

Die Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes am Südsporn der Böhmisches Masse

The Middle and Upper Cretaceous underlying the Molasse along the Southern extension of the Bohemian Massif

Von R. FUCHS, G. WESSELY und O. S. SCHREIBER*)

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung. Die autochthone Mittel- und Oberkreide am südlichen Randsaum der Böhmisches Masse wurde unter der Molasse in zahlreichen Bohrungen angetroffen. Die Schichtfolge reicht in Oberösterreich vom Cenoman bis in das Untercampan, in Niederösterreich vom Cenoman bis ins Obermaastricht.

Die Kreide liegt im östlichen Oberösterreich direkt auf dem Kristallin der Böhmisches Masse. Sie zeigt marine Schelffazies, in die zu verschiedenen Zeiten deltaartige fluvio-gene Schüttungssysteme vordringen. Das Kristallin ist immer aufgearbeitet (Schiedlberger Kristallinschutt), darüber folgen im W fluvial transportierte Sandsteine (Schiedlberger Hellsandstein) und über dem gesamten Bereich der Schiedlberger Kohlesandstein. An der Wende Cenoman/Turon kommt es zur transgressiven Bildung von glaukonitischen Sandsteinen (Piberbacher Glaukonitische Formation), die im W von mergeliger Fazies (Wirnzberger Mergelformation) und weiter im E von Sandschüttungen (Neuhofener Hauptsandstein) bedeckt werden. Über diesem liegende kohlige Grobsandsteine (Niederneukirchener Grobsandstein) repräsentieren den fluvialen Anteil einer Deltafazies im Coniac. Ein neuerlicher Vorstoß des Marin führte zur Bildung der sogenannten Steyrer Zwischenschichten. Relativ mächtige Sandsteinserien stellen im folgenden einen Delta-Frontbereich dar. Dieser geht in Form von gröberen und feineren Sanden (Thanner- und Harmannsdorfer Sandstein) allmählich in die Mergelfazies (Wirnzberger Mergelformation) im W über. Terrestrisch-fluviale Schichten, zum Teil mit etwas Kohle (Teufelsgrabener Formation), die von Eozänsanden überlagert werden, sind aufgrund der spärlichen Fossilien in die Oberkreide bis Alttertiär zu stellen.

In Niederösterreich liegt die autochthone Kreide diskordant auf Jura. Darüber transgredieren – wie im W – glaukonitische Serien (Ameiser Grünsandstein).

*) Adresse: Dr. Reinhard FUCHS und Dr. Otto S. SCHREIBER, ÖMV-AG, LAP, Stratigraphie-Paläontologie, Gerasdorfer Straße 151, A-1210 Wien;
Dr. Godfried WESSELY, ÖMV-AG, Geologie, Hintere Zollamtsstraße 17, A-1030 Wien.

Im Oberturon kommt es zur Bildung von sandig-mergeligen Kalken (Ameiser Kalkbank), die im Coniac von einer Mergelfolge (Ameiser Mergel) des marinen Schelfs abgelöst werden. Ein Hangendsandstein beendet das Profil in dieser Ameiser Gruppe. Die stratigraphisch darüberliegende Poysdorfer Gruppe ergänzt die Abfolge bis in das Maastricht mit Sandsteinen, einer Mergelfolge (Poysdorfer Mergel) und letztlich wieder mit kalkig-mergeligen Sandsteinen (Poysdorfer Sandstein). In tektonisch isolierten Schuppen („Mucronatenschichten“) wurde außerdem noch Obermaastricht gefunden.

Die Kreide in Nieder- und Oberösterreich am Südsporn der Böhmisches Masse im Molasseuntergrund zeigt im Cenoman/Turon einerseits Beziehungen untereinander (Glaukonitsandsteine), andererseits sind bio- und lithofazielle Ähnlichkeiten mit der Bayerischen Kreide bzw. mit der Böhmisches und Mährischen Kreide nicht zu übersehen. Ebenso weisen die Faunenvergesellschaftungen in die gleichen Ablagerungsräume. Ab dem Coniac scheinen die Faunen keinen faziellen Zusammenhang mehr um den Südsporn der Böhmisches Masse zu haben. Faunenanalogen zu weiter im S gelegenen Sedimentationsräumen sind nur im begrenztem Maße (Helvetikum) oder gar nicht zu sehen (Gosau).

Schwermineralassoziationen zeigen ursprünglich Zirkon-Vormacht und ein Umschlagen ab dem Campan zu vorwiegend Granat-Maxima.

Summary. Autochthonous Middle and Upper Cretaceous sediments were found in many drillings below the Molasse Zone southeast and southwest of the Bohemian Massif. In Upper Austria the sequence extends from the Cenomanian to the lower Campanian, in Lower Austria from the Cenomanian to the Upper Maastrichtian. In the eastern part of Upper Austria, Cretaceous sediments directly overlie the granites of the Bohemian Massif. They are developed as a marine shelf-facies with recurring marginal delta-like fluvial sediments.

Crystalline rocks are always reworked (Schiedlberger Kristallinschutt). In the western part of the investigated area fluvial transported sandstones with porcelain clay (Schiedlberger Hellsandstein) may be found. Above this the entire area is covered with the Schiedlberger Kohlesandstein (sandstones with coal and clays, rootgrounds, sometimes bioturbation). This environment is considered to be a marsh-facies. At the Upper Cenomanian/Lower Turonian boundary a transgression phase introducing glauconitic sandstones takes place. This "Piberbacher Glaukonitische Formation" is comparable to the Regensburger Sandstein in Bavaria.

Sedimentation is continued to the West by marine marls (Wirnzberger Mergelformation) characterized by assemblages of rich microfaunas. To the East, a marine sandstone, the Neuhofer Hauptsandstein, indicates a regression. Carbonaceous coarse-grained sandstones with coal detritus lie above and represent a marsh-distributary-facies within the Coniacian (Niederneukirchener Grobsandstein). Another marine transgression resulted in the so called Steyrer Zwischenschichten (bioturbate sandstones, marls) (Fig. 9). During the Santonian, debris was shed into the basin from NE. These fine- and coarse-grained sandstones (Harmannsdorfer and Thanner Sandstein) are relatively thick and represent the delta-front range. They pinch out within the marly facies to the West. The terrestrial-fluvial sediments (Teufelsgrabener formation), covered by Eocene sandstone, mostly lack fossils.

In Lower Austria the autochthonous Cretaceous is situated unconformably upon Jurassic limestones. There is a transgression of glauconitic sandstone similar to Upper Austria (Ameiser Grünsandstein). In the Upper Turonian, sandy marly limestones (Ameiser Kalkbank) are formed. During the Coniacian, marine marls of shelf-character are deposited (Ameiser Mergel). Finally, a sandstone, named Ameiser Hangendsandstein according the borehole Ameis 1 (Fig. 1) forms the uppermost member of the Ameiser Gruppe. The Poysdorfer Gruppe continues the profile up to the Maastrichtian (sandstones, marls, and again sandstones). Tectonically isolated klippen contain rich microfaunas of the Upper Maastrichtian ("Mucronatenschichten").

The microfaunas indicate marine connections between the sedimentary areas in Lower and Upper Austria south of the Bohemian Massif in Cenomanian/Turonian times. Furthermore, bio- and lithofacial relations to the Bavarian Cretaceous and to the Cretaceous in Czechoslovakia are evident. With the beginning of the Coniacian the microfaunas appear to have no connection around the southern spur of the Bohemian Massif. Affinities to sedimentation areas in the South have only been observed to the Helvetic tectonic zone and not to the alpine Gosau.

An analysis of heavy minerals shows a change from Zircon-maxima to Garnet-maxima at the Santonian/Campanian boundary.

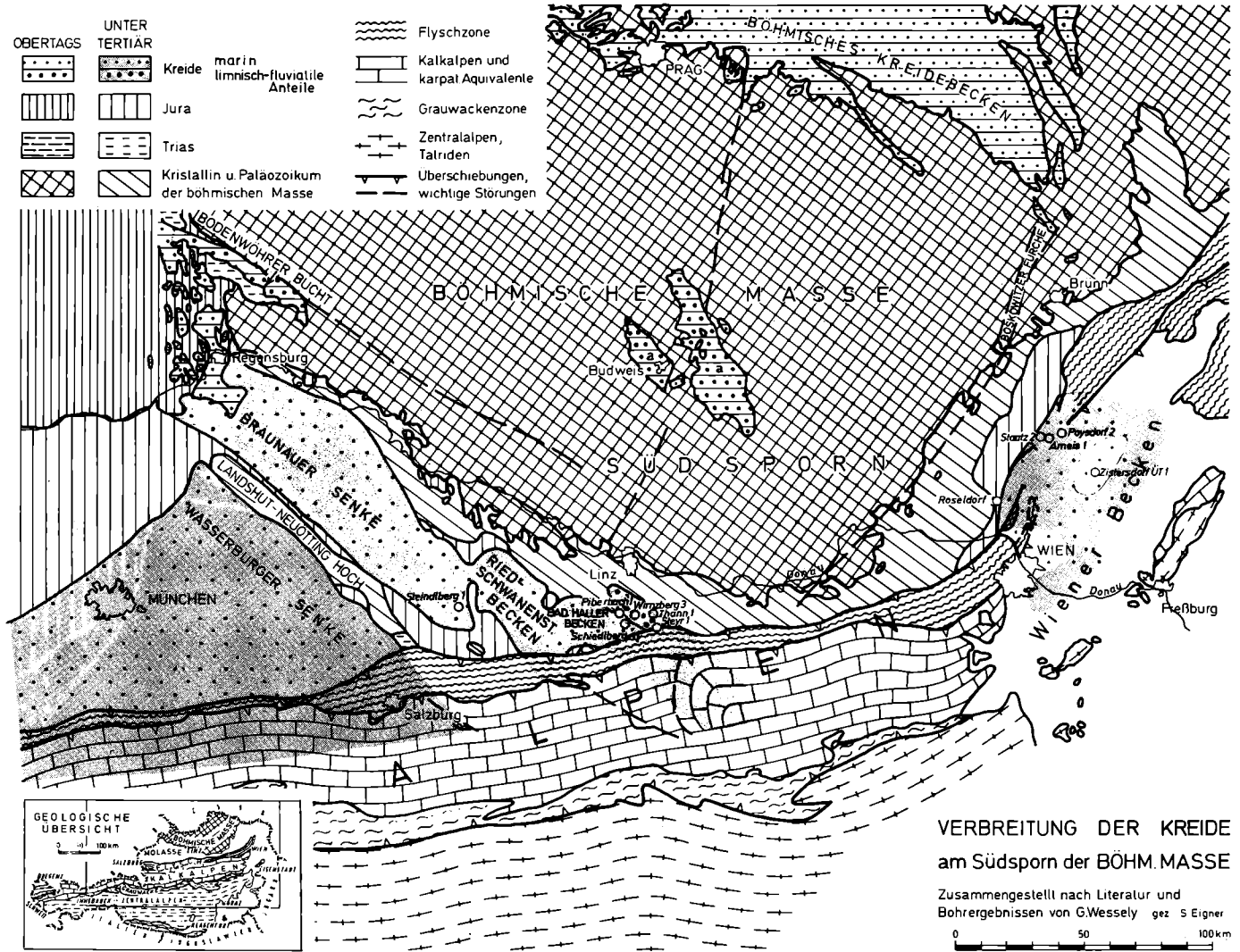
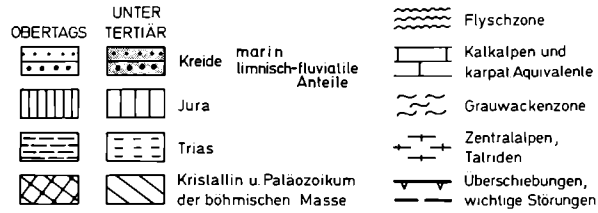
1. Einleitung

Seit langem sind Ausschnitte aus dem kretazischen autochthonen Sedimentmantel am Südsporn der Böhmisches Masse in der Waschbergzone bzw. Steinitzer Zone bekannt (R. GRILL, 1962). Sie liegen als Abschürfungen an jungen, alpinkarpatischen Bewegungsbahnen, sind lithologisch und paläontologisch gut dokumentiert (zuletzt H. A. KOLLMANN et al., 1977). Sogar über die übergreifende Lagerungsbeziehung zu ihrem Liegenden (Ernstbrunner Kalke) weiß man Bescheid. Dennoch sind es aus dem sedimentären Zusammenhang gerissene Vorkommen, deren Kombination nicht lückenlos möglich ist. Zudem gibt es über ihre Transportweite noch keine sicheren Angaben. Aus dem Raum der Südwestflanke des Sporns der Böhmisches Masse ist an der Oberfläche südostwärts von Regensburg nichts erschlossen.

In beiden Gebieten brachten erst in den letzten Jahrzehnten Bohrungen im Molasseuntergrund Niederösterreichs und Oberösterreichs ein zusammenhängendes Bild von der Verbreitung, dem stratigraphischen Umfang, der Fazies und der Mächtigkeit, sodaß sich die Kenntnis über die paläogeographischen und paläotektonischen Zusammenhänge von der Kreide am S-Sporn der Böhmisches Masse wesentlich erweitert hat.

In zwei Berichten (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977 und G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981) wurde getrachtet, die durch Bohrungen der ÖMV erschlossenen nieder- und oberösterreichischen Anteile der Kreide lithofaziell und biostratigraphisch zu dokumentieren. Mit vorliegender Arbeit wird eine Darstellung der Typusprofile im Sinne der Mitteleuropäischen Arbeitsgruppe „*Mid Cretaceous Events*“ gegeben, bestimmte Ergänzungen nachgeholt und ein Vergleich der erbohrten Kreideablagerungen mit den in benachbarten Räumen erbohrten und aufgeschlossenen Kreideanteilen gezogen. Daraus werden Schlußfolgerungen über die Paläogeographie im Bereich des Südsporns der Böhmisches Masse abgeleitet. Für die Exploration auf Kohlenwasserstoffe hat der nun vorliegende Kenntnisstand Bedeutung bei der im Zuge der Tiefbohrfähigkeit notwendigen stratigraphischen Identifizierung von autochthonen Sedimentanteilen, bei der Verfolgung von Speichergesteinen, vor allem von fluviogenen, gut porösen Sandsteinen, die auch unter den Alpenkörper hineinziehen.

In diesem Zusammenhang haben die Autoren für Unterstützung der Arbeit vor allem Prof. Dr. A. KRÖLL, dem Leiter der Geologie, sowie der ÖMV-Aktiengesell-



VERBREITUNG DER KREIDE am Südsporn der BÖHM. MASSE

Zusammengestellt nach Literatur und Bohrergebnissen von G.Wessely gez S Eigner

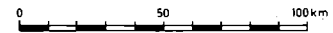


Abb. 1. Verbreitung der Kreide am Südsporn der Böhmisches Masse

schaft für die Erlaubnis, die Untersuchungsergebnisse zu veröffentlichen, zu danken. Dr. SAUER (ÖMV-AG) untersuchte freundlicherweise zahlreiche Schwermineralproben.

2. Verbreitung der Kreide und die morphotektonischen Voraussetzungen dafür

Die Erhaltung des Kreidesedimentmantels richtet sich nach den in der Böhmisches Masse begründeten morphotektonischen Anlagen, die auch die Herausbildung des kristallinen Südspornes bewirkten. An seiner SE- und SW-Flanke wird dieser durch Molasse begrenzt. Die Begrenzung der Kreide entlang des Sporns ist bereits von Molasse bedeckt. Sie ist nicht die ursprüngliche Küstenlinie, sondern durch nachkretazische Erosion oder Einsenkung an Störungen entstanden. An der Südwestflanke begleiten den Sporn Sediment-Areale in Form des Braunauer, des Ried-Schwanenstadt- und des Bad Haller Beckens. Dieser Kreidetrog ist im SW durch die parallel dazu verlaufende Landshut-Neuöttinger Schwelle vom Wasserburger Becken getrennt. Diese Elemente setzen sich im wesentlichen unter den Alpen schräg zu deren Überschiebungslinie fort. Das Liegende der Kreide im östlichen Oberösterreich ist zunächst Kristallin, weiter westlich auch Jura. Unterkreide fehlt im E, während sich im W die Kreide nach unten komplettiert (H. TILLMANN, 1964). Die Verbreitungsgrenze der Kreide an der Südostflanke der Böhmisches Masse geht richtungskonform mit mesozoischen Einsenkungszonen, deren Wirksamkeit bereits im Dogger nachgewiesen ist, und die offensichtlich die Streichrichtung der alpinen Überschiebung und schließlich der jungen Störungen des Wiener Beckens beeinflussen. Es ist anzunehmen, daß sich der westliche Erosionsrand dieser Kreide, der sich von Staatz über Roseldorf verfolgbar in südlicher Richtung fortsetzt, um den Sporn der Böhmisches Masse herum mit dem oberösterreichischen Kreidesaum unter den Kalkalpen verbindet. Die östliche Begrenzung der niederösterreichischen Kreide ist unbekannt. Informationen über ihre Verbreitung gegen Osten bilden neben aufgeschürften Klippen in der Waschbergzone die hohe Oberkreide der Bohrung Zistersdorf ÜT 1, die unter Flysch und Molasse in 7511 m Tiefe, vermutlich als Gleitblock, angetroffen wurde (höh. Campan – Maastricht). Das Liegende der Mittel- und Oberkreide im Molasseuntergrund Niederösterreichs wird durch Jura gebildet, Unterkreide fehlt (F. BRIX, A. KRÖLL & G. WESSELY, 1977).

3. Die Schichtfolge der Kreide im Molasseuntergrund nach ausgewählten Typusprofilen

Die erbohrten Mittel- und Oberkreidevorkommen am Südsporn der Böhmisches Masse lassen sich an Hand von 8 ausgewählten Bohrungen faziell gut dokumentieren (Abb. 2–6). Für die marine Schelffazies im W (Oberösterreich) werden die Bohrungen Piberbach 1 und Wirnzberg 3 als Typusprofile vorgestellt, eine Verzahnung mit fluviogenen deltaartigen Sedimenten am Rand zur Böhmisches Masse zeigen die Bohrungen Steyr 1 und Thann 1 in typischer Weise.

An der SE-Seite der Böhmisches Masse (in Niederösterreich) sind in den Bohrungen Staatz 2, Ameis 1–4 und Poysdorf 2 Beckensedimente des marinen Schelfs aufgeschlossen. Randsedimente, wie sie aus Oberösterreich bekannt sind, wurden hier im E nicht angetroffen.

Bei der Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten wurde getrachtet, die Empfehlungen der Arbeitsgruppe für Stratigraphie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zu berücksichtigen (F. STEININGER et al., 1985). Dies war jedoch nicht in allen Fällen möglich, da bei binärer Benennung lithostratigraphischer Einheiten in Bohrungen ein Mangel an geologischen Begriffen besteht. Es wurde versucht, die Nomenklatur den bereits bestehenden lithostratigraphischen Bezeichnungen, wie sie in Oberösterreich (G. WESSELY, O. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981) und Niederösterreich (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977) eingeführt wurden, anzupassen:

Oberösterreich G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS (1981)	Neue Bezeichnung (1984)
Terrestrisch-limnische Serie Obere Sandsteinserie Zwischenserie Mariner Mergelkomplex Kohlige Grobsandsteinserie Hauptsandstein Glaukonitische Serie Basisschichten: Kohlige Basalserie Kaolinischer Hellsandstein Kristallinschutt	Teufelsgrabener Formation { Harmannsdorfer Sandstein Thanner Sandstein } Steyrer Zwischenschichten Wirnzberger Mergelformation Niederneukirchener Grobsandstein Neuhofener Hauptsandstein Piberbacher Glaukonitische Formation Schiedlberger Formation: Schiedlberger Kohlesandstein Schiedlberger Hellsandstein Schiedlberger Kristallinschutt
Niederösterreich R. FUCHS & G. WESSELY (1977) Poysdorfer Komplex Ameiser Komplex	Poysdorfer Gruppe Ameiser Gruppe

3.1. Oberösterreich

Die Basis bildet in Oberösterreich überall das Kristallin der Böhmisches Masse in Form von Graniten bzw. Biotitgraniten, darüber liegen bis zu 45 m mächtige Kristallinschuttlagen (Piberbach Ost 1, Schiedlberg 1) bzw. Verwitterungszonen. Der bunte Kristallinschutt besteht aus schlecht sortierten Feldspäten, Quarzen und Glimmern und muß daher als terrestrisch aufgearbeitet betrachtet werden. Dieser Schiedlberger Kristallinschutt bildet die Basis der Schiedlberger Formation.

Im W im Raum Piberbach folgt der Schiedlberger Hellsandstein mit meist gut gerundeten Quarzkomponenten und kaolinischem Bindemittel. Dazwischengeschal-

tet finden sich kieselige Tone, die z. T. resedimentiert sind. Dieser Hellsandstein ist als fluviatil transportiert anzusehen.

Darüber liegen kohlige Sandsteine und Tone mit Kohleschmitzen und Wurzelböden, z. T. mit kantigen Feldspäten (bis über 2 cm im Durchmesser) in den kohleführenden Sedimenten. Dieser Schiedlberger Kohlesandstein führt im Hangenden grobkörnige bis feinkonglomeratische, teilweise bioturbate Quarzsandsteine und entspricht faziell einem Marsch-Bereich. Stellenweise sind die Sandsteine kieselig und brecciös. Das Bindemittel stammt von gänzlich zersetzten Feldspäten. Da das Gestein sehr viel Glimmer (Muskovit und Biotit) enthält, können als Liefergesteine vorwiegend Gneise angenommen werden.

Über den kohligen Basalschichten transgrediert großräumig die marine Piberbacher Glaukonitische Formation, die in Mächtigkeit (60 bis 80 m) und Lithologie sowie in ihrer Biofazies eine sehr einheitliche, gut korrelierbare Abfolge darstellt. An der Basis finden sich noch Grobsandlagen, welche von feinkörnigen Sandsteinen mit wechselndem Glaukonitgehalt sowie von Siltsteinen bis Mergelsteinen abgelöst werden. Oft ist intensive Bioturbation festzustellen, wobei die sonst zu beobachtende Laminierung und kleindimensionale Kreuzschichtung zerstört werden. Diverse Molluskenschalenreste sind häufig.

Der Neuhofener Hauptsandstein entwickelt sich aus der Piberbacher Glaukonitischen Formation durch Kornvergrößerung und zeigt mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet ein Jüngerwerden der Sedimentation. Diese im Zuge einer Regression stattfindende Sandschüttung vollzieht sich noch im marinen Bereich und entspricht dem marinen Anteil eines Deltasystems bzw. der dazugehörenden Deltafront. Lithologisch besteht er aus größeren Quarzsandsteinen, im Liegenden ist er teilweise noch stärker glaukonitisch. Die Korngröße nimmt zum Hangenden zu (bis feinkonglomeratisch) (Abb. 3). Diese Korngrößenzunahme ist in diversen Bohrlochmessungen sehr gut sichtbar (Abb. 7, 8). Nach W zu fiedert der Neuhofener Hauptsandstein in einzelne Grobsandsteinlagen auf (z. B. Piberbach Ost 1) bzw. keilt gegen das Becken ganz aus.

In der Folge tritt ab dem Neuhofener Hauptsandstein eine deutliche Fazies-Differenzierung im Coniac ein. Während im W die Beckenfazies in Form von marinen Mergeln des Schelfbereiches andauert, dringen vom NE größere, terrigene Schüttungskörper in das Meeresbecken vor. Eingeleitet wird die terrigene Schüttung durch Sedimente einer „delta plain“ in „marsh-distributary“-Fazies (im Sinne von R. J. WEIMER, 1977). Dieser Niederneukirchener Grobsandstein setzt sich vorwiegend aus Quarzgrobsanden bis Quarzkonglomeraten zusammen, die mehr oder weniger gut gerundet sind. Dazwischen finden sich Lagen von tonigen Feinsanden mit Bioturbation sowie kohlige Einschaltungen. Wurzelstrukturen zeigen den autochthonen Charakter der Kohle an. Eingestreute grobe Feldspatkomponenten sind ein Hinweis auf den terrestrischen Einfluß. In diesen Lagen sind channelähnliche Sedimente eingesenkt (z. B. Harmannsdorf 1, Steyr 1). Diese Serie keilt nach W aus und verzahnt sich mit der Basis der marinen Beckenfazies (siehe Bohrung Wirnzberg 3), der Wirnzberger Mergelformation.

Diese Mergelformation im W führt einzelne glaukonitische, sandige und sandigkalkige Lagen, wodurch sich gute Korrelationsmarker ergeben. Die Fazies ist

PIBERBACH 1, OÖ

(CENOMAN – SANTON)

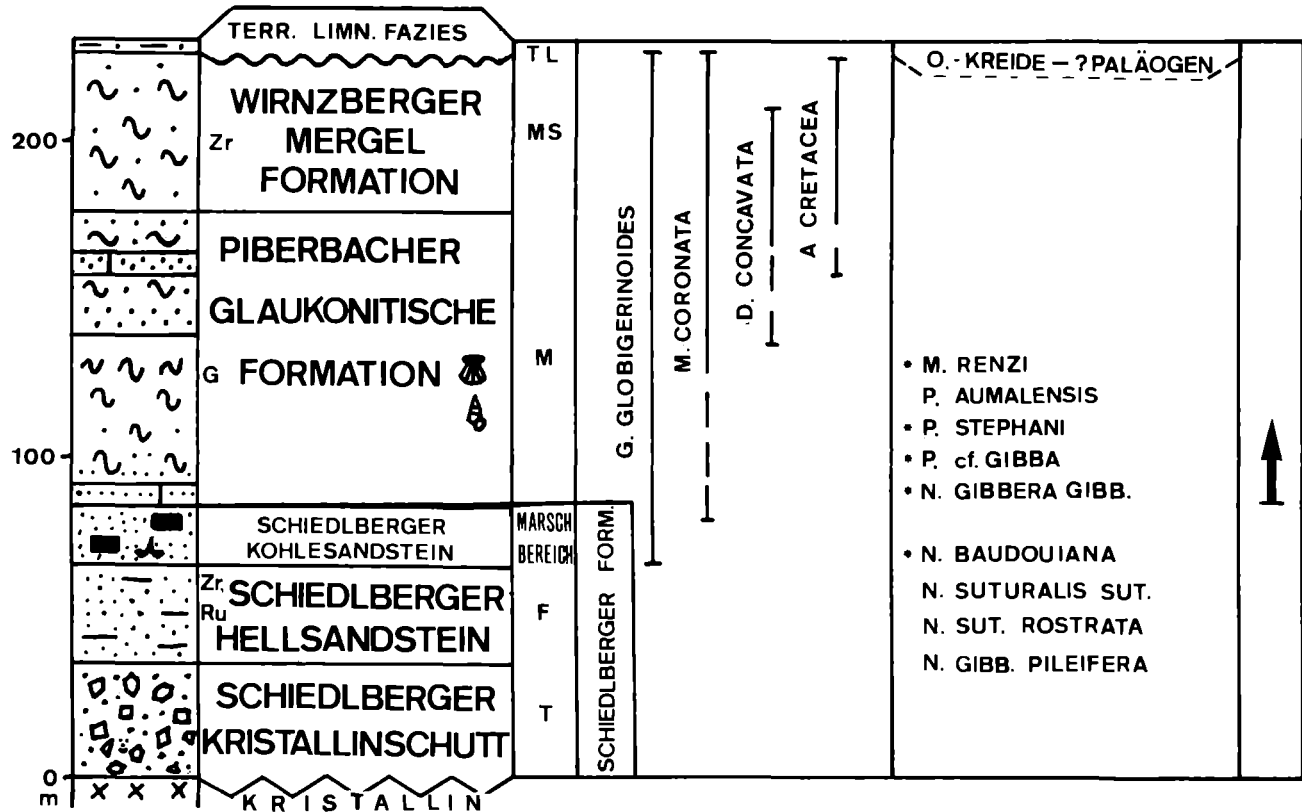


Abb. 2 Typprofil Piberbach 1
(Erläuterungen siehe Seite 203)

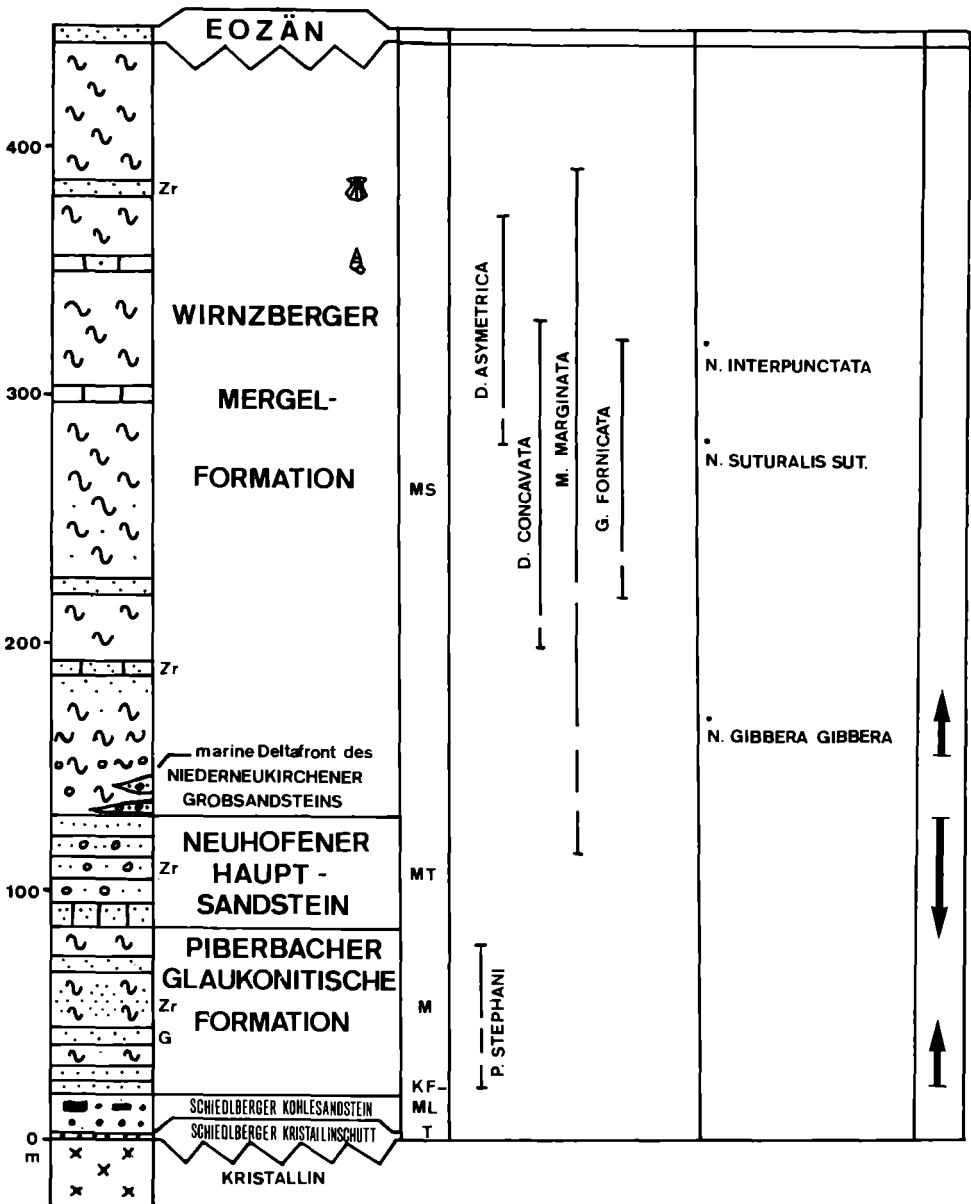


Abb. 3 Typprofil Wirnzberg 3
(Erläuterungen siehe Seite 203)

hochmarin, es finden sich daher hier auch die besten Faunen, die aufgrund des Plankton/Benthos-Verhältnisses dem Schelf-Bereich angehören. Hier im W ist vom Coniac bis Santon eine durchgehende Mergelsedimentation vorhanden, die weiter nach E als sogenannte Steyrer Zwischenschichten über den Niederneukirchener Grobsandstein transgredieren bzw. sich mit diesem verzahnen (vgl. Abb. 3).

Die Steyrer Zwischenschichten als östliche Fortsetzung der Wirnzberger Mergelformation sind eine transgressive Faziesabfolge von rein marinen Verhältnissen im W zu randlich terrestrisch bzw. kontinental beeinflusstem, aber noch immer marinem Milieu im E. Dementsprechend nimmt der Arenitgehalt im Vergleich zum Pelitgehalt von E nach W ab. Grobkörnige Quarzsandsteine sowie Feinkonglomerate keilen gegen W aus und gehen in feinkörnige Sandsteine, die häufig stark bioturbat sind, bzw. in reine Mergel über. Streckenweise sind sie kalkig zementiert, wodurch sich gute Korrelationsmarker ergeben. In Thann 1 und Steyr 1 treten in den Mergeln auch kohlige Lagen auf, wobei aber Foraminiferen und Mollusken noch immer marines Milieu erkennen lassen. Im Übergang zur reinen Beckenfazies der Mergelformation (ab Raum Niederneukirchen) sind in den Spülproben häufig Cardien, Turritellen und Inoceramensplitter zu beobachten. Dieser marine Bereich wird in weiterer Folge von Deltafrontsedimenten überwunden, die als Thanner und Harmannsdorfer Sandstein bezeichnet werden (= Obere Sandsteinserie nach G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981).

Im E findet man grobklastische Sedimente mit gerundeten Quarzen und etwas Feldspat (Thann 1, Teufelsgraben 1), wobei in Thann 1 noch kurzfristige Marsch-Bedingungen zu beobachten sind (= Thanner Sandstein). Nach W zu nimmt die Korngröße ab. Es setzen Quarzsande ein, die teilweise reich an Biotit und untergeordnet Glaukonit sind. Dieses stärker marin beeinflusste Sediment ist in der Bohrung Harmannsdorf I typisch entwickelt und wird daher Harmannsdorfer Sandstein genannt. Bodenbewohnende Mollusken hinterließen ein stark bioturbates Gefüge sowie viele Bivalven- und Gastropodenschalen. Der Übergang zur mergelig-tonigen Beckenfazies (Mergelformation) vollzieht sich kontinuierlich.

Im E des Untersuchungsgebietes folgen mit einer scharfen Grenze über dem Harmannsdorfer und Thanner Sandstein Arkosen und Wacken, die reich an emgroßen Feldspäten sind und wegen der dunklen kalkfreien Matrix ein charakteristisches Aussehen haben. Für diese terrestrisch-limnische Serie schlagen wir die Bezeichnung Teufelsgrabener Formation vor (nach der Bohrung Teufelsgraben 1). Das Gestein führt auch Lagen von grünem und violettem Ton (mit Kristallinaufarbeitung). Kohlige Bereiche im Liegenden sind nicht selten. In manchen Bohrungen fanden sich geringmächtige grüne, pyritreiche Tone noch vor dem Einsatz des folgenden marinen Eozänsandsteines. Sanderfüllte Trockenrisse sowie Erosionskontakte weisen auf ein terrestrisch-limnisches bzw. terrestrisch-fluviatiles Milieu hin.

3.2. Niederösterreich

Die im Molasseuntergrund Niederösterreichs meist auf Malm transgredierende Oberkreide zeigt eine im wesentlichen gleichartige lithologische und biostratigraphische Abfolge. Es handelt sich um ein zum Teil in autochthoner und zum Teil in alloch-

STEYR 1, OÖ

(CENOMAN – SANTON)

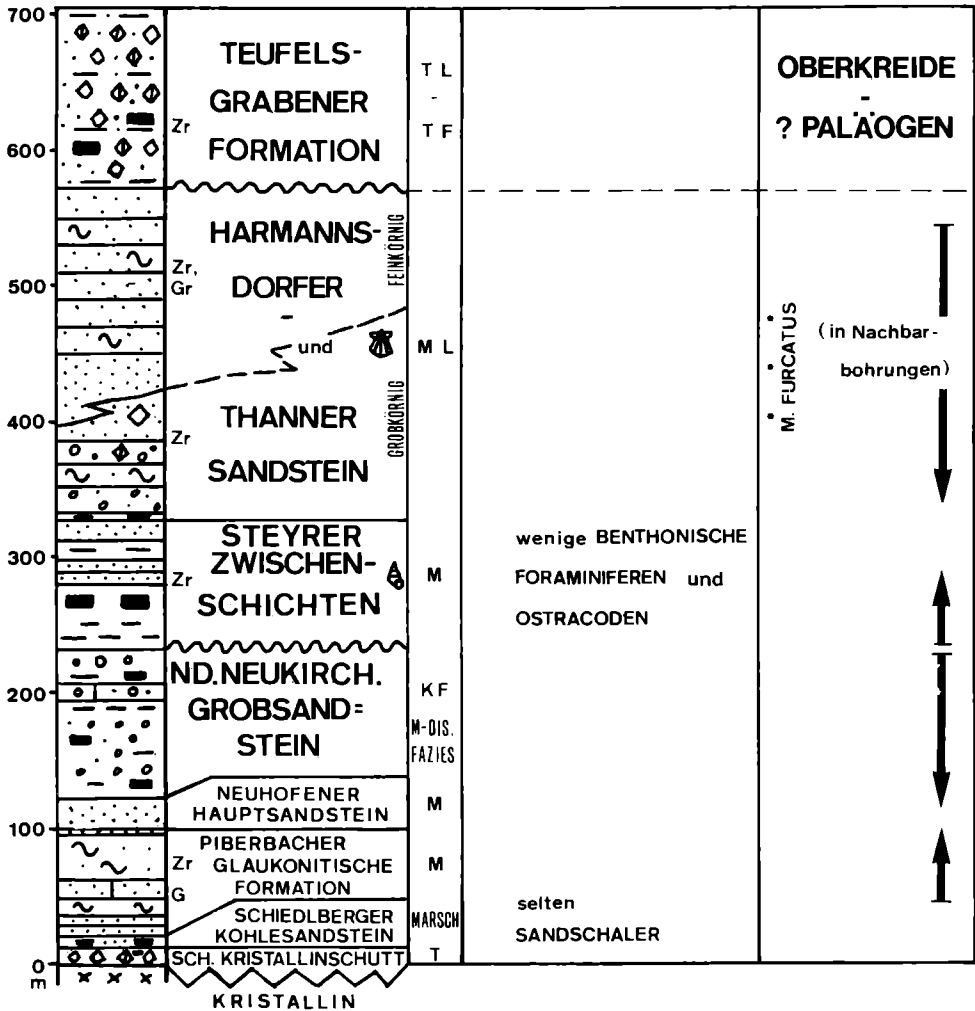


Abb. 4 Typprofil Steyr 1

Erläuterungen zu den Abbildungen 2, 3 und 4

Fazies

- | | |
|--------------------------|---------------------------|
| F fluviatil | MS mariner Schelf |
| M marin | MT marin-terrestrisch |
| T terrestrisch | TF terrestrisch-fluviatil |
| KF kontinental-fluviatil | TL terrestrisch-limnisch |
| ML marin-limnisch | |

Schwerminerale

- | |
|-------------|
| G Glaukonit |
| Gr Granat |
| Ru Rutil |
| Tu Turmalin |
| Zr Zirkon |

AMEIS 1, NÖ

(CENOMAN-SANTON)

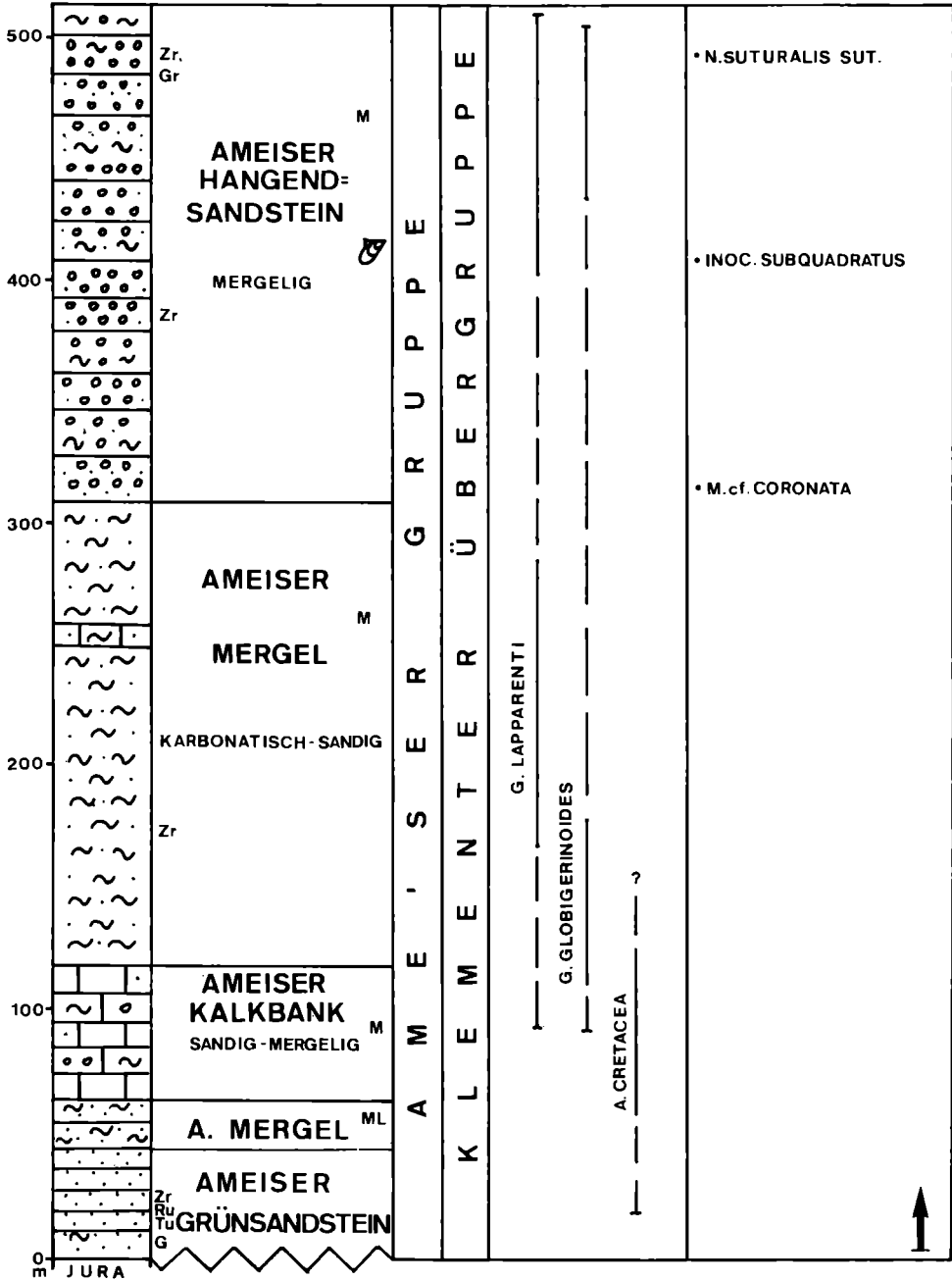


Abb. 5 Typprofil Ameis 1

POYSDORF 2, NÖ

(CAMPAN - MAASTRICHT)

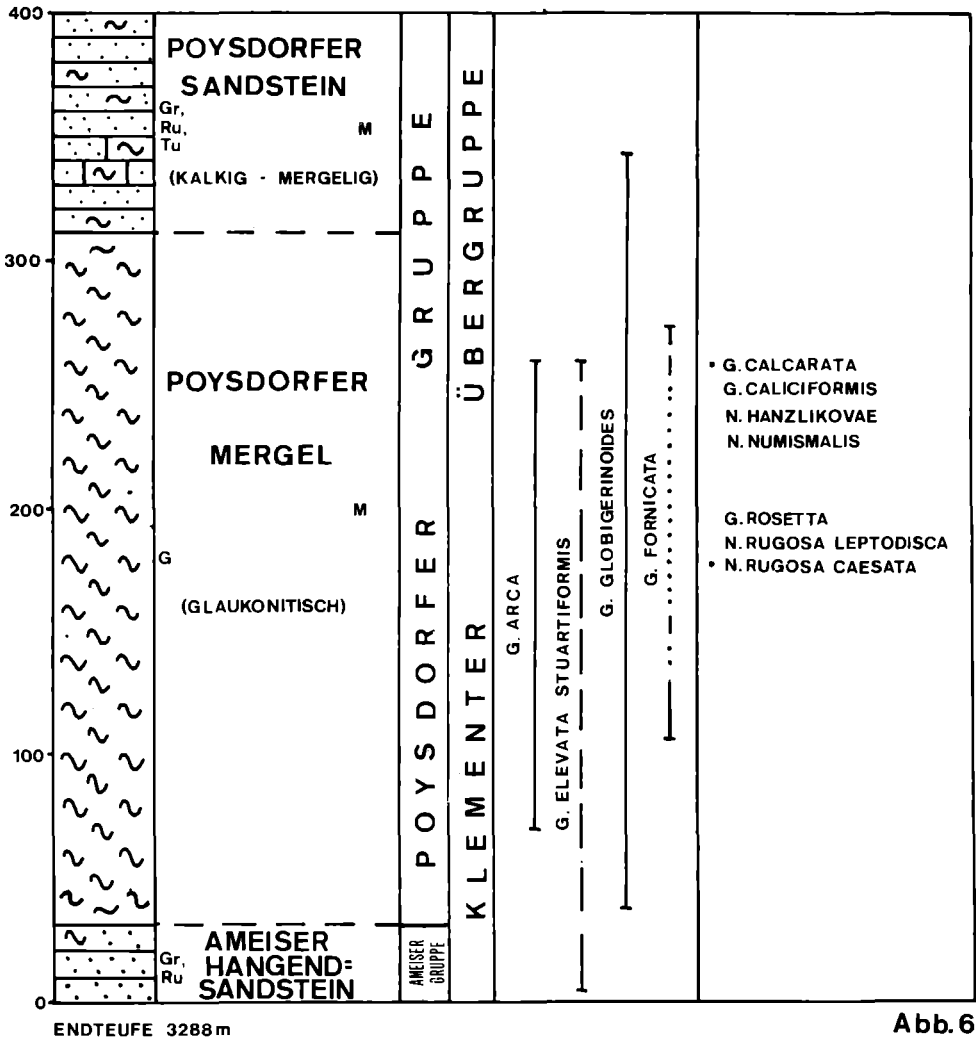


Abb. 6

Abb. 6 Typprofil Poysdorf 2

Erläuterungen zu den Abbildungen 5 und 6

Fazies

- F fluviatil
- M marin
- T terrestrisch
- KF kontinental-fluviatil
- ML marin-limnisch
- MS mariner Schelf
- MT marin-terrestrisch
- TF terrestrisch-fluviatil
- TL terrestrisch-limnisch

Schwerminerale

- G Glaukonit
- Gr Granat
- Ru Rutil
- Tu Turmalin
- Zr Zirkon

thoner Position kombiniertes Profil vom Cenoman/Turon bis ins Campan/Maastricht. Als bezeichnendstes Profil gilt die sogenannte „Ameiser Gruppe“ und als ihre Fortsetzung die „Poysdorfer Gruppe“ (R. FUCHS, & G. WESSELY 1977).

Ameiser Gruppe. Die Transgressionsbasis bildet hier durchlaufend ein meist dunkelgrüner Glaukonitsandstein (Ameiser Grünsandstein) mit Einlagerungen von gutgerundeten groben Quarzkörnern (honiggelb bis grün verfärbt). Oft ist Bioturbation zu beobachten. Es sind terrestrisch nur wenig beeinflusste Marinsedimente. Gelegentliche Harzfunde deuten noch auf Landeinfluß hin. Die Mächtigkeit variiert stark, je nach Relief der Unterlage. Der Ameiser Grünsandstein stellt das zeitliche und lithologische Äquivalent zur Piberbacher Glaukonitischen Formation am SW-Rand der Böhmisches Masse in Oberösterreich dar. Dieser Basissandstein geht in eine hellere karbonatreiche Lage über (Ameiser Kalkbank) (Abb. 5).

Darüber folgt eine mergelreiche, teilweise sandige Strecke, die ca. 300 m mächtig wird (Ameiser Mergel). Sie ist gekennzeichnet durch häufige Bioturbation, die dem Sediment ein typisches wolkig-schlieriges Aussehen gibt. U. a. dürften sedimentfressende Seeigel, deren zerdrückte Calcitgehäuse manchmal gefunden wurden, für die starke Durchwühlung des Sediments verantwortlich sein. Gegen das Hangende schalten sich wieder grüne Glaukonitsandsteine mit groben Zwischenlagen ein (Ameiser Hangendsandstein). Hier wurden wenige Inoceramen des Coniac gefunden (*I. subquadratus*).

Poysdorfer Gruppe. Im Hangenden der Ameiser Gruppe folgt die Poysdorfer Gruppe. Sie beginnt mit einer eintönigen, teilweise etwas glaukonitischen Mergelfolge der Beckenfazies mit reichen Mikrofaunen (Poysdorfer Mergel). Eine kalkig-mergelige Sandsteinfolge (Poysdorfer Sandstein) beendet das Profil in der tektonisch isolierten Poysdorfer Gruppe (Abb. 6).

Tektonische Aufschuppungen. In einigen Bohrungen wurden in Aufschuppungen mergelige Kreidevorkommen meist der höchsten Oberkreide angetroffen. Lithologisch und faunistisch sind diese Gesteine den „Mergeln und glaukonitischen Mergeln des Senon“ der Waschbergzone ähnlich (R. GRILL, 1968, S. 35). Durch Funde von *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM in der Gegend von Niederfellabrunn und Nikolsburg kam es zur Bezeichnung „Mucronatenschichten“. Dieser Name wird vorläufig beibehalten.

Bohrung Ameis 3, 924–929 m: Obermaastricht mit *Globotruncana contusa*, *Globotruncana rosetta* und reicher Nannoflora (vgl. A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1964, sowie R. FUCHS & G. WESSELY, 1977).

3.3. Schwermineralanalysen

Aus allen untersuchten Schichtgliedern der Kreide wurden Gesteinsproben für Schwermineraluntersuchungen genommen. Nach der Zerkleinerung auf 0,05 bis 0,1 mm Korngröße erfolgte die Trennung der schweren und leichten Bestandteile mit Hilfe von Bromoform. Die Bestimmung und Auszählung wurden von Dr. MAURER, Dr. FLIESSER und Dr. SAUER (alle ÖMV-AG) vorgenommen.

Die oberösterreichischen Kreidevorkommen des Molasseuntergrundes sind dadurch gekennzeichnet, daß Zirkon mit Abstand das häufigste Schwermineral ist. Der Schiedlberger Hellsandstein und der Schiedlberger Kohlesandstein des Cenoman führen bis zu 96 % Zirkon, als Begleiter finden sich Rutil (bis 3 %), Turmalin (bis 2 %) und gelegentlich Titanit (bis 4 %). Ab der Piberbacher Glaukonitischen Formation, in deren Basis die Grenze zum Turon liegt, nimmt der Rutil-Gehalt langsam zu (bis 8 %), ebenso der Turmalin-Gehalt (stellenweise bis 29 %) in den Steyrer Zwischenschichten. Granat ist vom Cenoman bis ins Coniac praktisch nicht vorhanden. Eine Ausnahme bildet nur der Harmannsdorfer Sandstein des Santon, wo auch Granat (bis 13 %) und Apatit (bis 15 %) auftreten. Dementsprechend sinkt hier der Zirkonanteil auf etwa 62 %. Eine ähnliche Schwermineralverteilung zeigt auch der Thanner Sandstein.

Die terrestrisch-limnischen Sedimente der Teufelsgrabener Formation (O-Kreide-? Paläozen) zeigen im wesentlichen ebenfalls Zirkonmaxima (bis 83 %). Auffallend ist in Wirnzberg 3 (Kern 905–914 m) das Auftreten von Anatas bzw. Brookit (bis zu 20 %) und Rutil (9 %).

Eine Probe aus arkosereicher Teufelsgrabener Formation der Bohrung Thann 1 (Kern 710–716 m) führt neben reichlich Zirkon und Apatit gelegentlich Staurolith und Turmalin. Als Liefergebiet kann ein tiefgründig verwitterter Granit angenommen werden.

Die mit deutlicher Diskordanz überlagernden Eozän-Sandsteine zeigen gewisse Unterschiede in ihrer Schwermineralvergesellschaftung im Vergleich zu den Teufelsgrabener Schichten. Zirkon, Apatit, Rutil, Erz und Brookit sind die wesentlichen Mineralien.

Die weiter westlich im Gebiet der Bad Haller und Ried-Schwanenstadt-Becken gelegenen Kreidevorkommen führen gleichfalls Zirkon als das vorherrschende Schwermineral (G. WOLETZ, 1963, p. 102).

Die Kreide im Molasseuntergrund von Niederösterreich zeigt ein sehr ähnliches Bild im Schwermineralspektrum. Auch hier dominiert, wie in Oberösterreich, Zirkon ab dem Cenoman, allerdings mit etwas geringeren Prozentsätzen (bis 49 %). Die Begleiter Rutil und Turmalin sind demgemäß entsprechend höher vertreten (bis 31 % bzw 29 %). Granat ist hier, im Unterschied zu Oberösterreich, schon ab dem Cenoman (Grünsandstein) vorhanden (bis 20 %).

Ein Vergleich mit dem Schwermineralspektrum der Klementer Schichten an der Typlokalität bei Klement in der Waschbergzone zeigt eine gewisse Übereinstimmung. G. NIEDERMAYER (1977, p. 408) unterscheidet im ca. 20 m mächtigen Typprofil 2 Gruppen von Proben: Ein an Zirkon reiches Schwermineralspektrum und eine zweite im Hangenden befindliche Probengruppe, die durch eine Granat-Rutil-Vergesellschaftung gekennzeichnet ist. Nach Foraminiferen und Nannoplankton ist das Typprofil der Klementer Schichten in das Coniac zu stellen (vgl. M. E. SCHMID, 1977, und H. STRADNER & H. PRIEWALDER, 1977). Im Hangendsandstein der Ameiser Gruppe (Santon) dominiert zuerst noch Zirkon (bis 69 %). Ab dem oberen Teil des Ameiser Hangendsandsteins kommt es zu einer deutlichen Granat-Rutil-Vergesellschaftung. Diese hält in der ganzen Poysdorfer Gruppe an.

Auch in den höchsten Anteilen der tektonischen Schuppen (in den Bohrungen

Ameis 1–4 und Falkenstein 1) ändert sich die Schwermineralassoziatio**n** bis zum Obermaastricht nur wenig. Der Granatanteil erreicht stellenweise bis 57 %, Rutil ist bis 40 % und Turmalin bis 11 % Anteil vorhanden. Untergeordnet finden sich Apatit, Titanit und Staurolith (bis 4 %).

4. Gegenüberstellung der Kreide der SE- und SW-Flanke des Sporns der Böhmisch**en Masse**

Eine Gegenüberstellung der Kreide Nieder- und Oberösterreichs (Abb. 7) zeigt, daß in beiden Gebieten der tiefere, cenoman-turone Anteil marin entwickelt ist. Dabei überwiegt sandig-glaukonitische Fazies. Nur der Basalteil in Oberösterreich ist terrestrisch bis fluviatil ausgebildet. Eine Korrelationsmöglichkeit mit Bohrlochdiagrammen besteht kaum. Der stärker sandige Abschnitt im Turon Niederösterreichs ist mit dem in Oberösterreich faziell und altersmäßig nicht vergleichbar. In Niederösterreich entspricht das Sediment einem marinen, etwas küstenferneren Bereich, während es in Oberösterreich der marinen Deltafront eines fluviatilen Schüttungskörpers angehört (Neuhofener Hauptsandstein). Die stärker kalkige Ausbildung in Niederösterreich läßt auf engere Beziehungen zur „Chalk“-Fazies des nord- und westeuropäischen Kreidemeeres schließen.

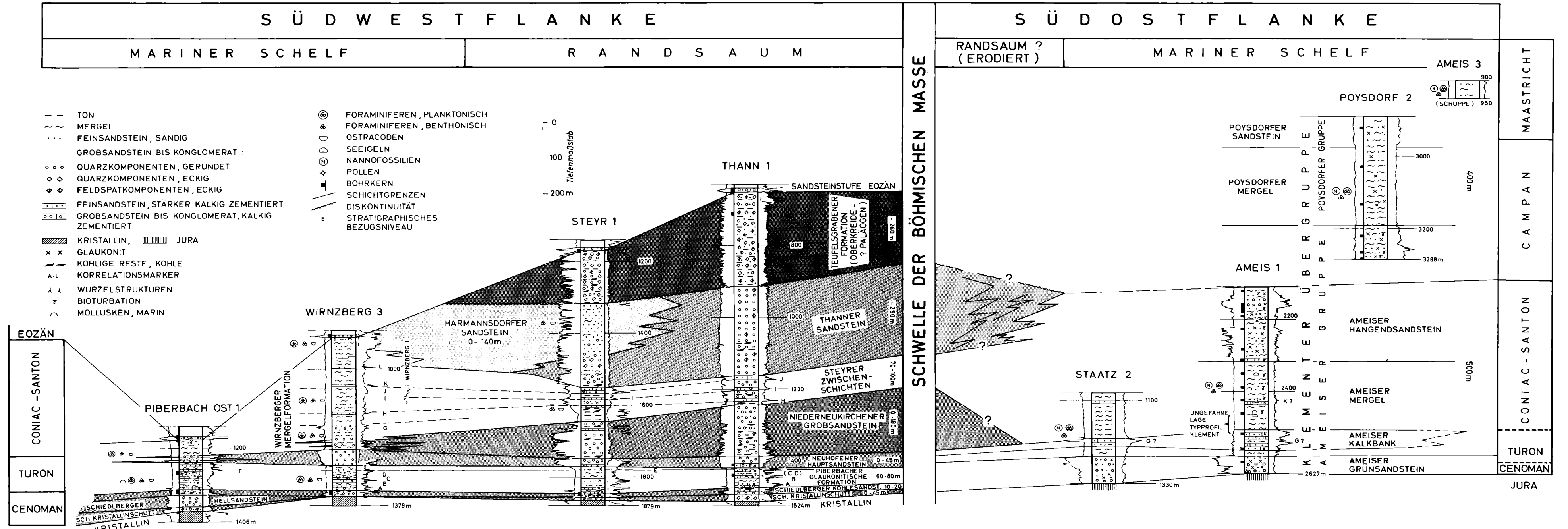
Der mergelige Abschnitt des Coniac-Santon in Niederösterreich (Ameiser Mergel der Ameiser Gruppe) entspricht der Wirnzberger Mergelformation in Oberösterreich. Im Obersanton läßt sich in Ameis 1 eine zunehmend sandige Entwicklung feststellen, ebenso in allerdings weiter westlich gelegenen Anteilen der Kreide in Oberösterreich (Steindlberg 1, Abb. 8). Ab dem Coniac dringen in Oberösterreich entlang eines Randsaumes, zu verschiedenen Zeiten und verschieden weit, fluviatile Systeme mit marinen und kontinentalen Schüttungskörpern in die Mergelfazies dieser marinen Schelfablagerungen vor.

Diese aus dem N bzw. NE einmündenden klastischen Sedimente bauen zunächst den Niederneukirchener Grobsandstein auf. Dieser verzahnt sich mit der Wirnzberger Mergelformation in Form einer vermutlichen schmalen marinen Deltafront. Darüber lagern die marinen pelitisch-psammitischen Steyrer Zwischenschichten. Den Abschluß bildet der mächtige marine Sandsteinkomplex des Harmannsdorfer und Thanner Sandsteines als marine Front eines höheren fluviatilen Schüttungskörpers. Im Hangenden folgen terrestrisch-limnische Sedimente (= Teufelsgrabener Formation), deren stratigraphische Zuordnung in die O-Kreide bzw. ins Alttertiär noch nicht eindeutig gesichert ist (vgl. G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981, S. 182).

An der Südostflanke des Sporns der Böhmis**ch**en Masse fehlt dieser fluviatile Randsaum. Er ist entweder erodiert, oder die Entwässerung fand bevorzugt vom Festland in SW-Richtung statt, sodaß es primär nicht zu Randbildungen wie in Oberösterreich kommen konnte.

GLIEDERUNG UND FAZIESANORDNUNG DER MITTEL-UND OBERKREIDE AM SÜDSPORN DER BÖHMISCHEN MASSE

G.WESSELY, R.FUCHS, O.SCHREIBER 1982



5. Korrelationsmöglichkeiten mit benachbarten Ablagerungsräumen

Die rein marine, nicht mehr von fluviogenen Sedimentkörpern betroffene Abfolge im östlichen Oberösterreich findet ihre Fortsetzung in westlichen Anteilen des oberösterreichischen Molasseuntergrundes, wo sie vor allem durch E. BRAUMÜLLER (1961) und I. KÜPPER (1963) lithologisch und mikrofaunistisch bekanntgemacht wurde.

Die Korrelation der Bohrlochmessung von Steindlberg 1 mit denen von Piberbach Ost 1, Schiedlberg 1 und mit dem in Wirnzberg 3 stratigraphisch am höchsten emporreichenden Schichtprofil zeigt eine auffällige Übereinstimmung (Abb. 8).

Wenn man von den basalen, z. T. fluviatil anzusehenden Schichten absieht, läßt sich ab dem Einsatz der Piberbacher Glaukonitischen Formation eine Korrelation mit Hilfe von Karottage-Diagrammen durchführen, indem über den ersten Glaukonitischen Sandsteinlagen der Marker „A“ im östlichen Oberösterreich (nach G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981) eine ausgeprägte durchgehende Mergelstrecke folgt, die von I. KÜPPER 1963 als „Rotaliporenhorizont“ bezeichnet wird. Dieser Rotaliporenhorizont ist aufgrund der Mikrofauna noch in das obere Cenoman zu stellen.

Darüber folgt eine Zunahme des Feinsandgehaltes, in den Diagrammen als steter Anstieg des Widerstandes zu sehen. Etliche Verhärtungen sind im östlichen Oberösterreich als Marker B–F verwendbar. Eine darüber gelegene Widerstandspitze in Steindlberg 1 spiegelt die Schüttungsepoche des Neuhofener Hauptsandsteines wider, über der eine pelitische Zone von etwa 50 m Mächtigkeit folgt. Die weitere Abfolge enthält bei weiterhin mergelig-siltiger Beschaffenheit wenig Korrelationsmöglichkeiten. Das Campan ist im östlichen Oberösterreich vermutlich der voreozänen Erosion zum Opfer gefallen.

I. KÜPPER (1963) vergleicht den tiefsten Glaukonitsandstein mit dem Regensburger Grünsandstein, allerdings mangels faunistischer Grundlagen nur lithologisch, während sie mit der hangenden Mergelanschaltung des nur 10–20 m mächtigen „Rotaliporenhorizontes“ durch die Verbindung mit Eibrunner Mergeln auch faunistisch eine Beziehung zur Kreide des ostbayerischen Raumes aufzeigt. Die Bearbeitung der Ammoniten und planktonischen Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln N von Regensburg durch R. FÖRSTER, R. MEYER & H. RISCH (1983) dokumentiert ebenfalls eine gewisse Übereinstimmung in der faziellen Entwicklung. Die Cenoman-Turon-Grenze liegt in den Eibrunner Mergeln knapp über der Basis im unteren Teil dieser Schichtfolge.

Aufgrund der Rotaliporen ist stratigraphisch der Bereich O-Cenoman nachweisbar. Im östlichen Oberösterreich konnten keine Rotaliporen gefunden werden, doch läßt die vorhandene Fauna offen, ob der Glaukonitsandstein des Markers A der Piberbacher Glaukonitischen Formation dem Regensburger Grünsandstein entspricht. Dieser wäre hier von einer kohlig-klastischen Serie und schließlich einer bunten Fazies vom Charakter der Schutzfelschichten (entspräche dem Schiedlberger Hellsandstein und dem Schiedlberger Kristallinschutt in Oberösterreich) unterlagert (vgl. R. MEYER, 1981, und H. LANGE, 1981). Sowohl lithofaziell als auch faunistisch kann der zwischen dem Marker B und F liegende Anteil der „Glaukonitischen Forma-

KORRELATION DER KREIDE IM WESTLICHEN UND ÖSTLICHEN OBERÖSTERREICH

NACH I. KÜPPER 1963 UND G. WESSELY, O. SCHREIBER UND R. FUCHS 1981

GLIEDERUNG
I. KÜPPER 1963

STEINDLBERG 1

GLIEDERUNG
R. FUCHS 1981

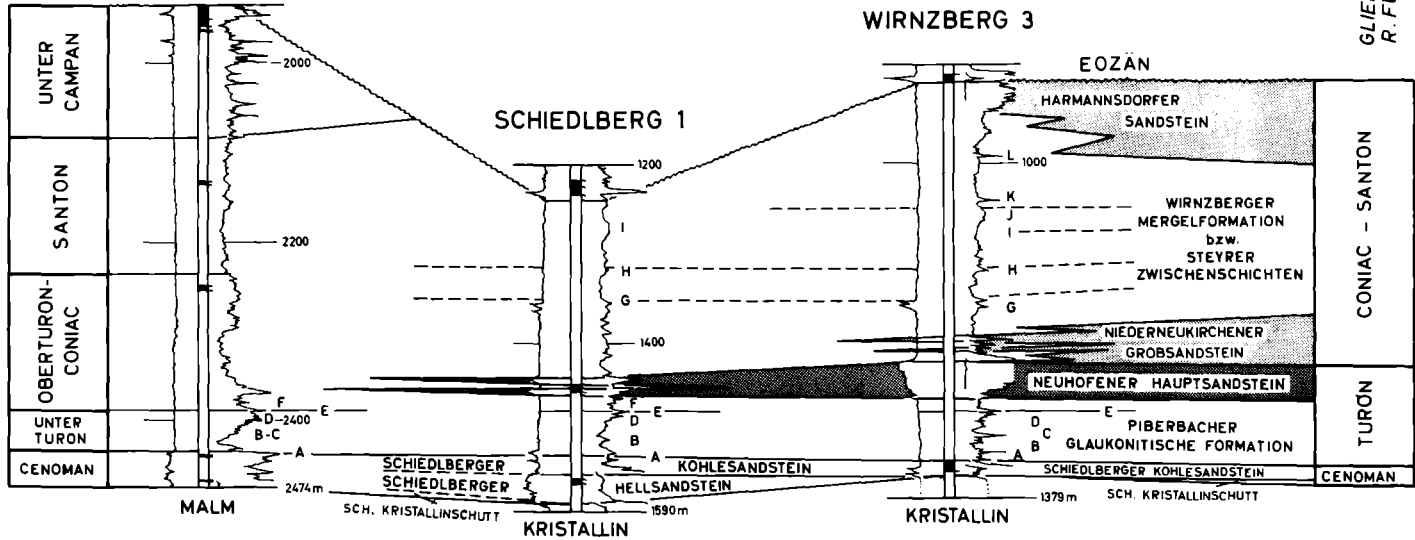


Abb. 8 Korrelation der Kreide im westlichen und östlichen Oberösterreich

tion“ die Abfolge der Regensburger Kreide etwa von den Reinhauser- bis zu den Pulverturmschichten enthalten, während der Neuhofener Hauptsandstein in der Position des Großberger Sandsteines zu liegen käme. Die Schichtfolge der Wirnzberger Mergelformation entspricht stratigraphisch und anscheinend auch faziell der in den Bohrungen SE Regensburg (Linie Barbing bis Birnbach 1) angetroffenen Mergel-Sandsteinfolge des Coniac-Santon (vgl. auch H. RISCHE, 1983).

Bemerkenswert ist die Übereinstimmung der limnisch-fluviatilen Fazies in Oberösterreich mit der O-Kreide N von Regensburg (Bodenwöhr—Auberg—Erbendorf). Diese über marinem glaukonitischem Turon (im Gebiet Erbdorf-Vilseck bereits über vorkretazischem Untergrund) abgelagerten klastischen, z. T. arkosereichen, oft kohligen Sedimente sind offenbar dem gleichen Randsaum der Böhmisches Masse zuzuordnen. Während in Oberösterreich diese Sedimente einschließlich des Schiedlberger Kohlesandsteins gemäß ihrer Verzahnung mit marinen Sedimenten des Coniac bereits letzterem zugeordnet werden, werden in Ostbayern diese Ablagerungen als Oberturon eingestuft (H. LANGE, 1981).

Stratigraphische Übereinstimmung neben der funktionellen herrscht bezüglich der markanten marinen Rekurrenz der Steyrer Zwischenschichten Oberösterreichs mit dem Marinkomplex des Cardientons und seiner Begleitschichten im Gebiet nördlich Regensburg (Auberg, Vilseck). Aber auch die Situation im Hangenden davon mit Sandsteinkomplexen, in denen in Randnähe marine in fluviatile Anteile übergehen, ist, wenn man von stratigraphischen Divergenzen absieht, miteinander vergleichbar.

Ein von V. KLEIN et al. (1979) angeführtes und von L. FREJKOVA & J. VADIK (1974) untersuchtes cenomanes Flußbett im Raume der Boskowitz Furche, das Deltasedimente, Küstenebenen, pflanzenführende Lagunen und sandige Barrieren hinterließ und in die Tethys entwässerte, wirkte sich im Bereich des heutigen niederösterreichischen Molasseuntergrundes entweder nicht mehr aus oder ist erodiert.

Die in Niederösterreich angetroffene Oberkreide ist mariner Entwicklung. Als benachbartes Vergleichsobjekt bietet sich die Oberkreide Böhmens an. Aus den Untersuchungen von KLEIN et al. (1979) geht hervor, daß über einer basalen glaukonitischen Sandsteinfolge des Cenoman eine pelitisch-kalkige Entwicklung des Turon und eine pelitische, randlich stärker sandige bis flyschartige Fazies des Coniac, mit größeren Mächtigkeiten (450–800 m), folgt. Im Santon weitet sich die sandige Fazies aus, die Sedimentation endet lokal erst an der Grenze Santon/Campan.

Die Bohrprofile in der Ameiser Gruppe (vor allem Ameis 1) spiegeln die vertikale Anordnung der Böhmisches Kreide wider, wobei übereinstimmend eine basale Entwicklung sowie eine stark kalkig beeinflusste Ausbildung dem Cenoman + Turon, eine wieder stärker mergelige und schließlich sandige Fazies dem Coniac + Santon zugeordnet werden. Die Schichtfolge reicht mit größerer Mächtigkeit in das Campan/Maastricht, in Schuppen bis ins O-Maastricht.

Im Raume Südböhmen ist bei Budweis und Třeboň eine limnisch-fluviatile Ausbildung der Kreide erhalten geblieben, deren santone Alterseinstufung eine Beziehung zum fluviogenen Randsaum im östlichen Oberösterreich ermöglicht (vgl. V. KLEIN, V. MÜLLER & J. VALECKA 1979; PACLOVA, 1961).

6. Faunenbeziehungen zu den Nachbargebieten

6.1. Bayern und Böhmen

Die Korrelation der Mikrofaunen am S-Rand der Böhmisches Masse untereinander sowie die Verbindung zu den bayerischen und böhmischen Kreidevorkommen wird durch wechselnde Faziesbedingungen in Raum und Zeit erschwert.

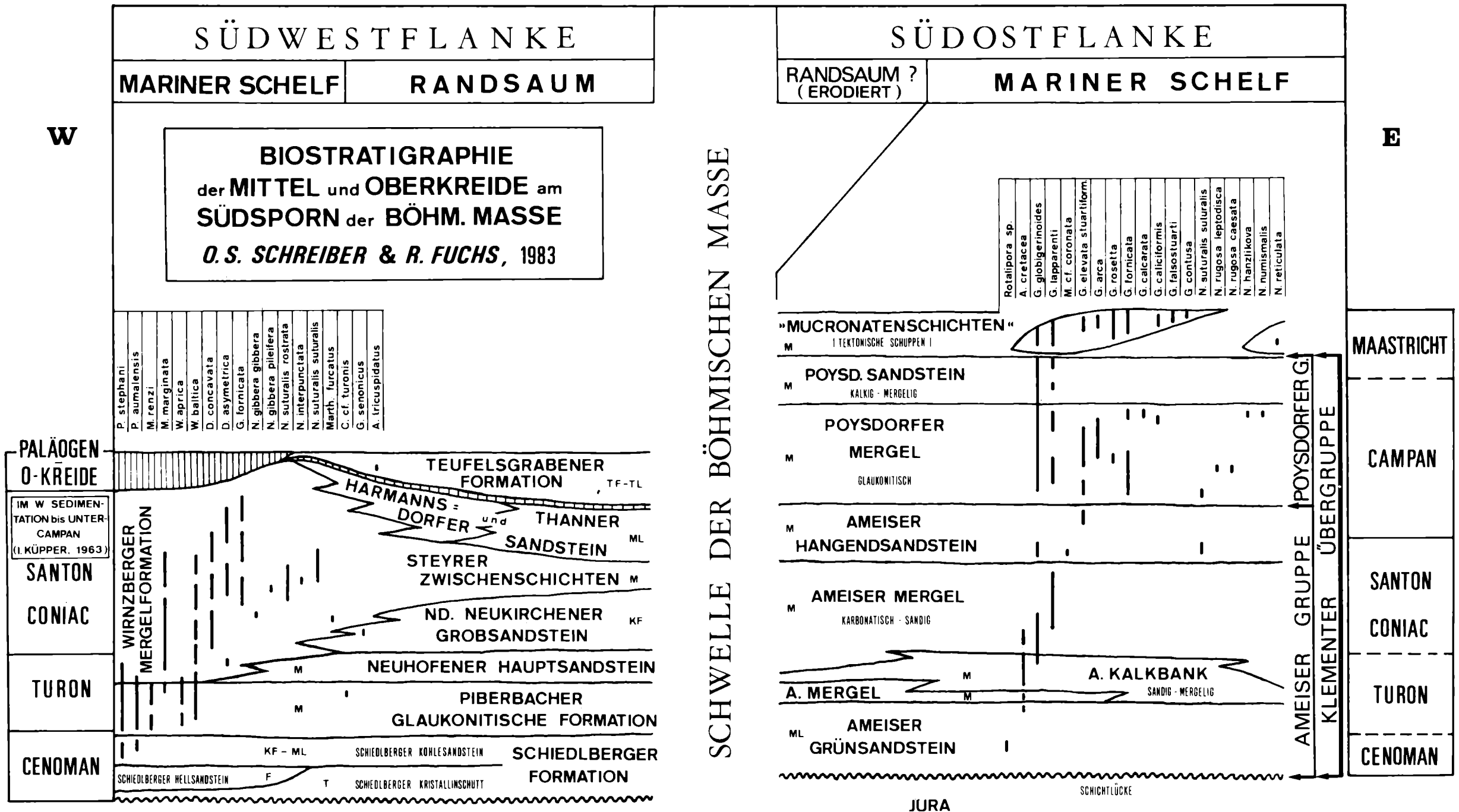
Die spärlichen Foraminiferenfaunen in den Basisschichten (Cenoman, Turon) setzen sich vorwiegend aus agglutinierenden Formen zusammen. Neben stratigraphisch bedeutsamen Kalkschalern, wie Praeglobotruncanen und Rotaliporen, sind vorwiegend Lenticulinen, Vaginulinen, Praebuliminen und Gavelinellen anzutreffen. Vergleichbare marine Ablagerungen des tieferen Cenoman/Turon im Elbsandsteingebiet der ČSSR (V. KLEIN, J. HERCOGOVA & M. REJCHRT, 1982), in der Regensburger Kreide (D. HERM, 1979) und des Böhmisches Massivs (STEMPROKOVA, 1978) zeigen ähnliche, ebenfalls sandschalerbetonte Faunen. Interessant ist das Vorkommen von *Ataxophragmium variabile* (d'ORBIGNY). Wie schon R. OBERHAUSER (1963) bemerkt, fehlt diese Form in der Gosau, im Flysch und in der Buntmergelerde. In der Böhmisches Kreide ist sie nicht selten (A. E. REUSS, 1845). Diese im borealen Raum verbreitete Art kommt gleichfalls im moravischen Kreidebecken der ČSSR vor (E. HANZLIKOVA, 1972) und reicht in seiner Verbreitung bis in die polnischen Sedimentationsräume. Im gesamten Oberkreideprofil Oberösterreichs (ÖMV-Bohrungen) wurde bis jetzt noch kein *Ataxophragmium variabile* gefunden. Dagegen tritt diese Form in der niederösterreichischen autochthonen Kreide häufig auf und reicht vom Cenoman bis in das Campan.

Ein weiteres kälteliebendes Element, nämlich *Gaudryina tailleuri* (H. TAPPAN, 1962) konnte nur in der Piberbacher Glaukonitischen Formation in Oberösterreich gefunden werden. Trotzdem scheint es, daß die glaukonitführenden Ablagerungen des Cenoman/Turon auf beiden Seiten des Südsporns der Böhmisches Masse neben der lithologischen und stratigraphischen Übereinstimmung auch eine ähnliche klimatische Beeinflussung haben, wie das ansonsten übereinstimmende Faunenbild zeigt. Die von I. KÜPPER (1963) untersuchte Oberkreide des Molasseuntergrundes in Oberösterreich und Salzburg (RAG-Bohrungen) schließt sich faunistisch völlig an die im östlichen Oberösterreich beschriebene Kreide an.

Nach W hin zieht diese Fazies mit ähnlichen Foraminiferenvergesellschaftungen einerseits in das Regensburger Kreidebecken (Eibrunner Mergel), wie schon F. OSCHMANN (1965) erwähnte, andererseits gibt es Übereinstimmung mit dem Bayerischen Kreidebecken (H. HAGN, 1955; WICHER & BETTENSTAEDT, 1957). Die Wasserburger Senke zeigt ihrerseits enge Beziehungen zum südhelvetischen Sedimentationsbereich. Diese Beziehung hält bis in das Turon an (H. LANGE & B. PAULUS, 1971).

Ab der Wende O-Turon/Coniac scheinen die Mikrofaunen der SW- und SE-Flanke verschiedenen Einzugsbereichen unterworfen zu sein.

Die landnahen Ablagerungen im W zeigen in den marinen Anteilen des fluvio-genen Schüttungssystems eine stark verarmte Fauna, die zur überregionalen Korrelation nicht geeignet ist. Hier finden sich nur Foraminiferen, die einer terrigenen



SÜDWESTFLANKE

MARINER SCHELF RANDSAUM

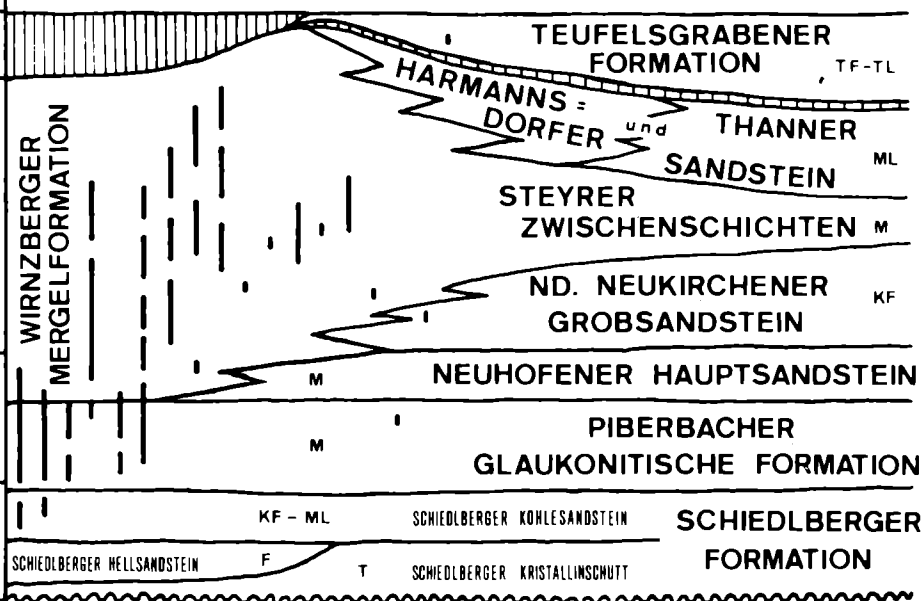
BIOSTRATIGRAPHIE
 der MITTEL und OBERKREIDE am
 SÜDSPORN der BÖHM. MASSE
O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1983

- P. stephani
- P. aumaleensis
- M. renzi
- M. marginata
- W. aprica
- W. baetica
- D. concavata
- D. asymmetrica
- G. fornicata
- N. gibbera gibbera
- N. gibbera pileifera
- N. suturalis rostrata
- N. interpunctata
- N. suturalis suturalis
- Marth. turcatus
- C. cf. turonis
- G. senonicus
- A. tricuspidatus

PALÄOGEN
O-KREIDE

IM W SEDIMENTATION bis UNTER-CAMPAN (I. KÜPPER, 1963)

SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN



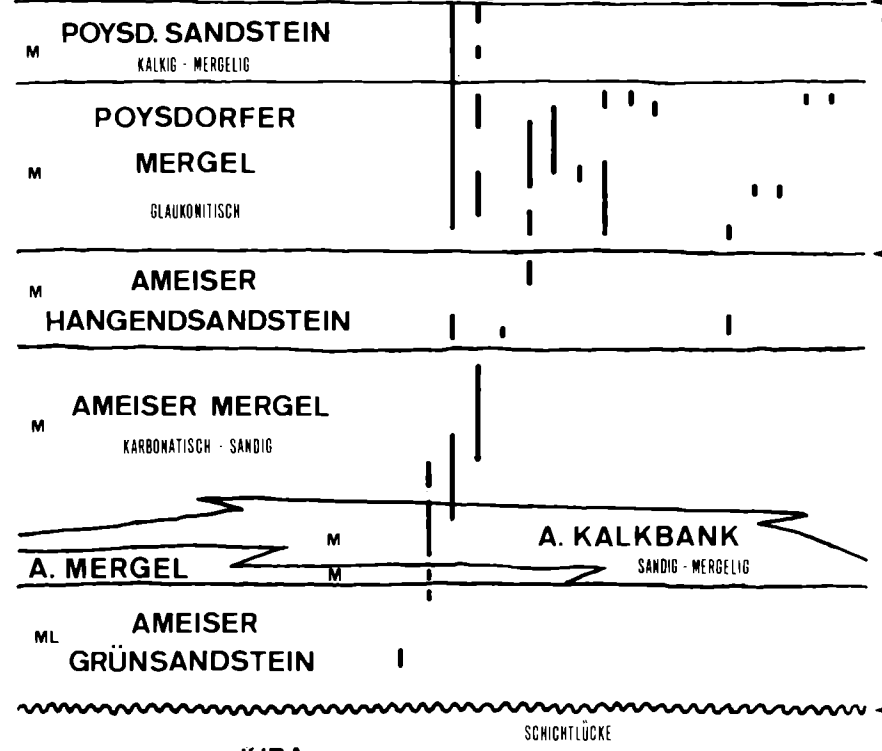
SCHWELLE DER BÖHMISCHEN MASSE

SÜDOSTFLANKE

RANDSAUM ? (ERODIERT) MARINER SCHELF

- Rotalipora sp.
- A. cretacea
- G. globigerinoides
- G. lapparenti
- M. cf. coronata
- G. elevata stuartiform.
- G. arca
- G. rosetta
- G. fornicata
- G. calcarata
- G. caliciformis
- G. falsostuarti
- G. contusa
- N. suturalis suturalis
- N. rugosa leptodisca
- N. rugosa caesata
- N. hanzlikova
- N. numismalis
- N. reticulata

"MUCRONATENSCHICHTEN"
 I TEKTONISCHE SCHUPPEN I



MAASTRICHT
CAMPAN
SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN

AMEISER GRUPPE
KLEMENTER ÜBERGRUPPE
POYSDORFER G.

KRISTALLIN

Abb. 9 Biostratigraphie der Mittel- und Oberkreide am Südsporn der Böhmisches Masse

Erläuterungen zur Abbildung 9

Fazies

- F fluviatil
- M marin
- T terrestrisch
- KF kontinental-fluviatil
- ML marin-limnisch
- MS mariner Schelf
- MT marin-terrestrisch
- TF terrestrisch-fluviatil
- TL terrestrisch-limnisch

Beeinflussung eher widerstehen können, wie z. B. *Gaudryina*, *Vaginulina* und *Lenticulina* (TH. L. MOORKENS, 1976; J. W. MURRAY, 1973). In den kontinentalen Anteilen der fluviatilen Schüttungen fehlt jede Vergleichsbasis. Erst die vollmarinen Ablagerungen der Wirnzberger Mergelformation in Oberösterreich und des Ameiser Mergels in Niederösterreich ermöglichen mit ihren reichen Foraminiferenfaunen einen überregionalen Vergleich mit benachbarten Meeresbecken. Sie führen eine reiche Fauna, deren Zusammensetzung sich vom O-Turon bis O-Santon allmählich ändert (Abb. 9).

Im Turon finden sich noch sandschalerbetonte Faunen, während ab dem Coniac Lageniden dominieren. Besonders das häufige Auftreten der Gattung *Lenticulina* ist hier zu erwähnen. Weiters treten Arten auf (*Gaudryina laevigata* FRANKE, *Gaudryina carinata* FRANKE, *Globorotalites michelianus* d'ORBIGNY), die (nach E. HANZLIKOVÁ, 1972) aus dem Boreal nach S vorstoßen. Die vertikale Verbreitung der gefundenen Arten geben G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS (1981).

Regional zeigen sich auch ab dem Turon Faunenähnlichkeiten mit der Regensburger Kreide bzw. den südbayerischen Kreideablagerungen. Hingegen läßt der Faunenvergleich des Coniac/Santon aus Gosausedimenten (A. TOLLMANN, 1960) kaum Zusammenhänge erkennen, wenn man von kosmopolitisch verbreiteten Foraminiferen absieht (z. B. *Saracenaria triangularis*, *Vaginulina trilobata*, *Tritaxia tricarinata* d'ORBIGNY, *Planularia liebusi*). Bemerkenswert ist, daß *Vaginulina gosae* REUSS in Oberösterreich und Niederösterreich sowie in boreal beeinflussten Kreidebecken nicht gefunden wurde, abgesehen von einem Fund durch J. H. ZIEGLER (1957) im Cardionton (Coniac) der Oberpfalz. Typische boreale Faunen mit *Spiroplectamina westfalica* OLBERTZ, Sigmolinen, gewissen Stensiöinen und Gavelinellen fehlen (H. HILTERMANN & W. KOCH, 1962).

Die tiefere Oberkreide der Bayerischen Alpen zeigt eine *Gyroidina-Eponides-Spiroplectamina*-Vergesellschaftung, die nach K. F. WEIDICH (1984) in ihrer Zusammensetzung die Tiefenstufe des Bathyal repräsentiert. Diese Vergesellschaftung ist durchaus vergleichbar mit den in Oberösterreich angetroffenen Coniac-Faunen (G. WESSELY et al., 1981).

6.2. Vergleich Oberösterreich – Niederösterreich

Die Faunen der oberösterreichischen Kreideablagerungen ab Turon/Coniac unterscheiden sich etwas von den zeitgleichen niederösterreichischen Mergeln und Sandsteinen (Ameiser Gruppe). Ein wesentliches Fossil im SE ist *Ataxophragmium variabile*, das sich ab dem Turon häufig findet. Bereits R. NOTH (1951) erkennt diese Art als charakteristisch für die Klementer Schichten. E. HANZLIKOVÁ (1972) sieht eine gewisse Beziehung der Klementer Fauna (in der Steinitzer Einheit) zur tropischen und subtropischen Zone (gekielte Foraminiferen); wegen der Arenobuliminien und Neoflabellinen seien die Klementer Schichten aber näher zum Boreal zu stellen.

Die Foraminiferenfaunen des Ameiser Mergels des Coniac/Santon haben einen größeren Anteil an Sandschalern und führen nur untergeordnet Lageniden, im Gegensatz zur Wirnzberger Mergelgruppe im W, wo sie dominieren. Auch die Planktonformen sind unterschiedlich, so fehlen in NÖ. Dicarinellen vollständig. Es könnte

also ein direkter mariner Kontakt nach W um den Südsporn herum ab der Piberbacher Glaukonitischen Formation unterbrochen gewesen sein.

In der Poysdorfer Gruppe wird der Einfluß wärmeliebender Formen ab dem Campan stärker, wie die teilweise reichen gekielten Planktonfaunen als auch das verstärkte Auftreten von Heterohelliciden und Neoflabellinen (*N. hanzlikovae* [KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN], *N. rugosa leptodisca* [WEDEKIND], *N. numismalis* [WEDEKIND]) zeigen. Eine gewisse Gemeinsamkeit der Faunen in der hohen Oberkreide an Hand von Neoflabellinen und Plankton ist mit dem Helvetikum (HAGN, 1953), der Gosau (J. E. van HINTE, 1963; O. S. SCHREIBER, 1980) und den Westkarpaten (J. SALAJ & GASPARIKOVA, 1979) möglich. Allerdings bleibt der boreale Einfluß auch während des Campan/Maastricht bestehen, wie das Vorkommen von *Ataxophragmium variabile*, *Anomalina* sp., *Stensiöina* sp., *Gavelinella* sp. und verschiedener Sandschaler zeigt.

Aufgrund der Faunen lassen sich zusammenfassend folgende Beziehungen erkennen: Im Cenoman/Turon gab es von der SE-Flanke nach NE eine Verbindung zur Böhmischen und Moravischen Kreide und von der SW-Flanke nach W eine solche zum Bayerischen Sedimentationsraum. Um den Südsporn der Böhmischen Masse herum bestand eine Meeresverbindung zwischen Oberösterreich und Niederösterreich. Ab dem Coniac ist eine unterschiedliche Entwicklung im SW und SE zu beobachten. Der Südsporn des Kristallins scheint mit einer weiter nach S streichenden Schwelle oder zumindest mit einem Streifen kontinentaler Schüttungskörper bis in die hohe Oberkreide zeitweise trennend gewirkt zu haben. Zum Helvetikum ist im Cenoman/Turon ein Zusammenhang vor allem über das Bayerische Kreidebecken möglich. Zur Gosau gibt es faunistisch nur geringe Beziehungen. Erst ab dem Campan erfolgt eine mediterrane Fauneningression.

7. Paläogeographische Rekonstruktionsmöglichkeiten

Aus den Bohrungen im östlichen Oberösterreich läßt sich zunächst eine cenomane terrestrisch-fluviatile Sedimentationsphase ablesen, die auch in Ostbayern geläufig ist (Basiston, Kohleton, Erzformation, Schutzfelsschichten). Ein cenomanes Flußnetz wird auch aus der Böhmischen Kreide angeführt, das im Raum der Boskowitzter Furche ins Meer mündete (V. KLEIN, V. MÜLLER & J. VALECKA, 1979). Die kontinentalen Ablagerungsbedingungen während dieser Zeit im Raum um die Böhmisches Masse erstreckten sich demnach über eine große Fläche. Nur in Niederösterreich wurden keine fluviatil-limnischen Sedimente erbohrt. Die marine Entwicklung setzt bereits im Cenoman ein und hält bis ins Maastricht an. Spätestens mit Ende des Cenoman herrschen aber auch an der SW-Flanke der Böhmisches Masse marine Verhältnisse. In den Bohrungen am Rande der Böhmisches Masse ist in dieser Zeit keine Verzahnung von marinen mit limnisch-fluviatilen Sedimenten in Richtung Böhmisches Masse erschlossen. Aber gegen eine marine Bedeckung über die Schwelle der Böhmisches Masse von der Oberösterreichischen bis in die Niederösterreichische oder Böhmisches Kreide in Bayern eine derartige Verzahnung im Turon und schließlich eine Auflagerung von limnisch-fluviatiler Fazies direkt auf vorkretazi-

schem Untergrund. Im Raum Budweis liegt zudem nur Santon, eventuell auch Coniac (MALECHA, 1966) auf kristallinem Untergrund. Tiefere Schichtglieder fehlen und sind vermutlich nie abgelagert worden.

Es ist also anzunehmen, daß der S-Sporn der Böhmisches Masse während der Kreide eine Festlandsschwelle bildete, auf welcher Flüsse Sedimente in die angrenzenden Marinbecken lieferten, wie dies an der SW-Flanke an Hand mächtiger Schüttungskörper ersichtlich ist. Das Fehlen eines südöstlichen fluviatilen Sedimentsaumes könnte auf eine weitgehende asymmetrische Entwässerung bevorzugt gegen SW hinweisen. Verlauf und Richtungen von Flüssen auf dem Festland lassen sich kaum rekonstruieren. Wohl aber läßt sich mit Hilfe von Mächtigkeitskarten von erbohrten Schüttungskörpern eine NW-SE-Erstreckung des Schüttungssaumes ablesen (G. WESSELY, O. S. SCHREIBER und R. FUCHS, 1981, Abb. 2), der sich im NW im Raum der Bodenwöhrer Bucht wieder findet und gegen SE unter die Alpen hineinstreicht. Das Ausmaß der Erstreckung des ehemaligen Festlandsporns der Böhmisches Masse unter die Alpen ist ungewiß. Nach den angeführten Faunenverteilungen dürfte es während des Cenoman und Turon geringer und ab dem Coniac größer gewesen sein.

In Böhmen, Niederösterreich und um den heute alpin überschobenen Südteil des Sporns der Böhmisches Masse herum bis westlich des fluviogenen Saumes erstreckten sich von Cenoman/Turon bis ins Santon, teilweise bis ins Campan-Maastricht Ablagerungen eines marinen Schelfbereiches, die gegen die Tethys zu nach S von tieferen Faziesräumen abgelöst werden (D. HERM, 1979).

8. Palynologie

Um auch aus jenen Sedimenten, die keine oder nur wenige marine Fossilien führen, stratigraphische Ergebnisse erzielen zu können, wurden von Dr. I. DRAXLER (Geologische Bundesanstalt, Wien) palynologische Analysen gemacht. Die Floren sind jedoch fast immer schlecht erhalten; sie ergeben zwar ein gattungsmäßig bestimmbares Bild, feinstratigraphisch wichtige Elemente finden sich leider nur vereinzelt. In den oberösterreichischen Kreideablagerungen des Molasseuntergrundes sind Floren mit Sporen der Familie Extratriporatae zu finden, die ihre Hauptverbreitung in der Oberkreide haben. Auch ist der Erhaltungszustand je nach Sediment verschieden.

Aus dem Ameiser Grünsandstein liegen nur wenige, sehr schlecht erhaltene Palynomorpha vor, wobei das Auftreten der Gattung *Appendicisporites* lediglich für Kreide (nicht höher als Untercampan) spricht. Die darüberliegende Piberbacher Glaukonitische Formation führt Formen des Cenoman-Santon (*Microreticulatisporites urcuticus*, *Leiotriletes maxoides*) und zusätzlich umgelagerte Formen der Unterkreide (*Appendicisporites stylosus*). Eine detaillierte Aufstellung der vorkommenden Pollen geben G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981. Der Neuhofener Hauptsandstein liefert aus der Bohrung Thann 1 (Kern 1436–1444,5 m) eine verwertbare Florenassoziation des Turon-Santon, aus der *Complexipollis* cf. *turonis* bemerkenswert ist. Aus dem Niederneukirchener Grobsandstein wurden Pollen des Senon bestimmt (*Gleicheniidites senonicus*, *Appendicisporites tricornitatus*). In der

Teufelsgrabener Formation konnten als einzige Fossilien überhaupt Palynomorpha gefunden werden, wobei *Appendicisporites tricuspoidatus* nach I. DRAXLER ein Ober-santon-Untercampan belegt. Auch hier finden sich umgelagerte Pollen der Unterkreide. Formen des Alttertiärs wurden nicht beobachtet.

Die Kreideablagerungen des Molasseuntergrundes in Niederösterreich wurden palynologisch nicht untersucht, da diese Sedimente marinen Ursprungs sind und mit Foraminiferen gut stratifiziert werden können.

9. Nannoplankton

Die Untersuchung der Nannoflora erfolgte vorwiegend an Bohrkernen und sollte lediglich ergänzende Daten zur stratigraphischen Einstufung bringen. Durchlaufende Nannofossilbearbeitungen (z. B. an cuttings) gibt es nicht.

Entsprechend den wechselnden faziellen Verhältnissen finden sich meist nur dürftige, selten reichere Floren. Während in den terrigen beeinflussten Sedimenten (fast) kein Nannoplankton vorhanden ist, sind in den Marinbereichen, allerdings vorwiegend in der höheren Oberkreide im E, gut entwickelte Floren zu beobachten.

Die Proben, die von Dr. H. STRADNER (Geologische Bundesanstalt, Wien) untersucht wurden, lieferten wenige stratigraphisch wertvolle Arten. *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE) tritt am W-Rand des Südsporns der Böhmisches Masse im Harmannsdorfer und Thanner Sandstein sowie in der Wirnzberger Mergelformation auf. Mit dem Erstauftreten von *M. furcatus* wird gewöhnlich die Basis des Coniac definiert (K. PERCH-NIELSEN, 1979). Nach H. THIERSTEIN (1976) stellt dieses Erstauftreten einen typischen Biohorizont zwischen Turon und Coniac dar. In der Böhmisches Kreide soll diese Art aber schon im oberen Turon auftreten (J. KRHOVSKY, 1981).

Die Begleitflora ab dem Coniac setzt sich aus *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora*, *Gartnerago obliquum*, *Zygodiscus diplogrammus*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus trabeculatus* und *Lithastrinus floralis* zusammen. *Lithastrinus grilli* wurde nicht gefunden, eine Art, die im Typprofil der Klementer Schichten (Coniac) bei Klement sowie im Ernstbrunner Wald bei Klafterbrunn (ebenfalls Klementer Schichten) öfter auftritt (vgl. H. STRADNER & H. PRIEWALDER, 1977, und H. STRADNER, 1962).

Hochgeschuppte Oberkreide in Bohrungen E des Südsporns der Böhmisches Masse lieferten schöne Faunen und Nannofloren des Campan und Maastricht. Zum Beispiel die Bohrung Ameis 2, Kern 1198–1201 m führt *Arkchangeliskiella cymbiformis*, *Micula concava*, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *Cribrosphaerella numerosa*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Prediscosphaera spinosa*, *Zygodiscus spiralis*, *Ahmuellerella octoradiata* und *Eiffellithus turriseiffeli*. Einstufung: Maastricht.

Im Profil der Bohrung Poysdorf 2 ist das Campan (Poysdorfer Mergel) im Kern 3028,5–3032 m mit reicher Nannoflora belegt: *Bromsonia parca*, *Eiffellithus eximius*, *Phanulithus obscurus*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Micula staurophora*, etc. Desgleichen wurden verwertbare Planktonforaminiferen gefunden (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977).

10. Sedimentationsgeschichte

Die Kreideablagerung am Ostrand der Böhmisches Masse erfolgt ab dem Cenoman mit dem transgressiven Übergreifen von Glaukonitsandsteinen auf autochthone Jura. Eine teilweise kalkige Abfolge im oberen Turon scheint einen gewissen Reliefausgleich mit damit bedingter geringerer klastischer Sedimentzufuhr anzudeuten. Der Sedimentationszyklus hält aber ununterbrochen bis in das Maastricht an (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977).

Differenzierter ist dagegen die Sedimentabfolge im W der Böhmisches Masse. Über kontinental und fluviatil beeinflussten Basalschichten greifen vorerst ebenfalls glaukonitführende Sande und Mergelsande hinweg. In der Folge ist im oberen Turon eine regressive Entwicklung in Form des Neuhofener Hauptsandsteins zu beobachten (vgl. Abb. 2–4). Auch im Regensburger Raum erfolgt im Oberturon eine regressive Phase (D. HERM, 1979).

Gegen Ende des Coniac greift das Meer wieder über die fluviatil beeinflusste Fazies (Niederneukirchener Grobsandstein) nach NE bzw. N hinweg, es kommt zur Ablagerung der Steyrer Zwischenschichten. Im offenen Meeresbecken hält die Sedimentation kontinuierlich bis zum Untercampan an (I. KÜPPER, 1964). Gleichzeitig stellen sich in den Randbereichen ab dem Santon litoral beeinflusste Sandserien in Form der Harmannsdorfer und Thanner Sandsteine ein. Diese zeigen deutlich einen regressiven Charakter.

Literatur

- BRIX, F., KRÖLL, A., & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, Sndbd. 1977, 12–45, 8 Abb.; Wien-Hamburg.
- FÖRSTER, R., MEYER, R., & RISCH, H. (1983): Ammoniten und planktonische Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln (Regensburger Kreide, Nordostbayern). – *Zitteliana*, 10, 123–141, 2 Abb., 3 Taf.; München.
- FREJKOVA, L., & VAJDIK, J.; PRISPĚVEK, K. (1974): paleogeografie a litologie cenomanských sedimentů v orlicko – žďárské oblasti – Sbor. Geol. průzkumu Ostrava, 6, 6–28; Ostrava.
- FUCHS, R., & WESSELY, G. (1977): Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich. – In: KOLLMANN et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 2: 426–435, 2 Taf., 1 Abb.; Wien.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – Geol. Bund. Anst., 155 S., 2 Taf., 4 Tab., 9 Textabb.; Wien.
- HAGN, H. (1953): Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. – *Palaeontographica*, A 104: 1–119, 27 Abb., 8 Taf.; Stuttgart.
- HAGN, H. (1955): Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 105: 324–359, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- HANZLIKOVA, E. (1972): Carpathian Upper Cretaceous Foraminiferida of Moravia (Turonian–Maastrichtian). – *Rozpr. ustr. ust. Geol.* 39: 1–605, 5 Fig., 40 Taf.; Praha.
- HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, No. 6: 85–106; Stuttgart.

- HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa, in: Arbeitskreis Deutscher Mikropaläontologen, Leitfossilien der Mikropaläontologie. — Gebrüder Borntraeger: 432 S., 27 Textabb., 61 Taf., 22 Tab.; Berlin.
- HINTE, J. E., van (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jahrb. Geol. B.—A.*, Sndbd. 8: 147 S., 6 Tab., 15 Tab., 22 Taf.; Wien.
- KLEIN, V., HERCOGOVA, M., & REJCHRT, M. (1982): Stratigraphie, Lithologie und Paläontologie der Kreide im Elbe-Faziesgebiet. — *Sbor. geol. Ved, Geologie*, 36, 27—92, 5 Tab., 10 Textabb.; Praha.
- KLEIN, V., MÜLLER, V., & VALECKA, J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmisches Kreidebeckens. — In: WIEDMANN, J. (ed.): *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS Series A, No. 6, 435—446, 6 Abb.; Stuttgart.
- KOLLMANN, H. A., et al. (1977): Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B.—A.*, 120, H. 401—447, 7 Abb., 6 Taf., 1 Tab.; Wien.
- KRHOVSKY, J. (1981): The stratigraphical position of the lower boundary of the *Marthasterites furcatus* nannoplankton Zone in the Bohemian Cretaceous Basin. — *Vest. Ustr. ustavu geol.* 56, 1, 21—26; Prag.
- KÜPPER, I. (1963): Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — *Mitt. Geol. Ges.* 56/2: 591—651, 4 Taf., 3 Tab., 1 Karte; Wien.
- LANGE, H., & PAULUS, B. (1977): Stratigraphie und Fazies des Gault und Cenoman der Wasserburger Senke im Bayerischen Molasseuntergrund. — *Erdöl-Erdgas-Zeitschr.*, 87, 150—163, 11 Textfig.; Wien-Hamburg.
- MALECHA, A. (1966): The Basin of Southern Bohemia. Regional Geology of Czechoslovakia, Part I, The Bohemian Massif. — J. SVOBODA et al., eds., 581—596; Prag.
- MOORKENS, TH. L. (1976): Palökologische Bedeutung einiger Vergesellschaftungen von sandchaligen Foraminiferen aus dem NW-europäischen Alttertiär und ihre Beziehung zu Muttergesteinen. — *Ergänzungsband der Zeitschrift Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, 77—95, 3 Abb.; Hannover.
- MURRAY, J. W. (1973): Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. — Heinemann Educational Books, 274 S., 103 Fig., 25 Tab., 12 Taf.; London.
- NIEDERMAYER, G. (1977): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Proben des Typprofils der Klemener Schichten. — In: KOLLMANN et al.: *Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich.* — *Jahrb. Geol. B.—A.*, 120, 408—409; Wien.
- NOTH, R. (1951): Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — *Jahrb. Geol. B.—A.*, Sndbd. 3: 91 S., 9 Taf., 2 Tab.; Wien.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — *Jahrb. Geol. B.—A.*, 106: 88 S., 2 Textfig., 1 Tab., 1 Karte; Wien.
- OHMERT, W. (1969): Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac-Santons. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 9: 3—32, 118 Abb.; München.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7038, Bad Abbach. 184 S., 2 Abb., 3 Taf., 5 Beil.; München.
- PACLTOVA, B. (1961): On some plant microfossiles from freshwater sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South Bohemian Basin. — *Sborn. Ustr. Ust. Geol.*, 26, 47—102.
- PAPP, A., & TURNOVSKY, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 bis 1963, Teil II, Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — *Erdöl-Zeitschr.*, H. 3, 93—99, 1 Abb.; Wien-Hamburg.

- PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous Nannofossils from the North Sea and the Mediterranean. In: *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, No. 6, 223–272, 24 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- REUSS, A. E. (1845/46): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. — E. Schweizerbart. Abt. 1, 58 S., 13 Taf.; Stuttgart.
- RISCH, H. (1983): Zur Mikrobiostratigraphie der Regensburger Kreide. — *Zitteliana*, 10, 143–153, 1 Taf.; München.
- SALAJ, J., & GASPARIKOVA, V. (1979): Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians based on Foraminifers and Nannofossils and the Question of Relations and Migrations of Boreal and Tethyan Elements. — *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, No. 6: 279–292, 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHMID, M. E. (1977): Zur Foraminiferenfauna der Klementer Schichten. — In: KOLLMANN et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 120, 409–411; Wien.
- SCHREIBER, O. S. (1980): Benthonische Foraminiferen der Pumberger Folge (Oberkreide) von Klein-Sankt Paul am Krappfeld (Kärnten). — *Beitr. Paläont. Österr.* 7: 119–237, 2 Abb., 16 Fototaf.; Wien.
- STEININGER, F. F., EBNER, F., FINK, J. †, FLÜGL, H. W., GRÄF, W., HOLZER, H. L., KOLLMANN, H., MATURA, A., OBERHAUSER, R., RESCH, W., SCHNABL, W., SCHÖNLAUB, H. P., TOLLMANN, A., & ZAPFE, H. (1985): Österreichische Geologische Gesellschaft, Arbeitsgruppe für Stratigraphie: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur in Österreich. — *Geol. Bund. Anst.*, im Druck; Wien.
- STEMPROKOVA-JIROVA, D. (1978): Stratigraphic distribution of foraminifera in the Turonian and Coniacian of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. — *Pal. Konf.* 77 — Univ. Karlova: 189–195; Praha.
- STRADNER, H. (1962): Bericht 1961 über Aufsammlungen von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (NÖ.). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1962/63, A106–A108; Wien.
- STRADNER, H., & PRIEWALDER, H. (1977): Über das Nannoplankton der Klementer Schichten (Coniac). — In: KOLLMANN et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 120. 2: 419–426, 1 Abb.; Wien.
- TAPPAN, H. (1962): Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska, Part. 3. Cretaceous Foraminifera. — *Geol. Survey Prof. Pap.* 236-C: 91–209, 30 Taf.; Washington.
- THIERSTEIN, H. R. (1976): Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. — *Marine Micropaleont.* 1, 325–362, 8 Abb., 5 Taf.; Amsterdam.
- TILLMANN, H. (1964): Kreide. — In: *Erl. z. GK 500 v. Bayern*, 2. Auflage, 141–161, Bayer. Geol. L.-Amt; München.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 103: 133–203, 16 Taf., 2 Textabb.; Wien.
- WEIDICH, K. F. (1984): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtafauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Unterenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss.*, H. 162, 151 S., 51 Abb., 21 Taf.; München.
- WESSELY, G., SCHREIBER, O. S., & FUCHS, R. (1981): Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 124/1: 175–281, 5 Abb., 20 Fototaf., 1 Taf.; Wien.
- WICHER, C. A., & BETTENSTAEDT, F. (1957): Zur Oberkreidegliederung der bayerischen Innviertelbohrungen. — *Geol. Bavarica*, 30: 3–54, 3 Abb., 1 Tab.; München.

- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. Bundes-Anst., 106, 89–119, 18 Tab., 1 Taf.; Wien 1963.
- ZIEGLER, J. H. (1957): Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). — Geol. Bavarica, 30: 55–81, 1 Taf., 3 Tab.; München.