



**Spätpaleozäne Bentonite
aus der Gosau-Gruppe des Untersberg-Vorlandes
(Nördliche Kalkalpen, Salzburg)**

HANS EGGER, M???? BICHLER, MANDANA HOMAYOUN, ELISABETH Ch. KIRCHNER & ROUBEN SURENIAN*)

3 Abbildungen, 2 Tabellen

*Salzburg
Gosau-Gruppe
Paleozän
Bentonit
Biostratigraphie
Ökologie
Lithologie
Geochemie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt ??????????

Inhalt

Zusammenfassung	13
Abstract	13
1. Einleitung	14
2. Biostratigraphie und Ökologie	14
3. Lithologie	15
4. Chemische Analysen der Bentonite	17
5. Herkunft der Aschen	19
Dank	19
Literatur	19

Zusammenfassung

In Wechsellagerung mit Kalkmergeln des allerjüngsten Paleozäns treten dünne, hell anwitternde Lagen von reinen bis mergeligen Tonsteinen auf. Aufgrund des hohen Smektitgehaltes in der Tonfraktion und des Auftretens von in Smektit umgewandelten vulkanogenen Relikten werden diese Gesteine als völlig alterierte vulkanische Aschen interpretiert. Die heutige chemische Zusammensetzung dieser Smektit-Bentonite, die allerdings wegen der sekundären Veränderungen nur sehr eingeschränkt für Zuordnungen brauchbar ist, deutet auf ein andesitisches bis basaltisch-andesitisches Ausgangsmaterial hin. Gute geochemische und stratigraphische Übereinstimmungen ergeben sich mit Bentoniten im schweizerischen Gurnigel-Flysch und im Rhenodanubischen Flysch nördlich von Salzburg. Aufgrund von Mächtigkeitsvergleichen der Lagen ist ein im Süden des Ablagerungsraumes der Gesteine der Nördlichen Kalkalpen gelegenes Liefergebiet wahrscheinlich.

**Late-Paleocene Bentonites in Gosavian Sediments of the Untersberg Area
(Northern Calcareous Alps, Salzburg)**

Abstract

In the latest Paleocene of the Northern Calcareous Alps SW of Salzburg thin yellowish claystones and marly claystones alternate with calcareous marls. Due to the high contents of smectite and the presence of pseudomorphic pyroclastic relicts these claystones are interpreted as totally altered volcanic ash of air-fall origin. The present chemical composition of these bentonites point to a andesitic to basaltic-andesitic source but owing to the conversion in smectitic clay conclusions on the volcanic sources are very dubious. Bentonites of the same age are known from the Rhenodanubian Flysch N of Salzburg and from the Gurnigel Flysch in Switzerland. There is a good accordance in the chemical characteristics especially in the high Ti-contents. Therefore we can assume the same source for all these layers. As the thicknesses of bentonites are increasing to the south we can conclude that the volcanic material originated from an area south of the Northern Calcareous Alps.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. HANS EGGER, Dr. Mag. MANDANA HOMAYOUN, Dr. ROUBEN SURENIAN, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; M???? BICHLER, Atominstiut der österreichischen Universitäten, Schüttelstraße 115, A-1020 Wien; Univ.-Prof. Dr. ELISABETH Ch. KIRCHNER, Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

1. Einleitung

Aus den letzten Jahren liegen zwei Berichte über Funde von vulkanischen Aschenlagen aus dem späten Paleozän des alpinen Raumes vor, die eine Verbreitung dieser Lagen vom Gurnigel-Flysch südlich von Bern (WINKLER, W., GALLETI & MAGGETTI, 1985) bis in den Rhenodanubischen Flysch bei Salzburg (EGGER, 1989, 383) belegen. Es schien daher lohnenswert, auch in anderen Einheiten gezielt nach solchen Lagen zu suchen, die dann als Leithorizonte über tektonische Grenzen hinweg korreliert werden könnten.

Die paläogenen Anteile der Gosau des Untersberg-Vorlandes boten sich als erstes für eine derartige Suche an,

da sie mikropaläontologisch bereits gut bearbeitet sind (HILLEBRANDT, 1962 und 1981), sodaß gezielte Geländebegehungen und Probenahmen möglich waren. Die Suche nach Bentonitlagen konzentrierte sich auf den Grenzbereich Paleozän/Eozän, von dem Aufschlüsse in einem nördlichen Zubringergraben des Kühlbaches (s. Abb. 1), dem Steinbach, beschrieben sind (Aufschluß E7b in HILLEBRANDT 1981, 224). Dieser Aufschluß (Koordinaten auf ÖK 93; Bad Reichenhall: 423925/289000) ist Teil einer größeren Massenbewegung und als solcher im Verband verrutscht. Wie eine Begehung im Jahr 1995 zeigte, haben sich die Aufschlußverhältnisse durch Hangbewegungen im Vergleich zum Jahr der Profilaufnahme und Probenahme (1990) stark verschlechtert.

haben sich die Aufschlußverhältnisse durch Hangbewegungen im Vergleich zum Jahr der Profilaufnahme und Probenahme (1990) stark verschlechtert.

2. Biostratigraphie und Ökologie

Das reichlich vorkommende kalkige Nannoplankton zeigt gute bis mittelmäßige Erhaltung. Durch das Vorkommen von *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL und *Rhombaster cuspis* BRAMLETTE & SULLIVAN ist eine Einstufung in den höheren Abschnitt der jüngste Zone des Paleozän (Zone NP 9 nach MARTINI, 1971 bzw. Zone CP 8b nach OKADA & BUKRY, 1980) belegt. Neben den erwähnten Leitformen treten als weitere wichtige Arten *Discoaster falcatus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Discoaster lenticularis* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Discoaster medius* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Chiasmolithus bidens* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *Campylosphaera eodela* BUKRY & PERCI-VAL und selten die Arten

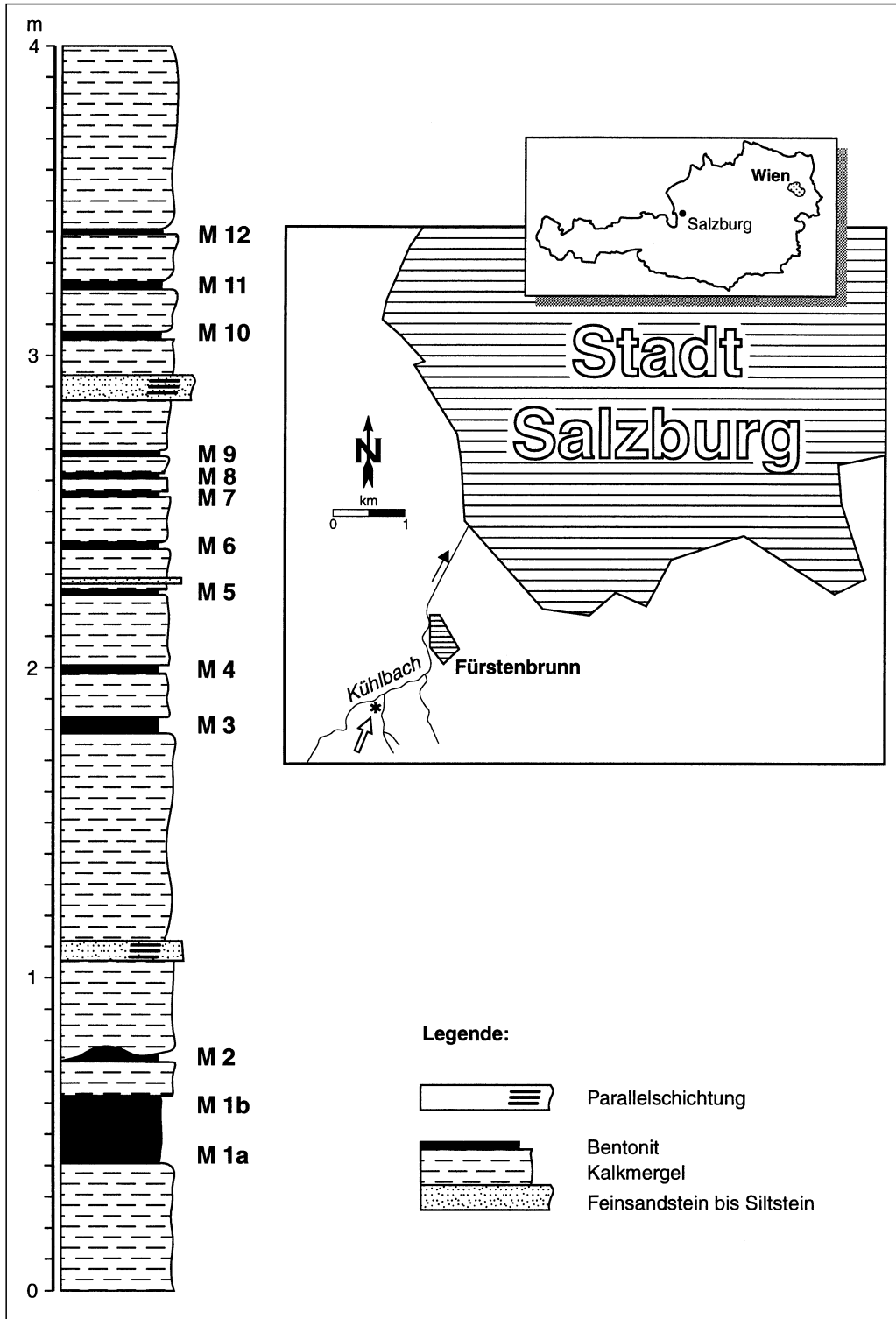


Abb. 1. Lage und Lithologie des spät-paleozänen bentonitführenden Profils aus der Gosau-Gruppe.

Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN und *Toweius emiens* (BRAMLETTE & SULLIVAN) auf. Auffällig ist außerdem, daß auch die Gattungen Rhomboaster, Transversopontis und Sphenolithus nur sehr untergeordnet im Florenspektrum vorkommen. Da diese Gattungen üblicherweise häufig in seichten Schelfgebieten auftreten, kann ihre geringe Repräsentanz in den Mergelproben vom Untersberg als Hinweis auf eine Ablagerung dieser Gesteine in einem offenermarinen Tiefwasserbereich gewertet werden.

Aufgrund der reichen, bereits von früheren Bearbeitern (HILLEBRANDT, 1981, 225) beschriebenen Foraminiferenfaunen kann der untersuchte Aufschluß nach der Gliederung von BERGGREN et al., (1995) in die Zone P5 eingestuft werden (nach dem bisher gebräuchlichen Schema von BERGGREN & MILLER (1988, 370f) handelt es sich um die Subzone P6a). Diese Zone bildet den jüngsten Abschnitt des Paleozäns und ist charakterisiert durch das gemeinsame Auftreten von *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA) und *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN). Da auch *Pseudohastingeria wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON) vorkommt, ist sogar der höhere Abschnitt der Zone P5 belegt und damit eine Position knapp unter der Basis des Eozäns. Allerdings steht die genaue Definition der Paleozän/Eozän-Grenze derzeit noch in Diskussion, da bisher kein Stratotyp für diesen Zeitraum festgelegt wurde. Die Paleozän/Eozän-Grenze wird – je nach verwendeter Stratigraphie – im Bereich zwischen 54,6 m.y. und 55,5 m.y. angenommen. So betrachten etwa die Mikropaläontologen die Grenze zwischen den Foraminiferenzonen P5/P6 (früher P6a/P6b), die bei etwa 54,7 m.y. liegt als brauchbare Zäsur, während die Nannoplanktonbearbeiter die Paleozän/Eozän-Grenze zwischen den Zonen NP9 und NP10 (bzw. CP8b und CP9a) und damit bei etwa 55,0 m.y. annehmen (s. Diskussion in BERGGREN et al., 1995, 139).

Die Zone NP10 wurde etwa 70 m bachabwärts vom hier beschriebenen Aufschluß, bei der Einmündung des Steinbaches in den Kühlbach, sicher nachgewiesen. Dort wurden bislang keine Bentonitlagen gefunden. Leider liegt zwischen den beiden Aufschlüssen der NP9 und der NP10 eine aufschlußlose Strecke, sodaß einstweilen offen bleiben muß, ob die Bentonitlagen auch im unteren Teil der NP10 auftreten oder auf die jüngste NP9 beschränkt sind, wie das in der Rhenodanubischen Flyschzone der Fall ist (EGGER et al., in Vorbereitung). Die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna des Aufschlusses im Steinbach gibt Hinweise auf eine Position in unmittelbarer Nähe der NP 10: Das Faunenspektrum wird aus 95 % planktonischen Arten, 4 % benthonischen Arten und 1 % umgelagerten Oberkreideformen aufgebaut. Das spärlich vorhandene Benthos wird durchwegs von Sandschalern gebildet, während kalkiges Benthos völlig fehlt (mündl. Mitt. F. RÖGL). Aufgrund des reichlich vorkommenden kalkigen Planktons scheint dieses Verteilungsmuster nicht auf die Auflösung der Kalkschalen am Meeresboden zurückzugehen, sondern es ist vielmehr anzunehmen, daß die Lebensbedingungen für das Benthos sehr schlecht waren. Da andere Körperfossilien ebenfalls fehlen und auch kaum Bioturbation beobachtet wurde, kann vermutet werden, daß es sich beim Ablagerungsraum um einen Bereich mit eingeschränkter Sauerstoffversorgung, also eine dysaerobische Fazies, handelte. Nach der Klassifikation von WIGNALL & HALLAM (1991) würde diese am ehesten der Biofazies ORB 4 entsprechen.

Die Massenauslöschung der benthonischen Foraminiferen ungefähr an der Wende Paleozän-Eozän ist ein weltweit zu beobachtendes Phänomen (s. z.B. LU & KELLER, 1993, 132ff) und wird auf die globale Erwärmung und die

daraus resultierenden ozeanographischen Veränderungen zurückgeführt. Die schlechte Versorgung des Tiefenwassers mit Sauerstoff zu dieser Zeit kommt vor allem dadurch zum Ausdruck, daß in den tiefsten Beckenteilen weltweit gehäuft Schwarzschiefer auftreten (z.B. MUZYLOV, 1994, 17; MOLINA et al., 1994, 48f; EGGER, 1995, 87). Diese sollen den Höhepunkt einer globalen Transgression am Ende des Paleozäns anzeigen, die im alpinen Raum z.B. in den jüngeren Anteilen der Krappfeld-Gosau (z.B. WILKENS; 1989, 87) und im Helvetikum (z.B. HERB; 1988, 625) nachgewiesen ist.

3. Lithologie

Der Aufschluß wird von grauen bis gelbgrauen, etwas siltigen Kalkmergeln dominiert, in die sich nur sehr selten dünne Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen einschalten (s. Abb. 1).

Die Mergel, welche Karbonatgehalte zwischen 50 % und 54 % aufweisen, lassen mit freiem Auge keine bankinternen sedimentären Strukturen erkennen. Sie brechen stückig, eine bevorzugte Spaltbarkeit wurde also nicht beobachtet. Für die Untersuchung der Tonfraktion wurden von jeder Probe drei röntgenographische Aufnahmen (eine in lufttrockenem Zustand, eine nach Bedampfung mit Äthylenglykol und eine nach Temperung auf 550°C) an texturierten Präparaten durchgeführt. Die Auswertung der Diffraktometeraufnahmen zeigt, daß die Mergellagen einen durchschnittlichen Tonanteil von 36 % aufweisen, einen Quarzgehalt von rund 10 % und einen Feldspatgehalt von 2 %. Die Tonfraktion wird zu etwa gleichen Teilen von Illit, Kaolinit und Smektit aufgebaut.

Auffällig ist, daß im Aufschluß zwölf deutlich hellere Lagen hervortreten, welche meist nur 1 cm bis 2 cm mächtig sind. Diese Einschaltungen sind ausschließlich im angewitterten Zustand erkennbar, weshalb sie vermutlich von den bisherigen Bearbeitern nicht registriert wurden. Diese hellen Lagen zeichnen sich im Vergleich zu den Kalkmergeln durch deutlich geringere Karbonatgehalte (max. 15 %) aus. Da diese Tonsteine und mergeligen Tonsteine gut erhaltenes kalkiges Plankton enthalten, ist es unwahrscheinlich, daß Karbonatauflösung am Meeresboden die Ursache für diese niedrigen Karbonatwerte ist. Vielmehr ist dieser Unterschied als Hinweis auf kurzzeitig veränderte Ablagerungsbedingungen zu sehen. Dafür spricht auch die Zusammensetzung der Tonfraktion dieser Lagen (rund 70 %), die zur Gänze von Smektit gebildet wird. Im Sinne von FISHER & SCHMINCKE (1984, 338) können diese Gesteine daher als Smektit-Bentonite bezeichnet werden. Quarz ist darin nur mit durchschnittlich 2 % vertreten, Feldspat jedoch mit durchschnittlich 12 %, sodaß das Verhältnis dieser beiden Komponentenarten im Vergleich zu den begleitenden Kalkmergeln in etwa umgekehrt ist.

Mit Ausnahme der größeren Foraminiferenschalen liegen die Korngrößen der Bentonitlagen durchwegs unter 0,1 mm. Die runden bis eckigen, häufig subangularen Umrisse der Komponenten sind im Elektronenmikroskop deutlich erkennbar. Allerdings ergab die qualitative Analyse mittels energiedispersiver Röntgenanalyse (EDX) keine Materialunterschiede zwischen Matrix und Komponenten. Es scheint somit zu einer völligen Umwandlung dieser Komponenten in Smektit gekommen zu sein, sodaß heute, mit Ausnahme von Quarz und Feldspat, nur mehr Pseudomorphosen nach dem ursprünglichen Komponentenbestand vorliegen.

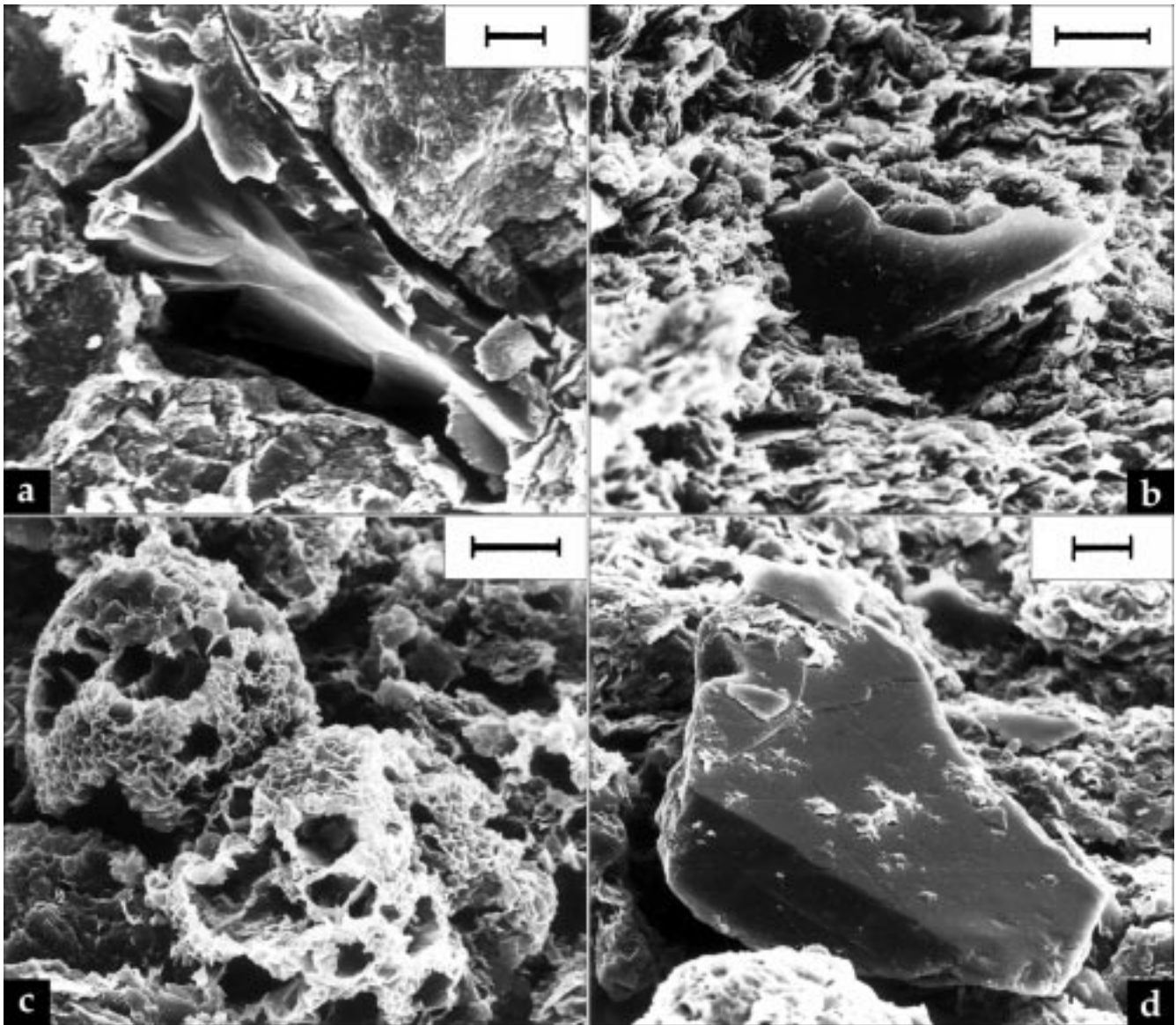


Abb. 2.
REM-Aufnahmen von Komponenten aus den Bentonitlagen (Balkenlänge jeweils 10 Mikron)
a,b = Scherben vulkanischer Gläser; c = sphärische Smektitkomponenten (Hohlraumfüllungen?); d = Fragment eines idiomorphen Feldspatkristalls.

Lediglich mit Hilfe der Kornform kann daher versucht werden, Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial der anderen Komponenten zu ziehen. Der Großteil der Körner ist auch in dieser Hinsicht nicht weiter aussagekräftig. Bemerkenswert sind aber plattig ausgebildete Fragmente (s. Abb. 2a, 2b), die gelegentlich Ätzgruben erkennen lassen. Es ist daher naheliegend diese Formrelikte, sowie auch die anderen heute als Smektit vorliegenden Komponenten, als ehemalige Glaspartikel zu betrachten. Im entkarbonatisierten und mit Ultraschall behandelten Rückstand der Proben fallen sphärische, oft kugelförmige Partikel (Abb. 2c) mit einem Durchmesser von bis zu 30 Mikron auf, die außen eine helle Smektitthaut besitzen. Nach innen zu scheint der Smektit radial zu wachsen, sodaß hier Füllungen von Blasen Hohlräumen vorliegen könnten. Daneben wurden auch einzelne Bruchstücke von idiomorphen Feldspatkristallen (Abb. 2d) beobachtet.

Der hohe Prozentsatz von Smektit und das Auftreten von Komponenten wahrscheinlich vulkanischen Ursprungs führt zu einer Interpretation der Bentonite als völlig umgewandelte Aschenlagen. Durch die Ablagerung in große-

rer Wassertiefe bestehen die Bentonitlagen nicht nur aus vulkanischen Material, sondern auch aus Verunreinigungen, welche mit den Pyroklastika gemeinsam in der Wassersäule absanken. Aus diesem Mechanismus erklärt sich auch der Smektitgehalt der begleitenden Kalkmergel, der als die am langsamsten absinkende Feinstfraktion der subaerischen Aschenwolken interpretiert werden kann, welche daher am stärksten von anderem terrigenem Material und von kalkigem Plankton kontaminiert ist. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß am Ende des Paläozäns vulkanische Aschen in größerer Menge auf die Meeresoberfläche herabfielen.

Aufgrund der Feinheit des Materials und der großteils geringen Mächtigkeit der Bentonitschichten konnten sedimentäre Strukturen im Gelände nur an zwei Lagen beobachtet werden, die sich auch aufgrund ihrer Mächtigkeiten von den anderen Bentoniten des Profils unterscheiden. Die tiefste Lage (M1), die mit 20 cm Dicke zugleich die mächtigste Lage ist, läßt einzelne mm-dicke Laminae erkennen, die seitlich rasch auskeilen können. Unter dem Mikroskop erwiesen sich diese Strukturen als Foraminife-

renanreicherungen, die wohl aus Bodenströmungen oder Trübeströmen abgelagert wurden. Auf den Einfluß von Strömungen verweist auch die Morphologie der nächsten Lage (M2), die ein deutliches An- und Abswellen erkennen läßt, was als Rippelschichtung interpretiert werden könnte. Bei den Bentoniten M1 und M2 kann daher davon ausgegangen werden, daß das Aschenmaterial sekundär, wahrscheinlich durch Trübestrome, umgelagert wurde.

Als Turbidite werden auch die gelegentlich in die Mergel- und Tonsteinabfolge eingeschalteten dünnen Feinsandstein- bis Siltsteinbänkchen gedeutet. Diese lassen meist eine Parallelschichtung erkennen, auch Korngrößengradierung tritt auf. Es scheint sich dabei um dünne Turbiditlagen zu handeln, bei denen die Basisanteile der Bouma-Abfolge nicht entwickelt sind, sondern nur die Abschnitt Td. Paläoströmungsindikatoren wurden nicht beobachtet. Schwermineralpräparate wurden von Proben aus 4 Sandsteinbänken (Mächtigkeiten zwischen 2 cm und 30 cm) des benachbarten Aufschlusses (NP10 s.o.) angefertigt. Die Spektren (det. Inge WIMMER-FREY) weisen durchwegs eine starke Dominanz von Granat auf (zwischen 73 % und 79 %) und enthalten immer auch einige Prozent Staurolith (zwischen 2 % und 5 %). Es kann somit auf ein mittelgradig metamorphes Liefergebiet geschlossen werden. Neben den erwähnten Mineralen treten Turmalin, Zirkon, Rutil und Epidot auf, Chloritoid und Chromspinell sind nur akzessorisch vorhanden. Diese Proben lassen sich sehr gut mit den von WOLETZ (1963, 108) aus diesem Gebiet veröffentlichten Daten vergleichen. Bemerkenswert ist, daß im Gegensatz dazu einige Vergleichsproben aus dem gleichen Grabensystem, die mittels Nannoplankton ins späte Eozän datiert wurden, immer einen beachtlichen Gehalt an Chromspinell (zwischen 11 % und 17 %) enthalten, während gleichzeitig der Granatgehalt entsprechend zurückgeht. Es scheint also innerhalb des Eozäns zu einer deutlichen Änderung in der Schwermineralschüttung gekommen zu sein und es stellt sich daher die Frage, ob dieser Umschwung mit dem nur wenig älteren Vulkanismus im jüngsten Paleozän in Zusammenhang stehen kann.

Chromspinell aus alttertiären Vorkommen ist aus dem alpinem Bereich mehrfach beschrieben worden. In hohen Konzentrationen (bis zu 32 %) tritt dieses Mineral im nördlichen Verbreitungsgebiet der späteoazänen Oberaudorfer Schichten im Inntal auf (SCHNABEL in SCHNABEL & DRAXLER, 1976, 338f). SCHNABEL nimmt eine Anlieferung der Spinelle aus Norden an, da diese im Süden des von ihm untersuchten Gebietes nicht auftreten. Ohne auf diese Argumentation einzugehen, versuchen FAUPL & POBER (1991, 136) die relativ hohen Gehalte an aluminiumreichen Chromspinellen in der höheren Gosau weiter im Osten, nämlich in der Brunnbach Formation und der Gießhübl Formation, in Anlehnung an ROEDER (1976) aus ophiolithischen Serien der Dinariden, d.h. aus Süden, herzuleiten. Als Liefergestein werden dabei obduzierte Lherzolithe des Vardarozäns vermutet.

Es erscheint nicht ganz schlüssig, warum die Chromspinelle der höheren Gosau unbedingt aus Süden hergeleitet werden sollen, zumal keine eindeutigen Paläoströmungsrichtungen vorzuliegen scheinen und der Chemismus dieser Minerale eher jenen aus dem Piemontais entspricht. Dies würde bedeuten, das im späten Eozän ultramafische Gesteine an der nördlichen Orogenfront zur Abtragung kamen, was in gutem Einklang mit dem für das Mitteleozän angenommenen Wechsel von einer NW-SE-Konvergenz zu einer N-S-Konvergenz (s. z.B. OBERHAUSER, 1995, 380) steht. Kompressionsbedingt kam es da-

durch an der mittelkretazisch angelegten Kollisionssutur am Nordrand des Ostalpins zur Hochpressung von penninischer Kruste mesozoischen Alters, welche mit dem paleozänen Vulkanismus in keinem unmittelbaren Zusammenhang stand.

4. Chemische Analysen der Bentonite

Wie im vorigen Kapitel ausgeführt wurde, sind die Aschenlagen fast vollständig in Smektit umgewandelt worden. Aufgrund dieser sekundären Veränderungen sind chemische Analysen für Vergleiche nur sehr eingeschränkt verwendbar. Der geschilderte Ablagerungsmechanismus führte zudem noch zu einer nicht unwesentlichen Kontamination der Aschen mit biogenen Komponenten (kalkiges Plankton), sodaß vor allem die Kalziumgehalte nicht für geochemische Interpretationen herangezogen werden können, da der biogene Anteil nicht vom primären Anteil der Aschen abgetrennt werden kann.

Um Verunreinigungen durch das Nebengestein zu vermeiden wurden Gesamtgesteinsanalysen nur von den drei mächtigsten Lagen des Aufschlusses durchgeführt. Aufgrund der viel kleineren benötigten Probenmenge war es aber möglich von mehreren Lagen Spurenelementkonzentrationen mittels Neutronenaktivierung zu bestimmen. Die Proben wurden dafür bei 105°C getrocknet, in einer Achatscheibenschwingmühle gemahlen und zu je etwa 100 mg in SUPRASIL-Quarzröhrchen eingewogen. Diese Ampullen wurden durch Abschmelzen verschlossen. Die Aktivierung erfolgte im Reaktor des Forschungszentrum Seibersdorf bei einem Neutronenfluß von $7 \times 10^{13} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ für eine Bestrahlungsdauer von ca. 100 Stunden. Gemeinsam mit den Proben wurden Standard Referenzmaterialie aktiviert. Für die Gammaskopie kam ein 100 cm³ Reinstgermaniumdetektor mit 30 % Ausbeute in Verbindung mit einem Vielkanalanalysator auf PC-Basis zum Einsatz.

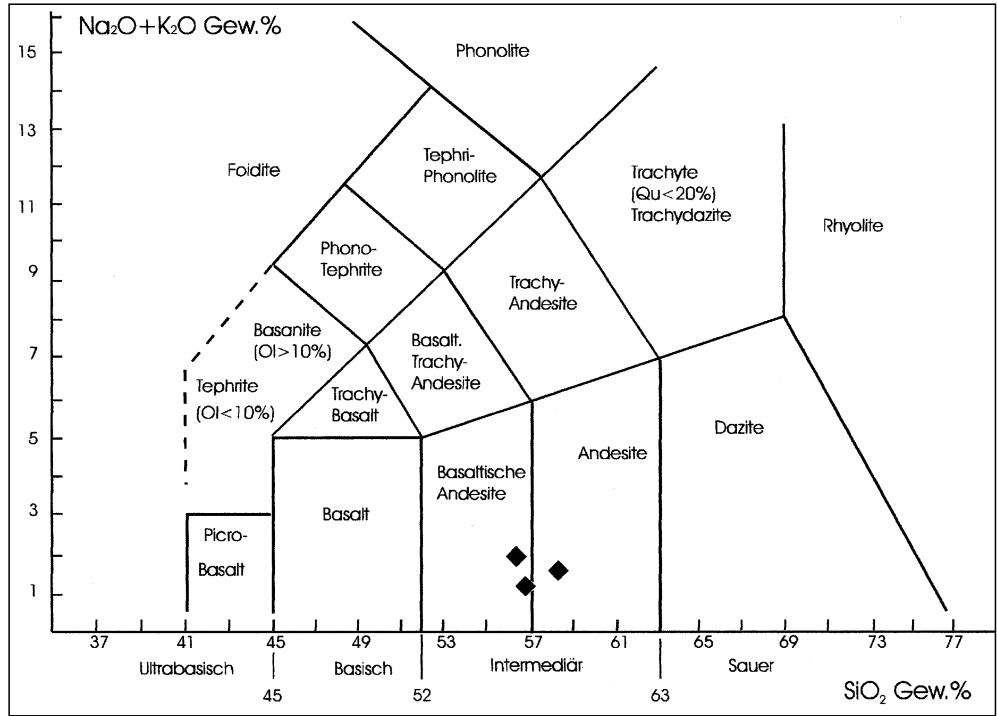
Die Hauptelementanalysen ergaben SiO₂-Gehalte von 56,3 %, 56,6 % und 60,2 % (s. Tab. 1). Es liegen somit basische bis intermediäre Gesteine vor, die im Alkali/SiO₂-Diagramm (s. Abb. 3) im Grenzbereich von basalti-

Tabelle 1. Karbonat- und wasserfrei berechnete normierte Analysen der Bentonite.

	M1b	M3	M4
Gew. %			
SiO ₂	56,3	60,2	56,6
TiO ₂	5,2	1,11	5,08
Al ₂ O ₃	20	19,7	18,6
Fe ₂ O ₃	6,42	7,46	7,8
MnO	0,02	0,06	0,04
MgO	2,5	3,26	2,78
CaO	7,16	6,33	7,52
Na ₂ O	1,66	0,73	0,8
K ₂ O	0,68	0,86	0,54
P ₂ O ₅	0,11	0,28	0,21
Total	100,05	99,99	99,97

Abb. 3.
Lage der Proben M1b, M3 und M4 im Diagramm zur Klassifikation vulkanischer Gesteine (nach LE BAS et al., 1986).

schen Andesiten zu Andesiten zu liegen kommen. Auch die Eisen- und Magnesiumgehalte sprechen für eine andesitische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials. Auf primäre Unterschiede in der Zusammensetzung dieses Materials lassen die Konzentrationen der in bezug auf Verwitterung und diagenetische Umsetzungen eher immobil Elemente Zr und Ti (z.B. PEARCE & CANN, 1973) schließen. Während die Proben M1 und M4 hohe Titanwerte von mehr als 5 % aufweisen, enthält die Probe M3 lediglich 1,1 % TiO₂. Auch die Gehalte an Sc, V und Cr sind in dieser Probe signifikant niedriger. Dafür liegen die Konzentrationen von Zr, Ce, Nd, Hf, Ta, Th und U weit über jenen der Vergleichsproben (s. Tab. 2). Bei der Lage M3 scheint es sich somit um eine Lage zu handeln, in der Zirkonkristalle in der Schwermineralfraktion angereichert sind.



Interessant sind diese Ergebnisse im Vergleich zu den von WINKLER, GALETTI & MAGETTI (1985, 557ff) aus dem Gurnigel-Flysch publizierten Daten. Die titanreichen Aschenlagen aus der Salzburger Gosau-Gruppe lassen sich geochemisch ohne Schwierigkeiten mit den in etwa altersgleichen schweizerischen Bentonitlagen vergleichen. Aufgrund des gleichen Alters und einer vergleichbaren chemischen Zusammensetzung kann daher mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß das Material beider Vorkommen der gleichen Magmakammer entstammt. Die oben genannten Autoren versuchen diagenetische Effekte mit verschiedenen Berechnungen zu korrigieren und kommen so zur Annahme, daß das Ausgangsmaterial von einem basaltischen Vulkanismus hergeleitet werden kann.

Die titanarme Lage dagegen kann sehr gut mit den von den oben genannten Autoren ausgeführten chemischen Analysen aus dem Maastricht und Thanet des Gurnigel-Flysches verglichen

	M1a	M1b	M3	M4	M6	M10	M12
ppm							
Sc	41	40	6,1	23	24	21	24
V	588	572	40	403	426	391	375
Cr	89	87	17	63	59	118	66
Co	22	29	24	75	44	70	25
Zn	57	54	373	186	176	168	161
Zr	259	278	453	272	207	221	184
Rb	9,4	14	24	21	24	21	28
Sb	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	0,9
Cs	0,25	0,55	1,1	1,2	1,3	0,99	1,1
Ba	188	285	463	390	637	306	391
Ce	60	49	180	50	53	58	42
Nd	24	21	57	25	20	23	16
Eu	2,7	2,3	2,4	1,6	1,9	2,1	1,5
Tb	1,5	1,2	0,9	0,9	1,2	1,2	0,9
Yb	1,6	1,2	1,2	1,2	1,1	1,8	0,97
Hf	7,1	6,8	16	6,1	5,8	5,3	5,4
Ta	1,6	1,4	6,8	1,5	1,5	1,6	1,5
Th	3,4	3,3	19	4,7	4,5	4,2	4,3
U	2,6	0,82	4,3	1,4	0,89	3,1	0,94

Tab. 2.
Spurenelementgehalte der wichtigsten Bentonitlagen.

werden. Aus dem Thanet ist von dort auch eine zirkonreiche Lage bekannt, die in die Nannoplanktonzone NP5 eingestuft und absolut auf 57,82,7 Ma datiert ist (WINKLER et al., 1990, 393ff). Diese Lage ist somit älter als die zirkonreiche Schicht vom Untersberg, die sich für weitere Untersuchungen und als möglicher Leithorizont bei der Korrelierung spätpaleozäner Bentonitprofile anbietet. Die titanarmen Lagen stammen vermutlich aus einem anderen Liefergebiet als die titanreichen Bentonite.

5. Herkunft der Aschen

Im Nordseebecken und den daran angrenzenden Gebieten konnte eine zweiphasige heftige pyroklastische Aktivität nachgewiesen werden (s. KNOX & MORTON, 1983, 356 und 361), die im Zusammenhang mit der Bildung von ozeanischer Kruste im NE-Atlantik steht. Die ältere dieser Phasen entspricht stratigraphisch genau den spätpaleozänen alpinen Bentonitlagen. Trotzdem erscheint es angesichts der großen Menge des im alpinen Raum vorhandenen vulkanischen Materials (Smektite) unwahrscheinlich, daß diese Pyroklastika aus einem so weit entfernten Gebiet stammen sollen. Zudem sind die altersgleichen Bentonitlagen in der Rhenodanubischen Flyschzone (s. EGGER, 1989 und 1995 und EGGER et al., in Vorbereitung), die nördlich der Kalkalpen liegt und damit näher einem möglichen atlantischen Liefergebiet gewesen wäre, generell weniger mächtig als jene vom Untersberg. Es wird allerdings erst die Untersuchung der anderen Gosauvorkommen zeigen, ob dieser sich abzeichnende Trend tatsächlich bestätigt. Sollte das der Fall sein, wäre eine Anlieferung des vulkanischen Materials aus Süden zu vermuten.

Auf diese Möglichkeit weisen bereits WINKLER, GALETTI & MAGETTI (1985, 563) hin, die die Vulkanprovinzen des Veneto und Trentino als ein mögliches Liefergebiet anführen. Die magmatische Aktivität beginnt dort im Paleozän und endet im Oligozän und umfaßt vor allem mafische und ultramafische Gesteine, gelegentlich treten aber auch saure Vulkanite auf. Nach DE VECCHI et al., (1976, 704f) ist allen Vulkaniten ein hoher TiO_2 -Gehalt eigen. Ein Vergleich der Werte zeigt aber, daß diese in Italien deutlich niedriger als jene der hier besprochenen paleozänen Bentonitlagen liegt. Auch sonst lassen die chemischen Analysen beider Vorkommen wenig Gemeinsamkeiten erkennen.

Die wohl bedeutendste magmatische Aktivität in der späten Oberkreide und im Paläogen ist im alpin-karpatischen Raum aus dem rumänischen Apuseni-Gebirge bekannt, welches, wie die Nördlichen Kalkalpen, als Teil der Apulischen Mikroplatte angesehen werden kann. Dieser Teil des Apuseni-Gebirges wird als tektonisch als Austro-Bihorikum bezeichnet, an das im Süden die Capilnas-Techereu-Einheit angrenzt (z.B. LUPU et al., 1993, 55), die durch erzführende magmatische Gesteine gekennzeichnet ist. Diese „Iaramische Banatit-Provinz“ (SUPERCEANU, 1985, 431ff) plutonische, subvulkanische und vulkanische Gesteine in großer Bandbreite, die auf einen im Süden des Austro-Bihorikums gelegenen Inselbogenmagmatismus zurückgeführt werden. Die Fortsetzung dieses magmatischen Bogens nach Westen käme demnach auch als mögliches Liefergebiet in Frage.

Es stellt sich auch die grundsätzliche Frage ob alle Bentonite aus dem gleiche Liefergebiet stammen. Die Unterscheidung in ältere titanarme und jüngere titanreiche Bentonite, die im Gurnigel Flysch beobachtet wurde, könnte auf zwei verschiedene Herkunftsgebiete hinweisen.

Im Salzburger Anteil des Rhenodanubischen Flysches konnte trotz intensiver Suche und dem Vorhandensein einer feinkörnigen Fazies, die für den Erhalt der Aschen günstig wäre, keine Bentonite im Maastricht und frühen Paleozän gefunden werden. Wohl aber zeigte sich, daß die Hemipelagite und turbiditischen Mergel in diesem Zeitabschnitt reichlich Smektit enthalten (EGGER et al., in Vorbereitung). Die Aschenregen waren aber hier anscheinend zu schwach um deutliche Bentonitlagen wie in der Schweiz zu erzeugen, was auf ein weiter westlich gelegenes Liefergebiet zu dieser Zeit hindeutet.

Die spätpaleozänen Bentonite scheinen sowohl am Untersberg als auch im Salzburger Rhenodanubikum auf einen sehr kurzen Profilabschnitt beschränkt zu sein. Da aber im Profil sowohl unter als auch über diesem Abschnitt Smektit in den pelitischen Gesteinen häufig vorkommt, scheint die Intensität der Eruptionstätigkeit im ausgehenden Paleozän kurzzeitig dramatisch angestiegen zu sein, wodurch größere Gebiete von den starken Aschenregen betroffen waren. Eine mögliche Ursache für einen solchen Paroxysmus könnte die eingangs erwähnte Transgression sein, die zu einer Überflutung von vulkanischen aktiven Gebieten und damit zu phreatomagmatischen Ausbrüchen geführt haben könnte.

Abschließend kann festgestellt werden, daß die Herkunft der spätpaleozänen Bentonite noch nicht befriedigend geklärt ist und die Vermutungen die gesicherten Daten noch bei weitem übertreffen. Ziel der weiteren Untersuchungen wird es sein, an möglichst vielen Lokalitäten in den Ostalpen Paleozän/Eozän-Profile im Hinblick auf Bentonitlagen zu untersuchen und durch Mächtigkeits- und Korngrößenanalysen das Herkunftsgebiet weiter einzuengen.

Dank

Für wichtige Hinweise und für die zur Verfügung gestellten Daten danken wir herzlich Herrn Dr. F. RÖGL (Naturhistor. Museum, Wien) und Frau Dr. I. WIMMER-FREY (Geol. B.-A., Wien). Eine Exkursion in das Apuseni-Gebirge wurde mit Mitteln aus dem Projekt P-8310-Geo (Leiter: Dr. W. SCHNABEL) des österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziert, wofür ebenso herzlich gedankt wird.

Literatur

- BERGGREN, W. A. & MILLER, K. G. (1988): Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. – *Micropaleont.*, **34**, 362–380, 3 Abb., 1 Tab., Kansas.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, C. & AUBRY, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – *Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ.*, **54**, 129–212, 24 Abb., 17 Tab., Tulsa.
- DE VECCHI, G., GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M. (1976): Tertiary volcanism in the Veneto: magmatology, petrogenesis and geodynamic implications. – *Geol. Rdsch.*, **65/2**, 701–710, 4 Abb., 1 Tab.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 375–395, 6 Abb., Wien.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **196**, 69–91, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- EGGER, H., BICHLER, M., BUBIK, M., DRAXLER, I., HOMAYOUN, M., KIRCHNER, E. CH., KLEIN P. & SURENIAN, R. (in Vorbereitung): Mudturbidites, Black Shales and Bentonites from the Paleocene/Eocene-boundary: The Anthering Formation of the Rhenodanubian Flysch (Austria).

- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. – Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1, 133–143, 8 Abb., Wien.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks. – 472 S., 339 Abb., Berlin (Springer).
- HERB, R. (1988): Eocene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.*, **81**, 611–657, Basel.
- HILLEBRANDT, A. (1962): Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N.F.*, **108**, 181 S. + 15 Taf., 12 Abb., München.
- HILLEBRANDT, A. (1981): E 7 – Kühlbach-Gebiet. – In HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – *Geol. Bavarica*, **82**, 221–232, München.
- HOMAYOUN, M. (1995): Tonmineralogische Untersuchungen an Schichtgliedern der Rhenodanubischen Flyschzone. – Unpubl. Diss. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 172 S., 104 Abb., 2 Tab., Wien.
- KNOX, R. W. O'B. & MORTON, A.C. (1983): Stratigraphical distribution of early Paleogene pyroclastic deposits in the North Sea Basin. – *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, **44**, 355–363, 2 Abb., Yorkshire.
- LE BAS, M.S., LE MAITRE, R., STRECKEISEN, A. & ZANETTO, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks, based on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrol.*, **27**, 745–750.
- LU, G. & KELLER, G. (1993): The Paleocene-Eocene transition in the Antarctic Indian ocean: Inference from planktic foraminifera. – *Marine Micropaleont.*, **21**, 101–142, 2 Tab., 12 Abb., 5 Taf., Amsterdam.
- LUPU, M., AVRAM, E., ANTONESCU, E., DUMITRICA, P., LUPU, D. & NICOLAE, I. (1993): The Neojurassic and the Cretaceous of the Drocea Mts.: The stratigraphy and the structure of an ensialic marginal basin. – *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, **75**, 53–66, 3 Abb., 6 Taf., Bukarest.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCHI (ed.): *Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970*, **2**, 739–785, Rom.
- MOLINA, E., CANUDO, J.I., MARTINEZ-RUIZ, F. & NIEVES, O. (1994): Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. – *Eclogae geol. Helv.*, **87/1**, 47–61, 6 Abb., Basel.
- MUZYLOV, N. (1994): Late Paleogene anoxic events – evidence from nannofossils studies. – *J. Nannoplankton Research*, **16/1**, 17.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138**, 369–432, 14 Abb., Wien.
- OKADA, H. & BUKRY, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). – *Marine Micropaleont.*, **5**.
- PEARCE, J.A. & CANN, R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace analysis. – *Earth Planetary Sci. Letters*, **19**, 290–300.
- ROEDER, D. (1976): Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – *Z. dt. geol. Ges.*, **127**, 87–103, Hannover.
- SCHNABEL, W. & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung der Umlagerungsfaktoren. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 325–357, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SUPERCEANU, C.I. (1985): Die Banater Erzprovinz. – *Geol. Rdsch.*, **74**, 417–439, 7 Abb., Stuttgart.
- WIGNALL, P.B. & HALLAM, A. (1991): Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales. – *Spec. Publ. Geol. Soc.*, **58**, 291–309, London.
- WILKENS, E. (1989): Paläogene Sedimente des Krappfeldes und seiner Umgebung. – *Arbeitstagung Geol. B.-A.*, **1989**, 85–106, Wien.
- WINKLER, GALETTI, G. & MAGETTI M. (1985): Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/3**, 545–564, 6 Abb., 8 Tab., Basel.
- WINKLER, W., HURFORD, A.J., SALIS PERCH-NIELSEN, K. & ODIN, G.S. (1990): Fission track and nannofossil ages from a Paleocene bentonite in the Schlieren Flysch (Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 389–396, 3 Abb., 2 Tab., Bern.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermetallgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 89–119, Wien.