

# Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet

ERHARD BIBUS & MICHAEL KÖSEL\*

Palaeosoils, Palaeoclimate, Stratigraphy, Interglacials, Riß-Complex, Holstein-Interglacial, Middle Pleistocene, Alpine Foreland, Upper Swabia, Rhine glacier area

**Kurzfassung:** Die von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) als Einheit angesehene Rißeiszeit wurde im Rheingletschergebiet durch SCHREINER (1989, 1992) mit dem Jungriß, dem Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) und dem Älteren Riß (Zungenriß) in drei morphostratigraphische Einheiten unterteilt. In der vorliegenden Untersuchung wurde vorwiegend aufgrund paläopedologischer Kriterien der Frage nachgegangen, ob zwischen den einzelnen Einheiten Abschnitte mit interglazialen Verwitterungsverhältnissen lagen. Insgesamt konnten mindestens drei warmzeitliche Abschnitte im Riß-Komplex nachgewiesen werden, wobei der Bodenrest von Bittelschieß nur in tiefen Verwitterungstaschen erhalten geblieben ist. Zwischen Jung- und Mittelriß konnte der sichere Nachweis für eine warmzeitliche Bodenbildung an mehreren Stellen geführt werden. Zwischen Mittel- und Altriß liegt ein zweigeteiltes Interglazial, wobei beim gegenwärtigen Stand nicht mit Sicherheit entschieden werden kann, daß der durch sandige Kiese überlieferte Zwischenabschnitt kaltzeitlich war. Der ältere Abschnitt dieses Doppelinterglazials führt in den Tonen von Bittelschieß mit *Pterocarya* und *Buxus* stark thermophile Elemente. Dieses innerrißezeitliche Interglazial entspricht möglicherweise dem Holstein-Interglazial. Im Vergleich mit dem Periglazialraum kann nunmehr mit Sicherheit gesagt werden, daß der als Rißlöß angesprochene vorletztaltzeitliche Löß im alpinen Gliederungsschema zeitlich nur dem Jungriß entspricht.

## [Palaeopedological climatic criteria used to classify the Riß Ice Age in the Rhine glacier area]

**Abstract:** The Riß Ice Age, defined as a single uniform period by PENCK & BRÜCKNER (1901/1909), has been divided into three morphostratigraphic units by SCHREINER (1989, 1992) for the Rhine glacier area, Young Riß, Middle Riß (Doppelwall Riß) and Older Riß. In the study presented here using palaeopedological criteria, the question of the existence of interglacial climatic conditions between the individual divisions was examined. A total of at least three interglacial periods in the Riß complex could be proven. The results achieved from one soil (soil pocket in Bittelschieß) are ambiguous due to beheading activity. It could, however, be proven at several locations that interglacial soil for-

mation occurred between the Young and Middle Riß. The interglacial period between Middle and Older Riß can be divided into two separate shorter periods. However, the evidence provided by sandy gravel does not prove with certainty that indeed colder climatic conditions were the cause of the division. The older section of this double interglacial period is characterised by thermophilic elements such as *Pterocarya* and *Buxus* in the clays of Bittelschieß. This inner Riß interglacial period is probably equivalent to the Holstein interglacial period. When compared with the periglacial area, it can be stated with certainty, that the loess from the last but one ice age, known as Riß loess in the alpine classification system, can only be temporally equivalent to the Young Riß.

## 1 Einleitung und Problembestimmung

Die Frage, ob die vorletzte Kaltzeit im klassischen Sinne (Riß, Saale) einen monozyklischen Verlauf hatte, oder durch mehrere, voneinander unabhängige Eisvorstöße untergliedert worden ist, wird in den verschiedenen Glazialgebieten von Deutschland recht unterschiedlich beantwortet. Bei der Annahme einer Mehrgliedrigkeit ist zudem für die klimagünstigeren Abschnitte zumeist unklar, inwieweit diese durch Interstadiale oder Interglaziale oder nur kurze Rückschmelzphasen repräsentiert werden und wieviel wärmere Abschnitte es tatsächlich gegeben hat. Für den norddeutschen Raum ist nach dem Holstein-Interglazial und vor dem ersten Saaleeisvorstoß eine Warmzeit nachgewiesen worden (zusammenfassende Darstellung bei EHLERS 1994: 182ff.), welche als Dömnitz-, Wacken- oder Schöningen-Warmzeit bezeichnet wird. In jüngster Zeit gibt es Hinweise, daß dieser Abschnitt noch weiter untergliedert werden kann.

Die Saalemoränen weisen in Nordwest- und Mitteldeutschland durch zwischenlagernde Schmelzwassersedimente z. T. eine Dreiteilung auf. In Anlehnung an KABEL (1982) schlägt EHLERS (1994: 185) die neutralen Begriffe Ältere, Mittlere und Jüngere Saalemoränen vor, wobei es unklar bzw. umstritten ist, wie die Zeiten zwischen den einzelnen Eisvorstößen klimatisch ausgesehen haben.

\*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen; Dr. M. KÖSEL, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Zweigstelle Stuttgart, Urbanstraße 53, 70182 Stuttgart

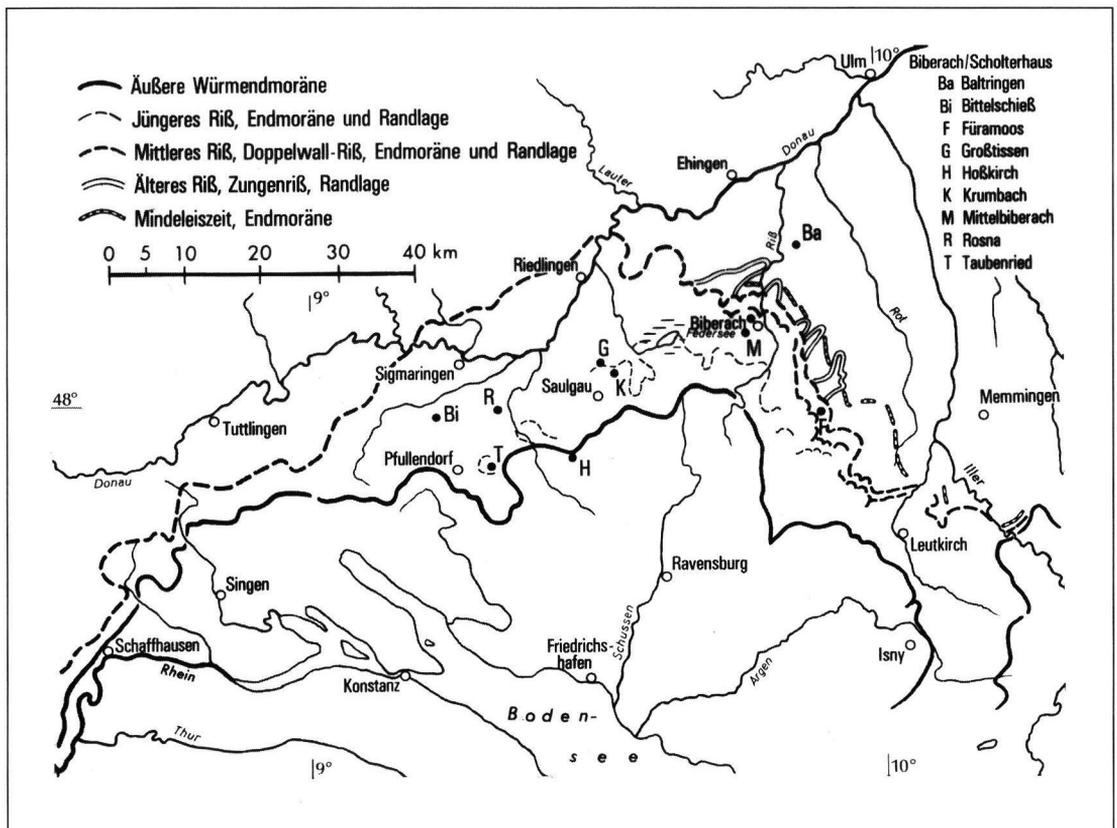


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit verschiedenen Eisrandlagen (nach SCHREINER 1992 und ELLWANGER 1990).  
Fig. 1: General map of the survey area with various moraines.

Für den süddeutschen Raum wird in Bayern z. Z. durch JERZ (1993: 3, 12) von einer einheitlichen Rißeiszeit ausgegangen, während man früher mit dem Riß I im Sinne von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) und Riß II sowie noch einem jüngsten Rißabschnitt eine mehrfache Untergliederung durchgeführt hatte. Zwischen den einzelnen Abschnitten wurden z. T. Interglaziale angenommen (EBERL 1930; WEIDENBACH 1937; SCHAEFER 1951, 1967; GRAUL 1951, 1952, 1953, 1962, vgl. auch die Literaturdiskussion bei SINN 1972: 5ff.). In der Schweiz hat SCHLÜCHTER (1988/89) erkannt, daß das Eis der vorletzten Eiszeit nicht, wie bisher angenommen, am weitesten vorgestoßen ist und damit eine Diskussion über die Rißeiszeit begonnen.

Besonders weit ist die morphostratigraphische Untergliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschgebiet vorangeschritten. Nach SCHREINER (1989, 1992: 199) und SCHREINER & HAAG (1982) lassen sich mit dem lokal am weitesten vorgestoßenen Zungenriß (= Älteres Riß), dem zwischen Biberach und Leutkirch durch einen markanten Doppelwall gekennzeichneten Doppelwall-Riß (= Mittleres Riß) und dem durch Moränen nicht so vollständig überlieferten Jüngeren Riß drei unterschiedliche

morphologische Einheiten ausgliedern (vgl. Abb. 1). Zu den Eisvorstößen gehören jeweils Schmelzwasserterrassen, wobei die Terrasse des Jüngeren Riß nach ihrer Lage über die Talauflage als 13-m-Terrasse oder Untere Hochterrasse und die des Mittleren Riß als Obere Hochterrasse bezeichnet wird.

Besondere Mächtigkeiten zu den internen Bereichen erreichen die Rißsedimente in Rinnenfüllungen, wie z. B. in der Andelsbachrinne oder dem Rißtal bei Biberach. In manchen Gebieten können verschieden alte Sedimente der Riß-Eiszeit übereinander gestapelt auftreten.

Nach SCHREINER (1992: 199ff.) sind die verschiedenen Einheiten möglicherweise durch Interstadiale voneinander getrennt, da zwischen den Sedimenten des Jüngeren und Mittleren sowie des Mittleren und Älteren Riß geringmächtige Verwitterungsbildungen gefunden wurden, die jedoch bislang bodentypologisch nicht genau gekennzeichnet und gedeutet wurden (SCHREINER 1992: 204).

Der von SCHÄDEL (1955: 10) bei Sigmaringen aufgrund einer zwischen Kiesen eingeschalteten Gesschiebelehmdecke erkannte Eisrückzug des sogenannten „Paulter Interstadials“ wird heute als eine unbedeutende Gletscherschwankung angesehen.

Sie wird zur Zeit stratigraphisch zwischen den äußeren und inneren Doppelwall gestellt.

In den letzten Jahren wurde durch eine Kooperation des Bereichs Physischer Geographie der Universität Tübingen und dem Geologischen Landesamt von Baden-Württemberg durch geologisch-palynologische Untersuchungen (BLUDAU & ELLWANGER) und paläopedologische Arbeiten (BIBUS & KÖSEL) versucht, der Frage nach dem Klimacharakter der Zeitabschnitte zwischen den einzelnen morphographischen Einheiten der Rißeiszeit nachzugehen. Es wurde dabei bewußt weitgehend unabhängig voneinander gearbeitet, um selbständige Ergebnisse bei unterschiedlichem methodischem Ansatz zu erhalten. In diesem Beitrag sollen die paläopedologischen Befunde vorgelegt werden, eine Gesamtdarstellung ist einer späteren Gemeinschaftspublikation vorbehalten.

## 2 Methodischer Ansatz

Die verschiedenen Ablagerungen aus der Rißeiszeit können bezüglich ihrer Verwitterungstiefe systematisch untersucht werden. Die Verwitterungstiefe gibt oft Hinweise, ob sich verschiedene interglaziale Bodenbildungen ineinander projiziert haben, wobei im Glazialbereich zumeist von der Entkalkungstiefe ausgegangen wird. Vor allem SCHREINER (1985, 1992) und SCHREINER & HAAG (1982) haben diesen Weg bei Berücksichtigung geeigneter Reliefpositionen zur Unterscheidung verschiedener alter Glazialsedimente beschritten. Die von SCHREINER (1992: 206) beobachtete geringe Verwitterungstiefe von 1 bis 2 (3) m auf verschieden alten Rißeis sedimenten war wohl mit ein Hauptgrund dafür, höchstens von Interstadialen zwischen den einzelnen Rißeisabschnitten auszugehen, zumal bei den Mindelmoränen die Verwitterungstiefe sprunghaft auf 5 bis 10 m zunehmen soll. Aus bodenkundlicher Sicht muß dieser enorme Sprung bei der Annahme nur eines weiteren Interglazials (Riß/Mindel) überraschen. Auch aus anderen Gründen wurde die von SCHREINER angewandte Methode beim Fehlen flächenhafter Bodenkartierungen kritisch bewertet (KÖSEL 1992).

Im nördlichen Bereich des Untersuchungsraumes besteht im Verbreitungsgebiet von Lößlehmen und Lössen weiterhin die Möglichkeit, durch eine paläopedologische Deckschichtenanalyse zu prüfen, ob auf den verschieden alten Rißeis sedimenten unterschiedlich gegliederte Profile auftreten. Dabei ist vor allem auf eine unterschiedliche Anzahl von fossilen Warmzeitböden zu achten.

Am Nordrand der Rißeisvereisung und in verfüllten Rinnen und Becken können außerdem bei einer Stapelung verschieden alter rißeiszeitlicher Sedimente zwischengeschaltete und überlagernde interglaziale Bodenrelikte erhalten geblieben sein, welche auf-

grund ihrer Position besonders aussagekräftig sind. Dieser Weg wird auch durch die Palynologie beschritten, indem mit Anmooren und Mooren intrazonale Bodenbildungen an ehemaligen Feuchtstellen über und zwischen glazialen Ablagerungen gesucht und pollenanalytisch ausgewertet werden.

Als pedologische Kriterien für Warmzeiten werden üblicherweise in der Literatur Parabraunerden bzw. deren Relikte angesehen. Allerdings muß in diesem Zusammenhang die von SEMMEL (z. B. 1977: 78) mehrfach diskutierte Frage gestellt werden, ob jeder B<sub>1</sub>-Horizont tatsächlich einem Interglazial entspricht. Wir sind uns bezüglich des klimatischen Aussagewertes von Parabraunerden als Warmzeitindizien vor allem im Randbereich der Lößverbreitung nicht mehr völlig sicher, da inzwischen auch aus dem Altwürm des Alpenvorlandes Interstadiale mit thermophilen Elementen (GRÜGER & SCHREINER 1993, WEGMÜLLER 1992, WELTEN 1982) vom St. Germain I-, II-Typ bekannt geworden sind. Insbesondere ist im Untersuchungsgebiet ein von BLUDAU (1995, 1995b) neu gefundenes Interstadial mit deutlichen Fagus- und Eichenmischwaldanteilen zu nennen, welches unmittelbar dem Eem folgen soll.

Für die Löß-Beckenlandschaften von Südwestdeutschland (BIBUS 1989) wurde wie für die übrigen Lößgebiete von Deutschland bislang davon ausgegangen, daß die Altwürminterstadiale durch Humuszonen bzw. degradierte Humuszonen mit einem B<sub>v</sub>-Horizont oder Tigerfleckung überliefert sind. Die in den Humuszonen gefundenen Holzkohlen (*Picea*, *Pinus*) haben bislang keine Hinweise auf thermophile Laubbäume erbracht. Es erhebt sich deshalb die Frage, ob die thermophilen Altwürm-Interstadiale den Altwürm-Humuszonen (Mosbacher Humuszonen i. S. v. SEMMEL 1968) überhaupt stratigraphisch entsprechen und nicht älter als diese sind. Es wäre denkbar, daß thermophile Altwürm-Interstadiale wegen zu geringer Sedimentation sich im frühen Altwürm im Solumbereich des letztinterglazialen Bodens ausgewirkt haben und damit pedologisch nicht faßbar sind. Diese Frage muß durch künftige Detailuntersuchungen geklärt werden, wobei die Ausgangssituation denkbar ungünstig ist, da im Altwürm geringe Sedimentation herrschte und in Oberschwaben zwischen Eem und frühem Mittelwürm erhebliche Diskordanzen auftreten. Zwar konnte KÖSEL (1992) erstmalig auch in Oberschwaben Reste einer Altwürm-Humuszonen nachweisen, doch besteht die Möglichkeit, daß diese nur ein jüngeres frühwürmzeitliches Kiefern-Fichtenwald-Interstadial ohne thermophile Elemente repräsentiert.

Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang auch die Tatsache, daß der rezente Oberflächboden in den Lößgebieten von den trockeneren zu den feuchten Regionen oft auf kürzeste Entfernung von einer degradierten Schwarzerde in eine Parabraunerde

übergeht. Es könnte deshalb durchaus sein, daß in einem thermophilen Altwürm-Interstadial in trockenen Lößgebieten eine Humuszone und in feuchten Randbereichen, wie in Oberschwaben, eine Parabraunerde gebildet wurde. Von RICKEN (1983: 130) und ROHDENBURG & MEYER (1966) wurden aus feuchteren Lößgebieten von Niedersachsen sogar altwürmzeitliche Parabraunerde-Bildungen beschrieben. Außerdem sind im Becken von Jakutsk in E-Sibirien geringmächtig entwickelte Parabraunerden über Dauerfrostboden bei Jahresmitteln von  $-10^{\circ}\text{C}$  und nur 213 mm Niederschlag nachgewiesen worden (BIBUS 1989a, SEMMEL 1985: 25). Doch sollten diese Einzelbefunde ohne Überprüfung der stratigraphischen Stellung, des Ausgangssubstrates und eines regionalen Bodenwandels nicht ohne weiteres verallgemeinert werden. Es ist uns aber aufgrund der geführten Diskussion bewußt, daß ein stereotypes Abzählen von  $B_t$ -Horizonten und deren bedenkenlose Zuordnung zu Interglazialen Risiken in sich birgt. Andererseits gehen wir auch heute bei einer sorgfältigen Abwägung der Rahmenbedingungen davon aus, daß Parabraunerden, die von ihrer Mächtigkeit und Intensität dem rezenten Boden entsprechen oder diesen übertreffen und nicht auf stark verwittertem Material entwickelt sind, als warmzeitliche Bildungen gedeutet werden können.

### 3 Die jungrißzeitliche Terrasse mit gut gegliedertem Deckschichtenprofil

Jungrißzeitliche Terrassen mit mächtigen Deckschichten sind im Untersuchungsgebiet selten aufgeschlossen. Im Ostrachtal liegt bei Rosna auf einer Jungrißterrasse in Leelage eine komplexere, periglaziale Deckschichtenfolge vor. Das Liegende der Deckschichten bildet ein sandiger Terrassenkies, der an seiner Aufschüttungsfläche durch eine intensive rötlichbraune Parabraunerde von über 2 m Mächtigkeit überprägt ist. Aufgrund der stratigraphischen Position, der Ausbildung und der Tiefgründigkeit muß der Boden dem Riß/Würm-Interglazial zugeordnet werden. Wegen der sandreichen Ausprägung der Terrasse ist der interglaziale Bodenrest etwas mächtiger als üblich entwickelt. Er ist auf der gesamten Terrasse vorhanden und greift am Rückhang auf mittlerrißzeitliche Kiese über (vgl. Abb. 2). Am Innenrand (zum Hang) der Terrasse ist die Deckschichtenfolge mit ca. 6 m besonders mächtig und differenziert ausgebildet, während zum äußeren Rand die älteren Straten gekappt sind und nur noch geringmächtige, jüngere Deckschichten den letztinterglazialen Verwitterungslehm überlagern. Als älteste periglaziale Schicht ist direkt über dem letztinterglazialen Boden eine bis 30 cm mächtige,

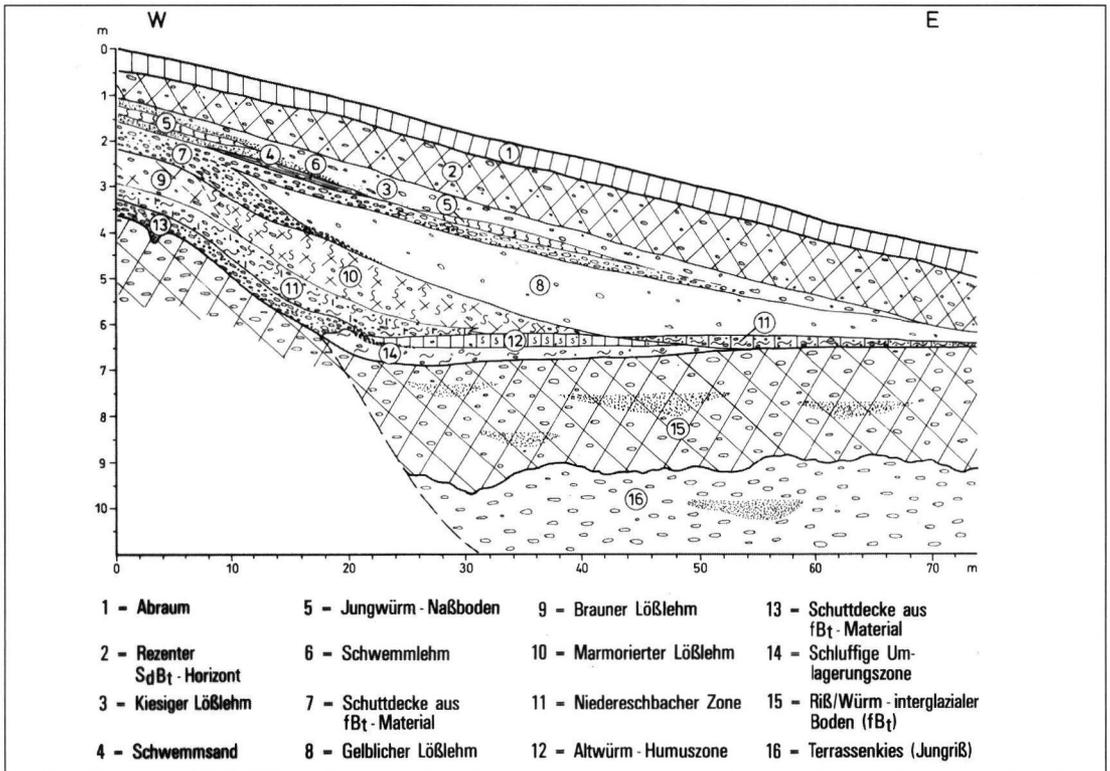


Abb. 2: Gliederung der Deckschichten in der Kiesgrube Rosna auf der Terrasse des Jüngeren Riß im Ostrachtal.

Fig. 2: Classification of superficial layers in the Rosna gravel pit on the Lower Riss terrace (13 m) in the Ostrach valley.

schluffige Umlagerungszone (14) ausgebildet, die schwach humos ist und einzelne Holzkohlebröckchen führt. Solche Bildungen wurden wiederholt an der Basis von Würmlöß-Profilen beschrieben (z. B. BIBUS 1980; RICKEN 1982; SEMMEL 1968) und dem Altwürm zugerechnet. Als nächstjüngeres Deckschichtenglied ist am Hang eine Fließerde (13) vorhanden, die vollständig aus dem rötlichbraunen, kiesig-lehmigen Material des hangaufwärts ziehenden interglazialen Bodens besteht. Nahe der Terrassenstufe folgt darüber der dunkelgraue, schwach tonige Lehm (12) einer autochthonen Altwürmhumuszone. Die Mosbacher Humuszone zeigt Tonanflüge auf den Aggregaten und führt häufiger als die liegende Umlagerungszone Holzkohlebröckchen. Die Humuszone wurde nachfolgend durch eine jüngere Fließerde (11) gekappt. Zum inneren Terrassenrand (zum Hang) besteht sie vorwiegend aus Material des interglazialen Bodens, zum äußeren Terrassenrand wird die Zusammensetzung zunehmend vom Humuszonematerial bestimmt. Aufgrund ihrer Ausbildung handelt es sich um ein Äquivalent zu den Umlagerungssedimenten der Niedereschbacher Zone, die in gut gegliederten Lößprofilen in das frühe Mittelwürm gestellt wird (SEMMEL 1969, 1983: 78, Abb. 27). Am Hang wird die Niedereschbacher Zone von einem braunen, sehr kiesamen schluffigen Lehm (9) überlagert, der zum Unterhang stark pseudovergleyt ist (10). Aufgrund fehlender Leithorizonte muß die genaue stratigraphische Stellung des schluffigen Lehms offen bleiben. Vom rückwärtigen Hang her erfolgte im Hangzwickel eine Überlagerung durch eine Schuttdecke aus dem aufgearbeiteten interglazialen Boden (7) und auf der Terrasse aus schwach kiesigem Lößlehm (8) und erneutem Fließerdematerial des letztinterglazialen Bodens (7). Im Hangenden liegen durch feingeschichteten Schwemmlehm (6) und Schwemmsandlagen (4) Indizien für stärkere Abtragungsphasen vor. Lückenhaft tritt hier ein 10-20 cm starker, dichtgelagerter, olivgrauer Horizont (5) auf, der als ein kräftiger Jungwürm-Naßboden anzusprechen ist. Abgeschlossen wird das Profil von einem durchgehenden kiesigen Lößlehm (Mittelschutt i. S. v. SEMMEL 1968), in dem der  $S_d B_t$ -Horizont der rezenten Pseudogley-Parabraunerde ausgebildet ist.

Wichtig ist im Profil Rosna, daß die jungrißzeitliche Terrasse erwartungsgemäß von einem zweifelsfrei warmzeitlichen Boden (Rosnaer Boden) des Riß/Würm-Interglazials überprägt ist. Obwohl in den Deckschichten starke Umlagerungsvorgänge zu erkennen sind, haben sich im erosionsgeschützten Bereich des Terrassenrandes im Gegensatz zu vielen Deckschichtenprofilen in Oberschwaben noch typische Straten erhalten, wie sie aus der Würmlöß-Standardgliederung (SCHÖNHALS et al. 1964) bekannt sind. Besonders gut ist dabei der sonst kaum über-

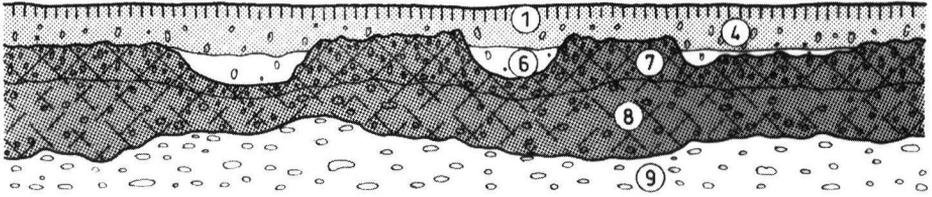
lieferte Altwürmabschnitt mit einer Humuszone erhalten und bestätigt die stratigraphische Einordnung der liegenden Terrasse und des Kiesverwitterungslehmes. Allerdings keilen einzelne Schichten und Horizonte zur äußeren Terrassenkante aus, so daß der rezente und fossile Boden zusammenlaufen.

#### 4 Die Böden auf den Hochterrassen des Jüngeren und Mittleren Riß bei geringmächtigen Deckschichten

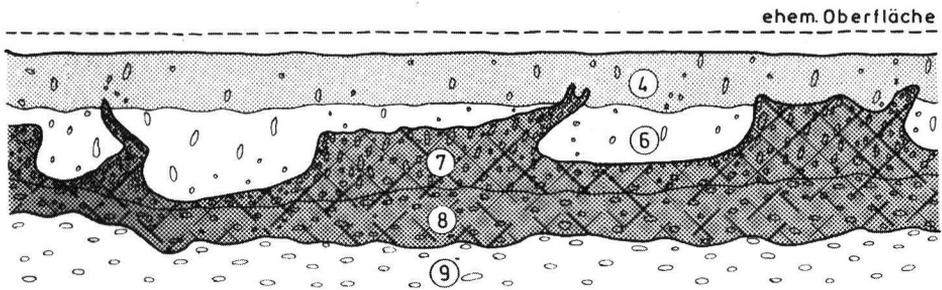
Von einzelnen Sonderfällen, wie z. B. in Rosna, abgesehen, tragen die verschiedenen rißzeitlichen Terrassen zumeist keine mächtigen, stark gegliederten Deckschichten, die sehr differenzierte Rückschlüsse auf ihr Alter erlauben. Die kiesigen Terrassensedimente sind an der Aufschüttungsfläche in der Regel durch eine relativ mächtige fossile Bodenbildung überprägt, die weitverbreitet von ca. 0,8 bis 1,5 m mächtigen Solimixtionsdecken (Deckschutt/Mittelschutt i. S. v. SEMMEL 1968) überlagert werden. Im nordöstlichen Bereich des Untersuchungsraumes werden die Hochterrassen in der Umgebung von Laupheim durch ca. 2,0 - 2,5 m mächtige Sandlöss überdeckt, die - wie eine Analyse der enthaltenen Paläoböden zeigt - im wesentlichen im Jungwürm angeweht wurden (KÖSEL 1995). Die fossile Bodenbildung auf den Terrassenkiesen weist meist eine deutliche Zweiteilung auf. Der obere, intensiv ausgebildete, rötlich-braune Abschnitt (5YR-7.5YR) ist als kiesreicher sandig-toniger Lehm und sandiger Ton stark verlehmt. Die Tonüberzüge auf den Kiesen zeigen an, daß eine Lessivierung stattgefunden hat und somit ein  $B_t$ -Horizont vorliegt. Der untere, ebenfalls vollständig entkalkte Abschnitt besitzt eine schmutzig-dunkelbraune Farbe, die Körnung des Feinmaterials ist ein schwach lehmiger Sand. Im Gegensatz zum oberen Abschnitt treten in diesem Bereich aufgrund geringerer Verwitterungseinflüsse noch zahlreiche mürbe, leicht verwitterbare Grobkomponenten auf, wie z. B. stark angewitterte, völlig entkalkte Kalksandsteine aus der Molasse.

Die Mächtigkeit der Bodenbildung wurde immer wieder herangezogen, um die verschiedenen rißzeitlichen Terrassen altersmäßig zu differenzieren. Im allgemeinen wird die geringere Verwitterungstiefe auf den jungrißzeitlichen Kiesen (Untere Hochterrasse, 13-m-Terrasse) gegenüber den mittelrißzeitlichen Schmelzwassersedimenten betont und daraus ein deutlicher Altersunterschied zwischen Jüngeren und Mittlerem Riß abgeleitet, der durch ein zwischengeschaltetes Interstadial repräsentiert sein soll (SCHREINER 1985, 1989). SCHREINER (1989) gibt für die Kiese der Jungrißterrassen eine Verwitterungstiefe von 1,2 bis 2,0 m und für die Terrassen des Mittleren Riß (Obere Hochterrasse) einen Wert von 1,8 bis 3,0 m an. Das aus den unterschiedlichen Verwitterungs-

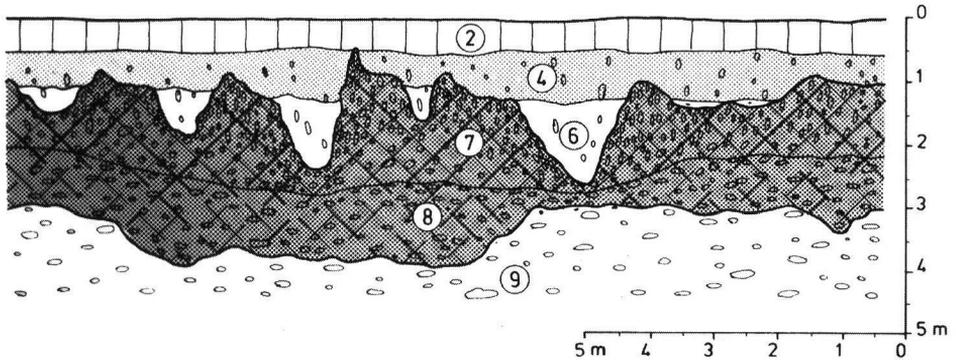
a) Obere Hochterrasse (Aßmannshardt)



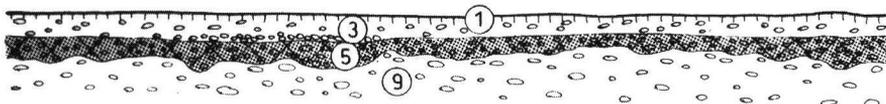
b) Obere Hochterrasse (Schemmerhofen)



c) Untere Hochterrasse (Äpfingen)



d) Niederterrasse (Bolstern)



1 = Ap-Horizont

4 = Rezenter  $S_d B_t$ -Horizont aus Lößlehm

7 =  $fB_t$ -Horizont

2 = Aushub

5 = Rezenter  $B_t$ -Horizont aus Kies

8 =  $fB_{tv}$ -Horizont

3 = A<sub>l</sub>-Horizont in Deckzone

6 = Lößlehm

9 = Kies

Abb. 3: Vergleich der Entkalkungstiefen von Terrassen des Mittleren und Jüngeren Riß und der Würmeiszeit.

Fig. 3: Comparison of the depth of decalcification on the terraces of the Middle and Upper Riss and the Würm Ice Age.

tiefen abgeleitete Interstadial überrascht insofern, da die holozäne Entkalkungstiefe auf würmzeitlichen Kiesen der Niederterrasse in diesem Raum meist nur 60 - 100 cm beträgt und die Verwitterungstiefe im Kies unterhalb einer geringmächtigen Deckschicht (Deckschutt i. S. v. SEMMEL 1968) sogar nur Werte zwischen 30 und 70 cm erreicht. Bei einer aktualistischen Sichtweise müßte, die Richtigkeit der von SCHREINER angegebenen Werte vorausgesetzt, viel eher ein Interglazial zwischen Jüngerem und Mittlerem Riß gefolgert werden.

Um diese für die Riß-Stratigraphie grundlegende Frage zu überprüfen, wurden intensive Aufschlußanalysen in der Umgebung von Riedlingen und Biberach durchgeführt. Eine charakteristische Profilauswahl ist in Abb. 3 im Vergleich zur holozänen Verwitterung auf den würmzeitlichen Schotterfluren dargestellt. Bei der Auswahl der Aufschlüsse wurde darauf geachtet, daß sie nicht unmittelbar an der Terrassenkante und nicht in Hangfußlage zu einem Rückhang liegen, um einerseits möglichst wenig durch Erosion verkürzte und andererseits nicht durch Zuschußwasser vom Hang tiefgründiger verwitterte Profile zu erhalten. Im Rahmen der Aufschlußaufnahmen konnten die von SCHREINER genannten Unterschiede nicht bestätigt werden (vgl. Abb. 3). Vielfach macht eine starke kryoturbate Überprägung des fossilen Bodens die Angabe einer einheitlichen Verwitterungstiefe unmöglich. Aus diesem Grund können auch durch Einzelbohrungen keine verlässlichen Werte zur Mächtigkeit des fossilen Bodens auf deckschichtenfreien Rißterrassen gewonnen werden. An Stellen mit nur schwacher kryoturbater Überprägung beträgt die Entkalkungstiefe auf den Terrassenkiesen des Jüngeren wie auch des Mittleren Riß häufig knapp 2 m. Auch HEINZMANN (1987: 82) konnte in der Umgebung von Riedlingen keine grundlegenden Unterschiede in den Verwitterungstiefen auf den verschiedenen rißzeitlichen Terrassen feststellen. Er führte diese Erscheinung aber auf einen vermeintlich geringeren Karbonatgehalt der Jungriß-Ablagerungen zurück, in denen deshalb die Verwitterung schneller fortgeschritten sei und die Entkalkungstiefe der Terrasse des Mittleren Riß eingeholt hätte. Diese Argumentation kann allerdings nicht auf die Biberacher Gegend, aus der die in Abb. 3 dargestellten Aufschlußaufnahmen stammen, übertragen werden, da hier die Terrassensedimente des Jüngeren Riß gegenüber den Ablagerungen des Mittleren Riß in der Regel einen höheren Karbonatgehalt aufweisen (HAAG 1991: 40; SCHREINER 1985: 38, Tab. 5).

Als Fazit der Untersuchungen muß festgehalten werden, daß sich auf den beiden, verschiedenalten rißzeitlichen Terrassen keine prinzipiellen Unterschiede in der Mächtigkeit und der Ausbildung des fossilen Bodens feststellen lassen.

Daraus kann jedoch u. E. nicht ohne weiteres geschlossen werden, daß zwischen Jüngerem und Mittlerem Riß nur eine unbedeutende Klimaschwankung oder ein Interstadial gelegen hat. Angesichts der geringen Entkalkungstiefe von holozänen Parabraunerden im Bereich der würmzeitlichen Schotterfelder mit häufig nur 30 - 50 cm Verwitterungstiefe im Kies ist es durchaus möglich, daß sich ein schwächeres oder kürzeres Interglazial zwischen Jüngerem und Mittlerem Riß kaum in einer Zunahme der Entkalkungstiefe niedergeschlagen hat. Zudem müssen Abtragungsvorgänge einkalkuliert werden. Wie sich an verschiedenen Stellen im Rheingletschergebiet zeigen läßt, haben selbst auf den ebenen Terrassenflächen Erosionsprozesse örtlich zu deutlichen Profilverkürzungen geführt (KÖSEL 1995). Möglicherweise kann aus einer um ca. 2 m differierenden Untergrenze der Dolomitveraschung (HAAG 1982: 231) in den kalkhaltigen Kiesen eine längere, intensive Verwitterungsphase abgeleitet werden. Allerdings ist hier zum einen die Datengrundlage unklar, zum anderen bestehen offene Fragen bezüglich der Methodik und Interpretation (vgl. FEZER 1969; SALGER 1978: 94f.), weshalb bei der stratigraphischen Deutung große Vorsicht angebracht scheint.

In Anbetracht der stark unterschiedlichen Entkalkungstiefen auf würmzeitlichen Kiesen (0,3 - 0,7 m) und auf rißzeitlichen Terrassensedimenten (1,5 - 2,0 m) könnte auch vermutet werden, daß zwischen den überlieferten Ablagerungen der Riß- und Würmkaltzeit mehr als nur ein Interglazial gelegen hätte. Aus der heutigen Bodenausbildung dürfen jedoch keine unkritischen, linear interpolierenden Rückschlüsse in bezug auf die Dauer und Ausprägung früherer Interglaziale gezogen werden. Wie stark beispielsweise die Niederschlagsverhältnisse die Entwicklungstiefe der Böden beeinflusst, läßt sich sehr gut im südwestdeutschen Alpenvorland demonstrieren. So weist die Bodenbildung (Parabraunerde-Braunerde) im südlichen, niederschlagsreichen Oberschwaben mit mehr als 100 mm Jahresniederschlag (Biberach, ca. 800 mm, 7,6°C) auf den würmzeitlichen Schotterfeldern bereits eine Entwicklungstiefe zwischen 1,5 und 2,0 m auf, wobei die Verwitterungstiefe im Kies zwischen 1,2 und 1,5 m liegt. Die Entkalkungstiefe reicht damit an Mächtigkeitswerte der Paläoböden auf den rißzeitlichen Terrassen im nördlichen Oberschwaben heran. WERNER (1964: 71ff.) unterscheidet deshalb auch rezente Parabraunerden geringer und großer Entkalkungstiefe im Jungmoränengebiet.

### **5 Das Mittlere Riß (Mittelriß) mit gut gegliederten Deckschichten**

Im Bereich der Andelsbachrinne sind zwischen Pfulendorf und Ablachtal sehr gut gegliederte rißzeitliche

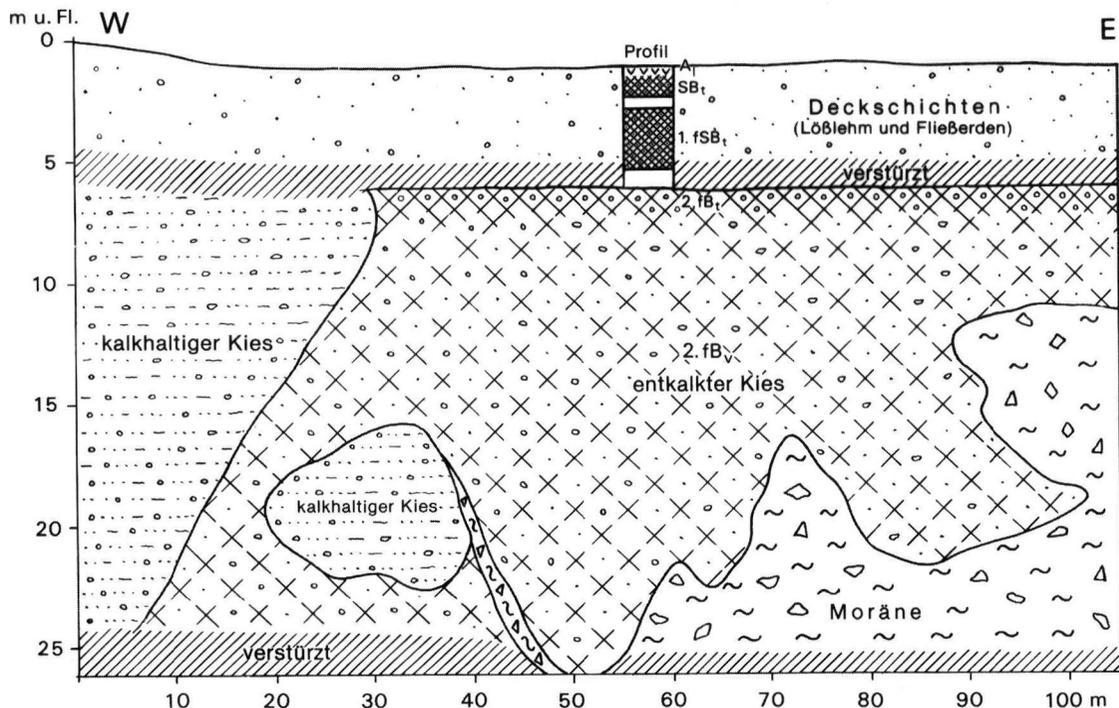


Abb. 4: Boden- und Sedimentabfolge in der Hohlform 1 in Bittelschieß.

Fig. 4: Soil and sediment succession in hollow mould no. 1 in Bittelschieß.

che Ablagerungen vorhanden, die in der Kiesgrube Bittelschieß in ihrer Gesamtheit aufgeschlossen sind. Die Kiesgrube liegt ca. 10 km südlich des maximalen mittelrißzeitlichen Eisvorstoßes und mehrere Kilometer nördlich der jungrißzeitlichen Zungenbecken (z. B. Taubenried bei Pfullendorf) und Endmoränen (vgl. Abb. 1). Das Gebiet befindet sich somit zweifelsfrei in der Altmoränenlandschaft des mittelrißzeitlichen Eisvorstoßes und wird oberflächennah vorwiegend von Grundmoräne bedeckt. Die Grundmoränenlandschaft ist beiderseits des Andelsbachtals zum Teil recht eben ausgebildet.

Im Bereich der Kiesgrube Bittelschieß sind eine höhere Kuppe und zwei Hohlformen durch den Kiesabbau angeschnitten, wobei schwer zu entscheiden ist, ob es sich bei den Hohlformen um glaziale oder periglazial entstandene Formen handelt. Aufgrund des Reliefs ist nicht auszuschließen, daß es sich bei Bittelschieß um einen lokalen Endmoränenbereich handelt, der beim Rückschmelzen nach dem mittleren Rißvorstoß entstanden ist. Von Bedeutung ist vor allem die Tatsache, daß in den Sedimentfällen der Hohlformen auch komplexere Decksschichten mit Fließerden und Bodenhorizonten vorhanden sind, die eine relative Einstufung der liegenden glazialen und glazifluvialen Sedimente erlauben. Letztere werden in Kapitel 6 ausführlich behandelt.

In einer bei R 351712 H 531839 auf Bl. 7921 Sigma-

ringen liegenden muldenartigen Hohlform tritt unter Wald eine bis 4,75 m mächtige Füllung aus kiesigen und teilweise lößlehmhaltigen Lehmen auf, die solifluidal verlagert sind. Das Profil beginnt unter der Geländeoberfläche mit einem 25 cm mächtigen, gelblichbraunen, schluffigen bis feinsandigen Lehm mit ca. 8 % Kiesgehalt, der dem jungtundrenzeitlichen Deckschutt i. S. v. SEMMEL (1968) entspricht (vgl. Abb. 4).

Darunter folgt der tonige Lehm einer Fließerde mit einem Kiesanteil von ca. 12 %, der mit zunehmender Tiefe deutlich abnimmt. Dieser zweigeteilte Horizont hat ein grobpolyedrisches Gefüge, weist eine schwache Tondurchschlammung auf und ist stark vernäht. Auf den Aggregatflächen sind kräftige Mangan-Überzüge ausgebildet, zudem ist der gesamte Horizont von senkrechten Bleichbahnen durchzogen. Es handelt sich somit um den  $S_{d1}B_1$ -Horizont einer Pseudogley-Parabraunerde, die sich als rezenter Boden auf einer mehrgliedrigen Schuttdecke entwickelt hat.

Der ca. 140 cm mächtige rezente Boden wird von einem fahlgrauen, schwach tonigen Lehm mit dichter Lagerung, kohärentem Gefüge und einzelnen Rostflecken unterlagert. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um den solifluidal umgelagerten  $S_{wA1}$ -Horizont einer fossilen pseudovergleyten Parabraunerde. Der vernähte  $B_1$ -Horizont des fossilen

Bodens besitzt ein polyedrisches Gefüge und deutliche Tonüberzüge. Nach unten geht der Horizont in eine plattige Struktur über. Auch hier sind noch kräftige Toncutane entwickelt. Die Gesamtmächtigkeit des fossilen Bodens beträgt ca. 2,70 m. Im Vergleich zum rezenten Boden ist die fossile Parabraunerde intensiver ausgebildet. Ihre Entstehung erfolgte deshalb zweifellos unter warmzeitlichen Klimabedingungen. Ein solcher Paläoboden ist in günstigen, abtragungsgeschützten Reliefpositionen der rißzeitlichen Altmoräne zu erwarten und dürfte dem Riß/Würm-Interglazial entsprechen.

Unter dem ersten fossilen Boden folgt noch eine weitere Bodenbildung. Zunächst tritt an der Basis der Deckschichten über mittelrißzeitlichen Kiesen eine lößlehmhaltige, zweigeteilte Fließerde auf. Die obersten 15 cm stellen einen schluffig bis feinsandigen, hellgelblichbraunen Lehm mit gehäuft auftretenden Sesquioxidkonkretionen dar. Während im oberen Bereich der Kiesanteil ca. 8 % beträgt, nimmt er zur Basis auf ca. 50 % zu. Auch hier sind sehr viele Sesquioxidkonkretionen und zudem Mangan-Krusten vorhanden. Pedologisch handelt es sich um einen zweiten, umgelagerten, fossilen  $S_wA_1$ -Horizont, der sich in Basisfließerden der Deckschichten entwickelt hat. Der dazugehörige Unterboden ist auf den mittelrißzeitlichen Kiesablagerungen im Liegenden der periglazialen Deckschichten ausgebildet. Es handelt sich um einen im oberen Bereich rötlichbraunen nach unten aber dunkelbraunen  $B_1$ -Horizont mit einem Kiesanteil von ca. 70 % und einer Matrix aus sandig-tonigem Lehm. Bei voranschreitendem Abbau wurde deutlich, daß der rötlichbraune  $B_1$ -Horizont nur im oberen Bereich der Mulde entwickelt war und muldenabwärts gekappt wurde, so daß hier der dunkelbraune  $B_1$ -Horizont die Oberfläche der Kiesverwitterung bildet.

Der zweite fossile  $B_1$ -Horizont geht nach unten in einen entkalkten  $B_V$ -Horizont über. Von großer Bedeutung ist die Tatsache, daß unter dem zentralen Bereich der Hangmulde die Entkalkung bis 25 m (!) tief in den Schotter hinabgreift, wobei auch in dem Kies eingelagerte Moränenfetzen entkalkt worden sind (vgl. Abb. 4). Innerhalb des  $B_V$ -Horizontes war im tieferen Abschnitt auch eine kalkhaltige Schotterlinse vorhanden. Während in diesem Bereich sowie in den unverwitterten kalkhaltigen sandigen Kiesen eine gute Schichtung ausgebildet war, besaßen die Schotter in der tiefgründigen Entkalkungszone eine völlig wirre Lagerung und damit auch nicht mehr die für glazialfluviale Schotter typischen Sedimentstrukturen. Der Grund für diese Erscheinung liegt zweifelsfrei in dem hohen Massendefizit, das durch die Entkalkung und dabei insbesondere durch die Auflösung der Kalkgerölle entstanden ist.

Das Sediment ist somit beim Entkalkungsvorgang zusammengesunken und hat dabei seine Schich-

tungsstrukturen und den glazifluvialen Habitus weitgehend verloren. Dieser Sachverhalt muß bei der genetischen Deutung entkalkter Schotter unbedingt berücksichtigt werden, damit es in Einzelfällen nicht zu Fehldeutungen kommt (vgl. DOPPLER in JERZ & DOPPLER 1990, BIBUS 1995).

Außerdem ist die abnorme Entkalkungstiefe der Schotter überraschend. Normalerweise würde man davon ausgehen, daß sich mehrere warmzeitliche Bodenbildungen ineinander projiziert haben. Da die tiefe Entkalkung jedoch nur lokal unter der Hangmulde auftritt, ist eine solche Deutung nicht wahrscheinlich. Vielmehr muß man davon ausgehen, daß es im Bereich der Mulde zu einem starken Wasserzuzug und einer erhöhten Versickerung gekommen ist, die zu einer zwar räumlich begrenzten, aber sehr stark in die Tiefe gehende Entkalkung geführt hat. Die vorgestellte Situation zeigt, wie vorsichtig man bei der stratigraphischen Ausdeutung von Entkalkungstiefen, zum Beispiel in Einzelbohrungen, sein muß.

Da die Kiesverwitterung nach unserer Ansicht einer sehr intensiven Bodenbildung entspricht, liegen somit in Bittelschieß zwei fossile und der rezente Boden vor.

Aufgrund der intensiven rotstichigen Verwitterung und der großen Entkalkungstiefe kann der zweite fossile Boden ohne Bedenken als interglaziale Bildung angesehen werden.

In der Kiesgrube Bittelschieß war im Winter 1992/93 der Rand einer weiteren Mulde aufgeschlossen, deren Füllung die vorgestellte stratigraphische Einstufung bestätigt (vgl. Abb. 5).

Der 1.  $fB_1$ -Horizont folgt hier dicht unter dem rezenten Boden und ist als rötlichbrauner  $B_1$ -Horizont entwickelt. Die polyedrische Struktur mit deutlichen Ton- und Mn-Überzügen belegt autochthone Lagerungsverhältnisse. Der fossile  $B_1$ -Horizont wird lokal von einer kiesigen, lößlehmhaltigen Fließerde unterlagert, welche innerhalb der Mulde den mittelrißzeitlichen Kies asymmetrisch bedeckt. Auf den Kiesen ist ein brauner, lokal auch rotstichiger 2.  $fB_1$ -Horizont mit einem basalen  $B_V$ -Horizont entwickelt, der in Taschen tiefer in den kalkhaltigen Kies hinabgreift. Die größte Entkalkungstiefe wird mit ca. 6 m unter dem Zentrum der eingeschnittenen Mulde erreicht. Zum Rand reduziert sich die Verwitterungstiefe auf 2-3 m. Dort laufen der rezente und die beiden fossilen Böden zu einem Bodenkomplex zusammen, der hangaufwärts bei abnehmender Mächtigkeit nicht mehr untergliedert werden kann.

Aus den paläopedologischen Befunden läßt sich in Bittelschieß ableiten, daß die dem Mittleren Riß des Rheingletschers zuzuordnenden Kiese und Moränen aufgrund der Überlagerung durch zwei fossile, von der Ausbildung als warmzeitlich anzusehende Böden in die drittletzte Kaltzeit einzustufen sind. Zwi-

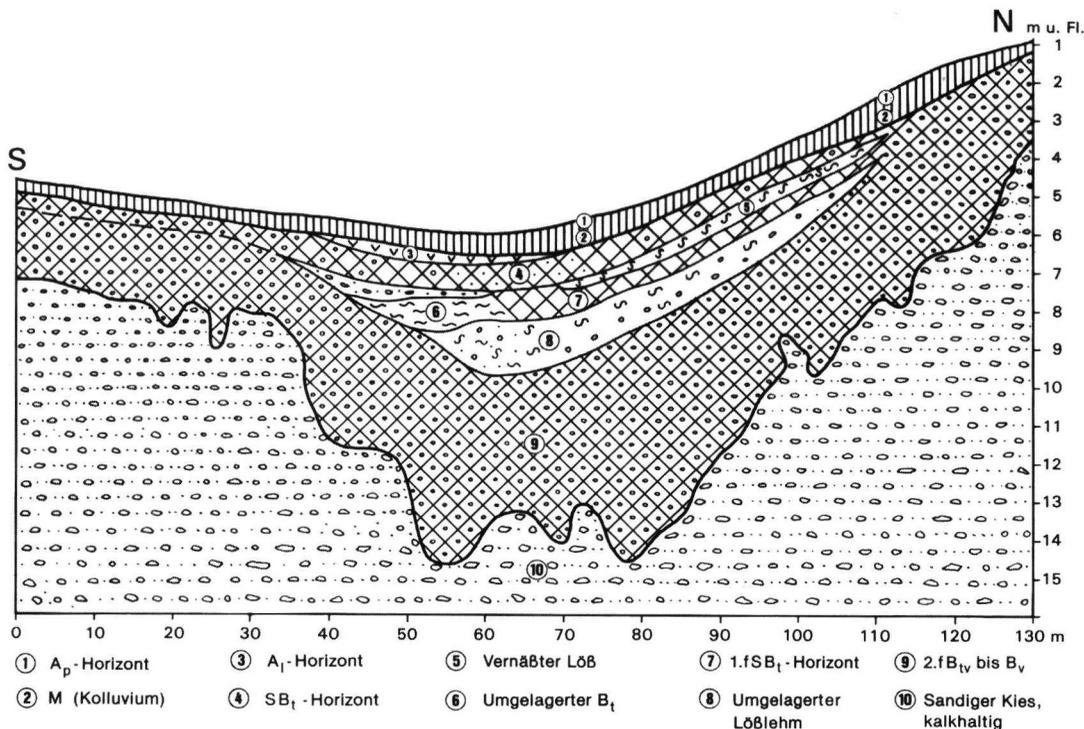


Abb. 5: Boden- und Sedimentabfolge in der Hohlform 2 in Bittelschieß.

Fig. 5: Soil and sediment succession in hollow mould no. 2 in Bittelschieß.

schen dem Jung- und Mittelriß liegt deshalb nach unserer Ansicht kein Interstadial, sondern ein Interglazial. Da Diskordanzen grundsätzlich nicht auszuschließen sind, sollte nur von einem Mindestalter gesprochen werden.

Es ist sehr wichtig, daß sich die vorgestellten Ergebnisse im westlichen Rheingletschergebiet, und zwar im Hochrheintal südlich von Basel bestätigen lassen. Dort treten bei Möhlin (CH, Aargau) auf dem sogenannten Möhliner Feld Terrassenschotter auf, welche 30 m über der Talauflage des Rheins liegen und von SCHREINER (1992: 206) dem Mittleren Riß zugeordnet werden. Östlich von Möhlin sind zwei dicht beieinanderliegende Moränenwälle ausgebildet, wobei der äußere einen Übergangskegel besitzt, der mit der Oberkante auf das Hochterrassenniveau einspielt (vgl. zuletzt VERDERBER 1992: 97ff.). Auf der Außenseite des äußeren Walls ist in einer Kiesgrube in der Flur Bünten an der Westwand seit 15 Jahren ein Profil aufgeschlossen, welches mit den Verhältnissen in Bittelschieß übereinstimmt. Auch am Möhliner Feld sind zwei fossile Parabraunerden auf den Moränen und ihren Deckschichten nachzuweisen (vgl. Abb. 6).

Der rezente Boden ist in der reliefierten Agrarlandschaft erodiert, so daß der  $A_p$ -Horizont direkt auf einem gelblichbraunen, sehr schwach kiesigen Lößlehm der Würmeiszeit ausgebildet ist. Der 1. fossile

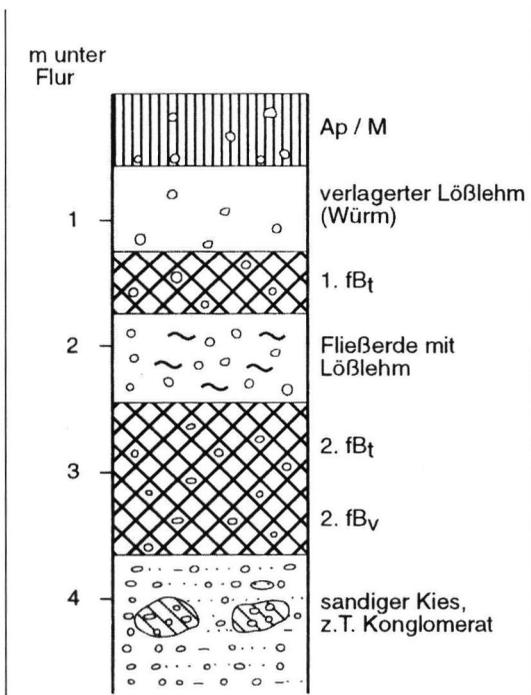


Abb. 6: Bodenabfolge auf der Endmoräne des Möhliner Feldes

Fig. 6: Soil succession at the moraine ridge in the Möhlin field.

B<sub>1</sub>-Horizont ist als rötlichbrauner toniger Lehm mit einem hohen Kiesanteil entwickelt. Da einzelne Gerölle vollkommen zersetzt sind und die Verwitterungsintensität zur Basis nachläßt, kann davon ausgegangen werden, daß sich der Boden in primärer Lagerung befindet. Das Ausgangssubstrat der fossilen Bodenbildung ist eine graue, lößlehmhaltige, stark kieshaltige Fließerde, die der vorletzten Kaltzeit zugeordnet werden muß. Der unterlagernde Moränenkies trägt einen 2. fossilen B<sub>1</sub>-Horizont von über 1 m Mächtigkeit, der an anderen Stellen in der Kiesgrube auch über 4 m stark werden kann. Es handelt sich um einen braunen lehmigen Kies, in dem einzelne Gerölle völlig zersetzt sind.

Auf dem Möhliner Feld treten außerdem begrenzte Hohlformen auf, die mit z. T. über 6 m mächtigen Lößlehm gefüllt sind. In der Kiesgrube auf der Flur Bünten sind solche Füllungen an zwei Stellen aufgeschlossen. Über der vorletzten interglazialen Kiesverwitterung tritt ein Lößlehm auf, der bis zur Basis von einem rötlichbraunen, pseudovergleyten B<sub>1</sub>-Horizont überprägt ist. Es handelt sich hierbei nach unserer Ansicht um den letztinterglazialen Bodenrest. Der darüber lagernde Lößlehm ist schwach lessiviert und führt Holzkohlen. Er wird als das Bodensediment der Niedereschbacher Zone i. S. v. SEMMEL (1969) gedeutet. Im oberen Bereich zeichnet sich eine schwache Verbraunungszone ab, die jedoch nicht die Merkmale des Lohner Bodens führt, der in typischer Ausbildung aus der 25 km westlich liegenden Ziegelei Allschwil bei Basel beschrieben wird (BIBUS 1990: 226f.). Möglicherweise handelt es sich um den umgelagerten Lohner Boden. Den Abschluß des Profils bildet kalkfreier Jungwürmlöß mit Resten des rezenten B<sub>1</sub>-Horizontes. Von Bedeutung ist die Tatsache, daß vom rezenten Boden schwache braune Tonüberzüge in den liegenden Lößlehm eingreifen und dadurch bis in große Tiefe eine Lessivierung vortäuschen, die nicht fossil ist.

Am Ostrand des Möhliner Feldes (Kiesgrube Schwarb, westlich von Wallbach) tritt in einem verfüllten Toteisloch ein im Prinzip vergleichbares Profil auf. Es liegen jedoch über dem Grobblöcke führenden Moränenkies noch feingeschichtete Tone, die von einem sehr kräftigen B<sub>1</sub>-Horizont überprägt sind, der noch 3 m in den liegenden Moränenkies eingreift. Die große Mächtigkeit und intensive Ausbildung dieses basalen Warmzeitbodens kann wohl mit verstärktem Wasserzug in dem ehemaligen Toteisloch erklärt werden, wobei eine Mehrgliedrigkeit nicht ausgeschlossen werden kann. Im Hangenden ist über einer durch Kiese erkennbaren Diskordanz eine sandige lößlehmhaltige Deckschicht entwickelt, auf der sich eine intensive Pseudogley-Parabraunerde von 2,70 m Mächtigkeit ausgebildet hat. An der Basis dieses letztinterglazialen Bodenrestes läßt die Verwitterungsintensität nach, wobei

auch graue Lamellenflecken auftreten. Es ist deshalb eindeutig abgesichert, daß es sich um 2 fossile Parabraunerde handelt. Über der letztinterglazialen Pseudogley-Parabraunerde tritt wiederum die Niedereschbacher Zone mit sehr vielen Holzkohlen und als Abschluß ein jungwürmzeitlicher Sandlöß auf.

Die Moräne vom Möhliner Feld mit der dazugehörigen Hochterrasse läßt sich somit an mehreren Stellen durch Paläoböden mindestens in die drittletzte Kaltzeit (Mindestalter) datieren und kann deshalb auch aus unserer Sicht in Übereinstimmung mit SCHREINER (1992: 206) mit dem Mittleren Riß parallelisiert werden.

Zum Mittleren Riß gehörende, freie Terrassenaufschüttungen sind in vielen Tälern durch die jüngeren Schmelzwässer wieder weitgehend ausgeräumt worden. Im Rißtal nördlich von Biberach ist eine Terrassenleiste am östlichen Talrand über den Unteren Hochterrassenschottern (13 m-Terrasse) erhalten geblieben. Die Kiese dieser Oberen Hochterrasse sind im Raum Baltringen gut aufgeschlossen und werden dort lokal als Baltringer Terrasse bezeichnet. In den Kiesgruben südlich von Baltringen sind die Terrassenschotter bis nahe an den Terrassenhang aufgeschlossen. Sie werden zum Hang hin von zunehmend mächtig werdenden Deckschichten überlagert. Am äußeren Terrassenrand (zum Tal) treten dagegen stark verkürzte Profile auf, wie sie im Kapitel 4 beschrieben worden sind. Zum inneren Terrassenrand (zum Hang) steigt die Mächtigkeit der Deckschichten auf über 9 m an, wobei sich typische Lößpaläoböden ausgliedern lassen. Die Aufschlußsituation ist erstmals von MIARA (MIARA et al. 1993) beschrieben und gedeutet worden. Da es sich um ein sehr wichtiges Profil handelt, haben wir den Aufschluß ebenfalls aufgenommen (vgl. Abb. 7).

Im oberen Bereich liegen in Baltringen Jungwürmlöse vor. Es handelt sich um schluffige bis sandige Lehme und lehmige Feinsande, in die einzelne Kiese eingelagert sind. Die Sandkomponente kann auf Flugsandbeimengungen zurückgeführt werden. Nicht auszuschließen ist auch eine teilweise Umlagerung von feinsandigen Molassesedimenten aus dem Oberhangbereich. Eine solche Deutung muß vor allem für die aufgearbeiteten Kiese angenommen werden, da hangaufwärts ein älterer Terrassenschotter aus der Günzeiszeit ansteht. Der gesamte Jungwürmlöß ist durch diffuse Fe- und Mn-Flecken schwach vernäßt. Bei 2,50 m unter Flur nimmt die Vernässung in einer sandstreifigen Lehmlage zu, was unter Umständen auf eine Naßbodenbildung zurückzuführen ist. Bei ca. 3 m unter Flur setzt ein grau- bis grünstichiger, plattiger, schluffiger Lehm mit Rostknötchen und intensiven Rostüberzügen und Mn-Anflügen auf den Aggregatflächen ein. Es handelt sich hierbei aufgrund der Ausbildung zweifelsfrei um den Lohner Boden in einer vernäßen Va-

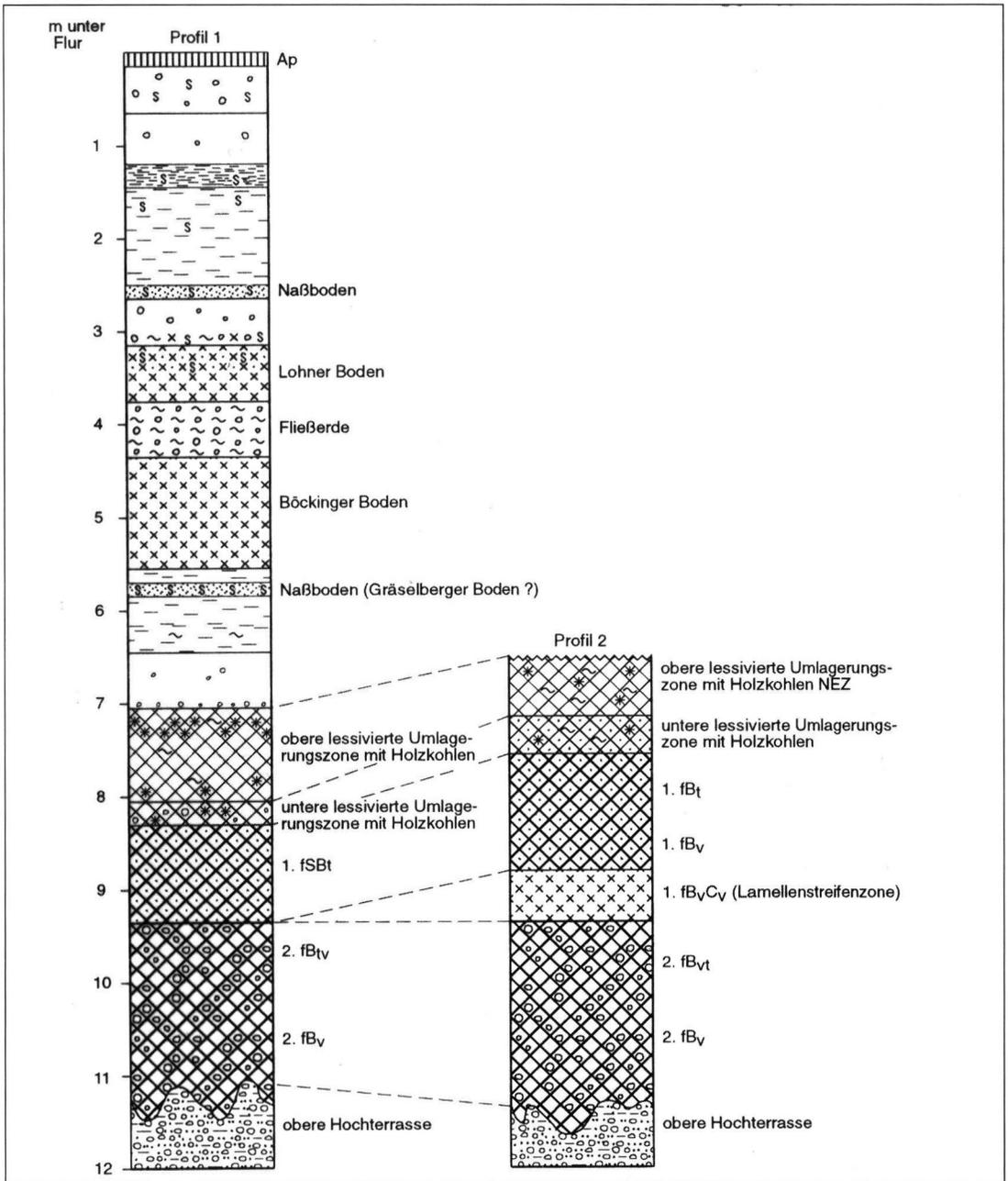


Abb. 7: Deckschichtenprofil in der Kgr. Baltringen bei Biberach.

Fig. 7: Superficial layer profile in the Baltringen gravel pit near Biberach.

riante. Nach einer Fließerde aus braunem, schwach tonigem Lehm mit sehr vielen eingelagerten Kiesen folgt ein weiterer Horizont, der ähnliche Merkmale wie der Lohner Boden besitzt. Die Farbe ist jedoch in diesem Horizont braun und die Struktur blättrig. Der Boden entspricht dem unteren Lohner Boden oder Böckinger Boden, so wie er auch weiter im Osten in den Lössen der Iller-Lech-Platte mehrfach aufge-

schlossen ist (BIBUS 1995). Die beiden Mittelwürmböden werden von einer feingeschichteten Zone aus grauen Sand- und gelben Lehmabändern unterlagert, die als ablauales Unterhangsediment anzusehen ist. Im oberen Bereich der Schwemmsedimente läßt sich ein schwacher Naßboden nachweisen, der in flacher Muldenposition in eine sehr intensive, graue Bleichzone mit randlichen Rostbändern übergehen kann.

Tab. 1: Sedimentanalysen vom letztinterglazialen Boden und der hangenden lessivierten Umlagerungszone in Baltringen.  
 Table 1: Sediment analyses of the last interglacial soil and the hanging leached redeposition zones in Baltringen.

Korngröße Fraktionen in %										Bodenart	Bodenart	
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Schluff gesamt	Feinsand	Mittelsand	Grobsand	Sand gesamt			
<b>Probe</b>												
<b>Profil 1</b>												
Löß, Mittelwürm	13,5	9,3	16,6	25,5	51,4	29,0	5,9	0,2	35,1	Uls		sandig lehmiger Schluff
obere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	9,7	9,7	16,4	29,1	55,2	27,5	6,7	0,9	35,1	Uls		sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	15,5	9,5	15,1	28,2	52,8	25,1	6,0	0,6	31,7	Uls		sandig lehmiger Schluff
1.fSB <sub>t</sub> oben	19,2	10,0	15,7	26,2	51,9	23,3	5,1	0,5	28,9	Lu		schluffiger Lehm
1.fSB <sub>t</sub> mitte	30,0	5,9	9,4	23,1	38,4	30,6	9,6	0,4	40,6	Ls3		mittelsandiger Lehm
1.fC <sub>v</sub> B <sub>b</sub>	15,5	8,7	21,4	30,7	60,8	17,9	5,6	0,2	23,7	Uls		sandig lehmiger Schluff
<b>Profil 2</b>												
obere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	10,6	8,3	14,2	28,5	51,0	29,5	7,9	1,0	38,4	Uls		sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	11,6	9,6	16,1	30,6	56,3	24,5	6,3	1,3	32,1	Uls		sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	13,8	9,5	15,7	31,6	56,8	21,8	6,5	1,1	29,4	Uls		sandig lehmiger Schluff
1.fSB <sub>t</sub> oben	18,8	9,3	13,6	26,6	49,5	23,6	7,5	0,6	31,7	Ls2		schwach sandiger Lehm
1.fSB <sub>t</sub> mitte	22,6	5,0	14,2	27,7	46,9	24,0	6,0	0,5	30,5	Ls2		schwach sandiger Lehm
1.fB <sub>t</sub> unten	17,3	5,3	12,4	25,9	43,6	31,7	7,0	0,4	39,1	Ls2		schwach sandiger Lehm

Da in gut gegliederten Lößprofilen in diesem Abschnitt der Gräselberger Boden und weitere Naßböden auftreten können (vgl. SEMMEL 1968: 5ff., BIBUS 1992: 10), ist es naheliegend, eine Parallelisierung mit diesen Straten durchzuführen. Abgeschlossen wird der Mittelwürmlöß durch bräunlichgelbe, veräzte, lehmige Feinsande mit einzelnen aufgearbeiteten Kieseln. Darunter folgt eine durchgehende

Kieslage, die eine Diskordanz anzeigt. Bei den liegenden Schichten handelt es sich um grau-braun-weiß gefleckte feinsandige Lehme mit plattiger bis lokal auch schwach polyedrischer Struktur. Viele Mn-Konkretionen und Fe-Nadelstiche zeigen eine Vernässung des Substrates an. Auf den Bodenaggregaten sind braune Überzüge entwickelt, die an ihrer Oberfläche von einem hellgrau-

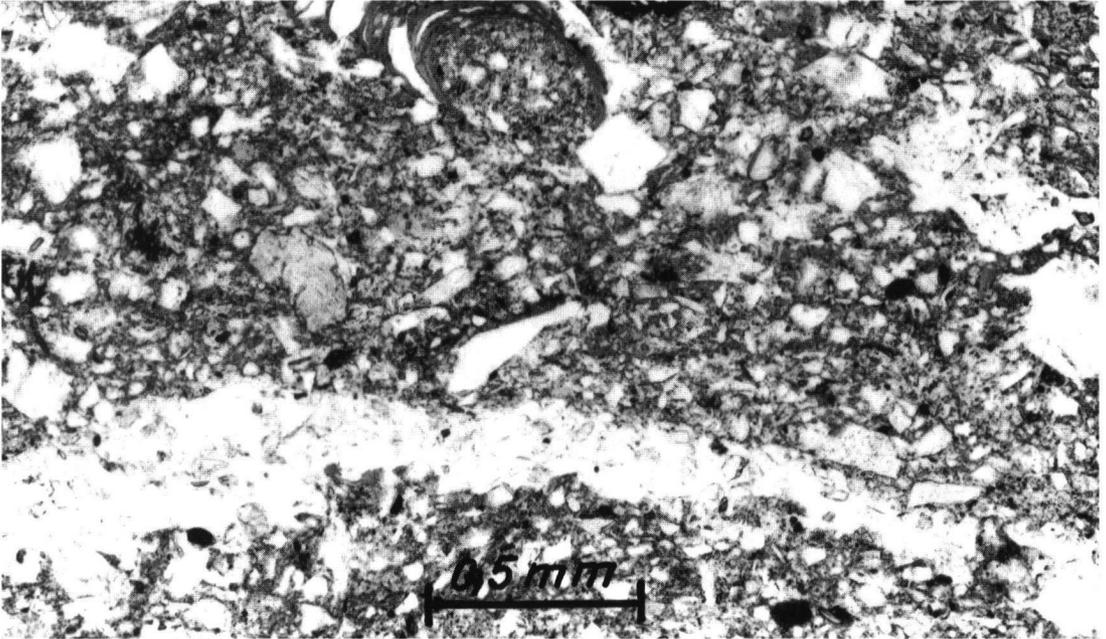


Abb. 8: Dünnschliff von der schwach lessivierten Umlagerungszone über dem letztinterglazialen Boden in Baltringen.  
 Fig. 8: Microscopic section of the slightly leached redeposition zone overlaying the last interglacial soil in Baltringen.

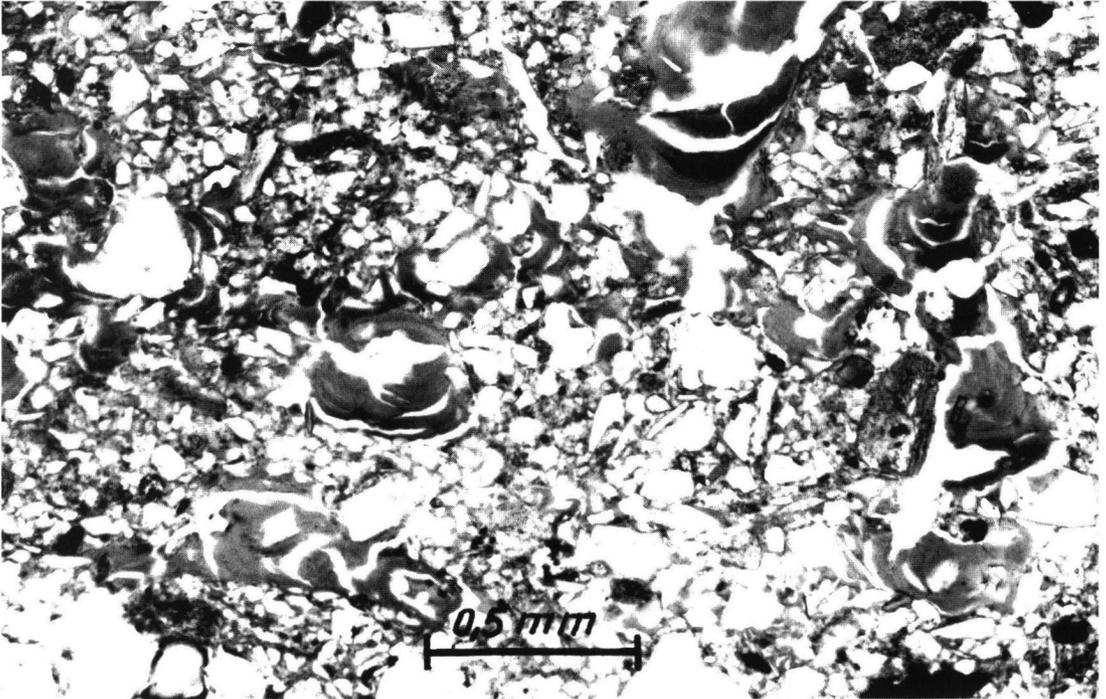


Abb. 9: Dünnschliff vom letztinterglazialen Boden in Baltringen.  
 Fig. 9: Microscopic section of the last interglacial soil in Baltringen.

Erläuterungen zu Abb. 8 und 9: Im Vergleich der beiden Dünnschliffe ist klar zu erkennen, daß die Umlagerungszone sehr wenige und schwache Tonilluvationen besitzt. Im Gegensatz zu den makroskopischen Befunden lassen sich auf den Flächen zwischen den plattigen Aggregaten im Dünnschliff keine Tonbeläge

nachweisen. Die Schluffkörner in den Klüften sind hingegen gut zu erkennen. Der letztinterglaziale Boden (1. fB<sub>1</sub>) weist hingegen eine intensive Toneinschlümmung mit laminiertes Tonsubstanz in den Poren auf. Von der Verwitterungsintensität können die beiden Horizonte deshalb nicht verglichen werden.

den Feinsand überzogen werden, der dem Horizont die graue Färbung gibt. Es handelt sich hierbei um eingespülten Feinsand zwischen den einzelnen Bodenplatten, während die braunen Überzüge makroskopisch wie Toncutane aussehen. Auffallend sind außerdem sehr grobe Poren in den einzelnen Aggregaten. Das Innere der Aggregate besteht aus humosbraunem Substrat, welches aus einer älteren Verwitterung stammt. Im tieferen Bereich wird das Material braun bis rötlichbraun gefärbt und stärker pseudovergleyt. In dem gesamten Horizont treten vereinzelt Holzkohlebröckchen auf, die auch von MIARA et al. (1993) erwähnt worden sind. Durchgeführte Bestimmungen der Holzkohlen durch SCHOCH (schriftl. Mitt.) haben ergeben, daß es sich vorwiegend um Kiefern und Fichten, im oberen Bereich auch um Lärchen handelt. Im unteren Bereich konnten jedoch in einer Probe wenige Holzkohlebröckchen von Eichen nachgewiesen werden, so daß auch Hinweise für einen umgelagerten Horizont mit thermophilen Elementen vorliegen. Nach den beschriebenen Eigenschaften besteht zumindest makroskopisch kein Zweifel daran, daß der zweigeteilte Horizont eine Lessivierung erfahren hat. Allerdings konnte in Bodendünnschliffen an den plattigen Aggregatgrenzen keine Tonsubstanz nachgewiesen werden. Nur in kleinen Poren tritt sehr selten etwas Ton auf. Mit nur 10 % Ton (vgl. Tab. 1) weist das Material für einen  $B_t$ -Horizont auch einen zu geringen Tongehalt auf. Außerdem treten Holzkohlebröckchen nach unseren Erfahrungen nicht in autochthonen  $B_t$ -Horizonten auf, während sie in Fließerden über interglazialen fossilen Böden häufiger zu finden sind. Die makroskopischen  $B_t$ -Merkmale sind nur im südlichen Bereich der östlichen Abbauwand vorhanden. Nach Norden geht der Horizont in eine schwach humose, holzkohlebröckchenführende Fließerde ohne  $B_t$ -Struktur über und muß dort von der gesamten Ausbildung her als Niedererschbacher Zone angesprochen werden. Nach SEMMEL (1969) handelt es sich hierbei um das Umlagerungsprodukt des letztinterglazialen Bodens, lokal auch mit aufgearbeiteten Altwürmabschnitten, das zu Beginn des Mittelwürms entstanden ist. Die geringe Humusbeimengung im oberen Bereich der Umlagerungszone kann in Baltringen auf aufgearbeitetes Material von Altwürm-Humuszonen zurückgeführt werden. Eine solche Deutung ist vor allem deswegen möglich, da in der 6 km entfernt liegenden Kiesgrube Schemmerhofen und in einer Kiesgrube bei Äpfingen noch Reste einer Altwürm-Humuszonen nachgewiesen werden konnten (KÖSEL 1992: 144), die anzeigen, daß die Altwürm-Humuszonen in diesem Raum ausgebildet waren. Auch in Schemmerhofen ist lokal eine schmutzigbraune Umlagerungszone der Niedererschbacher Zone mit Holzkohlen und makroskopisch erkennbaren Ton-

überzügen vorhanden. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß SEMMEL (1974: 25) eine autochthone Überprägung der Niedererschbacher Zone nach der Umlagerung für möglich hält und ALTEMÜLLER (1974: 124) biogene Spuren in dieser Zone mikromorphologisch nachweisen konnte. Eine Tondurchschlammung, wie sie im Profil Baltringen und Schemmerhofen offensichtlich vorliegt, wurde jedoch noch nicht beschrieben. Dennoch tendieren wir dazu, den beschriebenen Horizont als in besonderer Unterhangposition schwach lessivierte Umlagerungszone zu deuten. Wir können andererseits auch nicht vollkommen ausschließen, daß es sich um eine eigenständige Bodenbildung handelt. Zudem sei auf die Diskussion über die regionale Differenzierung von altwürmzeitlichen Böden im Kapitel 2 verwiesen.

Die holzkohleführende, zweigeteilte Umlagerungszone wird von einem rötlichbraunen, pseudovergleyten, fossilen  $B_t$ -Horizont mit plattig-polyedrischer Struktur und sehr kräftigen Toncutanen unterlagert. Auch in Dünnschliffen läßt sich eine massive Toneinspülung nachweisen. Nach unten läßt die Verwitterungsintensität des  $B_t$ -Horizontes nach, und er löst sich zudem in eine Lamellenstreifenzone auf. Das Ausgangssubstrat des C-Horizontes ist ein feingeschichteter, sandiger Lehm bis lehmiger Sand mit eingeschalteten kiesigen Lagen. Ob es sich hierbei um einen durch Umlagerungsvorgänge gekennzeichneten Sandlöß oder ein abluales Schwemmsediment handelt, ist schwer zu entscheiden. Da jedoch der  $B_t$ -Horizont auf Feinmaterial entwickelt ist, kann davon ausgegangen werden, daß es sich insgesamt um eine äolisch beeinflusste Deckschicht handelt. Aufgrund der durchgeführten Korngrößenanalysen nimmt der Tongehalt im  $B_t$ -Horizont von ca. 22 % auf 15 % in der Lamellenstreifenzone ab. Die Bodenart verändert sich mit zunehmender Profiltiefe von einem schluffigen Lehm über einen sandigen Lehm zu einem sandig-lehmigen Schluff (vgl. Tab. 1). Aufgrund der Färbung in den Bodenaggregaten und in der Lamellenstreifenzone kann davon ausgegangen werden, daß das Ausgangssubstrat der Parabraunerde kein Bodenkolluvium, sondern unverwittertes, nicht verbrauchtes Sediment gewesen ist. Allerdings ist das hellgrau gefärbte Ausgangssubstrat der Bodenbildung an der Basis der Deckschichten heute kalkfrei.

Aus den beschriebenen Verhältnissen kann der Schluß gezogen werden, daß nach Ablagerung der Terrasse vor der Würmkaltzeit eine eigenständige Deckschicht aufgelagert und anschließend intensiv verwittert wurde. Diese Deckschicht stellt somit einen eigenen Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus dar. Der fossile  $B_t$ -Horizont ist allerdings nur an den Stellen vorhanden, an denen der Abbau am tiefsten in den Terrassenhang vorangetrieben wurde. Zum äußeren

Terrassenrand wird er von der Fließerde der Niedereschbacher Zone gekappt. Es stellen sich dann verkürzte und stark kryoturbat gestauchte Profile ein, wie sie in Kapitel 4 beschrieben wurden. Man kann daraus abschätzen, wie leicht man selbst bei großräumigen Aufschlüssen zu Fehleinstufungen kommen kann, da in der Regel der Kiesabbau von der äußeren Terrassenkante ausgeht und damit sehr selten die Deckschichten in der Hangverkleidung zur oberen Terrassenstufe aufgeschlossen sind.

Unter dem beschriebenen Deckschichtenprofil folgt in Baltringen der über 15 m mächtige Schotterkörper der Älteren Hochterrasse aus dem Mittleren Riß. Die Kiese sind von der Oberfläche her zu einem 2-3 m mächtigen, schmutzig-braunen  $B_{Vt}$ -Horizont verwittert, dessen Untergrenze einen bogenförmigen Verlauf besitzt. Die Kiese sind sehr stark zersetzt, der  $B_t$ -Horizont ist nur noch lokal in einer Mächtigkeit von 10 cm erhalten. Im Vergleich mit anderen Bodenbildungen muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei der Kiesverwitterung um den unteren Bereich einer interglazialen Bodenbildung handelt. Da an der Basis der Deckschicht noch weitgehend unverwitterte Partien vorhanden sind, kann es sich nicht um einen Durchgriff von der nächstjüngeren Bodenbildung handeln, wogegen auch die Mächtigkeit und Intensität der Kiesverwitterung spricht.

Im Profil Baltringen sind somit mindestens zwei fossile Parabraunerdereste vorhanden, die wir als interglaziale Bildungen einstufen. Der 2. fossile Boden auf den Kiesen wird als „Baltringer Boden“ bezeichnet. Es ergibt sich damit auch für die Terrassenschotter entsprechend wie für die Moränen des Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) eine Mindesteinstufung in die drittletzte Eiszeit.

In diesem Zusammenhang ist weiterhin von Bedeutung, daß von SCHÖBER (1989: 212) in einem Hochterrasseaufschluß bei Wasterkingen (Schweiz) ein als interstadiale Bildung angesehener Boden beschrieben wird, der zwischen Jüngeren und Mittlerem Riß entstanden sein soll. Wir haben diese Verwitterungserscheinung als lokales Vorkommen im nördlichsten Abschnitt der aufgelassenen Kiesgrube Spühler in Wasterkingen wiedergefunden. Es handelt sich um eine ca. 2 m mächtige, nach oben unscharf begrenzte Zone, in der schichtparallel sandige Kieslagen verbraunt, aber nicht entkalkt sind. Einzelne Dolomite sind verascht, eine starke Auflösung von Kalken, wie sie von SCHÖBER (1989: 212) beschrieben wurde, konnten wir nicht beobachten. In feinsandfreien Kieslagen ist außerdem eine rötlichbraune Tonsubstanz eingespült, die eindeutig von einer warmzeitlichen Bodenbildung stammt. Da jedoch die Verwitterungserscheinungen in der Kiesgrube nur in der Nähe des ursprünglichen Terrassenhangs auftreten und die Zone nicht die typischen Eigenschaften eines gekappten Bodens besitzt, sehen wir sie als Durch-

griff von einer jüngeren Oberfläche an. Der „Wasterkinger Boden“ hat u. E. somit keinen stratigraphischen Aussagewert für die Gliederung der Rißeiszeit.

## 6 Das Ältere Riß (Zungen-Riß) und seine Abgrenzung zu jüngeren Sedimenten

Die Ablagerungen des Älteren Riß oder Zungenriß liegen nach SCHREINER (1989) und SCHREINER & HAAG (1982) vor den Doppelwall-Endmoränen oder sind im Vergletscherungsbereich des Doppelwall-Vorstößes von dessen Ablagerungen bedeckt. Auch vor den Doppelwall-Endmoränen sind die Sedimente aufgrund ihrer tiefen Lage zumeist von Kiesen des Mittleren Riß überlagert worden. Im Bereich des Dürnbachtales (NE Biberach) tritt eine gut ausgebildete Schotterterrasse auf, die dem Zungenriß zugeordnet wird. Die Terrasse ist deswegen so gut erhalten geblieben, weil das Dürnbachtal zum Doppelwall-Maximalstand nach HAAG (1991: 23) von Schmelzwässern nicht durchflossen wurde. Die Schotter sind im Vergleich zum Mittleren Riß wesentlich tiefer verwittert, was auf ein dazwischenliegendes Interglazial zurückgeführt werden könnte. Aufgrund der relativ schmalen Terrassenleisten läßt sich jedoch auch ein stärkerer Wasserzuzug von den Hangbereichen und damit eine größere Entkalkungstiefe lokal nicht ausschließen.

Besonders gut sind die Sedimente der beiden Eisvorstöße seit langem am Scholterhaus nördlich von Biberach aufgeschlossen. Eine als ausgewaschene Grundmoräne angesehene Grobblocklage (SCHREINER 1985: 26), die auch lokal eine Geschiebelehmschmitze führte, wird als Grenze zwischen Älterem und Mittlerem Riß angesehen. Eingespültes, rötliches Feinmaterial sowie eine Zersetzung der Dolomite unter der Grobblocklage werden als Anzeichen einer Verwitterungsphase zwischen Mittlerem und Älterem Riß gewertet. Die angegebenen Befunde reichen allerdings für weiterführende paläoklimatische Schlüsse wohl nicht aus.

Wesentlich bessere Aussagen lassen sich durch zwei Bohrungen machen (Bl. Biberach/Nord Bohrung Nr. 18 und 20a), in denen eine als Zungenriß angesehene Grundmoräne 0,2 m (Bohrung 18) bzw. 2 m (Bohrung 20a) verbraunt und in der Bohrung 20a auch entkalkt war. Der Bodenhorizont in der Bohrung 20a kann von der Entwicklungstiefe bedenkenlos als interglaziale Bildung angesehen werden. Nur schließt SCHREINER (1989: 191) inzwischen nicht aus, daß es sich bei dem Ausgangssubstrat in der Bohrung 20a aufgrund der Höhenlage möglicherweise um mindelzeitliche Grundmoränenablagerungen handelt.

Günstigere Aufschlußverhältnisse liegen im Bereich der rißzeitlich verfüllten Andelsbachrinne vor. Nach ELLWANGER (1990) handelt es sich um rißzeitliche Füllungen, die das Ältere (Zungenriß) und das Mittlere

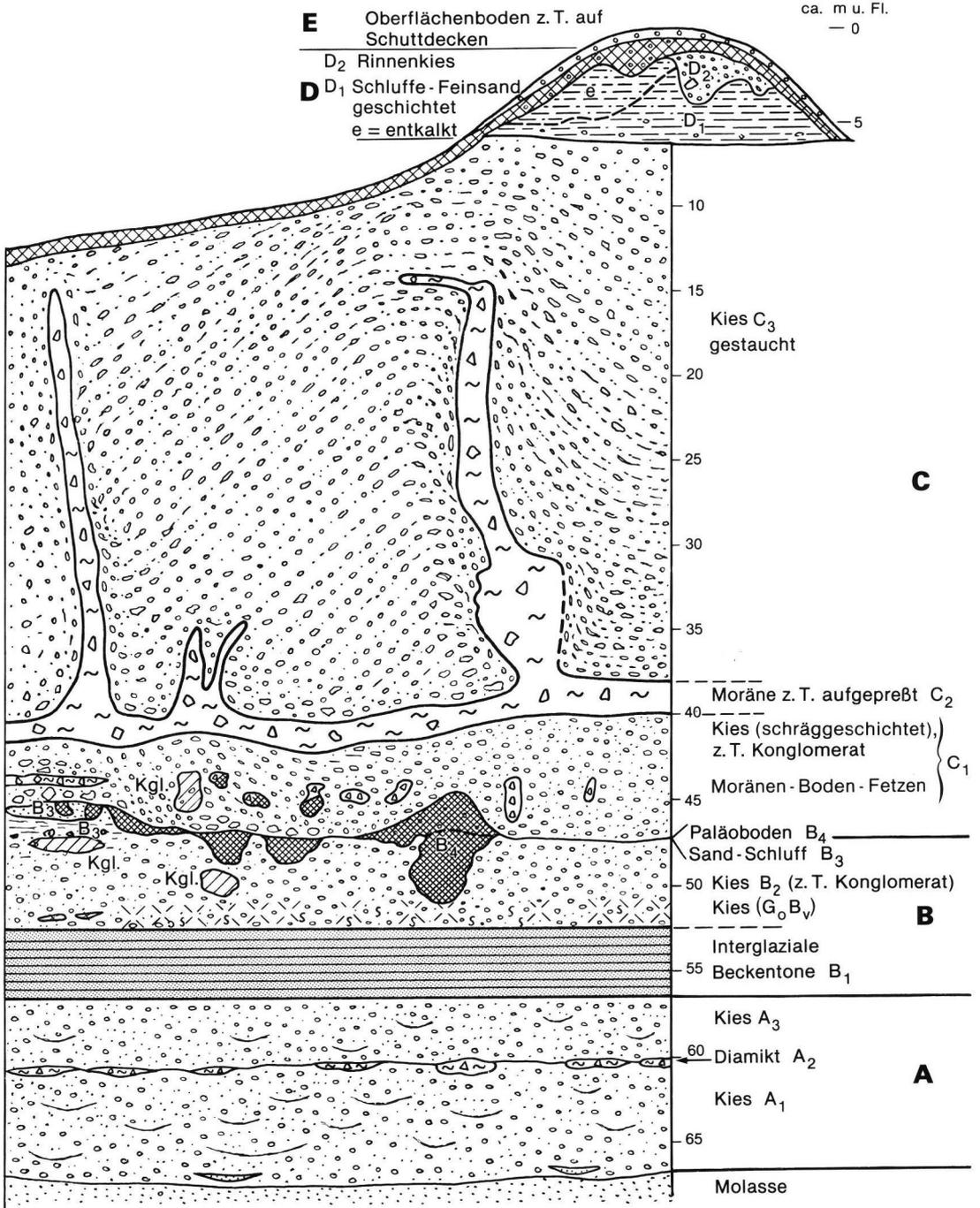


Abb. 10: Das Gesamtprofil der Kgr. Bittelschieß (schwach schematisiert).  
 Fig. 10: Complete profile of the Bittelschieß gravel pit (slightly schematic).

Riß (Doppelwall-Riß) umfassen und schotterpetrographisch und von ihrer morphologischen Position zweifelsfrei als rißezeitliche Ablagerungen gegenüber mindelzeitlichen Schottern abzugrenzen sind. Die beiden glazialen und glazifluvialen Sedimentserien sind in mehreren Aufschlüssen recht gut aufge-

schlossen. Die besten Aufschlußverhältnisse liegen in der bereits genannten Kiesgrube Bittelschieß (E Flur Burgstall, Bl. 7921 Sigmaringen) vor, deren Abbau wir bereits seit über 10 Jahren verfolgen. Die gegenwärtige Aufschlußsituation hat sich gegenüber der Beschreibung von ELLWANGER (1990) im mittleren

und oberen Aufschlußbereich einerseits durch vorschreitenden Abbau in eine Kuppe (Walldistrikt Kohlhaus) und andererseits durch neu aufgeschlossene Seesedimente im mittleren Abschnitt wesentlich verbessert. Die untere Serie umfaßt nach ELLWANGER Schotter mit abschließenden feinsandigen bis tonigen Bänderschluften und Diamikt-Lagen. In diesem Bereich lokal gefundene Lehmschollen ließen die Vermutung einer zwischengeschalteten Verwitterungsphase aufkommen. Der obere Schotter ist nach ELLWANGER durch ein Geschiebemergelband zweigeteilt und zum Teil durch glaziale Einflüsse bis in erhebliche Tiefe gestaucht. Den Abschluß soll eine lückenhaft verbreitete Moräne bilden. ELLWANGER (1990) parallelisiert die Sedimente in der Andelsbachrinne mit der Abfolge am Scholterhaus im Rißtal, so daß sich für den unteren Schotter mit den abschließenden Schluff- und Diamikt-Bändern ein zungenrißzeitliches Alter und für den oberen Schotter eine Einstufung in das Mittlere Riß (Doppelwall-Riß) ergibt. Der im oberen Schotter eingeschaltete diamiktische Till soll nach diesen Vorstellungen die klimatisch unbedeutende Rückschmelzphase des Paultler Interstadials zwischen dem inneren und äußeren Doppelwall repräsentieren; die abschließende Moräne müßte dann mit dem inneren Doppelwall-Stand bzw. dessen Abschmelzphase in Verbindung zu bringen sein.

Im Jahre 1994 war der unterste Abschnitt (A in Abb. 10) in Bittelschieß ziemlich unverändert wie in den vergangenen Jahren aufgeschlossen. Nahe der Basis und im oberen Bereich der sandigen Mittel- und Grobkiese sind vereinzelt Sandlinsen eingeschaltet. Außerdem lassen sich auch in den geschichteten Kiesen flache Muldenfüllungen nachweisen. Dieser unterste Kies wird durch eine lokal aussetzende, aber im gesamten Aufschluß durchgehende, gelbe bis grünliche Lehmlage abgeschlossen. An einzelnen Stellen sind Kiese eingelagert, die jedoch nicht gekritz sind. Vereinzelt weisen die Lehme eine deutliche Feinschichtung und geringe Stauchungen auf. In dieser Lage waren auch in früheren Jahren entkalkte, verbrauchte und schwach pseudovergleyte Lehmsetzen aufgeschlossen, die Umlagerungsprodukte einer Bodenbildung darstellen. In einer Aufschlußsituation waren geschichtete Lehme auch von der Oberfläche her in kleinen Zapfen wenige Zentimeter entkalkt, wobei die Entkalkung an Ort und Stelle erfolgt ist. Es ist deshalb nicht auszuschließen, daß mit der den unteren Kieskörper abschließenden Lehmlage eine Diskordanz und eine Bodenbildungsphase verbunden ist. Trotz gewisser Hinweise auf eine Verwitterung muß jedoch bei einer kritischen Beurteilung klar festgestellt werden, daß die pedologischen Befunde für die Rekonstruktion eines Interglazials beim bisherigen Kenntnisstand nicht ausreichen. Dafür ist die autochthone Entkal-

kung zu gering. Bei den verbrauchten und entkalkten Lehmschmitzen handelt es sich hingegen um allochthone Bildungen, die von älteren Böden aufgearbeitet sein können.

Eine andere Frage ist es, wie die gelben und grünen Lehmlagen genetisch zu deuten sind. Da die dünnen Lehmschichten oft mehrere Meter durchhalten und lokal in flachen Mulden auch mächtiger werden, handelt es sich nicht um einen Horizont von abgerollten Brocken aus älteren Feinsedimenten. Vielmehr ist eine Deutung als Grundmoräne wahrscheinlich, die mit den unterlagernden Kiesen den Eisvorstoß zum Älteren Riß (Zungenriß) belegt. Dabei können auch Relikte älterer überfahrener Böden aufgearbeitet sein. Die hangenden Kiese, die etwas feinkörniger sind, dürften den Rückschmelzschottern dieses Eisvorstoßes entsprechen. ELLWANGER (1990: 240) macht zwar darauf aufmerksam, daß die basalen Schotter nicht ganz so grob sind, wie man sie für hochglaziale Schmelzwasserkiese erwarten würde, doch sieht er letztlich im Vergleich mit dem Aufschluß am Scholterhaus die Möglichkeit, den Abschnitt als beckenwärtige Ablagerung eines Eisvorstoßes zu deuten. Auf jeden Fall ist sedimentologisch eine gesamte glaziale Serie vertreten.

Der Abschnitt A wird von warvenartig geschichteten Beckensedimenten (B<sub>1</sub>) überlagert. Die ca. 3,90 m mächtige und erstmals im Jahre 1994 aufgeschlossene Schicht weist eine farbliche Dreiteilung auf. Der unterste Bereich ist braungelb (1 m), der mittlere grau (1,20 m) und der obere ocker (1,70 m) gefärbt. Es läßt sich jeweils eine Schichtung zwischen helleren und dunkleren Lagen erkennen, so daß rhythmisch geschichtete Zyklen vorliegen. Ob es sich hierbei um Jahreszyklen handelt, läßt sich schwer entscheiden. Im untersten Abschnitt sind die Bänder dicker (0,5-3 cm) als im mittleren und oberen Bereich (max. 0,5 cm). Außerdem wechselt die Korngröße von schluffigen, bisweilen auch feinsandigen Lehmen zu Tonen. Die Beckensedimente sind nahezu frei von makroskopisch erkennbaren Fossilien und sonstigen Lebensspuren. Trotz intensiven Suchens konnte bislang nur ein kleiner Abdruck (ASPRION, mündl. Mitt.) und ein undefinierbarer zersetzter Pflanzenrest gefunden werden. Es lag deshalb zunächst nahe, die Beckentone als kaltzeitliche oder allenfalls interstadiale Bildungen anzusehen. Die pollenanalytische Untersuchung durch BLUDAU (schriftl. Mitt.) hat jedoch ein voll entwickeltes Interglazial vom Typ Samerberg II ergeben, welches durch wärmeliebende Arten wie z. B. *Pterocarya* und *Buxus* gekennzeichnet ist, während *Fagus* vollkommen fehlt. Am Samerberg wurde ein vegetationsmäßig entsprechendes Interglazial als das Riß/Mindel-Interglazial angesehen und mit dem Holstein-Interglazial von Norddeutschland parallelisiert (JERZ, 1983, 1993; GRÜGER 1983). Es ist von

großer Bedeutung, daß dieses Interglazial in Bittelschieß in einer Innerriß-Position liegt.

Die interglazialen Beckentone werden von einem schmutziggroßbraunen, grobsandigen Fein- bis Mittelkies überlagert, der lokal entkalkt ist und rostrote  $G_O$ -Streifen führt. Im nördlichen Teil des Aufschlusses liegt dieser  $G_O B_V$ -Horizont direkt den Bändertonen auf. Nach Süden wird er von wenigen Dezimetern unverwitterten, kalkhaltigen Kies unterlagert und löst sich in einzelne Flecken auf. Es handelt sich offenbar um einen schwach verbrauchten Horizont, der als Abschluß des Interglazials gedeutet werden kann. Allerdings ist auch nicht auszuschließen, daß eine spätere, sekundäre Bildung über den wasserstauenden Beckentonen vorliegt. Der  $G_O B_V$ -Horizont wird von einem hellgrauen, sandigen Mittel- bis Grobkies überlagert, der horizontal geschichtet und kalkhaltig ist. Über diesem Kies ( $B_2$ ) folgt ein gelblicher, feinsandiger Schluff ( $B_3$ ), der nach oben in geschichtete Sande mit einzelnen eingelagerten Kiesen übergeht. Diese erneute Feinsedimentablagerung wird von einer Diskordanz abgeschlossen, die zum Teil bis in die liegenden Kiese hinabgreift. Von Bedeutung ist dabei, daß an der im Aufschluß klar zu erkennenden Diskordanz Verwitterungstaschen einer Bodenbildung ( $B_4$ ) ansetzen. Es handelt sich um entkalkte, verbrauchte Bereiche. Da die Verwitterungstaschen in den Sanden, Schluffen und auch noch in den liegenden Kiesen auftreten und zum Teil mehrere Meter tief sind, kann es sich nicht um den „Durchgriff“ der Verwitterung von einer jüngeren Oberfläche handeln. Dagegen spricht auch die Überlagerung durch mehrere 10er m kalkhaltiger Sedimente. Außerdem sind Brocken des  $B_{VT}$ -Horizontes in den Sedimenten über der Diskordanz aufgearbeitet worden, so daß eindeutig belegt ist, daß sich die Bodenbildung unmittelbar vor Ausbildung der Diskordanz entwickelt hat. Nach den beschriebenen Verhältnissen handelt es sich um die Wurzelzone eines Bodens, dessen oberer Bereich durch die hangende Diskordanz unterschiedlich stark gekappt worden ist. Aufgrund der maximal erhaltenen Entkalkungstiefe von über 2 m kann davon ausgegangen werden, daß es sich ursprünglich um eine intensive, tiefgründige und damit warmzeitliche Bildung gehandelt hat. Da in den Kiesen ( $B_2$ ) zwischen den interglazialen Beckentonen und dem fossilen Bodenrelikt keine Klimazeiger zu finden sind, muß es offen bleiben, ob die zwei dicht beieinanderliegenden, warmzeitlichen Horizonte durch eine Kaltzeit getrennt sind, oder eine einzige, möglicherweise mehrgliedrige Warmzeit repräsentieren. Nach den Aufschlußbefunden und der stratigraphischen Position wäre es möglich, den Abschnitt B als eine zweigeteilte Warmzeit anzusehen, so wie sie aus der Schweiz (Meikirch, Utznach, s. WELTEN 1982) und vom Samerberg in Bayern (Samerberg II, s. JERZ

1983, 1993; GRÜGER 1983) beschrieben und wie bereits erwähnt, als Äquivalent des Holsteins angesehen wurde. Der jüngere Abschnitt dieses Interglazials könnte durch die jüngeren Feinsedimente und die terrestrische Bodenbildung überliefert sein. Der Abschnitt C setzt mit einem glazialen Zyklus ein. Es handelt sich um eisrandnahe Schotter, Schottermoränen und Diamikte ( $C_1$ ). Es lassen sich häufig gekritzte Geschiebe nachweisen, die einen glazialen Transport belegen. Teilweise fallen die Schotter wie bei einer Schwemmkegelschüttung schräg ein. Außerdem sind in dem Sediment Diamikt-Fetzen und verwitterte und entkalkte Schluffe aufgearbeitet worden, die wohl aus der liegenden Bodenbildung stammen. Die Sedimente müssen unmittelbar am Rande eines Gletschers zur Ablagerung gelangt sein. Darüber folgen die von ELLWANGER (1990) beschriebenen, mächtigen „oberen Schotter“ ( $C_2$ ), in die an der Basis das 1-2 m starke „Paulter Geschiebemergelband“ als diamiktischer Till ( $C_2$ ) eingeschaltet ist. Die Kiese und das Geschiebemergelband sind lokal glazitektonisch gestört, wobei das Geschiebemergelband z. T. diapirartig bis nahe an die Oberfläche aufgepreßt ist und jüngere Moränenablagerungen vortäuscht. Dieses Moränenband wird in Anlehnung an die Verhältnisse im Rißtal bei Biberach mit dem Maximalstand des Doppelwalls und der zwischen innerem und äußerem Doppelwall liegenden Paulter Rückschmelzphase in Beziehung gebracht. Die abschließenden Schotter und die von ELLWANGER (1990) erwähnten abdeckenden Grundmoränenrelikte würden dann stratigraphisch dem Eisstand des inneren Doppelwalls entsprechen, nach dessen Abschmelzen der geomorphologische Umbruch zum Jungriß im rißzeitlichen Altmoränengebiet erfolgt ist. Durch den voranschreitenden Abbau in Bittelschieß sind in einer Kuppenposition noch jüngere Sedimente (D) aufgeschlossen worden. Die von ELLWANGER beschriebenen, fleckenhaft verbreiteten Grundmoränenreste konnten dabei nicht nachgewiesen werden. Auch bei früheren Abbauständen haben wir die Grundmoränenendecke nicht beobachten können, was u. U. auf die lückenhafte Verbreitung zurückzuführen ist. Statt dessen treten ca. 6 m mächtige, geschichtete, hellgraue Fein- bis Mittelsande ( $D_1$ ) auf, in denen schichtparallel Kalkplatten ausgefallen sind. Im südlichen Bereich der Kuppe kann die von der Oberfläche eingreifende Entkalkung bis fast an die Untergrenze der Sande reichen. Im Übergang zu den liegenden Kiesen schalten sich in die fossilere Sande einzelne Schotterlagen ein. Am Hang der Kuppe streichen die horizontal lagernden Sedimente aus. Nahe der höchsten Stelle der Kuppe sind in die Sande Rinnen eingeschnitten, die von einem grauen, sandigen Grobkies verfüllt wurden ( $D_2$ ). Am Rand einer solchen Rinne war ein kubikmetergroßer Block eingelagert, der auf starke Strömung

und Eisnähe hinweist. Unter einer kleinen Rinne waren die liegenden Sandschichten außerdem abgelenkt und tektonisch geringfügig versetzt, was möglicherweise auf austauendes Toteis zurückzuführen ist. Die Ablagerung der Sande und Rinnenkiese in heutiger Kuppenposition kann ursprünglich nur in einer morphologischen Tiefposition erfolgt sein. Es liegt deshalb nahe, ihre Ablagerung zwischen Toteis oder in einer lokalen Hohlform anzunehmen, wobei es später zu einer Reliefumkehr gekommen ist. Den Abschluß des Profils bilden in Bittelschieß mit dem Bereich E Soliflukationsdecken, die zum Teil eine Mehrgliedrigkeit aufweisen. So überzieht der jungtundrenzeitliche Deckschutt (i. S. v. SEMMEL 1968) unter Wald das Relief flächenhaft, während der Mittelschutt nur in Muldenlage auftritt. In den erwähnten Sedimentfallen der randlichen Hohlformen werden diese periglazialen Sedimente mächtiger und stärker gegliedert. Sie wurden bereits im Kapitel 5 als Deckschichten auf den Ablagerungen des Mittleren Riß beschrieben. Nicht nur aufgrund der morphologischen Position innerhalb des rißzeitlichen Altmoränengebietes, sondern auch aufgrund der vorgestellten Aufschlußanalyse läßt sich zeigen, daß die Landschaft um Bittelschieß im Mittleren Riß entstanden ist. So entsprechen die Abschnitte C und D zeitlich dem Doppelwall-Riß und das Oberflächenrelief der Abschmelzphase nach dem inneren Doppelwall. Außerdem kann in Bittelschieß belegt werden, daß vor dem Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) entweder ein zweigeteiltes Interglazial oder zwei wärmere Abschnitte in Innerrißposition liegen. Damit ist auf jeden Fall eine Warmzeit bzw. ein Warmzeitkomplex zwischen Doppelwall- und Zungen-Riß bewiesen, welches als Bittelschieß-Interglazial bezeichnet wird.

## 7 Zusammenfassende Schlußbemerkung

Durch die vorgestellten Untersuchungen im Rheingletschergebiet wurde vorwiegend durch paläopedologische Befunde versucht, der Frage nachzugehen, ob die Rißkaltzeit im klassischen Sinne eine einheitliche Eiszeit darstellt oder ob die einzelnen morphostratigraphischen Einheiten durch Interstadiale (SCHREINER 1989, 1992: 199; SCHREINER & HAAG 1982) oder Interglaziale untergliedert werden.

Beim bislang einzigen Aufschluß der 13-m-Terrasse (Untere Hochterrasse), welcher komplexere würmzeitliche Deckschichten mit einem erhaltenen Altwürmabschnitt aufweist, konnte nur eine warmzeitliche Bodenbildung nachgewiesen werden. Der  $B_t$ -Horizont ist an der Aufschüttungsoberfläche der Terrasse ausgebildet. Aufgrund der Intensität muß die als „Rosnaer Boden“ benannte Bodenbildung dem Riß/Würm-Interglazial zugeordnet werden. Darüber folgen in den Deckschichten mit einer frühwürmzeitlichen, schluffigen Umlagerungszone und einer

Mosbacher Humuszone typische Altwürmstraten. Reste einer fossilen Parabraunerdebildung waren in den Deckschichten nirgends vorhanden (vgl. Diskussion Kap. 2).

Die glazialen und glazifluvialen Ablagerungen des Mittleren Riß werden weitverbreitet durch eine kräftige, interglaziale Bodenbildung abgeschlossen. Es handelt sich dabei in einzelnen Profilen nicht um den letztinterglazialen Boden, da bei komplexer aufgebauten periglazialen Deckschichten ein weiterer fossiler Parabraunerderest erhalten ist, der von seiner Intensität als warmzeitliche Bildung anzusehen ist und mit dem letztinterglazialen Rosnaer Boden parallelisiert werden muß. Besonders aussagekräftig ist das Profil Baltringen aufgrund seiner stark äolisch beeinflussten zweigliedrigen Deckschichten, dem zwischengeschalteten intensiven  $B_t$ -Horizont des letzten Interglazials und einem eigenständigen Interglazialboden auf den Kiesen des mittleren Riß. Dieser vorletztinterglaziale Kiesverwitterungslehm wird als „Baltringer Boden“ bezeichnet. Trotz möglicher Zweifel bei der Anwendung der Abzählmethode ergibt sich als Mindestalter für das Mittlere Riß eine Einstufung in die drittletzte Kaltzeit.

Unabhängig von unseren paläopedologischen Untersuchungen wurde von BLUDAU (1995, 1995a, 1995b) mit Hoßkirch II und Füramoos I ein präeozänzeitliches und postholsteinzeitliches Interglazial vom Typ Pfefferbichl nachgewiesen, welches zwischen Jung- und Mittelriß eingestuft werden muß. Beim gegenwärtigen Forschungsstand dürfte dieses innerrißzeitliche Interglazial dem vorletztinterglazialen Baltringer Boden entsprechen.

Aufgrund der vorgestellten Befunde kann die überregional wichtige Folgerung gezogen werden, daß der im Periglazialgebiet als Rißlöß bezeichnete, vorletztaltzeitliche Löß in der alpinen Glazialgliederung zeitlich nur dem Jungriß entspricht (vgl. auch BIBUS 1995), was sehr wichtige Konsequenzen zur Folge hat. Parallelisiert man nämlich den vorletztaltzeitlichen Löß mit dem glazialen Jungrißabschnitt, dann wäre aufgrund der Lößstratigraphie nach dem vorletztinterglazialen Boden und vor dem Jungrißseisvorstoß mit zwei kontinental geprägten Interstadialen zu rechnen, die im Löß durch die beiden Weilbacher Humuszonen überliefert sind (vgl. SEMMEL 1968). Im Liegenden von jungrißzeitlichen Grundmoränen auftretende Sedimente mit interstadialer Pollenführung, wie z. B. die Beckentone bei Großtissen nördlich von Saugau (SCHREINER 1980: 21, 1989: 193, 1992: 201), könnten Teile dieser Interstadiale entsprechen, womit eine Erklärung vorhanden wäre, warum lokal zwischen Jung- und Mittelriß auch interstadiale Sedimente gefunden wurden. Innerhalb der Moränen des Doppelwall-Riß konnten keine Hinweise auf eine Verwitterungsphase nachgewiesen werden, so daß das den Moränen

Tab. 2: Gliederungsschema des Rißeiszeiten-Komplexes. (Die interglazialen Bittelschieß-Tone entsprechen dem Samerberg-Holstein).

Table 2: Classification of the Riss Ice Age complex.

<b>Holozän</b> ( nicht untergliedert )			
<b>Würm - Eiszeit</b> ( nicht untergliedert )			
<b>Riß / Würm - Interglazial</b>		Rosnaer Boden, letztinterglazial, Krumbach, Zeifen	
<b>Rißeiszeiten-Komplex</b>	<b>Jungriß</b>	13m-Terrasse (Untere Hochterrasse), Endmoränen	
	<b>Interglazial</b>	Baltringer Boden, Hoßkirch II, Ottmannshofen, (Typ Pfefferbichl)	
	<b>Mittelriß</b> Mittleres Riß Doppelwall-Riß	Obere Hochterrasse, Doppelwall-Endmoränen, Vorstoßschotter	
	<b>Interglazial</b>	Bodenrest von Bittelschieß	
	 Altriß		Schotterkörper
		<b>Interglazial</b>	Bittelschieß -Tone mit Pterocarya, Hoßkirch I (Typ Samerberg II )
		<b>Älteres Riß</b> Zungenriß	Schotter, Moränenzungen
<b>Mindel / Riß - Interglazial</b>		Neufraer Boden	
<b>Mindel - Eiszeit</b>		Schotter (jüngerer Deckenschotter), Moränen	

zwischen geschaltete „Paulter Geschiebemergelband“, welches nach SCHÄDEL (1955) ein Interstadial repräsentieren soll, tatsächlich nur eine unbedeutende Gletscherschwankung darstellt, wie dies auch zuletzt von ELLWANGER (1990: 240) und SCHREINER (1992: 199ff.) angenommen wurde.

Für den Abschnitt vor dem Mittelriß (Doppelwall-Riß) wurden in eindeutiger Innerrißposition Belege für mindestens zwei weitere warme Abschnitte gefunden. Es handelt sich hierbei um Beckentone mit einem hochinterglazialen Pollenspektrum vom Holsteintyp (Bittelschieß-Interglazial) und ein im Hangenden befindlicher Bodenrest in größeren Verwitterungstaschen. Zwischengeschaltet tritt ein mehrere Meter mächtiger Kieskörper auf, über dessen klimatische Stellung bislang keine Aussagen möglich sind. Es ist deshalb auch schwer zu entscheiden, ob es sich bei dem Gesamtabschnitt um einen zweigeteilten Interglazialkomplex oder zwei eigenständige Warmzeiten handelt. Hinweise für ein doppeltes Interglazial i. S. v. EHLERS (1994: 230ff.) aus dem fraglichen Abschnitt i. w. S. liegen aus dem Schweizer Mittelland (SCHLÜCHTER 1987: 112, 1989: 283) und vom Samerberg (GRÜGER, 1983, JERZ 1983) vor, das mit dem Holstein-Interglazial parallelisiert wird. In beiden Gebieten sind Erosionsdiskordanzen in den Profilen nicht auszuschließen. Die in Bittelschieß in den Beckentonen gefundenen Pollen von *Buxus* und *Pterocarya* würden einer Einstufung in das Holstein nicht widersprechen. Allerdings sind auch im postholsteinzeitlichen Schöningen-Interglazial thermophile Elemente (z. B. *Pterocarya*) gefunden worden (URBAN 1991: 337), so daß auch eine Parallelisierung mit diesem Interglazial möglich ist. Ähnliches gilt auch für das Interglazial Hoßkirch I, welches nach BLUDAU (1995a) die gleiche Vegetationsabfolge wie Samerberg II besitzt. Da jedoch im Rheingletschergebiet nach dem *Pterocarya*-führenden Interglazial noch zwei innerrißzeitliche warme Abschnitte mit intensiver Verwitterung folgen, ist es zunächst naheliegender, das durch die Beckentone repräsentierte Bittelschieß-Interglazial mit dem norddeutschen Holstein zu parallelisieren. Dies würde allerdings zur Konsequenz führen, daß die Holstein-Warmzeit von Norddeutschland in Süd-Deutschland in einer Innerrißposition vor dem Mittelriß liegen würde und die Elster-Eiszeit u. U. jünger als die Mindel-Eiszeit wäre (vgl. auch ELLWANGER et al. 1994: 188, SCHREINER 1992: 208, BLUDAU 1995). Eine solche Vorstellung, die wir als durchaus realistisch ansehen, kann beim gegenwärtigen Stand sicher nur eine Diskussionsgrundlage sein; doch muß mit solchen Parallelisierungsmöglichkeiten ernstlich gerechnet werden.

Aus dem Periglazialraum des mittleren Neckartals erfährt das vorgestellte Gliederungskonzept zumindest eine Bestätigung. So treten in Steinheim/Murr

zwischen holsteinzeitlichen und eemzeitlichen Sedimenten zwei durch einen wärmeren Abschnitt getrennte, kaltzeitliche Terrassen auf (BIBUS 1989, BIBUS & WESLER, 1994, BLOOS 1994), die mit dem Jüngeren und Mittleren Riß parallelisiert werden können.

Folgt man andererseits den herkömmlichen Vorstellungen, daß das Holstein mit dem Mindel/Riß-Interglazial zu parallelisieren ist, dann muß man von mindestens 2 - 3 Warmzeiten im Saalekomplex ausgehen. Gerade eine solche Auffassung hat MANIA ohne Kenntnis unserer Ergebnisse auf der Tagung des AK Paläopedologie am 25.05.1995 vertreten (MANIA et al. 1995).

Für den sw-deutschen Raum besteht z. Zt. noch das Problem, daß die Mindel/Riß-Warmzeit zwar durch Bodenbildungen (z. B. Neufraer Boden, SCHÄDEL & WERNER 1963), aber nicht durch pollenführende Schichten in stratigraphisch gesicherter Position überliefert ist.

Wichtig ist dabei im Untersuchungsgebiet, daß die ältesten Sedimente in Bittelschieß schotterpetrographisch und von der geomorphologischen Position beim gegenwärtigen Stand nicht in die Mindel-Eiszeit gestellt werden können und damit die nachgewiesenen warmen Abschnitte innerrißzeitlich sind.

Nach den vorgestellten Befunden muß von einem monozyklischen Ablauf der Riß-Eiszeit, wie er gegenwärtig in Bayern i. S. v. PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) vertreten wird (JERZ 1993: 12ff.), Abstand genommen werden und die klassischen Rißsedimente (Moränen und Schmelzwassersedimente) mindestens drei eigenen Eiszeiten zugeordnet werden (vgl. auch BIBUS et al. 1992, ELLWANGER 1995: 258ff.). Nach dem klassischen Gliederungsprinzip von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) müßten für die einzelnen Eiszeiten neue Namen eingeführt werden, doch würde dadurch die Gesamtgliederung u. E. nicht übersichtlicher und praktikabler. Es ist sicherlich einfacher, wie in den älteren Quartärabschnitten, von Komplexen auszugehen. In diesem Sinne soll deshalb auf der Gliederungsbasis von SCHREINER (1992: 199) von einem Rißkomplex gesprochen werden, der in Tabelle 2 dargestellt ist. Wir schlagen dabei vor, die einzelnen Abschnitte mit Jung-, Mittel- und Altriß zu bezeichnen, um die Möglichkeit zu einer weiteren sprachlichen Untergliederung der einzelnen Abschnitte zu geben (z. B. mittleres Jungriß, älteres Mittelriß usw.). Eine solche Vorgehensweise wird vor allem dann notwendig, wenn man künftig versucht, die glazialen Sedimente der Eiszeiten mit den zeitlich z. T. wesentlich besser überlieferten periglazialen Sedimenten in Verbindung zu bringen. Bei einem überregionalen Vergleich ergeben sich nunmehr gewisse Übereinstimmungen mit dem Schweizer Mittelland. So entspricht der geringe jung-

rißzeitliche Vorstoß im Rheingletschergebiet der vorletzten Eiszeit im Schweizer Alpenvorland und das Holstein ohne *Pterocarya* i. S. v. WELTEN (Typ Meikirch) wahrscheinlich dem Interglazial zwischen Jung- und Mittelriß. Der maximale Eisvorstoß ist somit auf jeden Fall älter als die vorletzte Eiszeit. Ob nun die Maximalausdehnung im Schweizer Mittelland dem Mittelriß, Altriß oder gar der Mindel-Eiszeit entspricht, läßt sich schwer entscheiden, zumal die Endmoränen aller drei Vorstöße, z. B. im östlichen Rheingletschergebiet, dicht beieinander liegen. Sicher kann dagegen wiederum in Übereinstimmung mit den Befunden von SCHLÜCHTER (1988/89: 151) für das Schweizer Mittelland gezeigt werden, daß die Eintiefung und nachfolgende Verschüttung der tiefausgeschürften Täler und Becken vor dem *Pterocarya*-führenden Interglazial (Typ Thalgut, Holstein P i. S. v. WELTEN) stattgefunden hat, und daß dieser Umbruch im Rheingletschergebiet mindestens vor vier Eiszeiten im Altriß oder in der unmittelbar davor liegenden Warmzeit erfolgt ist. Auf diesen Sachverhalt hat ELLWANGER (ELLWANGER et al. 1994: 188, 1995) für den süddeutschen Raum bereits mehrfach hingewiesen.

Auch in Nord- und Ostdeutschland geht man, wie eingangs erwähnt, von einer Dreiteilung der Sedimente der vorletzten Eiszeit aus. Ein zwischen Älterer und Mittlerer Saalevereisung angenommenes Interglazial (Uecker-Warmzeit, Vorselaer Schichten, (ERD 1987, KLOSTERMANN et al. 1988) ist in seiner Position innerhalb des glazialen Abschnitts des Saalekomplexes nach EHLERS (1994: 188) nicht eindeutig gesichert. So wird das nach der Ansicht von CEPEK zwischen Saale I und II liegende Uecker-Interglazial von LIPPSTREU (1994: 171) als älter angesehen, indem die Saale I-Moräne als elsterzeitlich eingestuft wird. Besonders umstritten ist auch die Frage, ob zwischen dem Mittleren und Jüngeren Saale-Eisvorstoß (Drenthe/Warthe) ein Interglazial (Treene-Warmzeit, Rügen-Warmzeit) gelegen hat. Nach GRUBE et al. (1986: 353) ist diese Frage noch nicht entschieden. Aus Polen werden aus diesem Abschnitt warmzeitliche pollenführende Sedimente (KRUPINSKI et al. 1987) und warmzeitliche Bodenbildungen beschrieben (BARANIECKA 1993, 1994, BARANIECKA & KONECKA-BETLEY 1994: 10ff.). Neuerdings wird dagegen in Ostdeutschland wohl stärker die Ansicht vertreten, daß im besagten Zeitraum keine Warmzeit nachzuweisen ist (LIPPSTREU 1994: 177 (in EISSMANN & LITT 1994, EISSMANN 1994: 151ff.), was im Gegensatz zu den Ansichten von CEPEK et al. (1994) und MANIA (1995) steht (vgl. auch die konträre Diskussion bei LIPPSTREU et al. 1994: 151ff.). Im Elbe-Saale-Gebiet wird als gewichtiges Argument für die Vorstellung eines fehlenden Interglazials angeführt, daß in den durch den saalezeitlichen Hauptvorstoß entstandenen Hohlformen immer nur Sedimente des Eems

und der Frühweichselzeit, aber nie ein älteres Interglazial gefunden wurde, obwohl in diesen Positionen die Entstehungs- und Erhaltungsbedingungen hervorragend und die Aufschlußverhältnisse in den Tagebauen ausgezeichnet sind. Wenn tatsächlich zwischen dem Drenthe- und Warthevorstoß keine Warmzeit gelegen hat, dann würde eine Parallelisierung mit den rißzeitlichen Vorstößen im Alpenvorland sehr schwer werden. Andererseits vertritt MANIA (1994: 324ff.) die Ansicht, daß es sedimentologische, palynologische und pedologische Befunde für ein intrasaalezeitliches Interglazial nach dem saalezeitlichen Hauptvorstoß gibt, was von LITT (1994) bestritten wird. Von besonderer Bedeutung sind die paläopedologischen Ergebnisse von FUHRMANN (1976: 1268) in Sachsen, der im Bereich der ältesten saalezeitlichen Glazialablagerungen Löß-Deckschichten mit 3 fossilen Warmzeitböden und damit 4 Kaltzeiten im glazialen Saale-Weichselabschnitt nachweisen konnte. Diese Ergebnisse widersprechen nicht den hier vorgestellten Befunden aus dem südwestdeutschen Alpenvorland, zudem basieren sie auch auf gleicher Methodik.

Unbestritten ist in Norddeutschland das Vorkommen eines prädrentheglazialen und postholsteinzeitlichen Interglazials, welches als Dömnitz- bzw. Wacken-Warmzeit bezeichnet wird (ERD 1973). Stärkere Verwitterungserscheinungen auf frühsaalezeitlichen Hauptterrassenschottern unter Saalegrundmoräne (KNOTH & LENK 1962), Eichenstämme in einer darüber und darunter eiskeilführenden Muldehauptterrasse (Braunkohlentagebau Delitzsch und Breitenfeld, EISSMANN 1994: 86) sowie ein interglazialer Boden (Rudelsberger Boden), der sich bei Bad Kösen mit einem warmzeitlichen, schneckenführenden Hangschutt verzahnt (MANIA 1970, MANIA & ALTERMANN 1970), können mit diesem Interglazial in Verbindung gebracht werden.

URBAN (1991: 339) parallelisiert die Dömnitz- bzw. Wacken-Warmzeit mit dem von ihr bearbeiteten Schöningen-Interglazial und dieses wiederum mit dem klimagünstigen Hoogeveen-Abschnitt in Holland und dem Holstein II i. S. v. WELTEN (1982, 1988) im Schweizer Mittelland. Während der Hoogeveen-Abschnitt unmittelbar dem Holstein folgt (ZAGWIJN 1973: 153), sind im Tagebau Schöningen zwischen dem Holstein- und Schöningen-Interglazial noch 3 Interstadiale überliefert. Nach dem frühsaalezeitlichen Interglazial sind in Holland noch ein Interstadial (Bantega) und in Schöningen 2 Interstadiale bis zum saalezeitlichen Eisvorstoß bekannt geworden (URBAN 1991: 339, ZAGWIJN 1973: 153). Bei unseren Untersuchungen im Rheingletschergebiet haben wir leider im gesamten Riß-Komplex keine Bodenbildungen angetroffen (z. B. Humuszonen), die als interstadial anzusehen sind. Wie bereits angedeutet, halten wir es für möglich, daß das Bittel-

schieß-Interglazial (Beckentone) und der hangende Bodenrest (Taschenboden) dem Holstein und dem Schöningen-(Dömnitz-, Wacken-)Interglazial entsprechen, es ist jedoch auch nicht auszuschließen, daß das Bittelschieß-Interglazial und das Schöningen-Interglazial zeitgleich sind. Vorhandene Unsicherheiten kennzeichnen leider bei überregionalen Parallelisierungen von Glazialgebieten den gegenwärtigen Stand der Quartärforschung in Deutschland. Eine künftige Klärung kann wahrscheinlich nur durch weitere pollenanalytische Untersuchungen erfolgen.

## 7 Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H. J. (1974): Mikromorphologische Untersuchungen am Lößprofil südlich Ostheim, Kr. Hanau (Kurzfassung). - In: SEMMEL, A. (Hrsg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Main.Forsch., **78**: 214 S.; Frankfurt a. M.
- BARANIECKA, M. D. (1993): Problem of the Lublin Interglacial and stratigraphical subdivision of the Middle Polish Glaciations. - *Geological Quarterly*, **37**, 4: 593-608; Warschau.
- (1994): Der stratigraphische Rang des Wartanians in seinem Typusgebiet. - The cold Warta Stage. - INQUA-SE-QS Symposium 11.-15.10.1994 Łódź-Poland: 13-15; Łódź.
- & KONECKA-BETLEY, K. (1994): Die Lublin-Stufe als Liegendes des Wartanians in der Gegend des Kleszczów-Grabens im Vergleich mit anderen Lublin-Profilen in Polen. - In: The cold Warta Stage. - INQUA-SE-QS-Symposium 11.-15.10.1994 Łódź: 10-12; Łódź.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - *Frankf. geowiss. Arb.*, **D. 1**: 296 S., 50 Abb., 6 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1989): Programm und Exkursionsführer (mit Beitr. von W. RÄHLE & L. ZÖLLER) zur 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoboden“ dt. bodenkdl. Ges. v. 25.-27.5.1989 in Heilbronn. - 31 S.; Tübingen.
- (1989a): Physisch-geographische Anmerkungen zum Jakutischen Becken in Ostsibirien unter besonderer Berücksichtigung der Talentwicklung. - *Tübinger geogr. Studien*, **102**: 389-408, 4 Abb., 8 Fot.; Tübingen.
- (1990): Das Mindestalter des „jüngeren Deckenschotter“ bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil“. - *Jh. Geol. L.-Amt Baden Württemberg*, **32**: 232-234, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1992): Geomorphologische Position der Fundstelle und Gliederung der Löss am Schwalbenberg bei Remagen - In: Die altsteinzeitliche Fundstelle auf dem Schwalbenberg bei Remagen - *Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel*. - *Trier. Z.*, **12**: 5-19, 3 Abb. (im Druck).
- (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. - *Geol. Bavarica*, **99**: 135-164, 10 Abb. 2 Tab.; München.
- BLUDAU, W. & ELLWANGER, D. (1992): Zur Stratigraphie des Riß und Würm im nördlichen Rheingletscher-Gebiet (Oberschwaben, Baden-Württemberg). - *DEU-QUA-Tg.* 1992: **22**; Kiel.
- & WESLER, J. (1994): The middle Neckar as an example of fluviomorphological processes during the Middle and Late Quaternary Period. - *Z. Geomorph.* *Suppl.-Bd.* (im Druck).
- BLOOS, G. (1994): Kap. 3.4.1.2 Flußablagerungen. - In: BRUNNER, H.: *Geol. Kt. Baden-Württ.* 1:25000, Erl. Bl. 7021 Marbach. - 218 S., 16 Abb., 7 Tab., 9 Taf., 10 Beil.; Stuttgart.
- BLUDAU, W. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazialvorkommens von Ottmannshofen bei Leutkirch (Baden-Württemberg). - *Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **33**: 119-132, 2 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1995): Biostratigraphie des Pleistozäns. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. - 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin - Stuttgart.
- (1995a): Erste Ergebnisse an Kernen der Bohrung I-VII im Hoßkircher Becken (Blatt 8022 Ostrach) in Baden-Württemberg. - 20 S., 1 Tab.; (im Druck).
- (1995b): Pollenanalytische Untersuchungen an interglazialen Sedimenten vom Füramoos (Blatt 8025) Bad Würzach/Oberschwaben mit Anmerkungen zur Gliederung des Frühwürm. - 26 S., 1 Tab.; (im Druck).
- CEPEK, A. G.; ERD, K.; HELLOWIG, D. & NOWEL, D. (1994): Exkursionshalt A1/4: Südrandschlauch Tagebau Jänschwalde, nördlich Bahnhof Klinge, unterhalb der „Diplomatenplattform“. - In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): *Das Quartär Mitteldeutschlands*. - *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- HELLOWIG, D. & NOWEL, W. (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlerevier. - *Brandenburger geowiss. Beitr.*, **1**, 1994 (1): 43-83, 17 Abb., 2 Tab.; Kleinmachnow.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - 427 S., Augsburg (Filsen).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. - 358 S., 176 Abb.; Stuttgart.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): *Das Quartär Mitteldeutschlands*. - *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- ELLWANGER, D. (1990): Zur Riß-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württemberg) - *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **32**: 235-245, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1995): Alpenvorland: Oberschwaben, Bodensee und Hochrhein. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. - 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- FEJFAR, O. & KOENIGSWALD, W. von (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphische Konsequenz. - *Münchner geowiss. Abh. (A)*, **26**: 173-191; München.
- ERD, K. (1973): Vegetationsentwicklung und Biostratigraphie der Dömnitz-Warmzeit (Fuhne/Saale 1) im Profil von Pritzwalk/Prignitz. - *Abh. Zentr. geol. Inst.*, **18**: 9-48; Berlin.
- (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. - *Z. geol. Wiss.*, **15** (3): 297-313, 3 Abb.; Berlin.
- FEZIER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozän-schotter. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **24**: 144 S., 94 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- FUHRMANN, R. (1976): Die stratigraphische Stellung der Löss in Mittel- und Westsachsen. - *Z. geol. Wiss.*, **9**: 1241-1270, 11 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- GRAUL, H. (mit SCHAEFER, J. & WEIDENBACH, F.) (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lech-Platte. - *Geol. Bavarica*, **6**: 98-114; München.

- (1952): Zur Gliederung der Mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 133-140; Öhringen.
- (1953): Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes. - Z. dt. Geol. Ges., **105**: 253-271, Stuttgart.
- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. - Peterm. geogr. Mitt., **1962/4**: 253-271. Gotha (mit einem bodenkundl. Beitr. von K. BRUNNACKER).
- GRUBE, F.; CHRISTENSEN, S.; VOLLMERT, T. with contrib. by DUPHORN, K.; KLOSTERMANN, J. & MENKE, B. (1986): Glaciations in North West Germany. - Quatern. Glaciation in the Northern Hemisphere. Rep. intern. Geol. Corr. Prog. Project 24; Frankfurt-New York (Pergamon Press).
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. - Geol. Bavarica, **84**: 21-40; München.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Würzacher Becken (Rheingletschergebiet). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**, 1-3 (Gedenkband Gwinner): 81-117, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschers zwischen Riß und Iller. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **64**: 225-266; Stuttgart.
- (1991): Erl. zu Blatt 7825 Schwendi. - Geol. Kt. 1:25000 Baden-Württ.: 79 S., 9 Abb., 16 Tab., 3 Beil.; Stuttgart.
- HEINZMANN, W. (1987): Erl. zu Bl. 7822 Riedlingen. - Geol. Kt. 1:25000 Bad.-Württ.- 149 S., 28 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
- JERZ, H. (1983): Die Bohrung Samerberg 2 östlich Nußdorf am Inn. - Geol. Bavarica **84**: 5-16; München.
- (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. - Geologie v. Bayern, Bd. II: 243 S., 74 Abb., 17 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & DOPPLER, G. (1990): 9. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der dt. bodenkdl. Ges. - Paläoböden in Bayerisch Schwaben - Programm und Exkursionsführer: 31 S.; München.
- KABEL, CH. (1982): Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete. - 231 S., Diss. Univ. Kiel; Kiel.
- KLOSTERMANN, J.; REHAGEN, H.-W. & WEFELS, U. (1988): Hinweise auf eine saaleeiszeitliche Warmzeit am Niederrhein. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 115-127, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KNOTH, W. & LENK, G. (1962): Das Pleistozänprofil des Tagebaues Edderitz. - Geologie **11**: 1149-1161; Berlin.
- KÖSEL, M. (1992): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. - 205 S., Diss. Univ. Tübingen; Tübingen.
- (1995): Zur Ausbildung von Lössen und Decklehmen in der Terrassenlandschaft des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben). - Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **37**; (im Druck)
- KRUPINSKI, K. M.; MARKUS, L. & SZYNKIEWICZ, A. (1987): Three new sites of the Middle Pleistocene Fossil Flora from the Belchatow Mine Central Poland. - Polish Academy Science, Earth Sciences, **35**, 4: 359-377, 6 fig., 4 fot.
- LIPPSTREU, L.; ERD, K.; SONNTAG, A.; THIELKE, H. U.; NOWEL, W.; KÜHNER, R.; STRIEGLER, R. HELLWIG, D. & CEPEK, G. (+ (1994): Die quartären Schichtenfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde (LAUBAG) und in seinem Umfeld (Exkursion A1). - In: EISSMANN, L. & LITT, T.: Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger naturwiss. Forsch., **7**: 22 Tab.; Altenburg.
- LIPPSTREU, L.; HERMSDORF, N.; SONNTAG, A. & THIELKE, H. U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld - Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr., **1** (1994), 1: 15-35, 6 Abb., 5 Tab.; Kleinmachnow.
- LITT, T. (1994): Zur stratigraphischen Einstufung des Inter-glazials von Neumark-Nord aufgrund neuer pollen-analytischer Befunde. - In: EISSMANN, L. & LITT, T.: Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger naturwiss. Forsch., **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- MANIA, D. (1970): Zur stratigraphischen Neugliederung des Mittelpleistozäns im Saalegebiet. - Peterm. geogr. Mitt., **114**, 3: 186-194, 2 Abb.; Leipzig.
- (1994): Das Interglazialvorkommen von Neumark-Nord. - In: EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger naturwiss. Forsch., **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- (1995): Das Quartär im Mitteldeutschen Trockengebiet. - In: MANIA, D.; ALTERMANN, M. & RAU, D. - AK Paläopedologie; Jena.
- & ALTERMANN, M. (1970): Zur Gliederung des Jung- und Mittelpleistozäns im mittleren Saaletal bei Bad Kösen - Geologie **19**: 1161-1183, 6 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- MIARA, S.; RÖGNER, K. & ZÖLLER, L. (1993): Neue Ergebnisse zur Deckschichtenstratigraphie rißzeitlicher Terrassen bei Baltringen a. d. Riß, Baden-Württemberg. - Deutscher AK Geomorphologie, 19. Tg. Regensburg: 88-92; Regensburg.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde.: 1199 S.; 156 Abb., 30 Taf., 19 Kt.; Leipzig.
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**: 109-136, 9 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- (1983): Mittel- und Jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland - Catena, Suppl.-Bd. **3**: 95-138, 12 Abb.; Braunschweig.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen Lößprofilen. - Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **5**: 137-170, 20 Abb.; Göttingen.
- SALGER, M. (1978): Untersuchungen an Kalk- und Dolomitgeröllen sowie an Dolomitaschen. - In: JERZ, H. & WAGNER, R.: Erl. geol. Karte Bayern 1:25000, Blatt 7927 Amendingen: 94-96; München.
- SCHÄDEL, K. (1955): Der vorrißzeitliche Donaulauf durchs Vilsinger Tal oberhalb Sigmaringen. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **110**: 125-135; Stuttgart.
- & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **4**: 5-26; Öhringen.
- SCHAEFFER, J. (mit GRAUL, H. & WEIDENBACH, F.) (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lech-Platte. - Geol. Bavarica, **6**: 98-114; München.
- (1967): Die Räumung des Kirchener/Schmiech/Blau-Talzug durch die Donau. - Mitt. geogr. Ges. München, **52**: 191-230; München.

- SCHLÜCHTER, CH. (1987): Talgenese im Quartär - eine Standortbestimmung. - *Geographica Helvetica*, 1987, **2**: 109-115, 2 Abb.;
- (1988/89): A non-classical summary of the Quaternary Stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. - *Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie*, **32/33**: 143-157, 1 Abb.; Neuchâtel.
- (1989): Thalgut: Ein umfassendes eiszeitstratigraphisches Referenzprofil im nördlichen Alpenvorland. - *Eclogae geol. Helv.* **82/1**: 277-284, 3 Abb.; Basel.
- SCHÖBER, T. (1989): Halt 9, Profil Wasterkingen. - In: BAUSCH, W.; GEYER, O. F.; SCHÖBER, T. & SCHREINER, A. - *Zur Geologie des badischen Klettgaus (Exkursion M am 31. März 1989)*. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **71**: 199-224, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHÖNHALS, E.; ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- SCHREINER, A. (1980) unter Mitarbeit v. WERNER, J.: *Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg)*. - *Geol. Jb.*, **A 56**: 5-43, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1985): Erläuterungen zu Blatt Biberach Nord. - *Geol. Kt. 1:25000 Baden-Württ.*, 79 S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 5 Beil.; Stuttgart.
- (1989): *Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg)*. - *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ.*, **31**: 183-196; Freiburg i. Br.
- (1992): *Einführung in die Quartärgeologie*. - 256 S., 104 Abb., 9 Fot., 14 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & HAAG, T. (1982): *Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg) - Eiszeitalter u. Gegenwart*, **32**: 137-161; Hannover.
- SEMMEL, A. (1968): *Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formungen in Hessen*. - *Frankf. geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- (1969): *Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet*. - *Notizbl. Hess.L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (Hrsg.) (1974): *Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet*. - *Rhein.Main. Forsch.*, **78**: 275 S.; Frankfurt a. M.
- (1977): *Grundzüge der Bodengeographie*. - 120 S., 40 Abb., 12 Fot.; Stuttgart.
- (1983): *Grundzüge der Bodengeographie*. - 2. Aufl.: 123 S., 41 Abb., 12 Phot.; Stuttgart.
- (1985): *Periglazialmorphologie*. - *Erträge der Forsch.*, **231**: 116 S., 58 Abb., Darmstadt.
- SINN, P. (1972): *Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und nördlichen Iller-Gletscher-Vorland*. - *Heidelberger geogr. Arb.*, **37**: 1-153; Heidelberg.
- URBAN, B. (1991): *Zusammenfassung biostratigraphischer Ergebnisse holstein- und saaleiszeitlicher Vorkommen im Tagebau Schöningen, Ldkrs. Helmstedt*. - *Sonderveröffentl. Geol. Inst. Uni. Köln (BRUNNACKER Festschrift)*, **82**: 329-342, 10 Abb.; Köln.
- VERDERBER, R. (1992): *Quartärgeologische Untersuchungen im Hochtalgebiet zwischen Schaffhausen und Basel*. - 169 S., Diss. Uni. Freiburg; Freiburg i. Br.
- WEGMÜLLER, S. (1992): *Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes*. - *Denkschriften der Schweizerischen Akad. Naturwissenschaften*, **102**: 82 S.; Basel-Boston-Berlin (Birkhäuser).
- WEIDENBACH, F. (1937): *Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens*. - *N. Jb. Min. etc., Beil.* - *Bd.*, **78**: 66-108; Stuttgart.
- WELTEN, M. (1982): *Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz*. - *Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F.*, 156 Lief.: 174 S., 17 Fig., 8 Tab. + Diagrammheft; Bern.
- (1988): *Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz*. - *Beitr. geol. Kt. Schweiz*, **156**: 174 S., Diagramme, 17 Abb., 8 Tab.; Bern.
- WERNER, J. (1964): *Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes*. - *Schriftenr. Landesforstverw. Baden-Württemb.*, **17**: 91 S., 32 Abb.; Freiburg i. Br.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): *Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands*. - *Med. Rijks geol. Dienst, N. S.*, **24**: 139-156, 13 fig., 12 Tab.; Maastricht.

Manuskript eingegangen am 27.10.1995