische Datierungsmethoden zu erwarten. Die Grobkorntechnik scheint nach den bisherigen Erfahrungen für Löss im fraglichen Altersbereich geeigneter zu sein. Bei Quarzen stellt sich allerdings das Problem der frühen Sättigung der TL; insbesondere die Feldspatmethode nach MEJDAHL (1983, 1985) könnte hier ein noch wenig erforschtes Potential besitzen (s. ZÖLLER et al 1994). Offensichtlich sind Feldspäte bei geeignetem Vorheizen im Altersbereich bis 100 oder 200 ka von Altersunterschätzung nicht oder nicht so sehr betroffen wie die polymineralische Feinkornfraktion von Löß (vgl. WINTLE & DULLER 1991, BALESCU & LAMOTHE 1992, WINTLE 1993). Auf jeden Fall sind stratigraphische Methoden - im Löß insbesondere die Pedostratigraphie - zur Kontrolle und kritischen Diskussion von TL-Altern unerlässlich. Im Arbeitsgebiet hat sich die auf jahrzehntelanger Forschungstradition beruhende und inzwischen weitgehend gesicherte Löß-Paläoböden-Stratigraphie bewährt, da gerade im chronologisch schwierigen Abschnitt zwischen dem oberen Riß und dem Unterwürm ganz charakteristische Paläoböden ausgebildet sind (eemzeitliche Parabraunerden und unterwürmzeitliche Mosbacher Humuszonen bzw. deren Äquivalente). In anderen Klimazonen, wie z. B. den steppenähnlichen Klimaten des zirkumpan-nischen Raumes, treten jedoch noch Probleme mit der Paläoböden-Stratigraphie auf (vgl. BRONGER 1976, KUKLA 1977, PÉCSI 1992, ZÖLLER et al. 1994). Ist in einem Profil - wie häufig - nur eine der drei Mosbacher Humuszonen oder eine zweigeteilte Humuszone vertreten, so ist eine eindeutige Zuordnung zur unteren, mittleren oder oberen Mosbacher Humuszone im Allgemeinen nicht möglich. Auch mittels TL-Datierungen lassen sich die untere und die mittlere Mosbacher Humuszone bei heute realisierbaren Konfidenzintervallen von Einzelaltern nicht signifikant unterscheiden. Das gleiche gilt für die 2σ -Konfidenzintervalle von Einzelaltern aus der oberen und der mittleren Mosbacher Humuszone. Eine signifikante Unterscheidung wäre derzeit

höchstens über sehr arbeitsaufwendige Kontextalter, welche aus zahlreichen Einzelaltern aus der gleichen Strate errechnet werden, möglich. Die für Unterwürm-Humuszonon bzw. unter- und überlagernde Lössen aus Deutschland südlich des Neckars und dem Elsaß mitgeteilten TL-Alter deuten aber innerhalb ihrer 1 σ -Konfidenzintervalle darauf hin, dass nur die (u. U. aufgespaltene) obere Mosbacher Humuszone erhalten ist. Es stellt sich die Frage, ob die mittlere und die untere Humuszone durchweg bald nach ihrer Ausbildung wieder erodiert wurden, oder ob sie mangels zwischenzeitlicher Sedimentationsphasen gar nicht erst als eigenständige Horizonte ausgebildet wurden und die in Rheinhessen und am Mittelrhein sowie in Böhmen, Mähren und der Slowakei verantwortlichen Klimaschwankungen sich in einer polygenetischen Überprägung des letztinterglazialen Bodens bemerkbar machten. Hinweise auf die letztere Möglichkeit wurden z. B. vom Profil Nußloch mitgeteilt (BENTE & LÖSCHER 1987), sowie vom Profil Offingen (LÉGER 1987). Zur Klärung wären weitere mikromorphologische Untersuchungen anzuregen.

Aus den einzelnen besprochenen Regionen konnten wegen des hohen Arbeitsaufwandes nur jeweils einzelne, möglichst vollständige Profile datiert werden. Bestimmte Leithorizonte, wie z. B. der Lohner Boden und der letztinterglaziale Boden, konnten nahezu im gesamten Arbeitsgebiet identifiziert und chronometrisch bestätigt werden. Damit können im gesamten Arbeitsgebiet bestimmte zusammengefasste chronostratigraphische Einheiten ausgehalten und vergleichend diskutiert werden, nämlich

- im Hangenden des letztinterglazialen Bodens die unterwürmzeitlichen Sedimente und humosen Bildungen zwischen etwa 110 und etwa 70 ka (wobei ihre Hangendgrenze bei Fehlen der Niedereschbacher Zone oder des Marker-Lösses am Beginn des Mittelwürms unscharf sein kann),
- Lössen, Fließerden und schwach verbrauchte Mittelwürm-Interstadialböden < 70 ka und \approx 30 ka, und
- Lössen und Fließerden des Oberwürms < 30 ka und \approx 15 ka, z. T. mit ganz schwachen Interstadialböden.

Ein typisierender Vergleich der chronostratigraphischen Einheiten in den verschiedenen Regionen entlang eines im großen und ganzen NW-SE verlaufenden Schnittes kann wegen der begrenzten Anzahl der bearbeiteten Profile hier nur ansatzweise erfolgen. Der letztinterglaziale Boden in Löß ist im gesamten Arbeitsgebiet als Parabraunerde ausgebildet; in sandigerem Substrat liegt er als Bänderparabraunerde vor, nur in heute feuchteren Regionen wie dem Alpenvorland ist auch eine stärkere Überprägung durch Pseudovergleyung zu beobachten.

Im Unterwürm treten in heute relativ trockenen Beckenlagen des Rheingaus und Rheinhessens an geschützten Stellen bis zu drei "Mosbacher Humuszonon", getrennt durch Löß oder pedogen schwach überprägte Lößderivate, auf, die auf ein boreales Waldsteppenklima zur Zeit ihrer Bildung

weisen. Weiter südlich, wie an den Flanken der oberrheinischen Tiefebene im Kraichgau und im Elsaß sowie in Südbaden, aber auch in Mainfranken (RÖSNER 1990), wird nur eine Humuszone beobachtet, die gelegentlich durch Umlagerung zweigeteilt sein kann. Es handelt sich nach den TL-Altern und in einigen Profilen nach dem ungestörten Übergang in die Fazies der Niedereschbacher Zone (Krotowinen mit kalkhaltigem Löß unter umgelagerten Lößderivaten und Bodensedimenten, z. B. Heilbronn-Böckingen; grauer, gleyartiger, kalkhaltiger Löß und Schwemmlöß mit schwach humosen Horizonten im Liegenden von Fließerde- und Dauerfrostbodenerscheinungen, z. B. Nußloch, Rotenberg) offensichtlich jeweils um das zeitliche Äquivalent der oberen Mosbacher Humuszone. Da ein verringertes Sedimentangebot in nahegelegenen Ausblasungsgebieten für das Fehlen von zwei Humuszonen am Oberrhein sicherlich nicht in Frage kommt (man bedenke z. B. die enorme Würmlößmächtigkeit von bis zu 16 m in Nußloch und bis zu 15 m in Riegel), dürften regionalklimatische Ursachen für das Fehlen von zwei Mosbacher Humuszonen verantwortlich sein. Im gesamten süddeutschen Alpenvorland ist bisher nur an einer Stelle im Becken des Dungaues (Hofdorf) eine schwarzerdeartige Humuszone beschrieben worden (SCHELLMANN 1988); an den feuchteren Standorten ist das Unterwürm durch die kolluviale bis solifluidale Basisfließerde (BRUNNACKER 1957) bzw. durch humose, braune, nadelstichige, wurmröhrendurchsetzte, krümelige bis kohärente Lößlehme (Steinheim/Iller, s. RÖGNER et al. 1988, "Wurmрöhrenlöß" in Wels/Oberösterreich, KOHL 1976) vertreten. Eine klimastratigraphische Differenzierung dieser Bildungen ist noch nicht gelungen. Nach den bisher vorliegenden TL-Altern können diese humosen Bildungen des Unterwürms die Zeit der oberen Mosbacher Humuszone und möglicherweise auch der mittleren vertreten. In Offingen wurde bisher keine Altwürm-Humuszone oder vergleichbare Bildung gefunden, jedoch tritt über dem fB_1 -Horizont des Riß/Würm-Interglazialbodens in leichter Muldenposition ein etwa 1 m mächtiger graubrauner, entkalkter, deutlich tonärmerer (naßgebleichter?) Schluff auf, in dem sich bereits erneute äolische Sedimentation manifestiert. Sein TL-Alter von $94,2 \pm 10,0$ ka könnte ihn der Zeit der Mosbacher Humuszonen zuweisen, jedoch kann nicht ausgeschlossen werden, dass das TL-Alter durch solifluidale oder kolluviale Komponenten überschätzt wird. Ein gleichmächtiger, grünlichgrau naßgebleichter Horizont in leichter Muldenlage über dem $1.fB_1$ -Horizont wurde vom Verfasser auch in einer temporären Lehmgrube auf einer Deckenschotter-Terrasse zwischen Autenried und Biberberg (westlich der Günz) beobachtet. Paläopedologische und mikromorphologische Bearbeitungen könnten klären, ob es sich bei derartigen Horizonten um eine eigenständige Bodenbildung handelt, die als gleyartige Variante in feuchteren und staunassen Lagen des Alpenvorlandes eine oder mehrere der Mosbacher Humuszonen vertritt, oder ob sie dem als sehr frühe periglaziale Bildng gedeuteten "grauen Schluff" zwischen dem Erbacher bzw. Homburger Boden und den Mosbacher Humuszonen im Rhein-Main-Gebiet nach SEMMEL (1968) entspricht.

Im Mittelwürm des Rheingaus und Rheinhessens treten nach SEMMEL (1974, 1989) drei klimastratigraphisch markante Horizonte auf: 1) die Niedereschbacher Zone, welche durch starke

Umlagerungen unter feucht-kaltem Klima, teilweise aber auch durch interstadiale Verbraunung geprägt ist; 2) der Gräselberger Boden mit Naßbodencharakteristik, aber auch schwacher Verbraunung; 3) der Lohner Boden am Ende des Mittelwürms. Einerseits erschweren die häufigen Diskordanzen im Mittelwürm seine überregionale Korrelation, andererseits beeinflussen lokale Verhältnisse wie Verfügbarkeit nahegelegener Auswehungsgebiete sehr stark die Mächtigkeit, paläopedologische Gliederung und Fazies. Dies wird besonders beim Vergleich der Profile Nußloch und Heilbronn-Böckingen deutlich. In Nußloch ist ebenso wie in Rotenberg die Mittelwürm-Mächtigkeit außergewöhnlich groß, und die Löss zeigen durchweg erhöhte Sandgehalte. Als fazielle Besonderheit dieser nahe dem Grabenrand des Oberrheingrabens gelegenen Profile treten lößüberwehte Dünen im unteren Teil des Mittelwürms auf. Fazielle Eigenschaften der Niedereschbacher Zone sind im Liegenden der Dünensande (grauer, gleyartiger, oft verschwemmter Löß, Hakenschlagen durch Solifluktion, Kryoturbationen und Frostspalten) als auch in ihrem Hangenden (leichte Verbraunung, Solifluktion) zu beobachten. Zwischen der leichten Verbraunung der oberen Teile der Dünensande und dem Lohner Boden tritt keine weitere Verbraunung mehr auf. Allerdings wird dieser Profilabschnitt durch 2-3 z. T. kräftige Naßböden gegliedert. Es kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob einer und welcher von ihnen dem Gräselberger Boden entspricht. Es bietet sich die Interpretation an, dass die andauernd hohe Sedimentationsrate die Ausbildung einer initialen Verbraunung unterband. Weiter nach Osten in den Kraichgau verschwinden die Sandeinlagen, und das Mittelwürm wird geringmächtiger und feinkörniger. Im Mittelwürmlöß von Heilbronn-Böckingen sind keine typischen Naßböden mehr zu erkennen. Stattdessen tritt unter dem Lohner Boden der oben beschriebene verbrauchte "Böckinger Boden" auf. Im Mittelwürm-Löß von Mauer wurden, sozusagen als Übergang, sowohl schwache Verbraunungen als auch Naßbodenerscheinungen beobachtet. In Achenheim/Elsaß konnte ein von früheren Bearbeitern ins Oberwürm gestellter Horizont mit Frostspalten nunmehr dem oberen Mittelwürm zugeordnet werden, während das untere Mittelwürm wegen zu starker Umlagerungen (NEZ) keine vollständigere Gliederung zulässt. Naßböden oder schwache Verbraunungen in ungestörten Mittelwürm-Lössen werden in der Literatur nicht ausgegliedert. Im nördlichen Alpenvorland konnte bisher keine regionale chronostratigraphische Mittelwürm-Gliederung erarbeitet werden. Ursache dafür sind entweder zu geringe Sedimentationsraten, so dass der "Mittelwürmboden" nach BRUNNACKER (1957) vermutlich mehrere Interstadiale einschließt (Hagelstadt, Autenried) oder zu starke Fließerdeerscheinungen (Offingen, Steinheim/Iller). Mindestens zwei ins Mittelwürm gestellte Verbraunungen gliedern den Fließerde-Komplex im Profil Baltringen-Ost, während im Profil Steinheim/Iller Naßbodenerscheinungen im Mittelwürm beobachtet wurden.

Der Lohner Boden einschließlich seiner trockeneren Variante im Rhein-Main-Gebiet, dem Kirchberger Boden, ist mit seinen typischen Eigenschaften vom Rhein-Main-Gebiet bis an die Donau (Offingen) vertreten. In den feuchteren Teilen des Alpenvorlandes muss er im

"Mittelwürmboden" BRUNNACKERs inbegriffen sein, kann dort jedoch deutlich kräftiger aussehen, da sein Solum in vorangegangenen Interstadialen vorverwittert war. Sein Äquivalent in Niederösterreich, der Stillfried-B-Boden, wirkt an der Typlokalität weniger stark verwittert als der Lohner Boden.

Die Naßböden-Gliederung des Oberwürms, welche im Rhein-Main-Gebiet erarbeitet wurde (SEMMELE 1968, 1974), kann ohne größere Probleme bis ins Neckarland verfolgt werden. Dabei hat sich der Nachweis der Eltviller Tephra zwischen den Naßböden E₃ und E₄ als hilfreich erwiesen. In Nußloch ergab sich allerdings die Notwendigkeit, einen fünften Oberwürm-Naßboden im Hangenden von E₄ anzufügen. Im Alpenvorland konnten mindestens zwei Oberwürm-Naßböden unterschieden werden, ohne dass eine sichere Parallelisierung mit den Erbenheimer Naßböden (E₁-E₄) vorgenommen werden kann. Von besonderer Bedeutung für die klimastratigraphische Gliederung des Oberwürms (einschließlich des Spätglazials) erweist sich der Dungau bei Regensburg. Während im Oberwürmlöß des höhergelegenen und feuchteren Donau-Isar-Hügellandes nur ein Naßboden im Oberwürm gefunden wurde, treten im Oberwürmlöß des Dungaues ein (jüngerer?) Naßboden und drei initiale Verbraunungshorizonte sowie eine abschließende Bölling-interstadiale Braunerde-Parabraunerde auf. Die initialen Verbraunungshorizonte zeigen eine Glimmerverwitterung und bezeugen damit, im Unterschied zu den Naßböden, leichte Klimaverbesserungen, welche in Ungarn immerhin zwei schwache Humuszonen hinterließen. Diese leichten Klimaverbesserungen konnten in den Oberwürmlössen anderer deutscher Lößgebiete bisher nicht nachgewiesen werden, lediglich der leicht erhöhte Humusgehalt des E₂ von Nußloch (BENTE 1987) könnte als Hinweis gewertet werden. Hingegen sieht HAESAERTS (1984) in Oberweichsel-Lössen Belgiens schwache Bodenbildungen als Interstadialböden an. Somit stellt sich die Frage, ob die Signale schwacher Klimaverbesserungen in deutschen Oberwürmlössen (mit Ausnahme des Dungaues) bisher nicht erkannt wurden, oder ob sich diese Klimaoszillationen regional - im Gebiet zwischen Rhein und Donau sowie im Alpenvorland - nicht signifikant bemerkbar machten, während sie im ozeanischer getönten Nordwesten als auch in kontinental geprägten Beckenlandschaften im Südosten Mitteleuropas und im Dungau ihre Spuren in den Lößlandschaften hinterließen. Die Lösung dieser Frage erfordert interdisziplinäre Zusammenarbeit mit dem Ziel einer hochauflösenden Chronostratigraphie und Klimastratigraphie der Oberwürmlösse.

Die häufig auf den ersten Blick homogen und monoton wirkenden Löss - insbesondere die des Oberwürms - zeigen bei genauerer Untersuchung doch interessante Fazieswechsel. Daran, dass Löß "viele Gesichter" (lat. *facies* = Gesicht) hat, möge die Halbplastik eines unbekanntes Künstlers im Kaiserstuhl erinnern.

6. Zusammenfassung und Ausblick

Für die TL-Datierungsmethode an Lössen existiert noch keine allgemein akzeptierte routinemäßige Labortechnik. Unterschiedliche Techniken sind in verschiedenen Laboratorien auf der Welt noch in Erprobung bzw. in Diskussion. Deshalb befindet sich die TL-Datierungsmethode auch heute noch im Experimentierstadium. Als die vorliegende Arbeit in Angriff genommen wurde, musste daher eine Vorgehensweise gewählt werden, nach der im ersten Schritt an gut stratifizierten Profilen - möglichst mit unabhängiger Alterskontrolle - das Potential und die Zuverlässigkeit der Methode zu zeigen waren und methodische Entwicklungsarbeit für eine optimierte Labortechnik zu leisten war. In dieser Phase waren keine grundlegenden neuen chronostratigraphischen Erkenntnisse zu erwarten. Erst im zweiten Schritt konnten die so gewonnenen Erfahrungen auf andere, weniger gut oder nicht eindeutig stratifizierbare Profile angewandt werden und chronostratigraphische Lücken oder Unklarheiten in Angriff genommen werden.

Zu dem Zeitpunkt, als die vorliegende Arbeit begonnen wurde, dominierte in der kurz zuvor entbrannten methodischen Diskussion um die Ursachen der TL-Altersunterschätzung an Lössen der Ansatz, dass eine Langzeitinstabilität des latenten TL-Signals verantwortlich für die Altersunterschätzung sei und die Datierungsobergrenze auf maximal 50 ka eingrenzt. Doch wurden auch immer wieder hohe TL-Alter von Lössen publiziert, welche zumindest einer pauschalen Einengung des zuverlässigen Datierungsbereiches auf etwa 50 ka widersprachen. Gäbe es diese Langzeitinstabilität, welche sich der direkten Beobachtung im Labor entzieht, nicht, so müsste die Datierungsobergrenze durch die natürliche Sättigung des TL-Signals bestimmt sein. Soweit diese Instabilität durch die Reaktionskinetik der Haftzentren bestimmt wird, muss sie durch adäquate thermische Vorbehandlung ("thermisches Waschen") weitgehend zu eliminieren sein. Aufgrund des Ansatzes, dass Strahlenschäden in Festkörpern bei natürlichen Umgebungstemperaturen metastabile, partiell metastabile und instabile Komponenten aufweisen, wurden Experimente durchgeführt, um nur die stabilen Komponenten zu isolieren und für die Datierung zu nutzen. Diese Experimente führten zur Etablierung einer Labortechnik, die "Starkes thermisches Waschen" (STW) genannt wurde. Spätere Versuche, auch die Altersinformation des partiellen Stabilitätsbereiches für die Datierung zu nutzen, resultierten in der Technik des "Partiellen thermischen Waschens" (PTW). Bei den meisten der Proben, die nach beiden Techniken datiert wurden, sind die ermittelten Alter konsistent. Trotz der Beschränkung auf thermisch sehr stabile Komponenten der TL-Signale konnte das Problem der TL-Altersunterschätzung an älteren Lössen zwar insofern entschärft werden, als der datierbare Zeitraum mindestens verdoppelt werden konnte, aber nicht gelöst werden. Für Lösser älter als das letzte Interglazial werden nach der für fast alle Proben eingesetzten Regenerierungsmethode nach wie vor Altersunterschätzungen beobachtet. Diese müssen folglich auch noch andere Ursachen haben. Mehrere Möglichkeiten werden diskutiert, insbesondere eine Langzeitinstabilität der Lumineszenzzentren sowie (dosisabhängige) TL-

Sensitivitätsänderung nach optischem Bleichen. Letztere würde die additive Methode nicht betreffen, und die sehr hohen TL-Alter an Lössen, die BERGER et al. (1992) publiziert haben, scheinen neuerdings wiederum gegen die behauptete Langzeitinstabilität zu sprechen. Eine befriedigende Klärung der Diskussion ist gegenwärtig aber noch nicht möglich, da erstens apparative Voraussetzungen zur Untersuchung der Kinetik der Lumineszenzzentren noch in Entwicklung sind und zweitens die hohen Alter von BERGER et al. (1992) an der Feinkornfraktion von Löß noch nicht überzeugend reproduziert wurden. Erste Alter, die mit dem Datenverarbeitungsprogramm von BERGER (1990) erzielt wurden, werden in dieser Arbeit und bei ZÖLLER et al. (1994) mitgeteilt, die Datenbasis reicht aber für eine Beurteilung noch nicht aus (s. a. Kap. 7).

Durch vergleichende Messungen der natürlichen Radioaktivität der Proben wurde festgestellt, dass bei der in vielen Laboratorien routinemäßig eingesetzten Alphazählung ein Überzählen auftreten kann. Die daraus resultierenden zu hohen U- und Th-Gehalte der Proben bedingen eine Überschätzung der Dosisleistung und damit eine TL-Altersunterschätzung. Zur zuverlässigeren Ermittlung der Dosisleistung wurden deshalb auch andere Methoden zur Messung der Radioaktivität eingesetzt, insbesondere hochauflösende Gammaskopimetrie mittels eines Reinstgermanium-Detektors, mit dessen Hilfe auch radioaktive Ungleichgewichte erkannt werden können. Signifikante Ungleichgewichte in Lössen sind allerdings nach den vorliegenden Messungen die Ausnahme und beschränken sich auf stark inhomogene Horizonte oder auf Grundwasserhorizonte. In jüngerer Zeit konnten auch vergleichende Messungen der β -Dosisleistung mittels eines Betazählers mit Geiger-Müller-Zählern vorgenommen werden. Da die systematischen Fehlerquellen des Gerätes aber noch nicht genau genug bekannt sind, wurden die Ergebnisse in der Altersberechnung noch nicht berücksichtigt.

Die wichtigsten Ergebnisse bezüglich der Anwendbarkeit der TL-Methode zur Datierung von Lössen im Arbeitsgebiet lauten zusammengefasst:

- 1) TL-Alter an der polymineralischen Feinkornfraktion von Löß können bis zu einem Alter von etwa 100 ka als zuverlässig gelten. Damit steht erstmals eine Methode zur Verfügung, mit der der gesamte letzte glaziale Zyklus in kontinentalen Sedimentabfolgen mit Lößschichten datiert werden kann. Diese Aussage wird ausdrücklich auf das Arbeitsgebiet eingegrenzt; in anderen Regionen können nach eigenen Erfahrungen sowie nach denen anderer Autoren signifikante Altersunterschätzungen auch schon bei jüngeren Altern auftreten. Dies ist ein weiterer Hinweis auf regionale Variationen der Datierungsobergrenze, welche vorrangig auf unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung der Löss zurückzuführen sein dürften.
- 2) TL-Alter von Lössen älter als das letzte Interglazial müssen einstweilen als Mindestalter interpretiert werden. Dennoch sind, wiederum eingegrenzt auf das Arbeitsgebiet, eine TL-

Altersstratigraphie und überlokale Korrelationen bis zum vorletzten Interglazial möglich. Stratigraphische Methoden sollten zur Ergänzung und Absicherung der TL-Daten ausgeschöpft werden.

TL-Datierungen an Lössen der beiden letzten glazialen Zyklen erweisen sich somit als wertvoll für die Quartärgeologie, die Paläoklimatologie, die Geomorphologie (insbesondere die klimagenetische Geomorphologie) und die Urgeschichte.

Im Arbeitsgebiet können auf Grundlage der TL-Daten und der Lößstratigraphie vier stratigraphische Einheiten durchgehend ausgegliedert werden und zwischen den einzelnen Regionen typologisch und faziell verglichen werden:

a) Rißlöß zwischen der Ostheimer Zone im Liegenden und dem letztinterglazialen Boden im Hangenden wird durch bis zu sechs "Bruchköbeler Naßböden" untergliedert. Der 6. (oberste) Bruchköbeler Naßboden ist im für diesen Abschnitt vollständigsten Profil Heilbronn-Böckingen als teilweise gekappte kräftige Braunerde ausgebildet. Durch die TL-Daten kann gezeigt werden, dass mit diesem fossilen Boden ein langer Hiatus verbunden ist, dessen Dauer annäherungsweise auf 13- \pm 45 ka abgeschätzt werden kann. Hinweise auf einen nach der TL-Altersstratigraphie vergleichbaren Hiatus fanden sich auch in anderen Profilen (Mauer, Offingen). Im Aufschluß Baltringen-Ost dürfte diesem Hiatus eine mäßig (ca. 1 m) mächtige Schotterlehmbildung an der Oberkante der oberen Hochterrasse sowie das Einschneiden der Riß auf das Basisniveau der unteren Hochterrasse entsprechen. Damit wird ein entsprechend lang dauernder Eisrückzug zwischen den Eisvorstößen des "Doppelwall-Riß" und des "Jung-Riß" nach SCHREINER (1992) nahegelegt. Ob dieser Eisrückzug klimatisch den Charakter eines Interglazials oder eines Interstadials hatte, kann aus den paläopedologischen Befunden bisher nicht schlüssig belegt werden. Ebenso wenig kann bisher geklärt werden, ob dieser Eisrückzug zeitlich mit dem "Interglazial von Ottmannshofen" (BLUDAU 1991) erfolgte, auch wenn dessen Position zwischen Doppelwall-Riß- und Jung-Riß-Endmoränen diese Auffassung zulässt. Auf jeden Fall können die Ergebnisse als zusätzliche Hinweise auf eine weitergehende Untergliederung des Riß gewertet werden. Ein zeitlich ähnlich bedeutender Eisrückzug wurde in Norddeutschland als "Groß-Interstadial" zwischen Drenthe und Warthe diskutiert (s. LIEDTKE 1981²:187). Es stellt sich ein ähnliches Problem wie mit dem aus den österreichischen Alpen postulierten "Ramesch-Interglazial" des Mittelwürms (NAGEL & RABEDER 1991), für welches in den österreichischen Lößprofilen ebenfalls kein geeignetes paläopedologisches Äquivalent gefunden wird, nachdem der Paudorfer Boden dafür ausscheidet (ZÖLLER et al. 1994). Es wird vorgeschlagen, die bisher nach BIBUS (1974, 1989) als "Jungriß-Löß" bezeichnete Abfolge in "oberes Riß" zwischen dem Riß/Würm-Interglazialboden und der Braunerde des 6. Bruchköbeler Naßbodens von Heilbronn-Böckingen und "mittleres Riß" zwischen dieser Braunerde und der Ostheimer Zone zu untergliedern.

b) Unterwürm-Lösse, -lößlehme (Humuszonen) und humose Kolluvien im Hangenden des Riß/Würm-Interglazialbodens und im Liegenden der Niedereschbacher Zone enthalten im Rhein-Main-Gebiet bis zu drei "Mosbacher Humuszonen" (Waldsteppenböden), während weiter südlich und südöstlich nur noch eine, manchmal durch Umlagerung zweigeteilte Humuszone (am wahrscheinlichsten die obere Mosbacher Humuszone) bzw. in den feuchteren Gebieten des Alpenvorlandes entkalkte, humose, kolluviale bis solifluidale Lößderivate bzw. humoser, entkalkter "Wurmrohrlöß", in Muldenpositionen möglicherweise auch gleyartige Bildungen auftreten. Obwohl die Unterwürm-Sedimente zahlreiche Holzkohle-Fragmente führen, konnten ^{14}C -Datierungen bisher nur Mindestalter liefern, da wegen der kurzen Halbwertszeit des ^{14}C die Datierungsobergrenze überschritten ist. Mit der TL-Methode wurde nun erstmals die zuverlässige Datierung der Mosbacher Humuszonen und ihrer zeitlichen Äquivalente möglich. Grundsätzlich wird damit die chronometrische Parallelisierung der Mosbacher Humuszonen mit der Sauerstoffisotopen-Chronologie der Tiefseekerne möglich, jedoch liegen derzeit die Fehlergrenzen der TL-Methode noch zu hoch, um gesicherte Korrelationen einzelner Humuszonen mit Unterstufen der marinen Chronologie vornehmen zu können. Der Großteil der Mosbacher Humuszonen und ihrer Äquivalente darf mit 1•-Wahrscheinlichkeit in die Sauerstoffisotopen-Stufe 5 gestellt werden, lediglich für die obere Mosbacher Humuszone lassen die TL-Alter von Lokalitäten, an denen der älteste Mittelwürm-Löß nicht zur Ablagerung kam, auch die Auffassung zuhin, dass die Humuszonenbildung über das Ende der Stufe 5 hinaus andauerte. Die Grenze zur Stufe 4 ist dadurch in zahlreichen Lößprofilen verschwommen.

c) Der Mittelwürmlöß, beginnend mit grauem, oft gleyartigem und meist verschwemmten Löß und den starken Umlagerungserscheinungen der Niedereschbacher Zone und endend mit dem charakteristischen Lohner Boden, war chronometrisch bisher nur teilweise oder unzureichend zu erfassen. Der offenbar älteste Mittelwürm-Löß wurde in Nußloch mit 67 ± 5 ka datiert, ähnliche Alter wurden am Tönchesberg und in Burgtonna (ZÖLLER unpubl.) bestimmt. Im Hangenden der Niedereschbacher Zone ergaben sich in mehreren Profilen Alter um 50 ka. Mit dem "Böckinger Boden", einer selbstständigen fossilen Braunerde zwischen der Niedereschbacher Zone und dem (oberen) Lohner Boden (BIBUS 1989) ergab sich eine neue wichtige Untergliederung des Mittelwürm-Lösses im Arbeitsgebiet; sein Bildungszeitraum dürfte, berücksichtigt man neben den Daten von der Typlokalität auch die Löß-Sedimentationsalter anderer Profile des Arbeitsgebietes, zwischen etwa 38 und etwa 50 ka liegen. Die kältere Phase zwischen dem Böckinger und dem Lohner Boden ist in Heilbronn-Böckingen nicht sehr differenziert ausgebildet, nach der chronometrischen Neuinterpretation der Würmlösse von Achenheim/Elsaß fallen in diese Phase kleinere Eiskeil-Bildungen. Der Böckinger Boden, welcher im Heilbronner Becken nach BIBUS (1989) weitverbreitet auftritt, scheint im nordwestlichen Kraichgau wegen zu hoher Sedimentationsraten nicht typisch ausgebildet zu sein und könnte dort ebenso wie in Rheinhessen dem eher naßbodenartigen Gräselberger Boden entsprechen. In Mauer scheint ein Übergangstyp vorzuliegen. Im

Alpenvorland sprechen die TL-Daten dafür, dass der "Mittelwürmboden" Äquivalente des Böckinger und des Lohner Bodens einschließt, während der Lohner Boden, dessen Bildung nach TL- und nach ^{14}C -Datierungen etwa 30 ka alt ist, in typischer Ausbildung zwischen dem Rhein-Main-Gebiet und der Donau (Offingen) identifiziert werden konnte.

Die Oberwürm-Lösse, welche im Arbeitsgebiet mit dem Kälterückschlag unmittelbar nach der Bildung des Lohner Bodens einsetzen und mit den jüngsten Lössen etwa an der Wende Hochglazial/Spätglazial enden, deuten wiederum eine paläoklimatische Differenzierung im NW-SE-Schnitt an. Im NW und W des Arbeitsgebietes (Rhein-Main-Gebiet, nordwestlicher Kraichgau, Elsaß) ist der Beginn des Oberwürms häufig durch starke Umlagerungsprozesse und zwischengeschaltete Naßbodenbildung gekennzeichnet. Diesen Umlagerungen fiel häufig der Lohner Boden ganz oder teilweise zum Opfer. Hingegen scheint im Süden und Südosten (Alpenvorland, Dungau) die Lösssedimentation erst etwas später eingesetzt zu haben. Während im NW vier, in Nußloch sogar fünf Naßböden das Oberwürm gliedern, werden es nach SE zu weniger. Als wichtige teprostratigraphische Leithorizonte erscheinen im Rhein-Main-Gebiet die Rambacher Tephra mit einem TL-Alter von $28,0 \pm 2,5$ ka zwischen dem Lohner Boden und dem E_1 -Naßboden und vom Rhein-Main-Gebiet bis in den nordwestlichen Kraichgau zwischen dem E_3 - und dem E_4 -Naßboden die Eltviller Tephra mit einem TL-Alter von etwa 21 ka (gemittelte Daten von drei Profilen). Eiskeilpseudomorphosen als Zeugnisse vorübergehenden Dauerfrostbodens erkannte SEMMEL (1968) zwischen dem Lohner Boden und dem E_1 sowie zwischen dem unteren und dem oberen Teil des im Rhein-Main-Gebiet zweigeteilten E_2 . Der jüngste Löß wurde im Arbeitsgebiet mit $16,2 \pm 1,5$ ka datiert (Rosenhof, Dungau), er ist nach seiner Schneckenführung biostratigraphisch an den Übergang vom Hoch- zum Spätglazial datiert und ging unmittelbar einer spätglazialen Parabraunerde-Braunerdebildung voraus. Die oberwürmzeitlichen Lössen des Dungaus weisen - im Gegensatz zu allen anderen Lößlandschaften des Arbeitsgebietes - neben einem Naßboden drei schwache, initiale Verbraunungshorizonte als Zeugen sehr schwacher Interstadiale auf. Zwei dieser Interstadiale waren im ungarischen Lößhügelland von Gödöllö immerhin so ausgeprägt, dass sie schwache Humuszonen hinterließen. Leider behindern die relativ großen Fehler von TL-Datierungen noch sichere Korrelationen mit Klimaoszillationen in der Größenordnung von ein- bis zweitausend Jahren, wie sie inzwischen in hochauflösenden Chronologien der Tiefseesedimente oder der Eisschilde erarbeitet werden können. In Verbindung mit hochauflösenden klimastratigraphischen (z. B. Malakologie) oder anderen stratigraphischen Methoden (z. B. magnetische Suszeptibilität) dürften TL-Datierungen an jüngeren Lössen (Ober- und Mittelwürm) in Zukunft das Potential zu einer hochauflösenden Chronometrie und Klimageschichte kontinentaler Sedimentabfolgen eröffnen. Dieses Potential wurde an Beispielen aus dem Alpenvorland einschließlich des Dungaus diskutiert.

Über die Datierung möglichst vollständiger äolischer Deckschichten auf den glazifluvialen Terrassen des Alpenvorlandes wurden Altersvorstellungen über die Klima- und Vereisungsgeschichte des Alpenvorlandes entwickelt. Auf der Niederterrasse der Donau "Deckniveau der Niederterrasse 1A" nach BUCH (1988) wurden Löss zwischen $25,4 \pm 2,4$ und $20,0 \pm 2,0$ ka datiert, während der in einer Rinne des "Hauptniveaus der Niederterrasse (1B) abgelagerte hoch- bis spätglaziale Sumpflöß von Rosenhof $16,2 \pm 1,5$ ka lieferte. Die Niederterrasse der Donau im Regensburger Raum muss folglich schon vor dem hochglazialen Eisvorstoß als geomorphologische Einheit existiert haben. Diesem Hinweis auf eine frühere Würmvereisung muss an der Iller (Erolsheimer Feld) nachgegangen werden. Im Regensburger Raum wurden Teile der Niederterrassenschotter im Hochglazial allenfalls umgelagert, ohne dass sich eine weitere eingetieftete Terrasse bildete. Die ältesten äolischen Deckschichten der unteren Hochterrasse datieren ins Unterwürm, wohingegen die äolische Sedimentation auf der oberen Hochterrasse von Iller und Riß bereits im oberen Riß einsetzte. Darin wird ein Hinweis auf eine mindestens zweiteilige Untergliederung der Riß-Eiszeit gesehen. Die - soweit bekannt - nächstältere bearbeitete glazifluviale Terrasse, der Kirchheim-Burgauer Schotter an der Mindel, trägt bereits deutlich ältere äolische Deckschichten mit einem TL-Mindestalter von 198 ± 31 ka für eine Probe aus dem $B_t S_d$ -Horizont des zweiten fossilen Interglazialbodens. Rechnet man mit LÉGER (1987, 1988) den Kirchheim-Burgauer Schotter noch zum unteren Riß, wäre sogar eine Dreiteilung der Riß-Eiszeit zu folgern, die dann mindestens bis in die Sauerstoffisotopenstufe 8 zurückreichte.

Der erfolgreiche Nachweis, dass TL-Alter nach den in dieser Arbeit vorgestellten Methoden Löss des gesamten Würms in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten zuverlässig datieren können, darf im Großen und Ganzen als abgeschlossen gelten. Für diesen Altersbereich wird es in Zukunft darauf ankommen, die Fehlergrenzen zu verringern. Möglichkeiten dazu eröffnen sich noch auf dem Gebiet der Dosimetrie, insbesondere durch den Einsatz noch leistungsfähigerer neuer Germanium-Detektoren zur Gammaskpektrometrie sowie der Betazählung, mit welcher in ersten Testserien ausgezeichnete Reproduzierbarkeit erzielt werden konnte. Zur Minimierung der zufälligen Fehler bei den TL-Messungen wird z. Zt. in verschiedenen Laboratorien eine Normierung mittels der Lumineszenz bei sehr kurzer Infrarot-Stimulation (IRSL-Kurzbelichtung) erprobt. Erste Erfahrungen im eigenen Labor sind vielversprechend.

Bis die physikalischen Grundlagen der TL-Altersunterschätzung an älteren Lössen voll verstanden und möglicherweise beherrscht werden, ist sicherlich noch ein langer Weg. Vorrangig gilt zu klären, ob die additive Methode - wenn auch bei geringerer Genauigkeit - zuverlässigere Alter für ältere Löss liefert als die Regenerierungsmethode. Dies erfordert ein länger angelegtes Arbeitsprogramm, in dem systematisch eine Anzahl von älteren Proben mit zuverlässiger unabhängiger Alterskontrolle jeweils mit beiden Methoden datiert werden. Parallel dazu müsste versucht werden, monomineralische Quarz- und Feldspat-Grobkornfraktionen aus Lössen zu datieren,

nachdem jüngste Ergebnisse (ZÖLLER et al. 1994) darauf hindeuten, dass die Datierungsobergrenze bei diesen Techniken höher liegt als bei der polymineralischen Feinkornfraktion der Lössе.

Zum Abschluß dieses Ausblicks ist noch kurz die Frage zu erörtern, ob die thermisch stimulierte Lumineszenz (TL) für die Datierung von Sedimenten überhaupt noch eine Zukunft hat, oder ob nicht die Methoden der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) angebrachter und damit zukunfts-trächtiger sind. TL und OSL beruhen auf verwandten, aber dennoch verschiedenen physikalischen Phänomenen und ergänzen sich daher als Datierungsmethoden. Jüngere Arbeiten (z. B. WINTLE 1993) und insbesondere mehrere Beiträge zum "7th International TL/ESR Specialist Seminar" (5.-9.7.93 in Krems/Österreich) haben gezeigt, dass die OSL zum Teil aus anderen Elektronenfallen gespeist wird als die TL. Deshalb können Techniken, die für die TL-Datierung entwickelt wurden, nicht ohne weiteres auf die OSL-Datierung übertragen werden. Vielmehr wird es noch langjähriger Grundlagenforschung und experimenteller Arbeit bedürfen, bis die OSL-Techniken zur Datierung ausgereift sind. Die TL-Datierung von Sedimenten wird daher ihre gleichberechtigte Stellung, insbesondere für gut gebleichte Sedimente, beibehalten.

Manuskript abgeschlossen am 3. Januar 1994.

7. Epilog

Seit dem Abschluß des Manuskriptes Anfang Januar 1994 und der Drucklegung sind über zwei Jahre vergangen, in erster Linie bedingt durch jeweils längere Begutachtungsfristen seitens der Fakultät als auch der Herausgeber dieser Reihe. Die methodischen Entwicklungen in der TL-Datierung sind während dieser Zeit weitergegangen, so dass es hier angebracht ist, kurz darauf einzugehen. Die in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Datierungsergebnisse sind im Lichte der neueren Erkenntnisse teilweise neu zu diskutieren und zu werten, ohne dadurch in irgendeiner Weise an Wert zu verlieren, denn zur Überprüfung der Zuverlässigkeit der Methode bzw. spezifischer Labortechniken waren sie nötig. Die Erhöhung der Zuverlässigkeit der TL-Datierungen von Löß und die Optimierung von Labortechniken in Bezug auf die obere Datierungsgrenze waren wichtige Ziele der vorliegenden Arbeit, und unter diesen Gesichtspunkten sollen auch die neueren methodischen Fortschritte hier kurz berücksichtigt werden.

Daraus resultiert eine Konzentration auf folgende zwei Fragen, die bereits in vorangegangenen Kapiteln behandelt wurden:

1. Welches ist die z. Zt. zuverlässigste Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis ED?
2. Welche Emission-Wellenlänge der TL von feldspatdominierten Proben ist zeitlich am längsten stabil?

Zu 1. Zuverlässigste Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis ED

Durch die Entwicklung der Methoden der Optisch und Infrarot Stimulierten Lumineszenz (OSL, IRSL) ist der Einsatz der R- β -Methode weitgehend zurückgedrängt worden, da letztere aufgrund des Schnittes zweier Regressionsfunktionen mit einem deutlich größeren zufälligen Fehler behaftet ist als die additive und die Regenerierungs-Methode. Zudem wird das Ziel, bei partiell gebleichten Sedimenten nur die lichtempfindlichsten Fallen für die Datierung zu berücksichtigen, mittels OSL/IRSL besser und galanter erreicht. Der Vorteil der R- β -Methode, über den Plateautest auch Informationen über die thermische Langzeitstabilität des gemessenen Lumineszenzsignals zu erhalten, wurde in dem Maße unbedeutender, als physikalische Grundlagenforschungen auch zum besseren (wenn auch noch nicht vollständigen) Verständnis der Langzeitstabilität der OSL bzw. IRSL beitrugen und daraus praktikable Labortechniken zur Eliminierung thermisch instabiler Komponenten durch Vorheizen und Lagerung bei erhöhten Temperaturen abgeleitet wurden (z. B. GODFREY-SMITH 1994, LANG 1996, STOKES 1994, WIGGENHORN 1995).

Für die TL-Datierung von gut gebleichten Sedimenten, bei denen von langer Belichtung vor ihrer Bedeckung ausgegangen wird, kann sich daher die folgende Diskussion auf die additive "Totalbleichungs-" und die Regenerierungs-Methode beschränken. Nach den vielversprechenden An-

sätzen von BERGER et al. (1992) hat der Verfasser seit Ende 1993 an einer Vielzahl von Lößproben systematisch die additive und die Regenerierungsmethode an identischem Probenmaterial von jüngeren und älteren Lössen verglichen. Es wurden die Regressionsalgorithmen nach BERGER et al. (1990) benutzt; für einige Testproben (polymineralische Feinkornfraktion sowie Quarz-Grobkornfraktion) wurden Vergleiche mit anderen Regressionsalgorithmen (TLApplic 3.3 von Daybreak, Simplex-Routine von R. Grün im Lieferumfang des Risø-TL/OSL-Gerätes, und PeakFit, kommerziell) durchgeführt, die z. T. beträchtliche Unterschiede in der Fehlerbestimmung und, für ältere Proben, auch in der ED und im Plateaubereich ergaben (KARELIN, KUHN & ZÖLLER unpubl.). Die Ergebnisse (erstmalig zusammengefasst in ZÖLLER 1996) lassen folgende empirisch gewonnenen Schlußfolgerungen für die polymineralische Feinkornfraktion von Löß zu (für alle Proben wurden ein Corning 5-58 Blaufilter und ein Chance-Pilkington HA-3 Wärmeschutzfilter als Detektionsfilter verwandt):

- a) Bis zu einer ED von ca. 200-250 Gy zeigen für gut gebleichte Lössen und Lößderivate die Ergebnisse nach der additiven und der Regenerierungs-Methode keine signifikanten Unterschiede. Dies lässt den Schluß zu, dass für gut gebleichte Sedimente unter den angegebenen experimentellen Bedingungen keine signifikante Sensitivitätsänderung durch Bleichen im Labor eintritt, solange die ED im annähernd linearen Bereich der Wachstumskurve liegt.
- b) Für Proben mit höherer ED ergibt sich *in den meisten Fällen, aber nicht ausschließlich*, mit der Regenerierungsmethode eine geringere ED als mit der additiven Methode. Es konnte keine durchgängige Abhängigkeit des Verhältnisses ED_{add}/ED_{reg} von der ED festgestellt werden. Daraus folgert, dass *ein genereller, dosisabhängiger Korrekturfaktor für ED_{reg} nicht statthaft ist*. Die Ergebnisse sprechen vielmehr dafür, dass bei einer ED >200-250 Gy mit einer *probenspezifischen* dosisabhängigen Sensitivitätsänderung nach dem Bleichen zu rechnen ist, die sogar von Probe zu Probe innerhalb eines Profils wechseln kann. Die Ursache dafür ist noch nicht näher bekannt, es kommen sowohl mineralogische Unterschiede als auch Unterschiede in der optischen Vorgeschichte (Intensität und Häufigkeit vorangegangener Belichtungen in der geologischen Geschichte der Minerale) in Frage.
- c) Es ergaben sich aber auch Hinweise, dass selbst mit der additiven Methode Altersunterschätzungen von Lössen älter als das Eem-Interglazial auftreten können (s.u.).

Diese Aussagen können am Beispiel des Profils Forst a. d. Weinstraße verdeutlicht werden (WEIDENFELLER & ZÖLLER 1995, 1996). Ursprüngliches Ziel der Datierungen an fünf Proben war die zeitliche Eingrenzung der Aktivität von in der Löß-Paläoböden-Sequenz prächtig aufgeschlossenen Störungen am Westrand des nördlichen Oberrheingraben. Überraschenderweise sprachen die TL-Daten sowohl nach der additiven als auch nach der Regenerierungs-Methode für ein vorletztinterglaziales Alter des ersten fossilen Bt. Alle fünf Alter nach der additiven Methode stehen in korrekter stratigraphischer Reihenfolge zwischen ca. 105 und 369 ka, die Regenerierungsalter

hingegen nicht; sie stimmen teilweise mit den additiven Altern überein, teilweise nicht (Abb. 46). Durch die TL-Datierungen konnte nicht geklärt werden, ob die oberste Probe (5) aus jungriß- oder altwürmzeitlichem Löß stammt, anders gesagt, ob der Boden des letzten Interglazials erodiert ist oder ob er durch die visuell nur schwach hervortretende Humuszone repräsentiert wird. Die Ergebnisse der malakologischen und der aminostratigraphischen Untersuchungen sprechen klar für jungrißzeitliches Alter (GNIESER & ROUSSEAU 1996, GNIESER 1996). Daraus resultiert eine mögliche TL-Altersunterschätzung der Probe 5 (1σ -Fehler). Für die älteren Proben des Profils Forst ergeben sich aber erstaunlicherweise bisher keine eindeutigen Hinweise auf TL-Altersunterschätzung: aminostratigraphisch wird der Löß der ältesten Probe (1) mit Zyklus E nach KUKLA (1977) parallelisiert, entsprechend der Stufe 10 der marinen Sauerstoffisotopenchronologie. Das additive TL-Alter von 369 ± 51 ka stimmt damit überein, während das Regenerierungs-Alter (214 ± 21 ka) demgegenüber signifikant unterschätzt ist.

Im Profil Wallertheim/Rheinhessen zeigten alle sieben datierten Proben von jungrißzeitlichem bis unterwürmzeitlichem Löß bzw. Lößderivaten eine mehr oder weniger deutliche TL-Sensitivitätsänderung nach dem Bleichen, so dass nur die additive Methode zur Datierung genutzt werden konnte (PREUSS et al. 1996). Ein biostratigraphisch ins Eem gestellter, fossilreicher Horizont (Proben 1 und 2, Abb. 47) wurde in einen Fall (Probe 2) korrekt datiert, im anderen beeinträchtigte radioaktives Ungleichgewicht die Datierung und ist wahrscheinlich für eine leichte Altersunterschätzung verantwortlich (s. a. KRBETSCHKEK et al. 1994, LANG 1996). Zugleich ergab sich, dass einige Proben von kolluvial verlagerten Lößderivaten bei Einsatz der Totalbleichungsmethode kein akzeptables ED-Plateau lieferten; selbst im normalerweise stabilen Leuchtkurvenbereich $>300^\circ\text{C}$ stieg die ED mit zunehmender Aufheiztemperatur noch an. In diesen Fällen musste die Technik des längsten Plateaus nach MEJDAHL (1985) eingesetzt werden, die sich gut bewährte. Auch bei sehr jungen, reinen Lössen ($< \text{ca. } 20$ ka) kann dies der Fall sein, wie an einer neuen Probenreihe von Achenheim /Elsaß demonstriert werden nun durch eine IRSL-Datierung (freundlicherweise von Dr. A. Lang, Heidelberg, durchgeführt) bestätigt werden konnte (ROUSSEAU & ZÖLLER, im Druck).

Aus den jüngsten Erfahrungen kann gefolgert werden, dass, sofern geeignete Kurvenanpassungs-Algorithmen verwendet werden, der additiven Methode grundsätzlich der Vorzug zu geben ist, wenn die ED deutlich jenseits des quasi-linearen Wachstumsbereiches liegt oder wenn eine zwar effektive, aber nicht vollständige optische Bleichung ("total bleach") vor der sedimentären Überdeckung erfolgt war. Die Regenerierungs-Methode kann im quasi-linearen Wachstumsbereich vorteilhafter sein, da die ED im Allgemeinen mit einem geringeren Fehler bestimmt werden kann. Stimmen die mittels additiver und Regenerierungs-Methode ermittelten ED überein, ist es ratsam, auch bei höheren ED die Regenerierungs-Alter anzugeben. Deshalb empfiehlt es sich, den relativ geringen Mehraufwand bei den TL-Messungen in Kauf zu nehmen und zunächst systematisch

beide Methoden anzuwenden. Die Technik des längsten Plateaus wird sinnvollerweise additiv durchgeführt, da sie regenerativ mit sehr viel Arbeits- und Bestrahlungsaufwand verbunden wäre.

Erholungserscheinung

Zu 2. Stabilste Wellenlänge der TL-Emissionen

Durch den Einsatz eines Spektrometers mit Flüssigstickstoff-gekühlter CCD-Kamera, welches im Wellenlängenbereich von 200-800 nm Photonen hochauflösend nachweisen kann, ist es im Freiburger Lumineszenz-Labor gelungen, auch die natürliche Lumineszenz von Quarzen und verschiedenen Feldspäten hochauflösend zu messen und dreidimensional darzustellen (RIESER et al. 1994a, 1994b, KRBETSCHEK & RIESER 1995, RIESER et al. 1996, WIGGENHORN & RIESER 1996, s. a. WIGGENHORN 1995, LANG 1996). Es ergaben sich für die TL und die IRSL von Feldspäten ähnliche Emissions-Wellenlängen, weshalb gleiche am Lumineszenz-Prozess beteiligte Farbzentren zu vermuten sind, im Gegensatz zu größtenteils unterschiedlichen Fallentypen. Bei Gleichartigkeit von Farbzentren gelten Erkenntnisse über ihre Langzeitstabilität grundsätzlich sowohl für die TL als auch für die IRSL. Hauptemissions-Bänder von Feldspäten liegen im UV, im Blau, im Gelb und im Rot. Allerdings unterscheiden sich verschiedene Feldspat-Arten in der relativen Höhe der Emissions-Maxima:

Emissionsmaximum	280 nm	330 nm	410 nm	560 nm
Feldspäte	alle, besonders Mikroklin	Albit	alle (kann bei Albit fehlen)	alle

Für das Emissionsmaximum >700 nm lässt sich z. Zt. noch keine Differenzierung nach verschiedenen Feldspatarten durchführen (Angaben nach KRBETSCHEK et al., 1996).

Die spektralen Messungen der Lumineszenz von Feldspäten haben ergeben, dass die beste Langzeitstabilität der Lumineszenzzentren bei der Emissionswellenlänge von 410 nm (Blau) zu erwarten ist. Allerdings zeigt die IRSL bei 410 nm im Gegensatz zu UV- und Gelb-Emissionen unter gewissen Umständen eine schwer bleichbare Komponente, was dann die Subtraktionstechnik nach AITKEN & XIE (1992) erfordert (s. LANG 1996, LANG & WAGNER 1997). Bei der blauen TL von Löß bleibt nach langem Bleichen ein deutlich höheres unbleichbares Residual als bei der ultravioletten TL.

Bei Quarzen erweist sich die Emission zwischen 340 und 400 nm als besonders lichtempfindlich; sie korreliert größtenteils mit Leuchtkurvenmaxima bei 325°C und 290°C und wird zur OSL-Datierung durch grünes Licht stimuliert.

Der bei den Löß-Datierungen in dieser Arbeit routinemäßig verwendete Detektions-Farbfilter Corning 5-58 (Ausnahmen s. Tab. 3) hat eine maximale Transmission bei 420 nm und eine verhältnismäßig schmale Halbwertsbreite (ca. 60 nm). Er kommt damit den für die Datierung älterer Proben idealen Anforderungen an die Detektions-Wellenlänge sehr nahe, da er Emissionen im UV und im Grün-Gelb unterdrückt. Wenn auch vor einigen Jahren, als derartige spektrale Auflösungen noch nicht möglich waren, die Entscheidung für diesen Detektionsfilter aus anderen Gründen fiel, erweist sie sich im Nachhinein auch aus dem Blickwinkel der Langzeitstabilität der Farbzentren als gut.

Nach diesen Ausführungen über die wichtigsten neuesten methodischen Fortschritte der TL-Datierung von Lössen wird rückblickend folgende Wertung der in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten und diskutierten TL-Datierungen vorgenommen:

Abgesehen von wenigen Ausnahmen wurden die in Tab. 3 aufgelisteten TL-Datierungen nach der Regenerierungsmethode vorgenommen. Wie soeben dargelegt, tritt häufig ab einer ED von 200-250 Gy (entsprechend ca. 50-60 ka bei typischer Radioaktivität von Löß) eine Unterschätzung der mittleren ED_{reg} gegenüber der mittleren Ed_{add} auf, welche nach heutigen Kenntnissen am ehesten auf dosisabhängige Sensitivitätsänderung zurückzuführen ist (vgl. ZHOU et al., 1995). Dieser Effekt scheint mit wachsender ED bedeutender zu werden, von Ausnahmen abgesehen wird er aber erst ab Altern von ca. 100 ka signifikant. Die Ausnahmen scheinen nach Beobachtungen von ZHOU & WINTLE (1994), LI & WINTLE (1992, 1993) und eigenen neueren Erfahrungen insbesondere partiell gebleichte Sedimente wie kolluviale Lößderivate zu betreffen. Diese treten häufig im Unterwürm und im unteren Mittelwürm auf. Das unerwartet junge scheinbare TL-Alter der Probe WEIS-2 (Umlagerungszone an der Oberkante der unteren Mosbacher Humuszone in Mainz-Weisenau) kann unter diesem neuen Gesichtspunkt durch ähnlich starke Sensitivitätsänderung nach Bleichen im Labor interpretiert werden, wie sie z. B. in Proben von Wallertheim erkannt wurde. Derartige Ausnahmefälle geben sich in Profilen mit stratigraphischer Kontrolle und einer Anzahl von TL-Daten häufig dadurch zu erkennen, dass ihr TL-Altersintervall signifikant (nur zufälliger Fehler) von benachbarten Proben zur jüngeren Seite hin abweicht. Zu Recht haben daher BIBUS et al. (1996) die Probe WEIS-2 als "Ausreißer" bewertet. In solchen Fällen sollte in Zukunft unbedingt die additive Methode eingesetzt werden.

Die Schlußfolgerungen zur Chronologie der Würmlöse im Arbeitsgebiet, die in den vorangegangenen Kapiteln (insbesondere Kap. 6 und Abb. 42) gezogen wurden, bleiben weitestgehend unberührt. Auch die Eignung von TL-Mindestaltern für zumindest regionale Korrelationen von Lössen der vorletzten Kaltzeit im Sinne einer relativen Chronologie ("Thermolumineszenz-Stratigraphie") wird durch die neueren Erkenntnisse nicht grundsätzlich in Frage gestellt, allerdings wird man sicherlich wesentlich bessere Ergebnisse erzielen, wenn in Zukunft dafür nur noch TL-(Mindest-)

Alter nach der additiven Methode herangezogen werden. Zwar sind auch für die additive Methode Unterschätzungen von TL-Altern $>ca. 100$ ka derzeit nicht auszuschließen, jedoch können zumindest Unsicherheiten, die durch probenspezifisch unterschiedliche Sensitivitätsänderung bedingt sind, umgangen werden. Wie am Profil Forst gezeigt wurde, besteht zumindest regional auch die Aussicht, mittels der additiven Methode zuverlässige chronometrische Aussagen jenseits des vorletzten Glazials zu erzielen. Das Problem der möglichen TL-Altersunterschätzung bei älteren Lössen auch mit der additiven Methode bedarf weiterer Untersuchungen an Profilen mit unabhängiger Alterskontrolle. Hierfür bieten sich neben den bekannten modernen Datierungs-Methoden wie die Argon-Argon-Laser-Technik an Tuffen oder den Uranreihen-Methoden mittels Thermischer Ionisations-Massenspektrometrie (TIMS) an Travertinen, Torfen und anderen Materialien neuerdings unter Umständen auch verschiedene Datierungs-Methoden auf Basis der kosmogenen Radionuklide (s. WAGNER 1995) sowie die Aminostratigraphie an Lößschnecken an (GNIESER 1996, OCHES & MCCOY 1995). Insbesondere gilt zu prüfen, ob auch für die additive Methode der TL-Datierung ähnlich wie für die Regenerierungs-Methode regionale Unterschiede bei der Datierungsobergrenze festzustellen sind. Zur Ursachenfindung werden hochauflösende spektrale Messungen der Lumineszenz unerlässlich sein. Erst dann kann gegebenenfalls entschieden werden, ob geeignetere Detektionswellenlängen gefunden werden können und ob mineralogische und chemische Probenaufbereitung eventuelle Komponenten mit nicht ausreichend langzeitstabilen Lumineszenz-Emissionen eliminieren kann.

Ein weiteres Problem sollte im Zusammenhang mit der Diskussion um TL-/OSL-/IRSL-Altersunterschätzung von Löß stärkere Beachtung finden: die Porensättigung mit Wasser in der Vergangenheit unter anderen Klimaten. Heutige Lößgebiete in Europa sind größtenteils Trockeninseln, und auch für die Lößsteppen und -tundren der Glazialzeiten sprechen die vorhandenen paläobotanischen Daten größtenteils für recht trockene Verhältnisse, selbst unter Berücksichtigung der infolge der Temperaturdepressionen herabgesetzten Evapotranspiration. Etliche Daten wie die Existenz fossiler Naßböden selbst in erhöhten Paläorelieflagen oder feuchteliebende Schneckenfaunen in pleniglazialen Lössen (z. B. Columella-Faunen, s. z. B. MIARA et al. 1996) lassen aber vermuten, dass die allgemein starken Rückgänge der Niederschlagssummen während der Glaziale nicht zwangsläufig edaphische Trockenheit auf Lößstandorten bedeuteten, insbesondere dann nicht, wenn Permafrost das Einsickern von Regen- und Schmelzwasser behinderte. So kann ein heute gut drainierter Lößhügel durchaus unter Periglazialklima nahezu eine Porensättigung durch Wasser und Eis erlebt haben. Im Allgemeinen wird bei der TL-Altersberechnung der rezente bergfeuchte Zustand zugrunde gelegt. Für die Feinkornfraktion von Löß kann unter Nichtberücksichtigung derartiger periglazialer Verhältnisse aus der partiellen Absorption der Energie ionisierender Strahlung durch die Porenfüllung eine Altersunterschätzung bis zu 10% oder mehr resultieren. Aus einem mittleren TL-Alter von 110 ka kann unter Annahme höherer mittlerer Porensättigung 120 oder 130 ka werden. Zur Minimierung dieser systematischen Fehlerquelle wären detailliertere pa-

läopedologische und -kryologische Informationen und der aktualistische Vergleich mit rezenten Periglazialgebieten wünschenswert.

8. Danksagung

In die vorliegende Arbeit sind Ergebnisse, Erfahrungen und Daten aus 10-jähriger Beschäftigung mit der Thermolumineszenz eingeflossen. Interdisziplinäre naturwissenschaftliche Arbeiten sind heute ohne die Mithilfe und Unterstützung zahlreicher Personen und Institutionen nicht mehr möglich. Deshalb wäre an dieser Stelle eine lange Liste von Danksagungen angebracht. Um diese dennoch möglichst kurz zu halten, sei zunächst allen Personen und Institutionen herzlich gedankt, mit denen ich zusammenarbeiten durfte. Sie sind an entsprechender Stelle im Text und im Literaturverzeichnis genannt.

Zu besonderen Danksagungen fühle ich mich dennoch verpflichtet. Die unvermeidliche Reihenfolge geschieht teils chronologisch, teils alphabetisch, sowie nach Personen und Institutionen.

Ich danke ganz besonders

- den Herren Geol.Dir. i. R. Prof. Dr. H. E. Stremme (Kiel) und Prof. Dr. G. A. Wagner (Heidelberg) für ihren engagierten Einsatz zur Initiierung und Durchführung eines ersten 5-jährigen DFG-Projektes (Str16/8) zur TL-Datierung von Sedimenten am MPI für Kernphysik in Heidelberg;
- Herrn Prof. Dr. G. A. Wagner weiterhin für seinen Einsatz, dass ich meine Arbeiten als wissenschaftlicher Angestellter der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am MPI für Kernphysik in Heidelberg fortführen und zu Ende bringen konnte, sowie für seine ständige Diskussionsbereitschaft und seine unzähligen wertvollen Hinweise;
- Herrn Geol.Dir. i. R. Prof. Dr. H. E. Stremme weiterhin für Einführung in die Paläopedologie und jahrelange Beratung und freundschaftliche Betreuung;
- Herrn Prof. Dr. A. .K. Singhvi (Ahmedabad/Indien) für seine hervorragende Einführung in die Methodik der TL-Datierung von Sedimenten während seiner Zeit als Humboldt-Stipendiat am MPI für Kernphysik (1984-1986) sowie für spätere konstruktive Diskussionen;
- den Herren Prof. Dr. A. Semmel (Frankfurt/Hofheim) und Prof. Dr. E. Bibus (Tübingen) für unersätzbliche "Lehrstunden" in Lößstratigraphie, Einführung in zahlreiche Geländekampagnen und kritische Hinweise;
- meinen Kolleginnen und Kollegen an der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften für zahlreiche konstruktive Diskussionen und viele Hilfestellungen in praktischen Dingen und bei der Fertigstellung dieser Arbeit, insbesondere den Herren Dr. R. Bischoff, Dipl.-Geophys. R. Karelin, Dipl.-Geol. W. Krause, Dipl.-Phys. R. Kuhn, Dr. A. Lang, Dipl.-Phys. U. Rieser, Frau Dr. I. Wagner und Frau Dr. H. Wiggenhorn;

- meinen Kollegen Dr. A. Lang und Dipl.-Phys. U. Rieser für wertvolle Ratschläge zum Kapitel "7. Epilog";
- der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die fünfjährige großzügige Finanzierung des Anschubprojektes (Str 16/8) und eines weiteren, späteren Projektes (Zo 51/6) sowie mehrere Reisebeihilfen, ebenso wie ihren anonymen Gutachtern für kritische und konstruktive Anregungen;
- der Max-Planck-Gesellschaft und dem Direktorium des MPI für Kernphysik in Heidelberg für die Genehmigung zur Durchführung der Arbeiten am MPI für Kernphysik und die Nutzung der großartigen Infrastruktur des Institutes;
- der Heidelberger Akademie der Wissenschaften für die Gewährung der Möglichkeit, meine Arbeiten als Wissenschaftlicher Angestellter an der Forschungsstelle Archäometrie fortsetzen zu können;
- dem Deutschen Akademischen Austauschdienst für Reisebeihilfen zu Kontaktreisen zum Lumineszenz-Labor in Aberystwyth/Wales (Arbeitsgruppe von Dr. A. G. Wintle);
- den Herausgebern und Gutachtern der Reihe "Relief - Boden - Paläoklima" sowie dem Verlag Nägele & Obermiller für Aufnahme der Arbeit in diese renommierte Reihe.

Es ist leider nicht immer üblich, auch das technische Personal für seine gerade in den Naturwissenschaften ungemein wichtige Arbeit in Publikationen dankend zu erwähnen. Ich möchte an dieser Stelle generell das ausgezeichnete Personal verschiedener Werkstätten und Laboratorien des MPI für Kernphysik dankend hervorheben und bedanke mich besonders bei

- einer Anzahl von Damen und Herren, die mir zeitweilig als Technikerinnen und Techniker bzw. als studentische Hilfskräfte zugearbeitet haben, insbesondere Herr Dr. R. Bischoff, Herr Ing. I. Henneberg, Frau S. Lindauer, Frau R. Pelikan und Frau M. Remor.

Die letzte Danksagung könnte ebensogut am Anfang stehen. Sie gilt meiner Familie - meiner Frau Ursula und meinen Kindern Daniel und Vera -, die viel Geduld für mich aufbringen und mich während normaler Freizeiten oft entbehren musste.

9. Literaturverzeichnis

- Aitken, M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. Academic Press, 359 S, London.
- Aitken, M. J. & Xie, J. (1992): Optical dating using infrared diodes: Young samples. - *Quat. Sci. Rev.*, 11:147-152.
- Aktas, A. & Becker-Haumann, R. (1991): Zur quartären Stratigraphie der südöstlichen Staudenplatte. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 82 (Festschr. K. Brunnacker):9-18.
- Aktas, A. & Frechen, M. (1991): Mittel- bis Jungpleistozäne Sedimente der Hochterrassen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 82 (Festschr. K. Brunnacker):19-41.
- Andersson, M., Jeannin, M., Rendell, H. M., Tardot, A. & Townsend, P. D. (1990): TL spectra of mineral mixtures: discrimination between different components. - *Nucl. Tracks Rad. Meas.*, 17:569-577.
- Baksi, A. K., Hsu, V., McWilliams, M. O. & Farrar, E. (1992): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Brunhes Matuyama geomagnetic field reversal. - *Science*, 256:356-357.
- Balescu, S. & Lamothe, M. (1992): The blue emission of K-feldspar coarse grains and its potential use for overcoming TL age underestimation. - *Quat. Sci. Rev.*, 11:45-51.
- Balescu, S., Dupuis, Ch. & Quinif, Y. (1988): TL stratigraphy of Pre-Weichselian loess from NW-Europe using feldspar coarse grains. - *Quat. Sci. Rev.*, 7:309-313.
- Baray, M. (in Vorb.): TL-Datierungen an spät- und postglazialen Dünensanden. - *Diss. Geowiss. Fak. Univ. Heidelberg*.
- Baray, M. & Zöller, L. (1993): Aspekte der Thermolumineszenz-Datierung an spätglazial-holozänen Dünen im Oberrheingraben und in Brandenburg. - *Berliner Geogr. Schriften*, (78: 1-33).
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. & Zindler, A. (1990): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - *Nature*, 345:405-410.
- Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R. G. & Hamelin, B. (1993): ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. - *Radiocarbon*, 35:191-199.
- Beaulieu, J.-L. de & Reille, M. (1984): A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France.- *Boreas*, 13:111-132.
- Becker, B., Kromer, B. & Trimborn, P. (1991): A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. - *Nature*, 353:647-649.

- Becker, U., Boenigk, W. & Hentzsch, B. (1989): Reverse Magnetisierungen in frühwürmzeitlichen Deckschichten am Tönchesberg/Osteifel. - Mainzer Naturwiss. Archiv, 27:1-22.
- Beer, J., Shen, Ch., Heller, F., Liu, T., Bonani, G., Dittrich, B., Suter, M. & Kubik, P. W. (1993): ^{10}Be and magnetic susceptibility in Chinese loess. - Geophys. Research Letter, 20:57-60.
- Behre, K. E. & Lade, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 36:11-36.
- Bente, B. (1987): Geochemische, sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen an Löß-Profilen des westlichen Kraichgau. - Dipl.-Arbeit Geol.-Paläont. Inst. Univ. Heidelberg, 107+26 S.
- Bente, B. & Löscher, M. (1987): Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. - Göttinger Geogr. Abh., 84:9-17.
- Bente, B. & Schweitzer, V. (1988): Zur Korngrößenverteilung in Lößprofilen aus dem westlichen Kraichgau (Baden-Württemberg). - Heidelberger Geowiss. Abh., 20:5-19.
- Berger, A. & Loutre, M. F. (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years. - Quat. Science Reviews, 10:297-317.
- Berger, G. W. (1986): Dating Quaternary Deposits by Luminescence - Recent Advances. - Geoscience Canada, 13:15-21.
- Berger, G. W. (1987): Thermoluminescence dating of the Pleistocene Old Crow tephra and adjacent loess, near Fairbanks, Alaska. - Can. J. Earth Sci., 24:1975-1984.
- Berger, G. W. (1988): Dating Quaternary events by luminescence. - in: Dating Quaternary sediments, ed. D. J. Easterbrook. Geological Society of America, Special Paper 227:13-50.
- Berger, G. W. (1990): Regression and error analysis for a saturating-exponential-plus-linear model. - Ancient TL, 8:23-25.
- Berger, G. W., Lockhart, R. A., & Kuo, J. (1987): Regression and error analysis applied to the dose-response curves in thermoluminescence dating. - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 13:177-184.
- Berger, G. W., Luternauer, J. L. & Clague, J. J. (1990): Zeroing test and application of thermoluminescence dating to Fraser River delta sediments. - Can. J. Earth Sci., 27:1737-1745.
- Berger, G. W. & Mahaney, W. C. (1990): Test of thermoluminescence dating of buried soils from Mt. Kenya, Kenya. - Sedimentary Geology, 66:45-56.
- Berger, G. W., Pillans, B. J. & Palmer, A. S. (1992): Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence. - Geology, 20:403-406.
- Bibus, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Riblöß. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 25:166-182

- Bibus, E. (1989): 8. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Programm und Exkursionsführer (mit Beiträgen von W. Rähle und L. Zöller). - Geogr. Inst. Univ. Tübingen, 31 S.
- Bibus, E. (1992): Die Löß-Deckschichten im Bereich der Fundstelle des *Homo erectus heidelbergensis* bei Mauer. - in: Schichten von Mauer, Hrsg. K. W. Beinbauer & G. A. Wagner, Reiss-Museum der Stadt Mannheim, S. 151-157.
- Bibus, E., Bludau, W., Bross, C. & Rähle, W. (1996): Der Altwürm- und Reißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. - Frankfurter geowiss. Arb., D, 20:21-52.
- Bittmann, F. (1990): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen. - in: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas, Hrsg. W. Schirmer, DEUQUA-Führer 1, Deutsche Quartärvereinigung Hannover, S. 53-55.
- Bloos, G. (1977): Zur Geologie des Quartärs bei Steinheim an der Murr (Baden-Württemberg). - Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F. 59:215-246.
- Bloos, G., Böttcher, R., Heinrich, W.-D. & Münzing, K. (1991): Ein Vorkommen von Kleinvertebraten in jungpleistozänen Deckschichten (Wende Eem/Würm) bei Steinheim an der Murr. - Stuttgarter Beitr. Naturk., Serie B, Nr. 170, 72 S.
- Bludau, W. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazialvorkommens von Ottmannshofen bei Leutkirch (Baden-Württemberg). - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 33:119-132.
- Bötter-Jensen, L. & Mejdahl, V. (1985): Determination of potassium in feldspars by beta-counting using a GM multicounter system. - Nucl. Tracks, 10:4-6.
- Bötter-Jensen, L. & Mejdahl, V. (1988): Assessment of beta dose-rate using a GM multicounter system. - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 14:187-192.
- Bogaard, P. v. d. & Schmincke, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - in: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas, Hrsg. W. Schirmer, DEUQUA-Führer 1, Deutsche Quartärvereinigung Hannover, S. 166-190.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. - Nature, 365:143-147.
- Borsy, Z., Féliszfalvi, J. & Szabó, P. P. (1979): Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Páks and Mende) (Hungary). - Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae, 24:451-459.
- Bowen, D. Q. (1983): Quaternary Geology. - Pergamon Press, Oxford (1978), 221 S. (Nachdruck 1983).

- Brandtner, F. (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7:127-175.
- Brunnacker, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - *Geologica Bavarica*, 34:95 S., München.
- Brunnacker, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. - *Geol. Jb.*, F14:15-25.
- Brunnacker, K., Jäger, K.-D., Hennig, G.-J. & Preuss, J. (1983): Radiometrische Untersuchungen zur Datierung mitteleuropäischer Travertinvorkommen. - *Ethnogr.-Archäol. Z.*, 24:217-266.
- Buch, M. (1988): Spätpleistozäne und holozäne Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. - *Regensburger Geogr. Schriften*, Heft 21/I, 197 S. und II, 14 Karten, Regensburg.
- Buch, M. W. & Zöller, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösser im Raum Regensburg. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40:63-84.
- Büchel, G. & Lorenz, V. (1984): Zum Alter des Meerfelder Maars. - in: *Das Meerfelder Maar*, Hrsg. G. Irion & J. F. W. Negendank, *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 65:13-15.
- Bürgi, A. & Fliesch, M. (1991): Cosmic ray dose rate determination using a portable gamm-ray spectrometer. - *Ancient TL*, 9:1-5
- Buraczinski, J. & Butrym, J. (1984): La datation des loess du profil d'Achenheim (Alsace) à l'aide de la méthode de thermoluminescence. - *Bull. Assoc. franc. pour l'étude du Quaternaire*, 4:201-209.
- Buschbeck, H.-M. (1993): Thermolumineszenz und ihre Anwendung zu Altersbestimmungen in Geologie und Archäologie. - *Diss. FB Chemie, J.-W.-Goethe-Univ. Frankfurt/M.*
- Buschbeck, H.-M., Chun, H.-U., Dönig, R. & Geßler, R. (1992): Thermoluminescence dating of loess horizons in Wiesbaden-Gräselberg and Wallertheim by the quartz-inclusion method. - *Quat. Sci. Reviews*, 11:19-23.
- Butrym, J. & Maruszczak, H. (1984): Thermoluminescence Chronology of Younger and Older Loess. - in: *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*, Hrsg. Pécsi, M., S. 195-199, Budapest (Geogr. Research Institute, Hungarian Academy of Sciences).
- Carl, C. (1987): Investigations of U-Series Disequilibrium as a Means to Study the Transport Mechanism of Uranium in Sandstone Samples during Weathering. - *Uranium*, 3:285-305.
- Cebotareva, N. S. (1987): Stellung und Alter der Moskauer Inlandeisdecke. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, 131:1-9.
- Cepek, A. G. & Erd, K. (1982): Classification and stratigraphy of the Holsteinian and Saalian complex in the Quaternary of the German Democratic Republic. - in: *Quaternary glaciations in the Northern hemisphere*, report no. 7, Hrsg. D. J. Easterbrook et al., Prag, S. 50-56.

- Chen, R., Huntley, D. J. & Berger, G. W. (1983): Analysis of Thermoluminescence Data Dominated by Second Order Kinetics. - *phys. stat. sol. (a)*, 79:251-261.
- Chun, H.-U., Buschbeck, H.-M., Dönig, R. & Geßler, R. (1990): Uhren für die Vor- und Frühgeschichte - Datierungen mit der Thermolumineszenz-Methode. - *Forschung Frankfurt (Wissenschaftsmagazin der J. W. Goethe-Univ.)*, 2:46-55.
- Clark, P. A. & Templer, R. H. (1988a): Thermoluminescence dating of materials which exhibit anomalous fading. - *Archaeometry*, 30:19-36.
- Clark, P. A. & Templer, R. H. (1988b): Dating thermoluminescence samples which exhibit anomalous fading. - *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 14:139-141.
- Conard, N. (1990): The Paleolithic finds from Tönchesberg. - in: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*, Hrsg. W. Schirmer, DEUQUA-Führer 1, Deutsche Quartärvereinigung Hannover, S. 46-49.
- Covey, C. (1984): Erdbahn und Eiszeiten. - *Spektrum der Wissenschaft*, April 1984, S. 84-93.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C. U. & Oeschger, H. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. - *Climate Processes and Climate Sensitivity. Amer. Geophys. Union Mon.* 29:288-298.
- Debenham, N. C. (1985): Use of U.V. emissions in TL dating of sediments. - *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 10:717-724.
- Debenham, N. C. & Walton, A. J. (1983): TL properties of some wind-blown sediments. - *PACT*, 9/II:531-538.
- Dreimanis, A., Hütt, G., Raukas, A. & Whippey, P. W. (1985): Dating Methods of Pleistocene Deposits: I. Thermoluminescence Dating. - in: *Geoscience Canada, Reprint Series 2 "Dating Methods of Pleistocene Deposits and Their Problems"* hrsg. von N. W. Rutter, S. 1-7, Edmonton. (Erstausgabe: Geoscience Canada, 5:55-60).
- Eberl, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande - ihr Ablauf, ihre Chronologie aufgrund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. - VIII+427 S., Augsburg (Filsler).
- Eichler, H. & Sinn, P. (1975): Zur Definition des Begriffs "Mindel" im schwäbischen Alpenvorland. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1975, H. 12:705-718.
- Eismann, L. (Hrsg.) (1990): Die Eem-Warmzeit und die frühe Weichseleiszeit im Saale-Elbe-Gebiet: Geologie, Paläontologie, Palökologie. - *Altenburger Naturwiss. Forsch.*, 5:301 S.
- Eitel, B. (1989): Morphogenese im südlichen Kraichgau unter besonderer Berücksichtigung tertiärer und pleistozäner Deckschichten. - *Stuttgarter Geogr. Studien*, 111:1-205, 1 Karte.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.*, 63:538-578.

- Fink, J. (1976) in: Fink, J., Fischer, H., Klaus, W., Koci, A., Kohl, H., Kukla, J., Lozek, V., Piffl, L. & Rabeder, G.: Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. - Heft 1 d. Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österr. Akad. d. Wiss., S. 1-31, Wien.
- Forman, S. L. (1988): The solar resetting of thermoluminescence of sediments in a glacier-dominated Fjord environment in Spitsbergen: geochronologic implications. - *Arctic and Alpine Research*, 20:243-253.
- Frechen, M. (1990): TL-Datierungen am Tönchesberg. - in: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas, Hrsg. W. Schirmer, DEUQUA-Führer 1, Deutsche Quartärvereinigung Hannover, S. 56-57.
- Frechen, M. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Mittelrheingebiets. - *Geol. Inst. Univ. zu Köln, Sonderveröff.*, 79:1-137.
- Freising, H. (1949): Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. - Diss. TH Stuttgart, 50 S., 3 Taf. (unveröff.).
- Frenzel, B. (1983): Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. - in: *Urgeschichte in Baden-Württemberg*, Hrsg. H.-J. Müller-Beck, S. 91-166 und Anhang S. 477-494, Stuttgart (K. Theiss).
- Frenzel, B. (1989): Theoretische Grundprobleme der botanischen Biostratigraphie des Eiszeitalters. - in: *Quaternary Type Sections - Imagination or Reality?* Hrsg. J. Rose & Ch. Schlüchter, S. 33-39, Rotterdam (Balkema).
- Fromm, K. (1983): Paläomagnetische Untersuchungen an Lößaufschlüssen bei Emmendingen und Riegel (Kaiserstuhl). - *Ber. Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforsch.*, Hannover.
- Gibbard, P. & Turner, C. (1990): Cold stage type sections: some thoughts on a difficult problem. - *Quaternaire*, 1:33-40.
- Gnieser, D. N. (1996): Aminostratigraphy of loess-paleosol sequences in southern Germany. - Master's Thesis, Univ. of Amherst/MA, Dept. of Geosciences, Defense Draft.
- Gnieser, D. & Rousseau, D.-D. (1996): Aminostratigraphic evaluation and malacological results of the loess-paleosol sequence at Forst a. d. Weinstraße. - *Frankfurter geowiss. Arb.*, D, 20:101-108.
- Godfrey-Smith, D. I. (1994): Thermal effects in the optically stimulated luminescence of quartz and mixed feldspars from sediments. - *Journal of Physics D: Applied Physics*, 27:1737-1746.
- Graul, H. (1977): Exkursionsführer zur Oberflächenformung des Odenwaldes. - *Heidelberger Geogr. Arb.*, 50:1-210.
- Grögler, N., Houtermans, F. G. & Stauffer, H. (1960): Über die Datierung von Keramik und Ziegel durch Thermolumineszenz. - *Helvetica Physica Acta (Compte rendue de la réunion de la Société Suisse de Physique)*, 33:595-596.

- Grün, R. (1990): Dose response of the paramagnetic centre at $g=2.0007$ in corals. - *Ancient TL*, 8:20-21.
- Guenther, E. W. (1954): Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Murr (Landkreis Ludwigsburg). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 4/5:147-157.
- Guenther, E. W. (1961): Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen. - 91 S., Köln, Graz.
- Guenther, E. W. (1987): Zur Gliederung der Lössen des südlichen Oberrheintals. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 37:67-77.
- Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1989): A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. - *Nature*, 338:309-313.
- Gullentops, F. (1954): Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique. - *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18:125-252.
- Gullentops, F. (1981): About the climate of the last glaciation in NW Europe. - *Symp. on Quaternary climatic variations in a Milankovitch Perspective*, Univ. Cath. Louvain (reprint).
- Habbe, K. A. (1989): Die pleistozänen Vergletscherungen des südlichen Alpenvorlandes. - *Mitt. Geogr. Ges. München*, 74:27-51, 1 Karte.
- Habbe, K. A. & Rögner, K. (1989 a): The Pleistocene Iller Glaciers and their outwash fields. - *Catena Supplement*, 15:311-328.
- Habbe, K. A. & Rögner, K. (1989 b): Bavarian Alpine Foreland between rivers Iller and Lech. - *Geoöko-Forum*, 1, (Manual of field trips in and around Germany, Hrsg. O. Seuffert):181-222.
- Hädrich, F. (1985): Löß und Paläoböden im südlichen Oberrheingebiet. - *Deuqua-Exkursionsführer I zur 22. Wiss. Tagung in Freiburg/Brsg.*, S. 71-88, Hannover (DEUQUA).
- Haesaerts, P. (1984): Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire. - in: *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*, Hrsg. D. Cahen & P. Haesaerts, S. 27-39, Bruxelles.
- Haesaerts, P. (1990a): Nouvelles recherches au gisement de Willendorf (Basse Autriche). - *Bull. de l'Inst. Royale des Sciences Naturelles de Belgique Sciences de la Terre*, 60:203-218.
- Haesaerts, P. (1990 b): Stratigraphy of the Grubgraben loess sequence. - in: *The Epigravettian site of Grubgraben (Austria): the 1986-1987 excavations*, Hrsg. A. Montet-White, E.R.A.U.L., no. 40:15-35, Liège.
- Hagedorn, H., Rösner, U., Kurz, J. & Busche, D. (1991): Loesses and aeolian sands in Franconia, F.R.G. - *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 90:61-76.
- Hambach, U., Mangini, A., Wagner, G. A. & Zöller, L. (1992): Physikalische Altersbestimmung der Schichtenfolge von Mauer. - in: *Schichten von Mauer*, Hrsg. K. W. Beinbauer & G. A. Wagner, S.83-89, Reiss-Museum der Stadt Mannheim.

- Hammer, C. U., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristinsdottir, P. M. & Johnson, E. (1985): Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. - Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemics, and the Environment. *Americ. Geophys. Union Mon.*, 33:90-94.
- Hannss, Ch., Wagner, G. A. & Zöller, L. (1993): Neuere Ergebnisse zur Altersstellung der würmzeitlichen Terrassensedimente im Bereich der Schwelle von Rives (Östl. Bas Dauphiné, Département Isère) und der würmzeitlichen Hauptvorstoßphase des Isère- und Rhône-gletschers. - *Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 26 (1990):155-168.
- Heinrich, W.-D. & Jäger, K.-D. (1978): Zusammenfassende stratigraphische und paläoökologische Interpretation des Fossilvorkommens in der untersuchten jungpleistozänen Deckschichtenfolge über dem interglazialen Travertin von Burgtonna in Thüringen. - *Quartärpaläontologie*, 3:269-285.
- Hentzsch, B. (1990): Die Lößdeckschichten am Tönchesberg (Osteifel). - in: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*, Hrsg. W. Schirmer, DEUQUA-Führer 1, S.42-46, Deutsche Quartärvereinigung Hannover.
- Hornyak, W., Franklin, A. & Chen, R. (1993): A model for mid-term fading in TL dating. - *Ancient TL*, 11:21-26.
- Huntley, D. J. (1985): On the zeroing of the thermoluminescence of sediments. - *Physics and Chemistry of Minerals*, 12:122-127.
- Huntley, D. J., Berger, G. W. & Bowman, S. G. E. (1988): Thermoluminescence responses to alpha and beta irradiations, and age determination when the high dose response is non-linear. - *Radiation Effects*, 105:279-284.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., Thewalt, M. L. W., Prescott, J. R. & Hutton, J. T. (1988): Some quartz thermoluminescence spectra relevant to thermoluminescence dating. - *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 14:27-33.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I. & Haskell, E. H. (1991): Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. - *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 18:127-131.
- Huntley, D. J., Hutton, J. T. & Prescott, J. R. (1993): The Stranded Beach-Dune Sequence of South-East South Australia: A Test of Thermoluminescence Dating, 0-800 ka. - *Quat. Science Reviews*, 12:1-20.
- Hütt, G., Jaek, I. & Tchonka, J. (1988): Optical dating: K-Feldspars optical response stimulation spectra. - *Quat. Sci. Reviews*, 7:381-385.
- Hütt, G. & Jaek, J. (1989): Infrared Stimulated Photoluminescence dating of sediments. - *Ancient TL*, 7:48-52.
- Hutton, J. T., Keller, J. M., Mojarrabi, B., Prescott, J. R., Purvinskis, R. A., Robertson, G. B. & Scholefield, R. B. (1993): Comparison of thermoluminescence dating methods for some Australian sites. - 1st Australian-New Zealand Meeting on Quaternary Dating, ANU Canberra 8.-10.2.93, Abstracts, S. 41.

- Huxtable, J. & Aitken, M. J. (1985): Thermoluminescence dating results for the Palaeolithic site Maastricht-Belvédère. - *Analecta Praehistorica Leidensia*, 18:41-44.
- Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D. G., McIntyre, 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: *Milankovitch and Climate*, Hrsg. A. Berger, S. 269-306, Dordrecht (Reidel).
- Jäger, K.-D. (1989): Aussagen und Probleme radiometrischer Untersuchungen zur Datierung des Travertins von Bilzingsleben (Kreis Artern). - *Ethnogr.-Archäol. Z.*, 30:664-672.
- Jäger, K.-D. & Heinrich, W.-D. (1978): Die stratigraphische Gliederung eines fossilführenden jungpleistozänen Deckschichtenprofils über dem Interglazialtravertin von Burgtonna in Thüringen. - *Quartärpaläontologie*, 3:187-202.
- Jäger, K.-D. & Heinrich, W.-D. (1982): The travertine at Weimar-Ehringsdorf - an interglacial site of Saalian age? - in: *Quaternary glaciations in the Northern hemisphere*, report no. 7, Hrsg. D. J. Easterbrook et al., S. 98-107, Prag.
- Janotta, A. (1991): Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. - *Düsseldorfer Geogr. Schriften*, 30:116 S.
- Janus, U. (1988): Löß der südlichen Niederrheinischen Bucht. - *Kölner Geogr. Arb.*, 49:174 S., 3 Karten, Köln.
- Jerz, H. (1978): Quartär. - in: Jerz, H. & Wagner, R. (1978): *Geologische Karte von Bayern (1:25 000)*, Blatt Nr. 7927 Amendingen. München.
- Jerz, H. & Mangelsdorf, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 39:29-32.
- Jerz, H., Stephan, W., Streit, R. & Weinig, H. (1975): Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes. - *Geologica Bavarica*, 74:99-130, München.
- Jerz, H. & Ulrich, R. (1983): Das Schieferkohlevorkommen von Großweil und Schwaiganger. - *Geologica Bavarica*, 84:47-68.
- Junkmanns, J. (1991): Die Steinartefakte aus Achenheim in der Sammlung Paul Wernert. - *Archäol. Korrespondenzblatt* 21:1-16.
- Juvigné, E., Boenigk, W., Brunnacker, K., Duchesne, J.-C. & Windheuser, H. (1988): Zur Schlotfüllung des Hinkelsmaares (Eifel, Deutschland): Alter und Genese. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*:544-562.
- Juvigné, E. & Wintle, A. G. (1988): A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38:94-105.
- Kahlke, H.-D. (Hrsg.) (1978): *Das Pleistozän von Burgtonna in Thüringen*. - *Quartärpaläontologie*, 3:1-399, 56 Tafeln, Berlin.

- Klostermann, J., Rehagen, H.-W. & Wefels, U. (1988): Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38:115-127.
- Kohl, H. (1976): Lehmgrube der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels. - in: Fink, J., Fischer, H., Klaus, W., Koci, A., Kohl, H., Kukla, J., Lozek, V., Piffel, L. & Rabeder, G.: Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. - Heft 1 d. Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österr. Akad. d. Wiss.:37-41, Wien.
- Königswald, W. v. (1992): Zur Ökologie und Biostratigraphie der beiden pleistozänen Faunen von Mauer bei Heidelberg. - in: Schichten von Mauer, Hrsg. K. W. Beinbauer & G. A. Wagner, S. 101-110, Reiss-Museum der Stadt Mannheim.
- Körber, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals.- Würzb. Geogr. Arb., 10:170 S., 5 Karten, Würzburg.
- Kraatz, R. (1982): s. Schweitzer (1982)
- Kraatz, R. (1992 a): La mandibule de Mauer, *Homo erectus heidelbergensis*. - E.R.A.U.I., 56, Liège, S. 95-109.
- Kraatz, R. (1992 b): Der Mensch von Mauer - *Homo erectus heidelbergensis*. - in: Schichten von Mauer, Hrsg. K. W. Beinbauer & G. A. Wagner, S. 22-35, Reiss-Museum der Stadt Mannheim.
- Krause, W. (1989): Thermolumineszenz-Untersuchungen an partiell gebleichten fluviatilen Quartär-Sedimenten. - Dipl.-Arb. Geowiss. Fak. Univ. Heidelberg, 60 S. (unveröff.).
- Krbetschek, M. R. & Rieser, U. (1995): Luminescence spectra of alkalifeldspars and plagioclases. - *Radiat. Meas.*, 24:473-477
- Krbetschek, M. R., Rieser, U. & Stolz, W. (1996): Optical dating: some luminescence properties of natural feldspars. - *Radiat. Prot. Dosimetry*, 66:000-000.
- Krbetschek, M. R., Rieser, U., Zöller, L. & Unterricker, S. (1994): Radioactive Disequilibria in Paleodosimetric Dating of Sediments. - *Radiat. Meas.* 23:485-489.
- Kukla, J. (1969): Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Lößserien. - in: Demek, J. & Kukla, J. (Hrsg.): Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei, S. 75-95, Brno.
- Kukla, G. J. (1975): Loess Stratigraphy of Central Europe. - in: After the Australopithecines, Hrsg. Butzer, K. W. & Isaac, G. L., S. 99-188, Den Haag (Mouton).
- Kukla, G. J. (1977): Pleistocene land-sea correlation. - *Earth-Science Reviews*, 13:307-374.
- Kukla, G. (1987a): Loess stratigraphy in Central China. - *Quat. Sci. Reviews*, 6:191-219.
- Kukla, G. J. (1987 b): Correlation of Chinese, European and American Loess Series with Deep-Sea Sediments. - in: Aspects of Loess Research, Hrsg. Liu Tungsheng, S. 27-38, Beijing (China Ocean Press).

- Kukla, G. & An, Z. S. (1989): Loess stratigraphy in Central China. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72:203-225.
- Kukla, G., Heller, F., Liu, X. M., XU, T. C., Liu, T. S. & An, Z. S. (1988): Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. - *Geology*, 16:811-814.
- Küttel, M. (1989): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. - *Revue de Paléobiologie*, 8:525-614.
- Lamothe, M. (1988): Dating till using thermoluminescence. - *Quat. Sci. Reviews*, 7:273-276.
- Lang, A. (1996): Die infrarot-stimulierte Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. - *Heidelberger Geogr. Arb.*, 103:1-137, Heidelberg.
- Lang, A. & Wagner, G. A. (1997): Infrared stimulated luminescence dating of holocene colluvial sediments using the 410 nm emission. - *Quaternary Geochronology* (im Druck).
- Lang, A., Zöller, L. & Schukraft, G. (1992): Thermolumineszenzuntersuchungen an Auesedimenten der Elsenz/Kraichgau. - *Flensburger Regionale Studien Sonderheft 2 "Beiträge zur Physischen Geographie und Landeskunde"* (Festschr. f. G. Richter):99-130.
- Lautridou, J.-P., Monnier, J. L., Morzadec-Kerfourn, M. T., Sommé, J. & Tuffreau, A. (1983): Les subdivisions du Pléistocène de la France septentrionale - stratigraphie, paléogéographie et paléolithique. - *Glaciations Quaternaires dans l'hémisphère nord, rapport n° 9*, S. 148-169, Paris.
- Lautridou, J.-P., Sommé, J., Heim, J., Puisségur, J.-J. & Rousseau, D.-D. (1985): La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace): nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences Pléistocènes de la France du nord-ouest. - *Bull. Ass. franc. pour l'étude du Quaternaire*, 1985:125-132
- Lautridou, J.-P., Sommé, J., Heim, J., Maucorps, J., Puisségur, J.-J., Rousseau, D.-D., Thévenin, A. & van Vliet-Lanoe, B. (1986): Corrélations entre sédiments quaternaires continentaux et marins (littoraux et profonds) dans la domaine France septentrionale - Manche. - *Rev. Géol. Dynamique et Géogr. Phys.*, 27:105-112.
- Léger, M. (1987): Micromorphologie de loess et paléosols intraloessiques en Souabe et Bavière. - in: *Micromorphologie des sols - Soil Micromorphology*, Hrsg. Fedoroff, N., Bresson, L. M. & Courty, M. A.- *Assoc. Franç. pour l'Étude du Sol*, S. 611-618, Paris (Schiffer).
- Léger, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau (RFA). - *Thèse de Doctorat d'Etat*, 620 S., Paris.
- Léger, M., Löscher, M. & Puissegur, J. J. (1972): Les terraces de la vallée Mindel en aval de Jettingen. - *Bull. de l'Assoc. franç. pour l' étude du Quaternaire.*, 2:135-151.
- Lehman, S. (1993): Ice sheets, wayward winds and sea change. - *Nature*, 365:108-109.
- Leonhard, K. C. von (1923/24): *Charakteristik der Felsarten*. - 3 Bde., 772 S., Heidelberg (J. Engelmann).

- Li, S. H. & Wintle, A. G. (1992): Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 20:567-573.
- Li, S. H. & Wintle, A. G. (1993): A model for sensitivity change of IRSL signals. - Ancient TL, 11:33-35.
- Liedtke, H. (1981²): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - 307 S., 1 Kte. (=Forsch. z. dt. Landeskd. Bd. 204, 2. erweiterte Auflage), Trier.
- Liedtke, H. (1987): Warthestadium in Westeuropa, Moskau-Eiszeit in Osteuropa. - Z. Geomorph. N. F., 29:113-116.
- Lippolt, H.-J., Fuhrmann, U. & Hradetzky, H. (1986): ⁴⁰Ar/³⁹Ar age determinations on sanidines of the Eifel Volcanic Field (Federal Republic of Germany): constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. - Chemical Geology (Isot. Geosc. Sect.), 59:187-204.
- Löscher, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen der nördlichen Iller-Lech-Platte. - Heidelb. Geogr. Arb., 45:157 S.
- Löscher, M. (1988): Stratigraphische Interpretation der jungpleistozänen Sedimente in der Oberrheinebene zwischen Bruchsal und Worms. - in: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene, (Hrsg. W. v. Koenigswald), Paläoklimaforschung Bd. 4, S. 79-104, Stuttgart (G. Fischer).
- Löscher, M. & Léger, M. (1974): Probleme der Pleistozänstratigraphie in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - Heidelb. Geogr. Arb. 40:59-76.
- Luff, B. J. & Townsend, P. D. (1992): High sensitivity thermoluminescence spectrometer. - Meas. Sci. Technol., 3:65-71.
- Mania, D. (1978): Die Molluskenfauna aus den Travertinen von Burgtonna in Thüringen. - Quartärpaläontologie, 3:69-85, 203-205.
- McDougall, I., Brown, F. H. & Hillhouse, J. W. (1992): A reappraisal of the geomagnetic polarity time scale to 4 ma using data from the Turkana Basin, East Africa. - Geophys. Res. Letters, 19:2349-2352.
- McKeever, S. W. S. (1991): Mechanisms of thermoluminescence production: some problems and a few answers? - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 18:5-12.
- Mejdahl, V. (1979): Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. - Archaeometry, 21:61-72.
- Mejdahl, V. (1983): Feldspar inclusion dating of ceramics and burnt stones. - PACT, 9:351-364.
- Mejdahl, V. (1985): Thermoluminescence dating of partially bleached sediments. - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 10:711-715.

- Mejdahl, V. (1989): How far back? Life times estimated from studies of feldspars of infinite ages. - in: Long and short range limits in luminescence dating, The Research Laboratory for Archaeology & the History of Art, Oxford University, Occasional publication no. 9, Oxford (6 S., ohne Paginierung).
- Mejdahl, V., Shlukov, A. I., Shakhovets, S. A., Voskovskaya, L. T. & Lyashenko, H. G. (1992): The effect of shallow traps: a possible source of error in TL dating of sediments. - *Ancient TL*, 10:22-25.
- Miara, St., Zöller, L., Rögner, K. & Rousseau, D.-D. (1996): Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Riß-Komplexes - neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. - *Z. Geomorph. N.F.* (im Druck).
- Milankovitch, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. - *Acad. Roy. Serbe, Éd. spec.*, 133, 633 S.
- Morozow, G. V. (1968): The relative dating of Quaternary Ukrainian sediments by the thermoluminescence method. - 8th Intern. Quat. Ass. Congress, Paris, S. 167. U.S. Geological Survey Library, Washington D.C., Cat. No. 208M8280.
- Müller, M. J., Schröder, D., Urban, B. & Zöller, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge) - Eine geomorphologische, pedologische und palynologische Untersuchung. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33:79-94.
- Nagel, D. & Rabeder, G. (1991): Alpine quartäre Höhlen. - in: *Exkursionen im Pliozän und Pleistozän Österreichs*, Hrsg. Nagel, D. & Rabeder, G., S. 25-44, Österreichische Paläontologische Gesellschaft, Wien.
- Nambi, K. V. S. & Aitken, M. J. (1986): Annual dose conversion factors for TL and ESR dating. - *Archaeometry*, 28:202-205.
- Neugebauer-Maresch, Ch. (1993): Zur altsteinzeitlichen Besiedlungsgeschichte des Galgenberges von Stratzing/Krems-Rehberg. (Mit Beiträgen von W. H. Schoch und Sp. Verginis). - *Archäologie Österreichs*, 4:10-25
- Nowaczyk, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - *Ber. Polarforschung*, 78:4-120.
- Oches, E. A. & McCoy, W. D. (1995): Aminostratigraphic Evaluation of Conflicting Age Estimates for the "Young Loess" of Hungary. - *Quat. Research*, 44:160-170.
- Packman, S. C. & Grün, R. (1989): TL dating of loess samples from Achenheim. - in: Long and short range limits in luminescence dating, The Research Laboratory for Archaeology & the History of Art, Oxford University, Occasional publication no. 9, Oxford (6 S., ohne Paginierung).
- Packman, S. C. & Grün, R. (1992): TL analysis of loess samples from Achenheim. - *Quat. Science Reviews*, 11:103-107.

- Pécsi, M. (1985): Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. - in: Loess and the Quaternary, Hrsg. M. Pécsi, Ungar. Akad. d. Wiss., S. 33-49, Budapest.
- Pécsi, M. (1990): Loess is not just the accumulation of dust. - Quaternary International, 7/8:1-21.
- Pécsi, M. (1992): Loess of the last glaciation. (Explanatory notes to map on page 51). - in: Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Hrsg. Frenzel, B. & Velichko, A. A., S. 110-119, Budapest - Stuttgart.
- Penck, A. & Brückner, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bände), 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- Picard, K. (1962): Gletscherrandlagen im Westen Schleswig-Holsteins. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1962, H. 2:273-281.
- Prescott, J. R., Huntley, D. J. & Hutton, J. T. (1993): Estimation of equivalent dose in thermoluminescence dating - the *Australian slide* method. - Ancient TL, 11:1-5.
- Prescott, J. R. & Mojarrabi, B. (1993): Selective bleach: an improved partial bleach technique for finding equivalent doses for TL dating of quartz sediments. - Ancient TL, 11:27-30.
- Prescott, J. R. & Purvinskis, R. A. (1991): Zero thermoluminescence for zero age. - Ancient TL, 9:19-20
- Prescott, J. R. & Stephan, L. G. (1982): Contribution of cosmic radiation to environmental dose. - PACT 6:17-25.
- Preuss, J., Rebholz, A., Schneidermeier, Th. & Zöller, L. (1996): Zur Geoarchäologie der paläolithischen Fundschichten von Wallertheim/Rheinhessen. - Frankfurter geowiss. Arb., D, 20:109-130.
- Price, D. M., Wirth, L. M. & Bryant, E. A. (1993): Thermoluminescence dating of sediments in excess of one million years. - 1st Australian-New Zealand Meeting on Quaternary Dating, ANU Canberra 8.-10.2.93, Abstracts, S. 4.
- Prószynska-Bordas, H., Stanska-Prószynska, W. & Prószynski, M (1992): TL dating of river terraces with fossil soils in the Mediterranean region. - Quat. Science Reviews, 11:53-50.
- Rähle, W. (1989): Molluskenfaunen aus alt-, mittel- und jungpleistozänen Lössen der Umgebung von Heilbronn und Besigheim. Kurze Zusammenfassung der bisherigen Befunde. - in: Bibus, E. (1989), op. cit.:28-31.
- Reisch, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing, Ldkr. Regensburg. - Quartär, 25:53-71.
- Remy, H. (1969): Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaus und des nördlichen Rheinhessens. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 97:98-116.
- Rendell, H. M., Mann, S. J. & Townsend, P. D. (1988): Spectral measurements of loess TL. - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 14:63-72.

- Riehl N. (Hrsg.)(1971): Einführung in die Lumineszenz. - München (Karl Thiemig), 351 S.
- Rieser, U. (1991): Low-Level Gamma-Spektrometrie zum Zwecke der Dosisleistungsbestimmung bei der Lumineszenz-Datierung.- Dipl.arb. Fak. f. Physik und Astronomie Univ. Heidelberg und MPI Kernphysik Heidelberg, 68 S.
- Rieser, U., Krbetschek, M. R. & Stolz, W. (1994a): CCD-camera based high sensitivity TL/OSL-spectrometer. - Radiat. Meas., 23:523-528.
- Rieser, U., Krbetschek, M. R. & Stolz, W. (1994b): High Sensitive Luminescence Spectrometry: Progress in Archaeological and Geological Dating. - Naturwissenschaften, 81:558-560.
- Rieser, U., Hütt, G., Krbetschek, M. R. & Stolz, W. (1996): Feldspar IRSL emission spectra at high and low temperatures. - Radiat. Meas. (im Druck).
- Rögner, K., Löscher, M. & Zöller, L. (1988): Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenz-Datierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). - Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. 70:51-73.
- Rösner, U. (1990): Die mainfränkische Lößprovinz. Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken. - Erlanger Geograph. Arb., 51:306 S., 24 Farbfotos und 27 Beil., Erlangen.
- Rousseau, D.-D. (1987a): Paleoclimatology of the Achenheim series (Middle and Upper Pleistocene, Alsace, France). A malacological analysis. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 59:293-314.
- Rousseau, D.-D. (1987b): New approach to the Pleistocene land snails. - in: Loess and Periglacial Phenomena, Hrsg. Pécsi, M. & French, H. M., Budapest (Akadémiai Kiadó), S. 151-163.
- Rousseau, D.-D. & Kukla, G. (1993): Late Pleistocene climate record in the Eustis loess section (Nebraska, USA). - (Quat. Research, im Druck).
- Rousseau, D.-D. & Laurin, B. (1984): Variations de *Pupilla Muscorum* L. (*Gastropoda*) dans le Quaternaire d'Achenheim (Alsace): une analyse de l'interaction entre espèce et milieu. - Geobios, Mém. spécial n°:8:349-355.
- Rousseau, D.-D. & Puisségur, J.-J (1985): Les mollusques continentaux. - Histoire et archéologie, 93:60-63. S. 43
- Rousseau, D.-D. & Puisségur, J.-J. (1990): A 350,000-year climatic record from the loess sequence of Achenheim, Alsace, France. - Boreas, 19:203-216.
- Rousseau, D.-D. & Zöller, L. (im Druck): Climatic variations in the Upper Pleistocene loess sequence at Achenheim (Alsace, France). Analysis of the magnetic susceptibility and thermoluminescence chronology. - Earth & Planetary Science Letters.
- Runcorn, S. K. (1992): Polar path in geomagnetic reversals. - Nature, 356:654-656.
- Sabel, K. J. & Thews, J.-D. (1986): Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein. - Geol. Jb. Hessen, 114:111-114.

- Sabelberg, U. & Löscher, M. (1978): Neue Beobachtungen zur Würmlöß-Stratigraphie südlich Heidelberg. - in: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschr. z. 60. Geburtstag v. Julius Fink, S. 473-487, Wien (F. Hirt).
- Sabelberg, U., Rohdenburg, H. & Havelberg, G. (1974): Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihausen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. - Rhein-Main. Forsch., 78:101-120.
- Sanderson, D. (1988): Thick source beta counting (TSBC): a rapid method for measuring beta dose-rates. - Nucl. Tracks Radiat. Meas., 14:203-207.
- Sarnthein, M., Stremme, H. E. & Mangini, A. (1986): The Holstein Interglaciation: Time-Stratigraphic Position and Correlation to Stable-Isotope Stratigraphy of Deep-Sea Sediments. - Quat. Research, 26:283-298.
- Sauer, W. (1987): Das Phänomen des optischen Bleichens der Thermolumineszenz und die Anwendung in der Geochronologie. - Dipl.arb. Fak. f. Physik u. Astron. Univ. Heidelberg und MPIK Heidelberg, 89 S.
- Schaefer, I. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- Schaefer, I. (1975): Die Altmoränen des diluvialen Isar-Loisach-Gletschers. - Mitt. Geogr. Ges. München, 60:115-153.
- Schellmann (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. - Inaugural-Diss. Math.-Naturw. Fak. Univ. Düsseldorf, 332 S. u. Beil., Düsseldorf.
- Schirmer, W. (Hrsg.) (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - DEUQUA-Führer 1, 295 S., Hannover.
- Schlüchter, Ch. (1988): Exkursion vom 11. Oktober 1987 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Rahmen der SNG-Jahrestagung in Luzern: Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein - unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter. - Eclogae geol. Helv., 81:249-258.
- Schoetensack, O. (1908): Der Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* aus den Sanden von Mauer. Ein Beitrag zur Paläontologie des Menschen. - 67 S., 13 Taf., Leipzig (Engelmann).
- Schönweiss, W. & Werner, H. J. (1974): Mesolithische Wohnanlagen von Sarching, Ldkr. Regensburg. - Bayer. Vorgeschichtsblätter, 39:1-29, München.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. - Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), 257 S.
- Schreiner, A. & Ebel, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). - Geol. Jb., A59:3-64.

- Schröder, D., Zöller, L. & Stephan, S. (1985): Paläoböden in Lokallössen des mittleren Saartales. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. 56*:125-142.
- Schumacher, E. (1914): Achenheim als geologisch-prähistorische Station. - *Die Vogesen*, 8:144-146.
- Schwarcz, H. P., Grün, R., Latham, A. G., Mania, D. & Brunnacker, K. (1988): The Bilzingsleben Archaeological Site: New Dating Evidence. - *Archaeometry*, 30:5-17.
- Schweizer, V. (unter Mitarbeit von Kratz, R.) (1982): Kraichgau und südlicher Odenwald. - *Samml. Geol. Führer Bd. 72*, Berlin/Stuttgart (Bornträger), 203 S.
- Semmel, A. (1968): Studien über den Verlauf der jungpleistozänen Formung in Hessen. - *Frankfurter Geogr. Hefte*, 45, Frankfurt, 133 S.
- Semmel, A. (1974): Stand der Eiszeit-Forschung im Rhein-Main-Gebiet. - *Rhein.Main.-Forschungen* 78:9-56.
- Semmel, A. (1989): The importance of loess in the interpretation of geomorphological processes and for dating in the Federal Republik of Germany. - in: Ahnert, F. (Hrsg.): *Landforms and landform evolution in West Germany. Catena Suppl. 15*:179-188.
- Seret, G. (1985): Die eiszeitlichen Vergletscherungen der Lothringischen Vogesen und ihre Stratigraphie. - *Deutsche Quartärvereinigung*, 22. wissenschaftl. Tagung in Freiburg i. Br., September 1985, Exkursionsführer II (Hrsg.: H. Heuberger), S. 15-97. Hannover (DEUQUA).
- Shackleton, N. J. (1989): The Plio-Pleistocene ocean: Stable isotope history. - in: *Quaternary Type Sections - Imagination or Reality?* Hrsg. J. Rose & Ch. Schlüchter, S. 11-24, Rotterdam (Balkema).
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. - *Quat. Research*, 3:39-55.
- Shelkopyas, V. N. & Morozow, G. V. (1969): Application of the thermofluorimetric method in a study of the loess formation in the Ukraine (Abstract): - in: *VIIIe Congress INQUA Paris 1969, Résumés des Communications*, S. 292.
- Singhvi, A. K., Bronger, A., Sauer, W. & Pant, R. K. (1989): Thermoluminescence dating of loess-paleosol-sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe): A suggestion for a revised chronology. - *Chem. Geology (Isot. Geosc. Section)*, 73:307-317.
- Singhvi, A. K. & Mejdahl, V. (1985): Thermoluminescence dating of sediments. - *Nuclear Tracks*, 10:137-161.
- Singhvi, A. K., Sauer, W. & Wagner, G. A. (1986): Thermoluminescence Dating of Loess Deposits at Plaidter Hummerich and Its Implications for the Chronology of Neanderthal Man. - *Naturwissenschaften*, 73:205-207.

- Singhvi, A. K., Sharma, Y. P., & Agrawal, D. P. (1982): Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. - *Nature*, 295:313-315.
- Singhvi, A. K. & Wagner, G. A. (1986): Thermoluminescence dating and its application to young sedimentary deposits. - in: Hurford, A. J., Jäger, E. & Ten Cate, J. A. M. (Hrsg.): *Dating young sediments*. CCOP Technical Secretariat, S. 159-197, Bangkok.
- Sinn, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Prävürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. - *Heidelb. Geogr. Arb.*, 37, Heidelberg, 153 S.
- Smolikova, L. (1984): On the development of Pleistocene soils in Czechoslovakia. - in: *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols* (Hrsg. M. Pécsi), S. 33-38, Budapest (Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences).
- Soergel, W. (1933): Die geologische Entwicklung der Neckarschlinge von Mauer.- *Paläontol. Z.*, 15:322-341.
- Sommé, J., Lautridou, J.-P., Heim, J., Maucorps, J., Puisségur, J.-J., Rousseau, D. D., Thévenin, A. & van Vliet-Lanoe, B. (1986): Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les loess d'Alsace à Achenheim. - *Bull. de l'Ass. franç. pour l'étude du Quaternaire*, 25-26:97-104.
- Spooner, N. A. & Questiaux, D. G. (1989): Optical dating - Achenheim beyond the Eemian using green and infra-red stimulation. - in: *Long and short range limits in luminescence dating*, The Research Laboratory for Archaeology & the History of Art, Oxford University, Occasional publication no. 9, Oxford (7 S., ohne Paginierung).
- Stokes, S. (1994): *Optical Dating of Selected Late Quaternary Aeolian Sediments From The Southwestern United States*. - PhD Thesis, Univ. of Oxford, 593 S.
- Stolz, W. & Krbetschek, M. (1990): Lumineszenzdatierung quartärer Sedimente. - *Isotopenpraxis*, 26:506-511.
- Stremme, H. E. (1964): Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1964, H. 4:237-247.
- Stremme, H. E. (1989 a): Die Korrelation quartärer Paläoböden aus den Gebieten der Vereisungen Nordeuropas und des Alpenvorlandes. - in: *Quaternary Type Sections - Imagination or Reality?* Hrsg. J. Rose & Ch. Schlüchter, S. 125-136, Rotterdam (Balkema).
- Stremme, H. E. (1989 b): Thermoluminescence Dating of the Pedostratigraphy of the Quaternary Period in NW Germany. - *Geoderma*, 45:185-195.
- Stremme, H. E. (1986): Die Korrelation quartärer Paläoböden in Nordwest-Deutschland. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* 61:89-100.
- Stremme, H. E., Zöller, L. & Krause, W. (1991): Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 82 (Festschr. K. Brunnacker):301-315.

- Strickertsson, K. (1985): The thermoluminescence of potassium feldspars - glow curve characteristics and initial rise measurements. - Nucl. Tracks, 10:613-617.
- Strunk, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 40:85-96.
- Tauxe L, Herbert T, Shackleton NJ, Kok YS (1996) Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and Asian loess sequences. Earth Planet Sci Lett 140: 133-146
- Templer, R. H. (1985): The removal of anomalous fading in zircon. - Nucl. Tracks, 10:531-537.
- Templer, R. H. (1986): The localized transition model of anomalous fading. - Radiat. Protect. Dosimetry, 17:493-497.
- Thieme, H., Mania, D., Urban, B. & van Kolfschoten, T. (1993): Schöningen (Nordharzvorland): Eine altpaläolithische Fundstelle aus dem mittleren Eiszeitalter. - Archäol. Korrespondenzblatt (im Druck).
- Tillmanns, W., Koci, A. & Brunnacker, K. (1986): Die Brunhes/Matuyama-Grenze in Roßhaupten (Bayerisch Schwaben). - Jber. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., 65:121-130.
- Townsend, P. D. & Kirsh, Y. (1989): Spectral measurement during luminescence - an essential requirement. - Contemporary Physics, 30:327-354.
- Tucholka, P., Fontugne, M., Guichard, F. & Paterne, M. (1987): The Blake magnetic polarity episode in cores from the Mediterranean Sea. - Earth and Planetary Science Letters, 86:320-326.
- Turner, Ch. (1989): Type sections and Quaternary deposits.- in: Quaternary Type Sections - Imagination or Reality? Hrsg. J. Rose & Ch. Schlüchter, S.41-44, Rotterdam (Balkema).
- Urban, B. (1991): Zusammenfassung biostratigraphischer Ergebnisse holstein- und saalezeitlicher Vorkommen im Tagebau Schöningen, Ldkrs. Helmstedt. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 82 (Festschr. K. Brunnacker):329-342.
- Urban, B. (1992): Interglacial/glacial transitions from Middle and Young Pleistocene sections of Eastern Lower Saxony/Germany. - in: Start of a Glacial, Hrsg. G. J. Kukla & E. Went, NATO ASI Series, 13, S. 37-50, Heidelberg-Berlin (Springer).
- Urban, B., Lenhard, R., Mania, D. & Albrecht, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Krs. Helmstedt. - Z. dt. geol. Ges., 142:351-372, 1 Tafel.
- Valoch, K. (1976): Die altsteinzeitliche Fundstelle in Brno-Bohunice (mit Beiträgen von Ph. Allsworth-Jones, J. Kovanda, L. Krystková, W. G. Mook, R. Musil, E. Opravil, L. Smolkova, V. R. Switsur, V. E. Scelinskij). - Studie Archeologického Ustavu Ceskoslovenské Akademie ved v Brne, IV/1, 120 S., 8 Tafeln, Prag (Akademia).
- Valoch, K. (1990): La Moravie il y a 40 000 ans. - Mémoires du Musée de Préhist. d'Ile-de-France, 3:115-124.

- Vandenberghe, J., Mûcher, H. J., Roebroeks, W. & Gemke, D. (1985): Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands. - *Analecta Praehistorica Leidensia*, 18:7-18 (Nachdruck aus: *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39-1:7-18).
- Vandenberghe, J., Roebroeks, W., van Kolfschoten, T., Mûcher, H. & Meijer, T. (1987): Sedimentary processes, periglacial activity and stratigraphy of the loess and fluvial deposits at Maastricht-Belvédère (The Netherlands). - in: *Loess and periglacial deposits* (Hrsg. M. Pécsi & H. French), S. 51-62, Budapest (Akadémiai Kiadó).
- Van Vliet-Lanoe, B. (1989): Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in western Europe (substage 5e to stage 1). - *Quaternary International*, 3/4:109-113.
- Van Vliet-Lanoe, B. (1990 a): Le pédocomplexe de Warneton: où en est-on? Bilan paléopédologique et micromorphologique. - *Quaternaire*, 1:65-76.
- Van Vliet-Lanoe, B. (1990 b): The genesis and age of the argillic horizon in Weichselian loess of northwestern Europe. - *Quaternary International*, 5:49-56.
- Wagner, G. A. (1988): Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60°C: projected length studies. - *Chem. Geology (Isot. Geosc. Sect.)*, 72:145-153.
- Wagner, G. A. (1995): Das Alter von Gesteinen und Artefakten: physikalische und chemische Uhren in Quartärgeologie und Archäologie. - 277 S., Stuttgart (Enke).
- Wagner, G. A. & Zöller, L. (1987): Thermolumineszenz - Uhr für Artefakte und Sedimente.- *Physik in unserer Zeit*, 18:1-19.
- Wagner, G. A. & Zöller, L. (1989): Neuere Datierungsmethoden für geowissenschaftliche Forschungen (mit besonderer Berücksichtigung der Thermolumineszenz). - *Geogr. Rdsch.*, 41:507-512.
- Weidenfeller, M. & Zöller, L. (1995): Mittelpleistozäne Tektonik in einer Löß-Paläoboden-Abfolge am westlichen Rand des Oberrheingrabens. - *Mainzer geowiss. Mitt.*, 24:87-102.
- Weidenfeller, M. & Zöller, L. (1996): Paläoböden und Neotektonik im Profil Forst am Westrand des Oberrheingrabens. - *Frankfurter geowiss. Arb., D*, 20:89-100.
- Weissmüller, W. (1987): Vorbericht über die Ausgrabung an der neuentdeckten paläolithischen Fundstelle von Regensburg, Florian-Seidl-Straße. - *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 17:429-436 (zit. n. Buch & Zöller 1990).
- Wernert, P. (1957): Stratigraphie paléontologique et préhistoire des sédiments quaternaires d'Alsace, Achenheim. - *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 14:259 S. (zit. n. Sommé et al. 1986).
- Wiggenhorn, H. (1995): Infrarot Stimulierte Lumineszenz von Feldspat - Grundlagen und Anwendung als Datierungsmethode. - *Diss. Math.-Naturwiss. Ges.fak. Univ. Heidelberg*, 127+IV S.

- Wiggenhorn, H. & Rieser, U. (1996): Analysis of natural IRSL and TL emission spectra of potassium-rich feldspars with regard to dating applications. - *Radiat. Protect. Dosimetry*, 66:403-406.
- Winograd, I. J., Coplen, T. B., Landwehr, J. M., Riggs, A. C., Ludwig, K. B., Szabo, B. J., Kolesar, P. T. & Revesz, K. M. (1992): Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. - *Science*, 258:255-260.
- Wintle, A. G. (1985 a): Sensitization of TL signal by exposure to light. - *Ancient TL*, 3:16-21.
- Wintle, A. G. (1985 b): Stability of TL signal in fine grains from loess. - *Nuclear Tracks*, 10:725-730.
- Wintle, A. G. (1987 a): Thermoluminescence dating of loess. - *Catena Suppl.*, 9:103-115.
- Wintle, A. G. (1987 b): Thermoluminescence dating of loess at Roucourt, Belgium. - *Geologie en Mijnbouw*, 66:35-42.
- Wintle, A. G. (1990): A review of current research on TL dating of loess. - *Quat. Science Reviews*, 9:385-397.
- Wintle, A. G. (1993): Luminescence dating of aeolian sands: an overview. - in: *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*, Hrsg. Pye, K., Geological Society Special Publication No. 72, S. 49-58.
- Wintle, A. G. & Brunnacker, K. (1982): Ages of Volcanic Tuff in Rheinhessen Obtained by Thermoluminescence Dating of Loess. - *Naturwissenschaften*, 69:181-183.
- Wintle, A. G. & Duller, G. A. T. (1991): The effect of optical absorption on luminescence dating. - *Ancient TL*, 9:37-39.
- Wintle, A. G. & Huntley, D. J. (1979): Thermoluminescence dating of a deep sea core. - *Nature*, 279:710-712.
- Wintle, A. G. & Huntley, D. J. (1980): Thermoluminescence dating of ocean sediments. - *Canadian J. Earth Sciences*, 17:348-360.
- Wintle, A. G. & Packman, S. C. (1988 a): Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. - *Quat. Sci. Reviews*, 7:315-320.
- Wintle, A. G. & Packman, S. (1988 b): Irradiation of loess samples at elevated temperatures. - *Ancient TL*, 6:22-23.
- Wintle, A. G., Roberts, R. G. & Spooner, N. A. (1993): Comments on "Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence". - *Geology*, 21:568.
- Woillard, G. M. & Mook, W. G. (1982): Carbon-14 Dates at Grande Pile: Correlation of Land and Sea Chronologies. - *Science*, 215:159-161.

- Zhou, L. P. & Wintle, A. G. (1994): Sensitivity change of thermoluminescence signals after laboratory optical bleaching: experiments with loess fine grains. - *Quat. Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13:457-463.
- Zhou, L. P., Dodonov, A. E. & Shackleton, N. J. (1995): Thermoluminescence dating of the Orkutsay loess section in Tashkent region, Uzbekistan, Central Asia. - *Quat. Sci. Rev.*, 14:721-730.
- Zienert, A. (1989): Geomorphological aspects of the Odenwald. - in: *Landforms and landform evolution in West Germany*, Hrsg. Ahnert, F., *Catena Suppl.* 15:199-210.
- Zimmermann, D. W. (1971): Thermoluminescent dating using fine grains from pottery. - *Archaeometry*, 13:29-52.
- Zöller, L. (1980): Über Hangschuttbildung, Plateaulehne und junge Erosion im "Hochwald" (westlicher Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). - *Catena*, 7:153-167.
- Zöller, L. (1989a): Geomorphologische und geologische Interpretation von Thermolumineszenz-Daten. - *Bayreuther Geowiss. Arb.*, 14:103-112.
- Zöller, L. (1989b): Das Alter des Mosenberg-Vulkans in der Vulkaneifel. - *Die Eifel*, 84:415-418, Düren.
- Zöller, L. (1996): A critical review of loess dating of the last ten years. - 8th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, 22-26 April 1996, ANU Canberra/Australia, Program and Abstracts:123-126.
- Zöller, L. & Pernicka, E. (1989): A note on overcounting in alpha-counters and its elimination. - *Ancient TL*, 7:11-14.
- Zöller, L. & Stremme, H. E. (1992): Überblick über die quartäre Schichtenfolge von Mauer. - in: *Schichten von Mauer*, Hrsg. K. W. Beinbauer & G. A. Wagner, Reiss-Museum der Stadt Mannheim, S. 90-97.
- Zöller, L. & Wagner, G. A. (1989): Strong or partial thermal washing in TL-dating of sediments? - in: *Long and short range limits in luminescence dating*, The Research Laboratory for Archaeology & the History of Art, Oxford University, Occasional publication no. 9, Oxford (19 S., ohne Paginierung).
- Zöller, L. & Wagner, G. A. (1990): Thermoluminescence dating of loess - recent developments. - *Quaternary International*, 7/8:110-128.
- Zöller, L., Stremme, H. E. & Wagner, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein.- *Chemical Geology (Isot. Geosc. Sect.)*, 73:39-62.
- Zöller, L., Conard, N. J. & Hahn, J. (1991): Thermoluminescence Dating of Middle Palaeolithic Open Air Sites in the Middle Rhine Valley/Germany. - *Naturwissenschaften*, 78:408-410.

Zöller, L., Oches, E. A. & McCoy, W. D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary.- *Quat. Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13:465-472.

Stratigraphy of Würm and Riss Loess and Thermoluminescence Dating in Southern Germany and neighbouring areas.

Extended Abstract

The extended abstract has been updated in December 1997 and also refers to recent papers which appeared after the termination of the original German manuscript.

Chapter 1: Preface

The present work was enabled by a project sponsored by the German Research Foundation (DFG) and the Max-Planck-Society (MPG) and by the Heidelberg Academy of Sciences (HAW). First attempts to date quaternary sediments by thermoluminescence (TL) in the former Soviet Union were attenuated by too poorly understood luminescence properties of sampled minerals and their dosimetry. In western countries the TL method, after being developed for dating of burnt archaeological materials, was first adopted to sediments by WINTLE & HUNTLEY (1979, 1980) since they recognised that not only the last heating, but also the last exposure of a mineral grain to visible light could be determined.

The search for a possibility to establish TL dating of sediments in Germany brought me together with Prof. Dr. G.A. Wagner (Max-Planck-Institute for Nuclear Physics, Heidelberg) who already had 14 years of experience in luminescence dating, and Prof. Dr. H.E. Stremme, Kiel. Our project in Heidelberg started in 1985 with the relevant help of Dr. A.K. Singhvi, one of the pioneers of TL dating of sediments, who spent nearly 1½ years in Heidelberg as a Humboldt research fellow.

The aim of the project was primarily the application of TL dating to quaternary sediments, but methodological experiments were necessary as well as the method was not matured to obtain reliable ages beyond the range of ^{14}C dating. Well stratified sections, in particular those supplying independent age control by physical dating, pedomatigraphy and biostratigraphy, were selected to establish improved laboratory techniques and check for the reliability of the dating results.

Chapter 2: Introduction

The classical continental division of the Pleistocene in glacial and interglacial periods has been considerably enlarged by results from deep sea cores. More recently, loess-palaeosol sequences in loess areas and correlated with the marine isotope stages by means of magnetostratigraphy, e.g. in China, exhibited an equal number of cycles during the palaeomagnetic Brunhes chrone (last 778 ka) and supported the Milankovitch theory of climatic change. Consequently, the search for more glacial-interglacial cycles on the continents was reinforced, but the lack of universally applicable and reliable dating methods still causes a lag between marine and continental quaternary chronology. In Europe, the subdivision of the Saalian complex into possibly several glacial-interglacial cycles has been subject to controversial discussions since the 1960ies. The correlation of the classic Alpine and North European glacial advances among each other and with the marine isotope stages or well studied long lacustrine records has again turned into a difficult task which requires reliable physical dating.

The Middle European loess belt on formerly periglacial areas can serve as a link between the Nordic and the Alpine glaciation areas as thorough research in refined stratigraphy, palaeopedology, palynology and fauna is able to reconstruct regional palaeoclimates.

Palaesol stratigraphy is endangered to lead to erroneous results, however, unless reliable physical dating results or undoubted tephrostratigraphic markers allow for well-based correlation. In the case of loess, the great potentiality of luminescence dating lies in i), its ability to directly date sedimentation ages and ii), to date complete sedimentary sequences rather than occasional finds of datable material with sometimes ambiguous context to sedimentation age.

TL dating of aeolian cover sediments provides minimum age estimates on the age of underlying fluvial or glaciofluvial terrace sediments. The direct luminescence dating of glaciofluvial sediments is still problematic and not in general reliable for methodological reasons. The use of TL dating of terrace-covering loess to bracket or estimate the age of Middle and Upper Pleistocene glacial periods has been demonstrated for the Lower Rhine Embayment (ZÖLLER et al. 1988) and the Northern Alpine Fore-land (RÖGNER et al. 1988). TL ages from loess can now be regarded reliable minimum as far back as the last glacial-interglacial cycle. The present study attempts to obtain as complete as possible TL age sequences from suitable last and penultimate glacial loess sections. Loess-palaesol-sequences from different areas and their TL dating results are presented afterwards. Dated loess sections of the Northern Alpine Foreland are suggested as chronostratigraphic link between the classical Upper-and Middle Pleistocene stratigraphy of the Northern Alpine Fore-land glaciations and the regional loess stratigraphies.

The research area lies in the catchment areas of the rivers Rhine and Danube within the Southern German Block and neighbouring areas. It includes the southern fore-land of the Taunus mountainous land in the north, the Upper Rhine Plain in the west, the loess-covered Kraichgau rolling land and the Heilbronn Basin, the Swabian-Bavarian Alpine Fore-land in the south and the Dungau (Bavaria) and Traun-Enns-Platte (Austria) terrace fields in the east. The also dated sections at Tönchesberg (Middle Rhine area) and Burgtonna (Thuringia) lie outside these borders but are discussed because of their independent chronostratigraphic control data.

Chapter 3: The Thermoluminescence Dating Method

The basics of the TL dating method have in detail been described by AITKEN (1985). Therefore, this chapter rather focuses on specific questions related to TL dating of loess. It is stressed that, as in TL dating of heated materials, the ED plateau test, i.e. the plot of the obtained equivalent dose ED versus glow temperature, is an essential though not the only prerequisite for correct dating of sediments.

Careful sampling is most important to avoid erroneous dating results. Refined stratigraphic and lithofacial research should precede sampling in order to select suitable layers of genuine loess or those kinds of sediments from which all single grains experienced sufficient daylight bleaching prior to deposition. If soil horizons are sampled one must be aware of pedogenic processes eventually influencing the dating results. In order to prevent the sample material from any daylight prior to processing in the laboratory under subdued red light it is suggested to extract samples out of the well-cleaned exposure in steel cylinders which are immediately closed on both ends by light-tight lids. In the laboratory the outermost few mm are removed to ensure that only light-safe parts of the sample are used for luminescence measurements. A parallel sample is taken in a moisture-tight bag for laboratory measurements of the sample's interstitial water content and radioactivity or radionuclide concentrations, respectively. Whenever possible, the environmental dose-rate is measured using a portable NaJ gamma-spectrometer or a scintillation counter. In case of

radiometrically homogenous sediments within a radius of 50 cm around the sample this can be replaced by high resolution gamma-spectrometry in the laboratory.

Problems concerning the optical bleaching of mineral grains in sediments such as loess are addressed in sub-chapter 3.2. The TL of loess is empirically subdivided in easy-to-bleach, hard-to-bleach and non-bleachable components, and the apparent bleaching of luminescence is classified in optical, thermo-optical and apparent bleaching due to sensitivity change. The latter could be crucial for TL dating of sediments.

The TL age equations for fine (4-11 μ m) and coarse grains (sand fraction) are discussed together with the physical and radiochemical prerequisites of TL dating, the problem of anomalous fading of luminescence signals and dose-rate problems arising from secular disequilibrium of the ^{238}U decay chain or from radionuclide mobility in soils or sediments. Laboratory techniques used for sample processing according to the fine-grain and the coarse-grain techniques are described in detail in sub-chapter 3.2.2, and in 3.2.3 the various techniques to determine ED of sediment grains acquired since deposition and their advantages and disadvantages are discussed. Most dating results presented in this study were obtained using the "total bleach-regeneration" technique (see table 3, appendix; samples, to which the "total bleach" additive dose technique was applied, too, are marked with the suffix "add."). In 3.2.4 methods for determination of the dose-rates are mentioned. Thick-source α -counting, β -counting and high-resolution γ -spectrometry are now routine methods used in the Heidelberg laboratory, but also other methods (α -spectrometry, instrumental neutron activation analysis INAA, and atomic absorption spectrometry AAS) have been used for some samples (see table 3, appendix). Error sources are summarised in 3.2.5, overall 1σ errors are typically calculated as 9-15% not including those systematic errors which so far cannot be quantified.

Sub-chapter 3.3 deals with TL dating of loess in particular. Loess consists primarily of silt-sized quartz and feldspar grains, which serve as suitable luminescent minerals for dating. Thus, any post-sedimentary additives need to be removed from the sample prior to TL measurements. The TL signal recorded from the fine-grained fraction is a mixed signal from feldspars and quartz, as these minerals cannot be carefully separated from each other using fine grains. The TL signal is, however, dominated by feldspars due to their 10-15 times brighter TL emissions in the common UV to blue-green detection windows, referred to quartz.

Considerations on the formation of genuine loess and typical sedimentation rates $<1\text{mm/a}$ lead to the conclusion that the total bleach techniques should be justified. In very few cases only, age overestimates were observed from very young ($<30\text{ ka}$) genuine loess samples. Surprisingly, age underestimates due to over-bleaching in the laboratory using a solar simulator lamp (Dr. Hoenle SOL2®) were first observed from quartz grains extracted from late glacial dune sands (BARAY & ZÖLLER 1993) and - to a minor content (6%) - from a loess sample from Austria. The reason for that is believed to be a too strong photo-transfer into the peak(s) of the TL glow-curves regarded for dating.

TL age underestimates from loess have remained an outstanding problem since the works by DEBENHAM (1985) and WINTLE (1985). The effective mean live-time of the TL signal, τ_{eff} , was found to be an order of magnitude lower than the expected mean life-time of the relevant electron traps. This led to the idea that long-term instability of

luminescence centres controls the upper dating limits rather than the kinetics of electron traps. Other authors were, however, able to obtain much older TL ages from loess up to 800 ka (e.g., BERGER et al. 1992). Techniques to remove unstable TL signals prior to read-out as used in this study are presented and discussed. The preferred routine technique ("strong thermal washing", STW) uses a pre-annealing at 270°C for one minute, a ramp rate of 5Ks⁻¹ and a blue-transmittant Corning 5-58 detection filter-glass in front of an EMI 9635QA photomultiplier. The discussion raises three questions,

- i), can the value of τ_{eff} be influenced by the laboratory technique,
- ii), does τ_{eff} vary for different loess areas, i.e. is its value dependent on the mineralogical composition of the sample's fine-grained fraction, and
- iii), is the problem of age underestimates linked to the regeneration technique?

These questions will be considered again after the presentation and discussion of the dated loess sections. Other possibilities to explain the TL age-underestimates from loess include insufficient removal of unstable artificial TL by pre-heating, long-term and mid-term anomalous fading which cannot directly be detected in the laboratory, luminescence emission wave-length dependence of the signal stability. High resolution luminescence spectrometry which is now rapidly developing is an essential tool to investigate the possible relevance of peak competition, change of TL emission spectra with applied dose, and stability of luminescence centres for dating.

Chapter 4: Results of TL dating

In sub-chapter 4.1. key sections of loess from the last glacial cycle are presented. Despite the problems arising from the adaptation of local or regional terminology the last glacial loess in the working area is referred to as "Würmian" loess with regard to the long standing tradition in loess research in the area.

Well stratified sections of last glacial loess serve as a check for the validity of TL ages obtained in the Heidelberg laboratory. As far as upper Würmian and younger middle Würmian loess is concerned TL ages are compared to ¹⁴C-ages from the same sites or former sites with doubtless stratigraphic correlation. Uncertainties arising from uncalibrated ¹⁴C-ages need to be considered, however. An age of 128 ka is taken for the beginning of the last interglacial.

During the field and laboratory work for this study, no unique section exhibiting all horizons of the refined stratigraphy of last glacial loess after SEMMEL (1989) was available in the research area. Therefore, the neighbored sections of Nußloch and Rotenberg (north-western Kraichgau rolling land, near Heidelberg, fig. 19) and the Tönchesberg section at a dormant volcano in the East Eifel Volcanic Field (north-west of Koblenz, fig. 21) were selected. Loess containing the "Elville Tephra", a tephrostratigraphic marker in the research area deposited around the LGM, was dated from some other sites, too. In addition, some samples from the Hungarian section near Süllyás (formerly Tápiosüly) were investigated, as ¹⁴C- and TL ages were available (WINTLE & PACKMAN 1988, see fig. 20). The TL dating results from upper Würmian loess show that the TL ages obtained in the Heidelberg laboratory are consistent with chronologies based on ¹⁴C-dating.

The middle Würmian loess in the area is confined by the top of the uppermost lower Würmian humus zone and the top of a brown interstadial soil regionally called "Lohne soil". It is evident that the middle Würmian loess represents marine isotope stages (MIS) 4

and 3. A marker loess occurring in the Tönchesberg section on top of "humus zone 2" supports this correlation which also follows KUKLA's (1977) suggestions. The TL ages obtained from middle Würmian loess at Tönchesberg, Nußloch and Rotenberg are consistent with the chronostratigraphic frame based on the land-sea correlation.

The palaeomagnetic Blake Event detected in the lower Würmian loessic sediments at Tönchesberg serves as an excellent check for the reliability of TL ages for a time period often believed to lie beyond the range of reliable TL dating. The ages obtained from the lower Würmian at Tönchesberg prove, however, that the entire last glacial cycle in loess can be dated reliably by TL.

In sub-chapter 4.2. the feasibility of TL dating of penultimate glacial loess is investigated for three sections for which clear chronometrical and/or biostratigraphical and/or pedostratigraphical evidence exists for the last interglacial. Penultimate glacial ("Rissian" in traditional terminology) loess was sampled from Burgtonna in Thuringia, Heilbronn-Böckingen in southern Germany, and Achenheim in Alsace, France¹. For Burgtonna and Heilbronn-Böckingen both, the strong (STW) and partial thermal washing (PTW) techniques with the total bleach-regeneration technique (ZÖLLER & WAGNER 1989) were tested. The results show that TL ages obtained from loess older than the palaeosol correlated with the last interglacial may be underestimated. For Heilbronn-Böckingen the TL ages point to a long-lasting (≥ 13 ka) hiatus related to a brown interstadial soil ("Bruckköbeler Naßboden 6") in the uppermost part of Rissian loess. Below this hiatus TL ages (ca. 128-190 ka) are significantly older than age estimates for Würmian loess (see table 1). It is thus possible to differentiate lower Würmian from Rissian loess using TL dating as far as Rissian loess older than this hiatus is preserved. TL dating results can serve as a tool to establish correlations between Würmian and Rissian loess sequences from different sites. TL ages (regeneration) from the fine-grained fraction of loess older than the penultimate interglacial soil apparently "saturate" around 200 ka and are hardly suitable for chronostratigraphic differentiation beyond the penultimate interglacial.

The extensive sub-chapter 4.4. presents TL dating results from various regions within the working area. In southern Hesse and Rheinhessen the refined loess stratigraphy of the last two glacial cycles was elaborated mainly (SEMMELE 1989). Loess sections at Gräselberg (fig. 24) and Mainz-Weisenau (fig. 25) and elsewhere were selected for dating studies². The TL ages in the lower part of the Gräselberg section are regarded as overestimates due to solifluction of older loess from uphill positions; during solifluctive transport, none or insufficient bleaching of mineral grains occurred. Loess right on top of the Eltville Tephra is dated 20.6 ± 1.7 ka. A similar age (21.1 ± 2.2 ka) was obtained from the same stratigraphic position at the nearby locality Hattenheim. An older tephra at Wiesbaden-Rambach (Rambach tephra) is embedded in colluvial loess dated 28.0 ± 2.5 ka. At ³Mainz-Weisenau the apparent TL age of sample Weis 2 (77.3 ± 8.0 ka) is underestimated with respect to the stratigraphically younger samples Weis 3 and Weis 4. The reason for the age underestimate is supposed to be TL sensitivity after laboratory bleaching, which apparently

¹ A more detailed TL chronology can be found in ZÖLLER et al. (1998). For Achenheim see also ROUSSEAU et al. (1997, 1998).

² More recently, TL dating results covering the lower Würmian, the last interglacial and Rissian loess were successfully obtained from the palaeolithic site at Wallertheim in Rheinhessen (PREUSS et al, 1996).

³ For a recent biostratigraphic discussion of the site see BIBUS et al. (1996). The latest stratigraphy of the site is published in the same volume (SEMMELE 1996).

also affected the regeneration ages of Weis1 (98 ± 10.7 ka) and Weis0 (106 ± 11 ka), whereas the additive dose age of Weis 1 (124 ± 23 ka) is consistent with the proposed Rissian age of the loess. Sample Weis 5 was extracted from the slightly reworked top layer (6a) of the upper humus zone (6b) and therefore probably post-dates the formation of this forest steppe soil.

From the Kraichgau rolling land and the middle Neckar catchment the chronology of the Nußloch and Rotenberg sections has been mentioned in sub-chapter 4.1. and the the Rissian loess apparent TL chronology of Heilbronn-Böckingen in sub-chapter 4.2. The Würmian loess at Böckingen is not thick as at Nußloch, and the stratigraphy is not as complete. The Lohne soil, however, is as elsewhere in the middle Neckar Basin unusually thick and was subdivided by BIBUS (1989) into the (upper) Lohne soil and the underlying "Böckingen soil". The TL ages suggest a considerably older age ($>ca. 36$, $<ca. 50$ ka) for the Böckingen soil. As radiocarbon dating of organic matter in loess cannot always be regarded reliable beyond 30 ka and their calibration is still very tentative, it is critical to draw a parallel to palaeosols dated ca. 40 ka BP by radiocarbon. The sub-chapter briefly discusses, however, some tentative equivalents of the Böckingen soil in the West Eifel Volcanic field, in Lower Austria, Moravia and Hungary. The lower Würmian humus zone is well developed at Böckingen but was affected by intensive bioturbation. Therefore, the TL dating result (63.1 ± 6.5 ka STW, 68.4 ± 6.4 ka PTW) probably post-dates the humus formation.

The brickyard at Besigheim comprises the most complete glacial-interglacial loess-palaeosol sequence in the Neckar Basin. BIBUS (1989) detected 6 to 7 buried parabrownearths. Fig. 26 shows a section from the western part of the exposure. The "Ostheimer Zone" (layer 2.9) consists of reworked soil sediments and could easily be mismatched with an interglacial soil, but pedological and malacocological investigations argue against an interglacial soil formation. TL dating was restricted to layers above and below the penultimate interglacial soil (2.fBt). The apparent TL ages agree with the pedostratigraphic interpretation of BIBUS but again demonstrate the limitations of the regeneration technique applied to the fine grained fraction of loess beyond ca. 200 ka.

Fig. 27 shows an aerial photo-map of the former sand-pit "Im Grafenrain" near the community of Mauer, where the human mandible of *Homo erectus heidelbergensis* was found in 1907, with the positions of the loess sections A, B and N summarised in fig. 28. As the sand-pit was abandoned in 1962 and is nowadays a natural reserve, the loess stratigraphic investigation and correlation of the cover sediments proved to be very difficult due to erosional hiatuses and very limited possibilities to dig out fresh sections. Therefore, TL dating was tested to support loess stratigraphy. The results suggest that i), upper Würmian loess is most probably not preserved in any of the three sections, ii), the last interglacial soil had been subject to compete erosion in sections A and B, but is well preserved in section N, iii) the 1st from the top buried Bt (1.fSBt) in section B originates from the penultimate or an even older interglacial, iv), minimum three glacial cycles (one more than previously believed) are present at Mauer as loess or loess derivatives on top of the "upper Mauer sand", which was therefore deposited during the 4th-to-the-last or an older glacial cycle, and v), the minimum age of the interglacial "lower Mauer sand" containing the mandible is the 4th-to-the-last interglacial. For more detailed discussions of the age of *Homo heidelbergensis* see BEINHAEUER & WAGNER (eds., 1992) and WAGNER & BEINHAEUER (eds., 1997).

The quaternary stratigraphy at the palaeolithic site of Steinheim an der Murr remained partly erroneous and confusing until recent geoarchaeological and palaeontological research by BIBUS (1989) and BLOOS (1991). The stratigraphic section in fig. 29 demonstrates the complicated sequence of fluvial aggradation, channel erosion, and loess deposition. Sample Stei 9 was extracted in the Löwentor-Museum Stuttgart from a block of original loamy and sandy gravel from the layer containing the human skull of *Homo sapiens steinheimensis*. This layer was no more exposed in the section shown in fig. 29. BLOOS (1991) distinguished an older Rissian terrace (layer G, STEI 11) from a younger Rissian terrace (layer T) overlain by last interglacial fluvial sediments (S, R and Q, Stei 8). In silty-clayey sediments separating the two terraces (layer F, Stei 2) he found an interglacial-type fauna. Unfortunately, sample Stei 2 could not be dated due to saturation of the natural TL signal. In the loessic part of the section the buried Bt horizon of a parabrownearth (layer C), previously attributed to an intra-Würmian interstadial, is now regarded as soil formation of the last interglacial. Fig. 30 lists the stratigraphy, sedimentology and TL ages of the site in chronological order. The TL ages (Q means 90-125 μm quartz grains) confirm the last interglacial age of the buried Bt (C) and its fluvial equivalent (layers Q,R,S). The TL ages of the older samples are again to be regarded as minimum ages. The natural TL of quartz grains from sample Stei 9 was in saturation. The quartz TL age of sample Stei 11Q (225 ± 29 ka) post-dates the archaeological horizon of *Homo sapiens steinheimensis*. It is the first physics-based dating proof that the age of this *Homo sapiens presapiens* is older than 225 ± 29 ka.

Sections studied in the Upper Rhine Graben (4.4.3.) include Achenheim in Alsace and Riegel at the extinct Kaiserstuhl volcanic area. The TL dating results from the older loess in Achenheim have been discussed in sub-chapter 4.2. As for the Würmian loess ("loess récent") in Achenheim, it is noteworthy that the tongued horizon labelled "Kesselt horizon" (layer 7 in fig. 23) in Achenheim is dated between ca. 24 and ca 34 ka old and is thus related to a long-lasting hiatus during which an equivalent of the Lohne soil was formed and eroded again. The TL dating results suggest to correlate the entire layer 9 including the horizon with ice-wedges with MIS 3, in contrast to LAUTRIDOU et al. (1986, see fig. 23). The laminated humic sediments (layers 13 and 14) including a twofold humic soil (samples ACH-M1 and -M2) are probably younger than the humus zones from Tönchesberg and the middle and lower humus zones from Mainz-Weisenau. It is suggested that they are younger than MIS 5 and most probably correspond to the lower pleniglacial reworking zone labelled "Niedereschbacher Zone" in the southern German loess stratigraphy. Concluding, all relevant loess- and pedostratigraphic key horizons from the last two glacial-interglacial cycles except the Lohne soil and the Eltville tephra can now be well correlated between the River Neckar area and the Alsace.

The loess section at Riegel (fig. 31) is ca. 38 m thick and is the only known in Germany to expose genuine calcareous loess older than the Matuyama/Brunhes (M/B) geomagnetic reversal which was detected at a depth of ca. 31.5 m. As the natural radioactivity in the unweathered loess is exceptionally low due to very high carbonate contents the section appeared to be suitable for studying the upper dating limit of the regeneration technique. A slightly brown soil at 14 m is probably an equivalent of the Lohne soil. A hiatus which led to the erosion of an interglacial soil except for its loess dolls horizon was assumed by HÄDRICH (1985). The TL dating results prove that the 1st-from-the-top buried Bt horizon (Boden 5) is minimum of last interglacial age. Sample 0 extracted from the oldest loess

(Matuyama chrone) was subjected to various pre-heat procedures prior to the application of the regeneration technique. The results are listed in table 2a. Considering TL age estimates beyond ca. 100 ka two tentative chronologies for the expected geological age of TL-dated horizons, which differ by the position of another missing interglacial soil and its prior glacial loess, are listed in table 2b and compared to the apparent TL ages. The resulting tentative factors of TL age underestimates (expected age / apparent TL-age) for the older and the younger chronology, respectively, are listed in the last two columns of table 2b. For sample 0 (assumed age ≥ 800 ka) the factor is ≥ 1.73 for PTW and ≥ 2.22 for STW. Assuming the younger chronology is correct loess from Riegel ranging back to the 3rd-to-the-last glacial cycle (MIS 8) could be dated correctly, whereas for the older chronology considerable TL age underestimates (factor ≥ 1.52) would already result for penultimate glacial loess. Independent chronological support would be required to verify one of the suggested alternatives.

The western Iller-Lech-Platte (4.4.4.) is the type region for Pecnk's tetraglacial system of the Northern Alpine Foreland. Frequently the glaciofluvial terraces are covered by loess and loess derivatives. The idealised scheme of age relationships between glaciofluvial deposits and loess-palaeosol-sequences covering older terraces is demonstrated in fig. 32. The ca. 5.5 m thick loess cover in the former brickyard at Steinheim/Iller (fig. 33) overlies gravel of a Rissian terrace ("Hochterrasse"). The top 2 m of the gravel were subjected to weathering, decalcification and loamification during the last (R/W) interglacial. Four samples extracted from non-reworked loess and loess-like sediments from the bottom to the top of the section were TL-dated and witness aeolian sedimentation around 83 ka, 51 ka, and 24 ka. Samples Sth 2, 3 and 4 exhibited considerable anomalous fading up to 30% and could be minimum ages in case the delay between laboratory irradiation and TL readout was not sufficient to settle down the anomalous fading. The TL age of the lowermost sample (Sth 4) from brown, humic decalcified loess suggests that last glacial loess sedimentation started already during MIS 5, probably during the Melissey-II stadial, and that the lowermost part of the section is an equivalent of the "Mosbach humus zones" in southern Hesse and Rheinhessen.

The 13 m thick loess-palaeosol sequence exposed in the brickyard at Offingen/Mindel (fig. 34) covers a glaciofluvial terrace ("Burgauer Schotter") attributed to the Mindelian glaciation by RÖGNER et al. (1988) and to the oldest Rissian glaciation by LÉGER (1988), respectively. The cover sediments include two buried interglacial soils (LÉGER 1987), the Lohne soil and some tundra gleys ("Naßboden"). The TL ages suggest a last interglacial age of the upper buried Bt and a penultimate interglacial age of the pseudogleyed soil at the bottom. The gravel is supposed to correspond to MIS 8 or older.

The loessic cover in the section at Autenried (fig. 35) is only ca. 4 m thick and overlies the glaciofluvial terrace locally labelled "Schwaighauser Schotter". From TL dating and loess stratigraphy there is no evidence for loess older than upper Rissian. Despite the very flat terrace surface in the exposures there were, however, cuttings of several incised and refilled channels in the loessic cover. Therefore older loess may have been eroded. During a more recent visit to the quarry there was evidence for a second buried Bt in loess over the deeply (ca. 5m) decalcified and weathered gravel, which could be of the same or even older age referred to the Burgauer Schotter.

The thick loessic cover in the former brickyard Roßhaupten (fig. 36) overlies gravel from the Donau-glaciation, which pre-dates the oldest glaciation (Günzian) in Penck's tetraglacial system. In the 4th-from-the-top buried interglacial soil, a well-developed pseudogley with large striking clay illuviation, TILLMANN et al. (1986) detected the M/B boundary. An important long-lasting hiatus, visible by a gravel band, occurs between the 2nd and the 3rd-from-the-top buried interglacial soils. TL dating from this section was focused on the chronology of the 1st and the 2nd-from-the-top interglacial soils. The TL dating results suggest that these soils represent the last two interglacials.

A section which recently became most important for the stratification of the Rissian complex is the gravel pit "Baltringen-Ost" (fig. 37) on the eastern side of the River Riss valley. The section was studied by MIARA (1996) and MIARA et al. (1996). More recently, BIBUS et al. (1997) confirmed the basic stratigraphic results. The glaciofluvial terrace ("Obere Hochterrasse", upper Rissian terrace) is attributed to the main Rissian glacial advance ("Haupt-Riß") after Penck. In contrast to the neighboured lower Rissian terrace ("Untere Hochterrasse", lower Rissian terrace, locally labelled "Äpfinger Terrasse") on which the last interglacial soil is developed in the top gravel, at Baltringen-Ost upper Rissian loess and sandy loess (layers 2 and 3 in fig. 37) covers the up to 2.5 m deep weathered gravel (layer 1). The last interglacial soil originated from weathering of this older loess (layers 2 and 3). On top of this buried SdBt rests a several m thick cover of loess and loess derivatives (layers 4 to 22) including several interstadial soils (layers 4/5, 7, 9, 13, 15) which BIBUS et al. (1997) referred to key horizons well-known in the southern German loess stratigraphy. The youngest loess (layers 19, 20) contains a pleniglacial mollusc fauna well adapted to harsh and moist open environments. The TL dating results support the pedostratigraphic interpretations of the section. Sample BALO2bKF consists of 90-125µm potassium-rich feldspars extracted from a lamella of aeolian sand within layer 2. The obtained TL age (150±22 ka) confirms the upper Rissian age of the sandy loess. Consequently, the deep interglacial-type weathering of the top gravel must be older than the last interglacial and separates the main Rissian and the upper Rissian glaciations. This result could be reproduced in the (former) fluvial system of the neighboured River Iller. At Günzburg MIARA proved that the Rissian terrace is also subdivided in two terraces and, thus, the doubling of the Rissian terrace is not just a local phenomenon of the River Riss. On the upper Rissian terrace at Günzburg he augered 7.8 m of loess including a 1 m thick buried Bt in loess on top of weathered gravel. Two samples from the lower part of the Bt were TL dated and yielded apparent ages of 100±10 to 113±15 ka (regeneration) and 127±11 and 128±13 ka (additive dose), respectively.

Along the River Danube the present day climate shifts from more oceanic character in the German Alpine Fore-land to a continental climate in Lower Austria and the Pannonian Basin. In the terrace lowland of the Dungau near Regensburg and surrounding rolling land of Eastern Bavaria and Upper Austria (4.4.5.) the transitional character of the present-day climate stimulated research into eventual shifts in the typology of palaeosols of the same age.

The former brickyard at Hagelstadt (fig. 38), situated in the Donau-Isar rolling land with mean annual precipitation $N > 700$ mm, exposed calcareous upper Würmian loess over a brown interstadial soil (middle Würmian) and humic largely reworked loess and loess derivatives. The TL dating results suggest that the brown soil developed during several middle Würmian interstadials between ca. 58 and ca. 25 ka. The humic "Basisfließerde"

appears to be an equivalent of the Mosbach humus zone(s). A thin chernozem-like humus zone in a corresponding stratigraphic position was described by SCHELLMANN (1988) from the dryer Dungau lowland. A thick buried Bt (1stfBt) at Hagelstadt originates from the last interglacial as is supported by the TL ages from underlying decalcified loess. A complex of three buried Bt horizons (2ndfBt, 3rdfBt, 4thfBt) which could be followed through the entire brickyard and elsewhere eventually represents three warming episodes of MIS 7 (cf. Achenheim), but could as well have formed during three distinct interglacials. As the apparent TL ages (between 191±24 and 233±19 ka) can be underestimated, this question cannot be answered unambiguously.

The TL-based chronostratigraphy of Würmian loess in the Regensburg area is summarised in a generalised stratigraphy in fig. 39. The upper Würmian loess contains 4 to 5 weakly developed buried soils, one of which (N in fig. 39) is of tundra type ("Naßboden") with a pleniglacial mollusc fauna and has a TL age of 21.6±1.9 ka (Ob-3). The other weakly developed soils (fCv) are initial cambic soils. The "Naßboden" in the Hagelstadt section apparently has the same age as the 1stfCv in the Dungau. The entire upper Würmian loess sequence was also found on the non-dissected part of the lower terrace (main level 1A after BUCH, 1988) of the River Danube. Traditionally, this terrace level has been attributed to the LGM, but in the Dungau it pre-dates the LGM. Sample Roh-1 is from an infusion loess deposited in a former channel of the Danube river (fig. 40). The TL age (16.2±1.5 ka) dates the youngest loess in the area. The loess was then subject to intensive late glacial weathering (brownearth to para-brownearth transition), and a Magdalenian occupation site is preserved on the soil under a cover pre-Alleröd dune sand, topped by a brownearth with heavy minerals of the Lake Maria Laach tephra in its Ap horizon.

The section in the former brickyard Würzburger near Wels, Upper Austria, was interpreted by KOHL (1976). A 10 m thick loess-palaeosol sequence is exposed on top of geomorphologically prominent gravel terrace of the Traun-Enns-Platte (fig. 41). The terrace is linked to a terminal moraine exceeding the Mindelian terminal moraines and was therefore attributed to the Günzian glaciation by KOHL. Except for the calcareous upper Würmian loess the entire loess cover is decalcified. The humic "Wurmrohrenlöß" (fAh, loess with worm ducts) on top of the 1stfBt looks very similar to humic or brown lower Würmian horizons described from Steinheim/Iller or Hagelstadt, but apparently has not been redeposited in the Wels section. The TL age (81±8 ka) confirms that it is of the same age. The last interglacial age of the 1stfBt is also supported by the TL ages from underlying loess loam, as well as the minimum penultimate intraglacial age of the 2ndfBt. As, again, the apparent TL age of sample WEL-8 extracted from loess below the 3rdfBt does not increase the same problem as in Hagelstadt remains unsolved and, thus, the question if a "Haßlach" glacial needs to be inserted between the Günzian and Mindelian glaciations, as was claimed by SCHREINER (1992).

Sub-chapter 4.5. deals with the chronostratigraphy of loess in relation to the morphostratigraphy of the glaciofluvial terrace systems in the northern Alpine Fore-Land. This relation led to a more complete chronostratigraphy of the upper and middle Pleistocene in the area. The chronology and climatic stratigraphy of the upper Pleistocene can now be well established. From the Mindel/Riß (M/R)-interglacial (sensu RÖGNER et al. 1988) back chronometric differentiation of sediments and palaeosols based on TL dating is presently not possible. A minimum age of ca. 200 ka can be assigned to the M/R-

interglacial from TL ages, but estimates of the age of the Mindelian glaciation nowadays reach back as far as the Matuyama chrone (>778 ka) (ELLWANGER et al. 1995). Uncertainties arising from the "counting from the top" method can now more or less be eliminated, however, back to MIS 6. Future extension of reliable luminescence dating much farther back would be a great help to ascertain the chronometry of the middle Pleistocene. For the chronostratigraphy of the Würmian and the upper Rissian in the northern Alpine Fore-Land it is essential that certain key horizons known from loess areas farther north or their equivalents were detected. This concerns in particular the middle Würmian Lohne soil, the lower Würmian humic or brown horizons, the upper Rissian "Naßböden", and the last interglacial para-brownearth embedded in between the two latter.

Chapter 5 discusses the usefulness and limitations of the TL method for loess research. The statements from the previous chapters, that i), TL regeneration ages from the polymineralic fine-grained fraction of loess beyond 100 ka are minimum ages, ii), for most sections there is no steady increase in apparent TL ages (regeneration) beyond ca. 200 ka with geological age, and iii), the factor of TL age underestimates from loess of equal stratigraphic age referred to the expected age apparently is not constant for all sections or regions, rises two questions:

1st, are TL ages from loess of the last glacial cycle in general to be regarded reliable, and
2nd, do TL ages >100 ka in general have any chronological value?

Ad 1st: A synopsis of all TL ages (in ka) from the last three glacial cycles presented in this study plots mean apparent ages into a generalised stratigraphic section of loess in the research area (fig. 42). Typical 1σ errors are 10-15%. The data base for the lower Würmian and the older part of the middle Würmian is not very large so far. Numbers in italics are to be regarded as minimum ages. Within typical errors, the mean TL ages agree with age estimates for the beginning of the lower and the middle Würmian based on other records. For the last glacial cycle it is stated that i), the TL ages do not contradict independent age informations, ii), the TL ages are stratigraphically consistent, iii), entire sections and not only casual samples can be dated, and, thus, iv), at present TL dating is the only physics-based method to reliably date the entire Würmian.

Ad 2nd: As far as Rissian loess sections with well-known stratigraphy were dated, TL ages from pedostratigraphic key horizons within the working area are compatible. The youngest Rissian loess typically yielded apparent TL ages around 110 ka $\pm(10-15)\%$ and samples from upper Rissian loess containing the lower "Bruckköbeler Naßböden" around (130-140) ka $\pm(10-15)\%$. From the "Weilbacher Humuszonen" traditionally attributed to the lower Rissian apparent TL ages always were >140 ka $\pm(10-15)\%$. A TL-stratigraphy based on minimum ages appears possible for the Rissian loesses.

An overall numerical correction for the apparent TL ages from older loess, based on the assumption of exponentially saturating plus long term fading of the TL signal with elapsed time (fig. 43), was attempted using data sets of apparent TL ages versus independent "geological" ages (fig. 44, b) and compared to a similar plot (fig. 44, a) by WINTLE (1990). Whereas WINTLE found the best fit for the mean effective life-time of the TL signal (τ_{eff}) being 118 ka the best fit for the own data set is obtained for TL ages (in ka).. This procedure would confirm the empirically established upper dating limit for loess at 110-120 ka which is the intercept of the "1:1-10%" -line with the fitted curve. The "true" age could be calculated from the equation

$$\text{TL-age} = \tau (1 - e^{-t/\tau}),$$

where t is the apparent TL-age. Outliers of apparent TL-ages beyond ca. 120 ka, however, cast doubt at this procedure which would assume identical values for τ_{eff} for loess from different areas. These doubts are confirmed by TL dating results from, e.g., the famous type locality of Stillfried, Lower Austria (fig. 45), which belongs to a different loess province. Evidence was found that TL age underestimates from the polymineralic fine-grained fraction of loess varies regionally and that not only long term fading but also dose-dependent sensitivity change contributes to age underestimation. If one favours the dose-dependent sensitivity change model, regional variations in its magnitude must be expected. Recent comparative dating results (additive dose and regeneration techniques) from older loesses at the western margin of the Rhine Graben (WEIDENFELLER & ZÖLLER 1995, 1996) support the dose-dependent sensitivity change model and demonstrate crucial variations even within the same section. This forbids at present the application of a generalised correction factor based on the concept of τ_{eff} . If at all applicable, this correction would be restricted to regional research with independent age control for several key horizons. There is some evidence, however, that K-rich feldspars from 100-200 ka old sediments are less affected by the age underestimates than the polymineralic fine-grained fraction (e.g. ZÖLLER et al. 1994).

For the pedostratigraphy of the last glacial-interglacial cycle in the working area the following conclusions could be drawn from the TL-based chronology:

The last glacial soil in all dated loess sections was found to be a para-brownearth with modifications towards a banded para-brownearth in more sandy substratum and a more or less pseudogleyed para-brownearth in present-day moister areas such as the northern Alpine Fore-Land. In the lower Würmian, up to three chernozem-like boreal forest-steppe soils ("Mosbacher Humuszonen") are preserved in erosion-protected sites in the present-day dryer basins of the Rheingau (Southern Hesse) and Rheinhessen. Farther south along the rivers Rhine and Neckar, however, only one humus zone can be distinguished, which apparently corresponds to the upper humus zone of the Mosbach sequence. A strong gradient of the regional palaeoclimate is supposed to be responsible rather than the lack of silt along the big rivers. Equivalents of the lower and the middle humus zone could be included into the soil or soil complex attributed to the last interglacial. In the Alpine Fore-Land the brown humic lower Würmian horizons represent the upper and, possibly, the middle humus zone.

In the middle Würmian loess of southern Hesse there exist three dominant horizons: The "Niedereschbacher Zone" (NEZ, often characterised by strong reworking processes and subsequent browning), the "Gräselberg" soil (often tundra-gley-like, weakly browned soil), and the weakly brown Lohne soil. Local conditions like availability of nearby deflation areas and frequent erosion hiatuses hamper regional and interregional correlation. In the Heilbronn Basin, e.g., reduced sedimentation rates during the middle Würmian enabled the formation of the brown "Böckingen" soil which probably spans several Dansgaard-Oeschger cycles, whereas at Nußloch the contemporaneous Gräselberg soil plus some less striking horizons better reflect these millenium-scale climatic oscillations (HATTÉ et al., 1998). The "Mittelwürmboden" in the northern Alpine Fore-Land probably formed summarises several middle Würmian interstadial soil formations including the characteristic Lohne soil which could be identified throughout the entire working area.

The question if or not the tundra-like "Naßböden" (E1-E5) in the upper Würmian loess represent climatic deteriorations or the opposite and why minor interglacial warming episodes have been recorded in Hungarian and Belgian loess sequences but not in German ones deserves further interdisciplinary attraction. A first approach to detect millennium-scale oscillations in loess from Nußloch (HATTÉ et al. 1998) has now been successful.

Chapter 6 summarises the results of the original work and needs not to be re-summarised here. Chapter 7 (Epilogue) was added in 1996 and revised in December 1997. Although some of the new results have already been considered in this abstract, the basic ideas are outlined briefly.

The discussion of recent methodological progress is focused on two questions which were already dealt with in the previous chapters:

- 1st, which one is at present the most reliable technique to obtain the equivalent dose ED?
- 2nd, which emission wave-length of the TL from feldspar-rich samples has best long-term stability?

Ad 1st: Since (IR)-OSL methods have considerably restricted the use of the R- β technique in TL dating, the discussion here can be limited to the total bleach additive dose and regeneration techniques. Since the promising results by BERGER et al (1992) the author has dated a great number of loess samples (fine grains) using both techniques for comparisons. For the additive dose technique, the regression algorithms of BERGER et al. (1990) were used as they were found superior to other system-inherent or commercial software applications. The results were first summarised in ZÖLLER (1996). All samples regarded in this comparison were measured using Corning 5-58 blue-transmittant and Chance-Pilkington HA-3 heat absorbing detection filter-glasses. The highlighted empirical results are:

- a) For well-bleached loess up to an ED of 200-250 Gy no significant difference was found for the two techniques. It is concluded that significant sensitivity change due to laboratory bleaching does not occur for samples the ED of which falls within the quasi-linear part of the dose response curve.
- b) For samples with higher ED in most cases, but not necessarily, a lower ED was found with the regeneration technique than with the additive dose technique. But there was no continuous change of the ED_{add}/ED_{reg} -ratio with respect to increasing ED. This confirms the previous caution that an overall dose-dependent correction factor for ED_{reg} should not be applied, but rather supports the idea of sample-specific dose-dependent sensitivity change after optical bleaching.
- c) Some evidence was found that even with the additive dose method TL age-underestimates may occur for samples older than the last interglacial.

These results can be demonstrated with the dating results from the loess-palaeosol sequence at Forst on the western margin of the Rhine Graben (WEIDENFELLER & ZÖLLER 1995, 1996). Sensitivity change due to laboratory bleaching was well to be seen with seven dated loess and colluvium samples from the palaeolithic site at Wallertheim, Rheinhessen (PREUSS et al., 1996). For some of these colluvial sediments the longest plateau technique (MEJDAHL 1985) yielded satisfying results whereas the total bleach technique failed to obtain an age plateau.

Concluding, the additive dose technique should be preferred if i), suitable curve fitting algorithms are used and the ED lies beyond the quasi-linear part of the dose response

curve, and ii), if an effective but not "total" optical bleaching of the mineral grains occurred prior to deposition. The regeneration technique may be more advantageous for younger samples as ED in most of these cases can be determined with a smaller experimental error. If the ages of both, the additive dose and the regeneration techniques, agree the regeneration age should be given, too.

A strange effect leading to TL age-underestimates independent from the sample's age was recently found for some samples, most clearly for a middle Würmian loess from the famous palaeolithic site Willendorf II, Lower Austria. Sun-lamp-bleached sub-samples exhibited a considerable recuperation of the residual TL signal after light-proof storage up to two years. The recuperated TL could be easily bleached down again to the normal unbleachable residual by daylight-exposure. The amount of recuperation proved to be sample-specific. Nevertheless, it should be concluded that bleaching experiments are to be executed rather shortly before TL readout. The possible dependence of this recuperation from repeated (daily or seasonal) bleaching prior to burial and its effect on luminescence dating results deserves further research.

Ad 2nd: Recent measurements of IR-OSL and TL from various feldspars with the high resolution spectrometer in the Freiberg laboratory detected emission peaks at ca. 280, 330, 410, 560 and >700 nm wave-length. The 330 nm emission was only seen for albite, the 280 nm emission is particularly strong from microcline, and the 410 nm emission may be missing from albite. The best long term stability is expected for the 410 nm emission (blue). The blue TL emission from loess fine grains leaves, however, a higher unbleachable residual than the UV emissions. For quartz the emission between 340 and 400 nm proved to be very light-sensitive and correlates largely with TL glow peaks at 325° and 290°C. It is stimulated by green monochromatic light in OSL dating of quartz. The narrow blue-transmittant detection filter (Corning 5-58) for TL-dating of loess, although originally selected for other reasons as high resolution spectral measurements were not yet available, in retrospect proves to be a good choice from the view of long term stability of luminescence.

A re-evaluation of the chronostratigraphic conclusions drawn for Würmian loess in the previous chapters leads to the result that these conclusions remain largely unaffected by the more recent insights. The use of TL (regeneration) minimum ages for a TL-stratigraphy of Rissian loess cannot basically be doubted from the new results. This approach will, however, be more successful if in future it will only be based on TL (minimum)-ages obtained by the additive dose technique, which may also be underestimated beyond ca. 100 ka, but are not subject to the additional uncertainties introduced by sample-specific sensitivity changes after laboratory bleaching. More research into the problem of TL age underestimates from older loess on sections with reliable independent age control is necessary in combination with refined spectral resolution of luminescence signals.

Finally, another factor possibly contributing to luminescence age underestimates from loess is addressed. Present-day loess areas in Europe mostly cover dryer areas. Therefore the mean annual interstitial water content, which is used as a factor in the age equation, could be considerably lower than during Pleistocene cold periods, when - despite considerably reduced precipitation - the edaphic moisture could have been close to saturation due to permafrost sealing of soil drainage patterns. For fine grains this could easily account for 10% TL age underestimates.

Figure captions:

Fig. 1 The energy band model of thermoluminescence. L=conduction band, V=valence band. A) in the ground state electron traps below the conduction band are empty, b) during ionizing radiation electron traps are filled, c) storage, d) stimulation by heating releases trapped electrons which recombine with a luminescence centre thereby emitting a photon.

Fig. 2 Effects of ionizing radiation in a schematic SiO crystal lattice.

Fig. 3 Glow curves of natural TL (NTL) and natural plus additive laboratory dose TL (N+β) (upper inset) and their plateau function $N/((N+\beta)-N)$ to establish the thermally stable part of the glow curves.

Fig. 4 Three-dimensional TL of fluorite with axes for glow temperature, wave-length of TL and intensity (after Levy from Singhvi & Wagner, 1986).

Fig. 5 Bleaching curve for loess from Riegel. The TL intensity versus illumination period (using a Dr. Hoenle SOL2 solar simulator lamp) is shown for 340°C (solid line) and 400°C (dashed line) glow temperature.

Fig. 6 Models for the optical bleaching of TL: a), draining of an electron trap by absorption of photon energy, b), thermo-optical bleaching (on the left) and related energy potentials (on the right) with ground state (1), excited state (2) and conduction band (3) (after Hütt & Jaek, 1989), c), apparent bleaching by optical desactivation of luminescence centres (after McMeever, 1991).

Fig. 7 Models for the anomalous fading. Possibilities for an electron to escape from its trap are thermal stimulation (a and b), thermally assisted tunneling (c), and non-thermal tunneling of the energy barrier (d) (after Berger, 1988, and Aitken, 1985).

Fig. 8 Mineral separation by gravity after Mejdahl (1985).

Fig. 9 The additive dose method to determine the equivalent dose of sediments.

Fig. 10 The emission spectra of the SOL2 solar simulator lamp (thin solid line) and natural sunlight (thick solid line). The dotted area marks a UV emission peak of the SOL2 lamp which is hardly present in the natural spectrum.

Fig. 11 The regeneration method to determine the equivalent dose of sediments.

Fig. 12 The R-β method to determine the equivalent dose of partially bleached sediments.

- Fig. 13 Didactical model to explain the R- β method. In the upper part, curve C plots the NTL (shadowed: standard deviation) of a chernozem developed in young loess from Stillfried, Lower Austria. Curve B shows the residual TL after a short bleach, and curve A is the lightsum of the highly light-sensitive portion of NTL obtained by subtraction of B from C. In the lower part, the non-bleached TL intensity for each dose is taken as zero by moving the intercepted lines of N+ β and (N+ β)+light dose response functions to the dose axis. ED is now found as the intercept of the N+ β dose response linear fit with the dose axis.
- Fig. 14 The plateau method to determine the equivalent dose of sediments.
- Fig. 15 The quartz-feldspar method to determine the equivalent dose of partially bleached sediments.
- Fig. 16 Gamma ray spectrum of a sediment sample (clay, laboratory standard TONY) measured by a pure germanium detector.
- Fig. 17 Glow-curves of natural (NTL) and regenerated TL (RTL) of Würmian loess (construction pit at the MPI for Nuclear Physics, Heidelberg) and the plateau function (NTL/RTL). The TL glow-curves were recorded without pre-annealing.
- Fig. 18 The effect of 5% anomalous fading on the determination of ED from loess obtained by the regeneration method. The lower growth-curve results after complete settling down of anomalous fading, whereas the upper growth-curve has 5% higher TL intensities.
- Fig. 19 The Nußloch and Rotenberg sections and obtained TL ages (in ka).
- Fig. 20 ^{14}C - and TL-ages from upper Würmian loess in Hungary (adopted from Wintle & Packman, 1988).
- Fig. 21 The Tönchesberg section near Krufth and obtained TL ages (in ka).
- Fig. 22 Generalized section at Heilbronn-Böckingen (after Bibus, 1989) and TL ages (in ka). STW = strong thermal washing, PTW = partial thermal washing technique.
- Fig. 23 The Achenheim (Alsace) loess section and TL ages (in ka)
- Fig. 24 The Wiesbaden-Gräselberg section and TL ages (in ka). The TL ages of samples 3, 4 and 5 are probably overestimated due insufficient bleaching during solifluctive transport.
- Fig. 25 Section of Würmian loess in the limestone quarry at Mainz-Weisenau (after Semmel) and TL ages (in ka).
- Fig. 26 The Besigheim section (after Bibus, 1989) and TL ages (in ka).
- Fig. 27 Aerial photo map of the former sandpit "Grafenrain" near Mauer (after Wagner & Beinhauer, eds., 1992) and positioning of the sections.
- Fig. 28 The loess cover sediments at Mauer (after Bibus, 1992) and TL ages (in ka).

Fig. 29 Cross section of the new brickyard pit Blattert at Steinheim/Murr (after Bloos et al. 1991) and TL ages (in ka).

Fig. 30 Quaternary stratigraphy at Steinheim/Murr and TL ages (in ka).

Fig. 31 The loess section at Riegel at the Kaiserstuhl (after Hädrich, 1985) and TL-ages (in ka).

Fig. 32 Schematic illustration of glaciofluvial terraces and their loess cover sediments in the northern Alpine Fore-land (after Rögner et al., 1988).

Fig. 33 The loess section at Steinheim/Iller (after Rögner et al., 1988) and TL ages (in ka).

Fig. 34 Stacked section at Offingen/Danube and TL ages (in ka).

Fig. 35 The Autenried section and TL ages (in ka).

Fig. 36 The Roßhaupten section (after Léger, 1988, and Stremme et al. (1991) and TL ages (in ka).

Fig. 37 The Baltringen-Ost section and TL ages (in ka).

Fig. 38 The Hagelstadt section and TL ages (in ka).

Fig. 39 Generalised section of loesses in the Regensburg area and TL ages (in ka) (from Buch & Zöller, 1990).

Fig. 40 The Rosenhof section near Regensburg and TL ages (in ka).

Fig. 41 The Wels section (Upper Austria, after Kohl, 1976) and TL ages (in ka).

Fig. 42 Generalised section of Würmian and Rissian loess (after Semmel, 1989) and typical mean TL ages (in ka).

Fig. 43 Intensity of radiation damage signal under the effects of saturation and time-dependent decay (from Wagner, 1995).

Fig. 44 Apparent TL ages versus geological age, for $\tau_{\text{eff}}=118$ ka (a, after Wintle, 1990), and $\tau_{\text{eff}}=529$ ka (b).

Fig. 45 Stacked section of loess at Stillfried, Lower Austria (after Fink, 1976) and TL ages (in ka).

Table 1 Error weighted mean TL ages for upper Rissian loess units at Heilbronn-Böckingen.

Table 2a ED-estimates for sample Ri-0

Table 2b Geological and TL age estimates for loesses from Riegel.

Table 3 Analytical results and TL ages (in ka)