

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 263–294	Wien, September 1991	1. rész	pp. 263–294	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen

Von FRITZ EBNER, SÁNDOR KOVÁCS & HANS P. SCHÖNLAUB*)

Mit 11 Abbildungen

*Österreich
Ungarn
Südalpen
Karnische Alpen
Szendrő-Gebirge
Uppony-Gebirge
Bükkgebirge
Karbon
Grazer Paläozoikum
Grauwackenzone
Karbon von Nötsch
Tektonik
Periadriatisches Lineament
Balatonlinie
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	263
Összefoglalás	263
Abstract	264
1. Einleitung	264
1.1. Großtektonische Position der Karbonvorkommen Ungarns	266
2. Biostratigraphie	266
2.1. Conodonten	267
2.2. Cephalopoden	267
2.3. Trilobiten	267
2.4. Spongien	267
2.5. Korallen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten	267
2.6. Foraminiferen	267
2.7. Ostracoden	267
2.8. Pflanzen	268
2.9. Kalkalgen	268
3. Die Vorkommen in Österreich	268
3.1. Südalpen	268
3.1.1. Die Devon/Karbon-Grenze und älteres Unterkarbon (Präflyschstadium)	268
3.1.2. Flyschstadium	270
3.1.3. Molsassestadium	271
3.2. Paläozoikum von Graz	272
3.3. Gurktaler Deckensystem (Stolzalpendecke, Mittelkärnten)	274
3.4. Grauwackenzone/Norische Decke	274
3.5. Grauwackenzone/Veitscher Decke	275
3.6. Karbon von Nötsch	276
3.7. Kontinentale postvariszische Molassebildungen	277
3.7.1. Grauwackenzone	277
3.7.2. Gurktaler Decke	277
3.7.3. Karbon des Nöblicher Jochs	277

*) Anschriften der Verfasser: Ao. Univ.-Prof. Dr. FRITZ EBNER, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben; Dr. SÁNDOR KOVÁCS, MTA Geológiai Tanszéki Kutatócsoport, Múzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest VIII; Univ.-Doz. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

4. Die Vorkommen in Ungarn	277
4.1. Szendrő-Gebirge	277
4.2. Uppony-Gebirge	279
4.2.1. Uppony-Einheit	279
4.2.2. Tapolcsány-Einheit	280
4.3. Bükk-Gebirge	280
4.4. Balaton-Linie	281
5. Paläogeographie	281
6. Probleme – Ausblick	285
Dank	289

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der gegenwärtige Kenntnisstand über das Sedimentationsgeschehen, die Biostratigraphie und die paläogeographische Beziehung der einzelnen Karbonvorkommen in Österreich und Ungarn aufgrund bereits bekannter, vielfach aber bisher noch nicht veröffentlichter Ergebnisse zusammengefaßt. Besonders hervorgehoben wird die tectofazielle Gliederung in Molasse-, flachmarine und pelagische Bildungen und deren Beziehung zur variszischen Orogenese. Daraus leiten sich modellhafte paläogeographische Vorstellungen ab, die ausführlich diskutiert werden. Die Analogien zwischen den einzelnen Vorkommen in beiden Ländern bilden schließlich zusammen mit der berechtigten Annahme erheblicher alpidischer Lateralverschiebungen die Grundlage für die Schlußfolgerung, daß im Norden der Südalpen ein Krustenstreifen mit „dinarischer“ Fazies fehlen muß. Wir vermuten dieses „escaped terrane“ in der Pelso-Einheit Ungarns, die das Transdanubikum, Mitteldanubikum und die Gemer-Bükk-Einheiten umfaßt.

A klasszikus karbon képződmények Ausztriában és Magyarországon – ősmaradványtartalmú üledékes előfordulások összehasonlítása

Összefoglalás

Jelen munkában az egyes ausztriai és magyarországi karbon előfordulások üledékképződési történéseire, biosztratigráfiájára és ősföldrajzi kapcsolataira vonatkozó ismeretek jelenlegi helyzete kerül összefoglalásra, már ismert, számos esetben azonban eddig még közzé nem tett eredmények alapján. Külön kiemelik a szerzők a tectofaciális tagolódást a molasz-, a sekélytengeri, valamint a nyílttengeri képződményekre, továbbá ezek kapcsolatát a variszkuszi orogenezissel. Ebből részletesen megtárgyalt modellszerű ősföldrajzi elképzeléseket vezetnek le. Az egyes előfordulások közötti analógiák a két országban – a fokozott alpi laterális eltolódások jogos feltételezésével együtt – alapját képezik ama következtetésnek, miszerint a Déli-Alpok északi részében hiányzik egy „dinári“ fáciesű kéregzóna. Szerzők ezt az „escaped terrane“-t Magyarország Pelso-egységében tételezik fel, amely a dunántúli-középhegységi-, a közép-dunántúli- és a gömöri-bükk-egységeket foglalja magában.

Classical Carboniferous in Austria and Hungary – A Comparison of Sedimentary Fossiliferous Occurrences

Abstract

Our contribution summarizes all available information on lithology, biostratigraphy and facies development of fossilbearing Carboniferous deposits in Austria and Hungary. As far as their tectofacies in relation to the Variscan orogeny is concerned they can be subdivided into molasse-type, shallow-water and pelagic environments. Yet, the primary relationship between these deposits separated by alpidic faults is difficult to reconstruct. Based on our analysis we conclude that a considerable piece of crust is missing in the Eastern Aps. This belt may be best characterized by its „dinaric“ facies development. Originally it was located north of the Southern Alps. Due to alpidic lateral displacements along prominent and well known strike-slip zones such as the Deferegggen – Antholz – Vals and the Gailtal Faults and their eastern continuation, its present position lies in Hungary and corresponds to the Transdanubian, Middle Transdanubian and Gemer-Bükk-Units. Consequently, these blocks can be re-

1. Einleitung

Der Österreichteil des vorliegenden Karbonvergleichs stellt zugleich auch eine Zusammenfassung des Kenntnisstandes der sedimentären Entwicklung im österreichischen Karbon dar.

Die österreichischen Autoren konnten dabei auf eine Vielzahl eigener Publikationen und zusätzliches noch unveröffentlichtes eigenes Datenmaterial zurückgreifen. Wo nicht selbst gearbeitet wurde, sollen möglichst aktuelle Untersuchungen anderer Kollegen das Bild abrunden.

Eine einheitliche Darstellung des österreichischen Karbons fehlte bisher. Lediglich F. EBNER (1978b) bringt eine übersichtsmäßige Zusammenfassung des

Unterkarbons. Zum Zeitpunkt der jeweiligen Publikation aktuelle Darstellungen finden sich auch in der „Geologie von Österreich“, Bd. I, III (A. TOLLMANN, 1977, 1986), dem „Geologischen Aufbau Österreichs“ (Ed. R. OBERHAUSER, Geol. B.-A., 1980) und H. P. SCHÖNLAUB (1979, 1985 Arbeitstagung GBA), allerdings verstreut auf mehrere Kapitel und für einen Nichtkenner nur schwer in ihrer Gesamtheit zu erfassen. Graphisch aufbereitetes Datenmaterial ist auch in den SCF (Stratigraphic Correlation Forms) des IGCP Projektes No. 5 vorhanden (F. EBNER et al., 1980, 1981; H. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982).

F. EBNER (1978b) stellt im Unterkarbon Österreichs die marinen Flachwasservorkommen der Veitscher Decke und von Nötsch pelagischen Entwicklungen

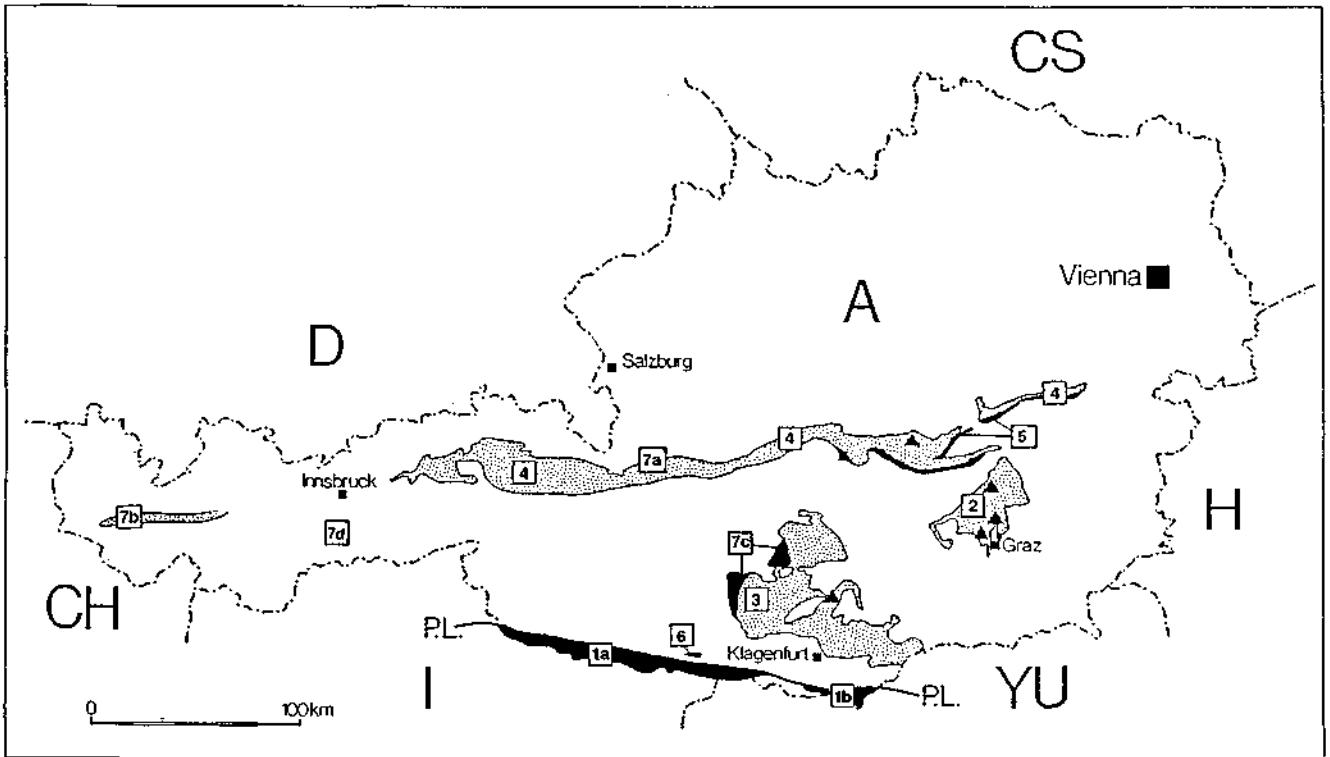


Abb. 1.
Die Karbonvorkommen in Österreich.
 Südalpen: 1a = Karnische Alpen; 1b = S-Karawanken.
 Ostalpen: 2 = Paläozoikum von Graz; 3 = Gurktaler Deckensystem; 4 = Grauwackenzone (Westteil und Norische Decke); 5 = Grauwackenzone/Veitscher Decke; 6 = Karbon von Nötsch; 7 = Postvariszische kontinentale Molassebildungen; 7a = Gainfeldkonglomerat Raum Mitterberg; 7b = Montafon; 7c = Stangnock/Tur-rach-Karbon; 7d = Karbon des Nöbflacher Joches.
 ▲ = Fundpunkte pelagischer Karbonvorkommen in 2, 3, 4.

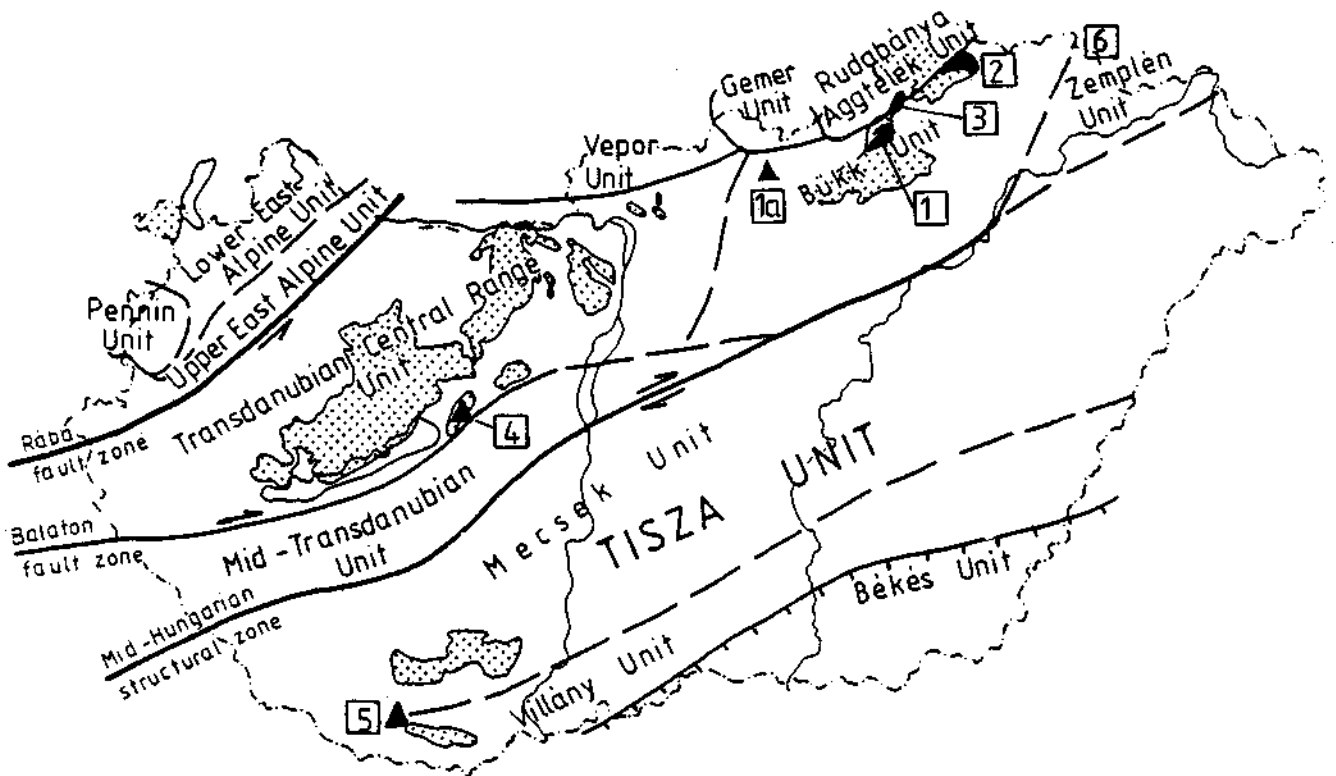


Abb. 2.
Die Karbonvorkommen in Ungarn.
 Pelső-Haupteinheit: 1 = Bükk-Gebirge (N-Bükk-Antiklinale); 1a = Bohrung Nagybatony-324; 2 = Szendrő-Gebirge; 3 = Uppony-Gebirge.
 4 = Balaton Lineament: Szabadbattyán, Füle; 5 = Mecsek-Villány-Gebirge; 6 = Zemplén Einheit (ungarischer Anteil).

(Grauwackenzone/Norische Decke, Grazer Paläozoikum, Südalpen) gegenüber, ohne die Tektofazies dieser Sedimente und ihre Beziehung zur variszischen Orogenese zu diskutieren. Nach dem nun vorliegenden Wissensstand erscheint es möglich, beide Faziesbereiche auch hinsichtlich ihrer Tektofazies weiter zu gliedern und ergänzt mit den oberkarbonen Molassebildungen das Bild des Sedimentationsgeschehens zum Höhepunkt der variszischen Orogenese in Ost- und Südalpen zu vervollkommen.

Danach lassen sich folgende Stadien unterscheiden:

- 1) Postdevonische, marine, molasseähnliche Flachwasserentwicklungen (Veitscher Decke, Nötsch).
- 2) Pelagische Praeflyschentwicklungen (Grauwackenzone/Norische Decke, Paläozoikum von Graz, Mittelkärnten, Südalpen).
- 3) Flyschentwicklungen (? Norische Decke, Gurktaler Decke/Mittelkärnten, Südalpen).
- 4) Postorogene Molassebildungen in
 - Kontinentaler Intramontaner Fazies (Norische Decke, Gurktaler Decke, Nöblacher Joch).
 - Marine Fazies (Südalpen).

Damit ergeben sich zusätzliche Möglichkeiten, die Einzelvorkommen in ein paläogeographisches Modell einzuordnen und mit den ungarischen Vorkommen zu vergleichen. Dabei steht die Frage im Vordergrund, ob die ungarischen Vorkommen mit dem ost- oder südalpinen Karbon Österreichs vergleichbar sind und ob das Periadriatische Lineament eine Fortsetzung im ungarischen Raum hat. Nachdem im pelagischen Unterkarbon die Unterschiede zwischen Ost- und Südalpen immer mehr verschwinden, tritt in den postorogenen Molassebildungen mit den kontinentalen Bildungen N des alpin-dinarischen Lineaments und der südalpinen Auer-nig-Molasse ein signifikanter Unterschied auf.

Das Grazer Paläozoikum ohne Molassebildung und variszischer Deformation zumindest bis ins hohe Namur - ? Westfal A nimmt in diesem Bild eine Sonderstellung ein, die auch in seiner Beziehung zur „dinarischen Entwicklung“ des ungarischen Karbons diskutiert werden muß (vgl. dazu H. W. FLÜGEL, 1980; S. KOVÁCS & C. PÉRO, 1983a, b; A. TOLLMANN, 1987).

Der bisherig einzige Gesamtüberblick des ungarischen Karbons wurde von K. BALOGH & A. BARABÁS 1972 publiziert. Danach erbrachten Neukartierungen und biostratigraphische Untersuchungen im Szendrő- und Uppony-Gebirge Ergebnisse, die die Kenntnis über die Geologie dieser Räume grundlegend veränderten. Dieses „neue geologische Bild“ NE-Ungarns ist bei S. KOVÁCS & C. PÉRO (1983a, b) zusammengefaßt.

Das praeneogene Basement des Pannonischen Beckens setzt sich aus mehreren Terranes unterschiedlicher geologischer Geschichte zusammen. Daraus leitet sich die Notwendigkeit ab, die hier auftretenden Schichtentwicklungen mit denen benachbarter Räume zu vergleichen, um für bestimmte geologische Zeitschnitte allfällige fazielle und räumliche Verbindungen aufzuzeigen. Auf eine mögliche Korrelation einiger ungarischer und österreichischer Karbon-Formationen wurde bereits bei K. BALOGH & A. BARABÁS (1972) und H. W. FLÜGEL (1975, 1980) hingewiesen.

In der vorliegenden Arbeit wird als Beitrag zu dem genannten Problemkreis ein kurzer Überblick aller ungarischer und österreichischer sedimentärer Karbonabfolgen gegeben.

1.1. Großtektonische Position der Karbonvorkommen Ungarns

Alle marinen Karbonvorkommen Ungarns (Abb. 2) liegen in der Pelsö-Haupteinheit (J. FÜLÖP et al., 1987). Diese wird im NW und N von der Raab-Linie und ihrem östlichen Gegenstück, der „Gemerischen Narbe“ (D. ANDRUSOV, 1968), und im SSE vom Mittelungarischen Lineament (= Zagreb-Zemplin-Linie [P. GRECULA & I. VARGA, 1979]) begrenzt. Entsprechend der ursprünglichen Definition (H. P. CORNELIUS, 1949) und der Interpretation von H. AHRENDT (1980) bildet die Raab-Linie die Fortsetzung des Insubrischen Lineaments s. str. (S. KOVÁCS, 1983; M. KÁZMÉRT & S. KOVÁCS, 1985). Im neu entworfenen geologischen Bild des pannonischen Raumes bildet die Pelsö-Haupteinheit ein tektonisch selbständiges alpines Element. Sie setzt im W bei der Aufspaltung des Insubrischen Lineaments in die Defereggental-Antesella-Valles-Linie (D. A. V.-Linie) und die Periadriatische (Gailtal-) Linie s. str. ein (vgl. auch H. AHRENDT, 1980), umfaßt den Drauzug, die Transdanubische Mittelgebirgseinheit („Transdanubikum“), die Mitteltransdanubische („Igal“-) Einheit und die Gemerbükk-Einheiten im NE (S. KOVÁCS, 1983; J. FÜLÖP et al., 1987).

Die ENE-Fortsetzung der Gailtal-Linie in die Balaton-Linie, als trennendes Element zwischen der Transdanubischen Mittelgebirgs- und der mitteltransdanubischen Einheit ist vor allem durch das Auftreten periadriatischer Magmatite gekennzeichnet. Die Gailtal-/Balaton-Linie ist in ihren westlichen Abschnitten lediglich in Form einiger 10er-m-mächtiger Mylonitzonen ausgebildet (H. P. SCHÖNLAUB in R. OBERHAUSER, 1980). In den östlichen S-Karawanken weitet sie sich in Jugoslawien zu einer 5 km breiten Zone, die in Ungarn im „Balaton-Kristallin“ sogar noch breiter wird (Gy. MAJOROS, 1980; Abb. 4; S. KOVÁCS, 1983; M. KÁZMÉRT & S. KOVÁCS, 1985). Der Szabadbattyán-Kalk und das Füle-Konglomerat mit Ähnlichkeiten zum Karbon von Nötsch liegen zwischen Platten- und Velence-See in den östlichen Anteilen dieser Zone.

Das Karbon des Bükk-, Szendrő- und Uppony-Gebirges liegt in der s. g. Bükk-Einheit im Ostteil der Pelsö-Haupteinheit. Die Darnó-Störung, die ehemals als die wesentliche tektonische und paläogeographische Grenzlinie angesehen wurde, stellt entsprechend der Untersuchungen von T. ZELENKA et al. (1983) nur eine altmiozäne strike slip-Zone dar. Das Uppony-Gebirge mit seiner relativ geringen Flächenausdehnung liegt gänzlich in dieser Zone.

Die oberkarbone, anthrazitführende kontinentale Molasse, die in SE-Transdanubien zwischen dem Mecsek- und Villány-Gebirge erbohrt wurde (R. HETÉNYI & L. RAVASZ-BARANYAI, 1975) liegt in der Tiszia-Haupteinheit, in tektonisch ganz anderer Position. Da diese Einheit enge Beziehungen zum ostslowakischen Zemplin-Karbon (P. GRECULA & K. EGYÜD, 1977) zeigt, wird sie in der vorliegenden Arbeit nicht weiter behandelt. Damit vergleichbare graue Sandsteine und Konglomerate wurden auch in der südlichen Großen Ungarischen Tiefebene erbohrt (T. SZERDERKÉNYI, 1984).

2. Biostratigraphie

Eine biostratigraphische Gliederung der einzelnen tektofaziellen bzw. sedimentären Fazies ist mit unterschiedlichen Fossilgruppen möglich.

2.1. Conodonten

Österreich

Sie können vor allem zur Datierung der pelagischen Praeflysch-Ablagerungen herangezogen werden. Weiters lieferte sie, mit der HF-Technik aus Lyditen isoliert (U. HERZOG, 1983) und in allochthonen Kalken auftretend, wichtige zeitliche Informationen über das Alter der Flyschentwicklungen (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al., 1989). Aus den Flachwasservorkommen der Veitscher-Decke liegen bisher noch keine Faunen vor, und auch aus dem Nötscher Karbon sind nur einige wenige Formen aus der Badstubbekkie (H. P. SCHÖNLAUB, 1985) bekannt. Die seltenen Exemplare aus der Auernig-Formation wurden bisher noch nicht bearbeitet.

Literatur: F. EBNER, 1973a, 1977; I. GEDIK, 1974; U. HERZOG, 1983; L. NÖSSING, 1974, 1975b; H. P. SCHÖNLAUB, 1969, 1985; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1989.

Ungarn

Eine Datierung der variszischen Schichtfolgen des Szendrő- und Uppony-Gebirges wurde erst mit Conodonten möglich. Detaillierte Faunenlisten werden in der monographischen Darstellung dieser Gebiete publiziert werden (S. KOVÁCS et al. in prep.). Einige Conodonten, die zu biostratigraphischen Datierungen herangezogen wurden (H. KOZUR, 1984a), fanden sich auch in der den Auernig-Schichten ähnlichen Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges. Keine Conodonten sind bisher aus den höchst-unterkarbonen bituminösen Szabadbattyán-Kalken der Balaton-Linie bekannt.

2.2. Cephalopoden

Österreich

Sie finden sich in den pelagischen Kalken vor allem an der Devon/Karbon-Grenze und im Unterkarbon. Ihre Bearbeitung ist dzt. im Gange (D. KORN) bzw. teilweise veröffentlicht (D. KORN in H. P. SCHÖNLAUB et al., 1988). Einzelfunde ohne moderne Bearbeitung stammen aus dem Karbon von Nötsch (K. O. FELSER, 1935). Neue Funde von Nautiloideen aus Nötsch sind derzeit in Bearbeitung (J. KULLMANN, Tübingen).

Ungarn

Nur aus einigen sporadischen Vorkommen aus der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges erwähnt (Z. SCHRETER & K. BALOGH, 1964). Moderne Bearbeitungen fehlen.

2.3. Trilobiten

Österreich

Sind in den pelagischen Kalken des Oberdevons und Unterkarbons der Karnischen Alpen örtlich häufig und biostratigraphisch von großer Bedeutung (R. FEIST in H. P. SCHÖNLAUB et al., 1988; R. FEIST, 1991, in Druck; G. HAHN et al., 1989). Darüber hinaus kommen sie in der Flachwasserfazies von Nötsch und der Veitscher Decke (G. & R. HAHN, 1973, 1987) sowie in der Auernig-Formation der Karnischen Alpen relativ häufig vor (K. GAURI, 1965; G. & R. HAHN, 1987; G. HAHN et al., 1989).

Ungarn

Treten häufig in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges auf (K. BALOGH, 1964). Moderne Bearbeitungen stehen ebenfalls aus.

2.4. Spongien

Sphinctozoen sind in der oberkarbonen Auernig-Formation der Karnischen Alpen häufig. Sie sind mit Algen vergesellschaftet und treten vor allem in der „Unteren kalkreichen Schichtgruppe“ auf. Ihr Lebensraum ist das Flachwasser mit mäßiger Zirkulation (H. W. KÜGEL, 1987).

2.5. Korallen, Brachiopoden, Lammellibranchiaten

Österreich

Sie treten in den Flachwasservorkommen von Veitsch und Nötsch und den Auernig-Schichten auf. Korallen und Brachiopoden sind mitunter auch biostratigraphisch gut verwertbar.

- Veitscher Decke: M. KOCH (1893), F. HERITSCH (1933), K. METZ (1937).
- Nötsch: A. KUNTSCHEG (1926), G. AIGNER (1929, 1931), F. HERITSCH (1934), H. W. FLÜGEL (1972), R. SIEBER (1972).
- Auernig-Schichten (Brachiopoden): K. GAURI (1965), WINKLER-PRINS in A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB (1972).

Ungarn

Finden sich häufig in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges (K. BALOGH, 1964). Moderne Bearbeitungen stehen ebenfalls aus. Weiters sind sie in den Szabadbattyán-Kalken charakteristische Faunenelemente (Cs. DETRE, 1971; S. MIHÁLY, 1973).

2.6. Foraminiferen

Österreich

Eine Übersicht der karbonen Foraminiferenfaunen Österreichs, deren Fundpunkte und stratigraphischer Leitwert ist F. EBNER & F. KAHLER (1989) zu entnehmen. Kleinforaminiferen kommt in stratigraphischer Hinsicht innerhalb der pelagischen Entwicklung und auch in den Auernig-Schichten wenig Bedeutung zu (F. EBNER in F. EBNER & F. KAHLER, 1989).

Fusuliniden haben in den Auernig-Schichten eine große stratigraphische Bedeutung.

Ungarn

Fusuliniden sind in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges häufig. Mit ihrer Hilfe erfolgte auch die erste biostratigraphische Einstufung dieser Formation (S. E. ROZOVSKAYA & K. BALOGH, 1964). Kleinforaminiferen treten ebenfalls häufig auf. Stratigraphische Bedeutung erlangen sie jedoch nur im Szabadbattyán-Kalk (M. MONOSTORI, 1978).

2.7. Ostracoden

Österreich

Lokal in den Auernig-Schichten und im Karbon von Nötsch von großer Bedeutung (B. FOHRER, in Druck).

Ungarn

Neben Conodonten besitzen Ostracoden in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges stratigraphischen Wert (S. KOVÁCS et al., 1983; H. KOZUR, 1984a).

2.8. Pflanzen

Makrofloren sind für die Alterseinstufung folgender klastischer Entwicklungen von großer Bedeutung:

Österreich

- Veitscher Decke: F. TOULA (1877), H. MOHR (1933), W. J. JONGMANS (1938), W. BERGER (1950), H. W. J. VAN AMERON & M. BOERSMA (1974), Y. TENCHOV (1980).
- Karbon von Nötsch: H. W. J. VAN AMERON & H. P. SCHÖNLAUB (1985).
- Hochwipfelflysch: H. W. J. VAN AMERON et al. (1984). Auernig-Schichten und ostalpine kontinentale Molasse: vgl. Fundbericht 1–17 von A. FRITZ & M. BOERSMA und Y. TENCHOV (1978a, b, 1980) zu den klassischen Arbeiten von W. J. JONGMANS (1938a, b), F. v. KERNER (1897).

Ungarn

Stratigraphisch gut verwertbare Floren sind aus dem Füle-Konglomerat der Balaton-Linie bekannt (S. MIHÁLY, 1978). Zusätzlich wurden einige Pflanzenreste aus der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges erwähnt (K. BALOGH, 1964).

2.9. Kalkalgen

Österreich

Die Kalklinsen der Auernig-Formation bestehen überwiegend aus algal wackestones mit vorherrschend phyloiden Algen, Cyanophyceen und Dasycladaceen (E. BUTTERSACK & K. BOECKELMANN, 1984).

Ungarn

Die Flachwasserkalke der Mályinka-Formation sind im Bükk-Gebirge örtlich reich an phyloiden Algen und Dasycladaceen (M. HERAK & V. KOCHANSKY-DEVIDÉ in K. BALOGH, 1964; M. NEMETH, 1974). Cyanophyceen finden sich in den Szabadbattány-Kalken der Balaton-Linie (M. MONOSTORI, 1978).

3. Die Vorkommen in Österreich

3.1. Südalpen (Karnische Alpen und Karawanken)

3.1.1. Die Devon/Karbondgrenze und älteres Unterkarbon (Präflysch-Stadium)

In den Karnischen Alpen treten an der Wende vom Devon zum Karbon neben lückenhaften Abfolgen auch kontinuierliche Schichtverbände auf.

Fossilbelegtes kalkiges Unterkarbon wurde in den Karnischen Alpen erstmals von H. R. VON GAERTNER (1931: 151) erkannt. Er fand auf der Grünen Schneid westlich des Gipfels des Cellon in den höchsten aufgeschlossenen Kalkbänken im Liegenden der Hochwipfel-Formation u. a. *Prolecanites* sp. und *Pseudoarietites* sp., die eine durchgehende lückenlose Sedimentation zwischen Devon und Karbon vermuten ließen. Überlagert wird diese Folge von Kulmsedimenten, aus denen – von anderen Stellen – schon früh „*Archaeo*“- bzw. „*Asterocalamites*“-Reste gemeldet wurden (vgl. H. W. J. VAN AMERON et al., 1984).

Mittlerweile wurden in den Karnischen Alpen zahlreiche weitere Vorkommen von kalkigem Unterkarbon gefunden. Ihr Nachweis basiert auf Conodontenfunden, die ebenfalls zuerst auf der Grünen Schneid glückten und die älteren Annahmen von GAERTNERS bestätigten (K. J. MÜLLER, 1959). In der Gegenwart sind in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen die nachstehend angeführten Lokalitäten von conodontenführendem Unterkarbon bekannt. Der Kenntnisstand darüber ist allerdings unterschiedlich.

- Kalkiges Unterkarbon im sedimentären lückenlosen Verband mit Oberdevon.
Conodontenstratigraphisch gegliederte und vermessene Profile sind:
 - Grüne Schneid (K. J. MÜLLER, 1959; I. GEDIK, 1974; H. P. SCHÖNLAUB, 1988) sowie 4 weitere Profile in der Umgebung und am Plöckenpaß (Grüne Schneid 2, Kaserne am Plöckenpaß, Plöckenpaß gegenüber Parkplatz, Casa Cantoniera an der italienischen Plöckenpaßstraße).
 - Kronhofgraben (H. P. SCHÖNLAUB, 1969b).
 - Elferspitz mit drei erschwert zugänglichen Vorkommen (F. EBNER, 1973).
- ② Kalkiges Unterkarbon im Hangenden von Oberdevon. Kontinuität im Grenzbereich ist bisher nicht im Detail untersucht.
 - Hoher Trieb mit zwei Vorkommen (H. P. SCHÖNLAUB, 1969a: 302).
 - Südseite der Hohen Warte (K. BANDEL, 1972; S. POHLER, 1982).
 - Nöblinggraben (H. P. SCHÖNLAUB, 1973).
 - Valentintal (H. P. SCHÖNLAUB, 1977: A156)
 - Plengegipfel (H. P. SCHÖNLAUB, 1976: A170).
 - Mt. Zermula/Italien mit 6 Vorkommen (M. MANZONI, 1966).
 - Uggwatal (M. MANZONI, 1968).
- ③ Kalkiges Unterkarbon in isolierten Vorkommen, tektonisch und/oder sedimentär von der Unterlage getrennt:
 - Plöckentunnel (P. PÖLSLER, 1967).
 - Plöckenpaß und Umgebung (I. GEDIK, 1974).
 - Roßkofel (C. SPALLETTA, 1980).
 - Geißbrücken südlich Poludnig (U. HERZOG, 1988: 54).
- ④ Kalkiges Unterkarbon in Form von Resedimenten mit Oberdevon/Unterkarbon-Mischfaunen:
 - Plöckenpaß und Umgebung (I. GEDIK, 1974).
 - Schönwipfel und Umgebung in den östlichen Karnischen Alpen (U. HERZOG, 1988: 61ff).
- ⑤ Lydite aus dem Unterkarbon II β/γ mit und ohne Mischfaunen (U. HERZOG, 1983, 1988).

Aus dieser Übersicht geht hervor, daß die pelagische Karbonatsedimentation stellenweise ohne Unterbrechung über die Devon/Karbon-Grenze hinweg andauerte. Wenn dennoch viele Profile lückenhaft sind, so war die Ursache dafür ein tiefgründiger Erosionsprozeß in der Pericyclus-Stufe. Von diesem Ereignis wurden Kalke der Gattendorfia-Stufe und große Teile des Oberdevons betroffen. So liegen östlich unterkarbonische Kalkkonglomerate auf Äquivalenten der Frasn-Stufe, vereinzelt sogar auf Mitteldevon (U. HERZOG, 1988).

Daneben liegen pelagische Kalke des Unterkarbons aber auch auf Flachwasserkalken des älteren Oberdevons (K. BANDEL, 1972, S. POHLER, 1982). Der Kontakt zwischen beiden ist ein ausgeprägtes Erosionsrelief.

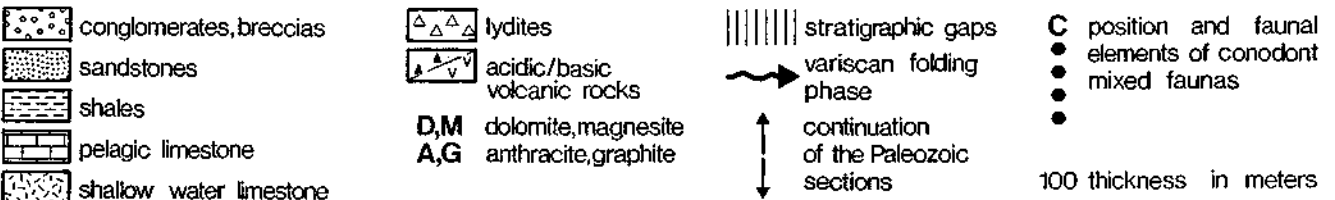
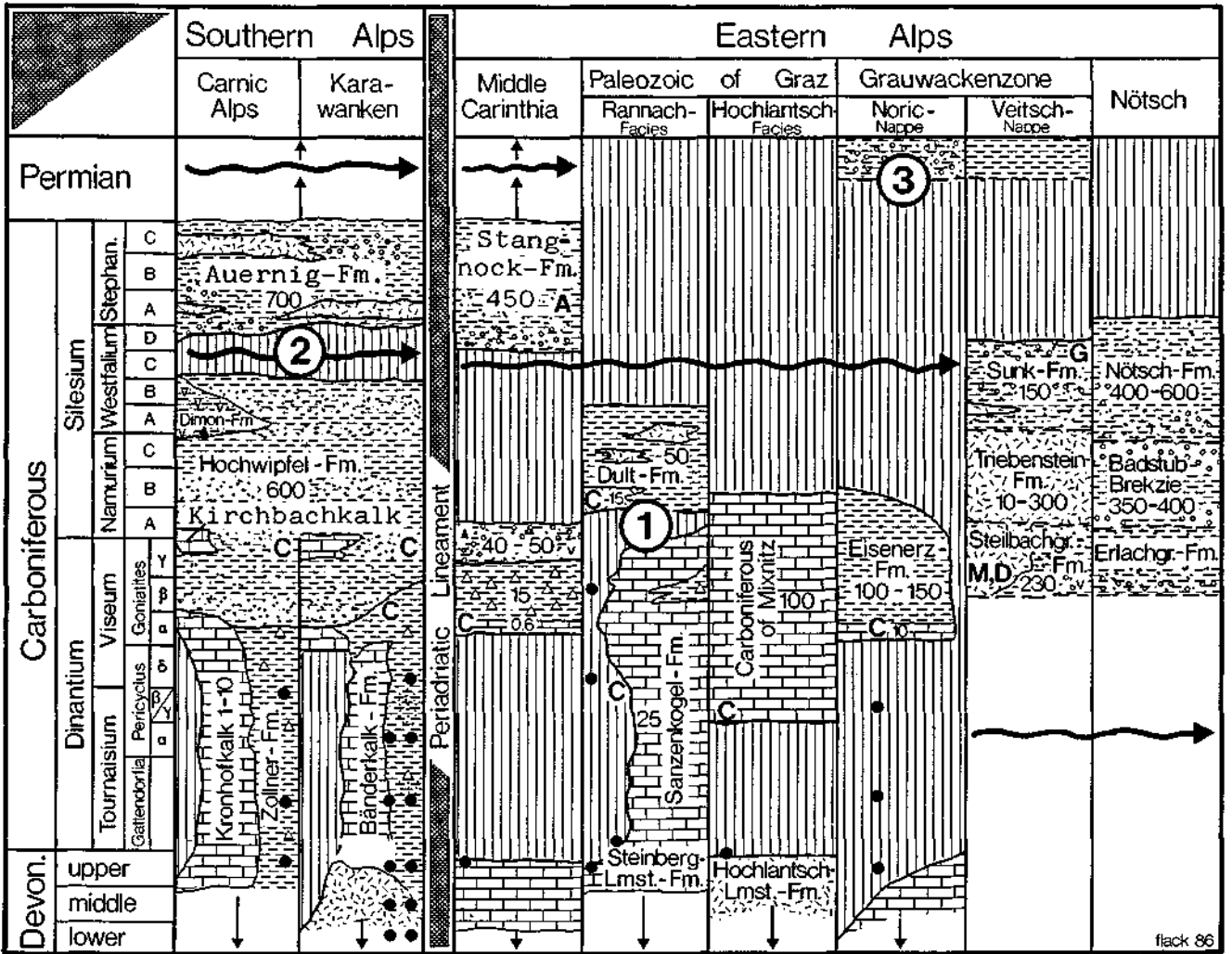


Abb. 3. Stratigraphische Tabelle des österreichischen Karbons. Die Nummern 1-3 geben die stratigraphische Position der in Abb. 4, 5 und 6 dargestellten Aufschlüsse an.

Als Erklärung dafür bietet sich ein zweiter globaler Trend an, der das erste regionale und auf weite Teile des variszischen Sedimentationsraumes bezogene Ereignis überlagert. In diesem Fall geht die Lücke auf eine weltweite Regression im Oberdevon zurück, die ihren Höhepunkt an der Devon/Karbon-Grenze hatte (JOHNSON et al., 1985, 1986; VAIL, P. R. et al., 1977; C. A. SANDBERG et al., 1983, 1986, 1988; J. J. VEEVERS & C. A. MCPowell, 1987). Im folgenden Unterkarbon stieg der Meeresspiegel erneut rapid an. Die entsprechenden Sedimente sind in den Karnischen Alpen Bildungen des kalkigen Unterkarbons auf ehemaligen Flachwasserablagerungen wie z. B. am Südfuß der Hohen Warte, dem Monte Zermula oder am nördlichen Wandfuß des Roßkofels. Trotz der vielen neuen biostratigraphischen Fixpunkte und Kenntnis des Trends im Sedimentationsgeschehen bleibt ein Problem weiterhin offen: Es ist die Frage,

ob der Ablagerungsraum im Unterkarbon zeitweise trockenfiel und die weitverbreiteten Schichtlücken und Umlagerungsprozesse damit in Zusammenhang stehen können. Es bleibt abzuwarten, welcher der beiden Möglichkeiten – submarine Lösung und Erosion versus subaerisches Trockenfallen und Verkarstung – der Vorzug zu geben ist. Gegenwärtig laufen in den Karnischen Alpen in den Profilen Kronhofgraben und Grüne Schneid verstärkt Untersuchungen, die der Frage nach dem Geschehen an der Devon/Karbon-Grenze im Sinn eines „events“ nachgehen. Die beiden genannten Profile wurden ausgewählt, da in einem (Grüne Schneid) durch das gemeinsame bankweise Vorkommen von zahlreichen Ammonoideen, Trilobiten und Conodonten der Frage nach der Ursache des plötzlichen Faunenwechsels im Grenzbereich nachgegangen werden kann, im anderen zeitgleichen Profil (Kronhofgraben) aber eine faziell an-

dere Schichtfolge mit Zwischenschaltung von Schieferrn an der Grenze gegeben ist. Die bisher vorliegenden geochemischen, faziellen und mineralogischen Daten lassen eine Beteiligung von extraterrestrischen Vorgängen im Sedimentationsmilieu als höchst unwahrscheinlich erscheinen.

Die unterkarbonische Kalkentwicklung erreicht in den Karnischen Alpen Mächtigkeiten zwischen weniger als 0,5 m (Elferspitz) bzw. 0,96 m (Grüne Schneid), 1,30 m (Kronhofgraben) und mehreren Zehnermetern (Südseite Hohe Warte, Mt. Zermula). Die vorwiegend als graue Flaser- und Cephalopodenkalke ausgebildeten Kalke werden in den neuen geologischen Karten (SCHÖNLAUB, 1985) als „Kronhof-Kalk“ bezeichnet.

Die biostratigraphische Obergrenze der unterkarbonischen Kalkentwicklung liegt überwiegend in der anchoralis-latus-Zone, das ist im jüngsten Tournais. Sehr selten sind Berichte von Vorkommen in der folgenden texanus-Zone.

Die pelagische Schichtfolge wird in den Karnischen Alpen weit verbreitet von mehrere Meter mächtigen, meist schwarzen Lyditen und Radiolariten abgeschlossen. Ihr Alter ist nach Conodonten gleichfalls auf die anchoralis-latus-Zone (Cu II β/γ) beschränkt (U. HERZOG, 1983, 1988). In den östlichen Karnischen Alpen vermutet U. HERZOG (1988) unmittelbar anschließend den Beginn der Flyschentwicklung der Hochwipfel-Formation.

Dazu passen die von M. MANZONI (1966) von der Basis der Hochwipfel-Formation am Mt. Zermula erwähnten Kalkbrekzien, die u. a. *Gnathodus bilineatus* aus dem mittleren Visé führen. Pflanzenfunde im tieferen Teil des Flysch (H. W. J. VON AMEROM et al., 1984) weisen auf den gleichen Zeitabschnitt hin, was für einen Umbau des variszischen Sedimentationsraumes zum Flyschtrogl bereits am Beginn des Visé und nicht, wie früher angenommen, im Namur spricht.

Im Jahr 1967 beschrieb P. PÖLSLER aus dem Stollen der Transalpinen Ölleitung durch die Karnischen Alpen Kalke des Grenzbereiches Visé/Namur. Es sind zwei bis zu 10 m mächtige Kalke und Kalkknollen, die der klastischen Hochwipfel-Formation offenbar sedimentär eingeschaltet sind. Häufiger findet man derartige Kalke am Hochwipfel (H. P. SCHÖNLAUB, 1981, 1983). Die als „Kirchbach-Kalke“ bezeichneten Vorkommen sind tonreiche mikritische Knollenkalke, die linsenförmig in die klastischen Nebengesteine eingeschaltet sind und maximal 4 m mächtig sind. Sie führen stets eine charakteristische Conodontenfauna, die dem Zeitraum vom jüngsten Visé (Bolland-Stufe) bis in das älteste Namur (Pendle-Stufe) entspricht. Nach der russischen Gliederung haben sie demnach ein Alter im Grenzbereich Visé/Serpukhov.

Nach unveröffentlichten Untersuchungsergebnissen stellen die Kirchbach-Kalke teilweise kalkige Resedimente dar (H. P. SCHÖNLAUB & E. FLÜGEL, in prep.). Die laufende Analyse der Fremdkomponenten ergab eine dominante Beteiligung von umgelagertem Flachwasserschutt (Korallen, Algen, Crinoiden, Foraminiferen) am Aufbau der Kirchbach-Kalke. Ihr Transport in das karbonale Flyschbecken dürfte daher einem Mechanismus entsprechen, den C. SPALLETTA et al. (1980) für das Gebiet im Süden des Plöckenpasses annahmen – allerdings ohne Beteiligung von Material aus einer nicht mehr existenten karbonatischen Flachwasser-Plattform.

Zwischen den Karnischen Alpen und den Karawanken (Seeberger Aufbruchzone) besteht in der zeitlichen Aufeinanderfolge des Sedimentationsgeschehens im Unterkarbon eine große Übereinstimmung. Der Hauptunterschied liegt im Umfang von Resedimenten, die in den Karawanken eine offenbar größere Verbreitung haben als in den Karnischen Alpen.

Wie in den Karnischen Alpen endet ein Großteil der Devon-Schichtfolgen im älteren Famenne. Höheres Oberdevon liegt in den Karawanken hingegen nur vereinzelt in Kalkkonglomeraten und Kalkbrekzien vor (R. SCHULZE, 1968; H. P. SCHÖNLAUB, 1971; F. TESSENSOHN, 1974, 1975). Mittels Conodonten wurde nachgewiesen, daß lokal während des gesamten jüngeren Oberdevons und älteren Unterkarbons Kalksedimentation stattfand. Die jüngsten Komponenten aus Mischfaunen in Konglomeraten und Spaltenfüllungen haben ein jüngeres Visé-Alter (Unterkarbon III). Nach F. TESSENSOHN (1974, 1975) sind sie Zeugnisse einer Transgression, die nach einer Sedimentationsunterbrechung, verbunden mit Aufarbeitung und Verkarstung, die Flyschablagerungen der Hochwipfel-Formation einleitet.

Der stratigraphische Umfang der im Seeberger Gebiet verbreiteten Bänderkalke ist noch nicht völlig klar. Fest steht, daß sie bis in die anchoralis-latus-Zone des jüngsten Tournais reichen. Das Vorkommen von *Gnathodus bilineatus* spricht daneben für ein teilweise jüngeres Alter. Diese Meinung ist aber aufgrund der schlechten Erhaltung der überlieferten Conodontenfaunen nicht unumstritten.

3.1.2. Flysch-Stadium

Die klastischen und vulkanogenen Gesteine des Karbons der Südalpen, als Hochwipfel- und Dimon-Formation zusammengefaßt, erreichen Mächtigkeiten von über 1000 m. Sie stellen den Abschluß des variszischen Sedimentationszyklus dar. Nach G. B. VAI (1976) und C. SPALLETTA et al. (1980) bildete sich – nach heutiger Vorstellung im Visé – längs Dehnungsbrüchen eingesenkt, ein tiefes Flyschbecken, das bis ans Ende der Namur-Stufe, vielleicht aber auch bis an die Basis der Moskau-Stufe nach der russischen Gliederung typische präorogene Flyschgesteine aufnahm. Sie gliedern sich in den Karnischen Alpen in eine klastische Basisfolge, eine vulkanogen beeinflusste Floriz-Übergangsfolge und in die hangende, von Vulkaniten dominierte Dimon-Formation.

Die Hochwipfel-Formation besteht aus dunkelgrauen Tonschiefern, Siltsteinen, lithischen Areniten, Sublithareniten, Quarzareniten sowie lithischen Grauwacken und Subgrauwacken. Grobe Bildungen sind chaotische Brekzien und Konglomerate, deren Hauptgeröll Lydit- und Kieselschiefertrümmer sind, seltener aber auch Quarzite, Grüngesteine, Gneise und sehr selten Kalke (Silicoklastische Olisthostrome). Olistholithe lagern sich dieser Folge vereinzelt ein und erreichen Größen zwischen Meterbereich und Hausgröße. Sie bestehen in der Regel aus verschiedenen Kalkgesteinen; seltener sind graptolithenführende silurische Kieselschieferpakete, die vor allem in der Umgebung der mächtigen Lyditbrekzien-Vorkommen auftreten. Noch größere Olistholithkörper im Flysch dürften die verschiedenen Karbonatklippen der Ostkarawanken (Pasterkfelsen, Christophfels, Rappoldfels, etc.) darstellen.

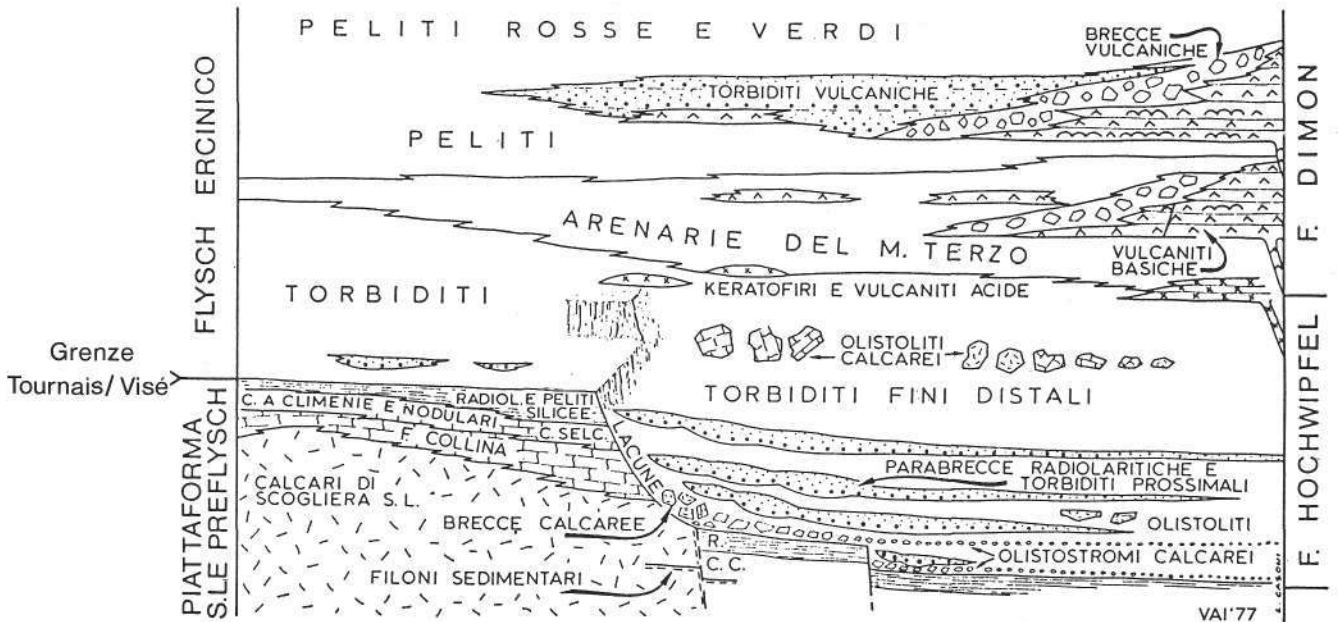


Abb. 4.
Modell des Kulm-Flyschtrogs in den Karnischen Alpen.
Nach C. SPALLETTA et al., 1980, ergänzt.

Ein Großteil der Gesteinsabfolge entspricht klassischen Turbiditserien aus Zyklen unterschiedlicher Größenordnungen mit dünn- und dickbankigen Turbiditen und den mit diesen assoziierten grobklastischen Ablagerungen. Dazu zählen bis über 100 m mächtige Brekzien und Konglomerate, geröllführende Tonsteine, Slumpbrekzien und Mudflows. Nach F. TESSENHORN (1971), C. SPALLETTA et al. (1980) und G. HUNGER (1984) sowie eigenen Beobachtungen sind sie auf den basalen, randlichen Teil des Flysch („Auslösephase“ nach TESSENHORN) verteilt. Untergeordnet treten massive, bisweilen gradierte Grauwacken- und Sandsteinbänke auf, die – in stark wechselnder Häufigkeit – alle typischen Sedimentstrukturen und Sohlmarken aufweisen. Die charakteristische, in Schiefen verbreitete Spurenfauuna mit *Dictyodora liebeana* (außerdem *Lophoctenium*, *Nereites* und *Palaeodictyon*) ist bemerkenswerterweise in den Ostkarawanken viel häufiger als in den Karnischen Alpen.

Die Turbiditsequenzen und die ihnen zwischengeschalteten linsig auftretenden Grobklastika werden als proximale Bildungen eines sich aufbauenden bzw. zurückweichenden submarinen Fächers im Süden der variszischen Orogenfront gedeutet. Zu dieser Vorstellung scheint zu passen, daß das nördliche Verbreitungsgebiet der Hochwipfel-Formation stets auffallend größere Bankdicken der klastischen Gesteine aufweist als der Süden und hier auch deutlich mehr und mächtigere Rinnenfüllungen von grobklastischen Debriten vorkommen. Weniger aussagekräftig scheinen hingegen Messungen der Schüttungsrichtungen zu sein, die für eine laterale Ost-West-Erstreckung des Flyschtrogs in den Südalpen sprechen. Im Schwermineralspektrum ist innerhalb der Flyschfolge ein vertikaler Wechsel von einem kratonischen zu einem von Metamorphiten dominierten Liefergebiet festzustellen (W. SCHNABEL, 1976; A. FENNINGER & K. STATTEGGER, 1977; K. STATTEGGER, 1986).

Der Wechsel vom charakteristischen Flysch der Hochwipfel-Formation zu der von Keratophyren, sauren

und basischen Vulkaniten und Vulkanoklastiten beeinflussten „Floriz-Formation“ vollzieht sich im Hangenden der durch die „Flora der Marinelli-Hütte“ (H. W. J. VAN AMERON et al., 1984) ins mittlere Visé eingestuftes Gesteinsgesellschaft. Neben Vulkaniten kommen in der Floriz-Formation feinklastische siltig-tonige Schiefer vor, die als distale Turbidite gedeutet werden und eine mehr oder weniger starke vulkanische Beeinflussung zeigen. Rote und grüne Farben geben ihnen ein charakteristisches Aussehen.

Über der Floriz-Formation folgt auf italienischem Gebiet die Dimon-Formation. Sie besteht nahezu ausschließlich aus Vulkaniten und Vulkanoklastiten. Am Monte Dimon werden folgende Typen unterschieden: vulkanische Brekzien, massige Diabase, Pillowlaven, Pillowbrekzien, Hyaloklastite, Tuffe-Tuffite, Agglomerate mit zwischengeschalteten roten und grünen Tonschiefern. Nach ersten Spurenelementanalysen können kalkalkalische und alkalische Typen unterschieden werden (P. L. ROSSI & G. B. VAI, 1986). Die Mächtigkeit dieser Folge beträgt mindestens 200 m, ist aber aufgrund der komplizierten Tektonik nicht genau rekonstruierbar (G. GENTILI & R. PELLIZZER, 1964; C. SPALLETTA et al., 1980). Ähnlich der unterlagernden Folge sind neben den Vulkaniten vulkanisch beeinflusste Schiefer weit verbreitet. Sie werden als proximaler und distaler „vulkanischer Flysch“ (G. B. VAI, 1976) gedeutet.

Die von G. B. VAI (1979) vermutete Analogie zwischen der Dimon-Formation und der Eisenkappler Grünschieferserie (Diabaszug von Eisenkappl, Nordkarawanken) stößt aufgrund der ungeklärten Altersfrage dieser Vulkanitfolge auf große Schwierigkeiten.

3.1.3. Molassestadium

Die variszische Orogenese führte in den Südalpen zu einem weiträumigen Falten- und Schuppenbau. Das Ausmaß einer variszischen Deckentektonik konnte bisher noch nicht erfaßt werden. Ebenso ist bisher der Umfang einer synsedimentären Gleittektonik unklar. Ih-

re Beteiligung am orogenen Geschehen deutet sich jedoch immer stärker an.

Die transgressive Überlagerung des nach-variszischen Sedimentstapels auf dem intensiv verfalteten und verschuppten älteren Grundgebirge (den Sockelgesteinen der Südalpen) ist in den Karnischen Alpen und in den Karawanken schon seit langem bekannt (vgl. A. FENNINGER et al., 1974, 1976; F. TESSENHORN, 1968, H. P. SCHÖNLAUB, 1979, G. B. VAI et al., 1980, C. VENTURINI et al., 1982 u. a.).

Der zeitliche Beginn der Transgression ist durch neue Fusulinenfunde gut abgesichert (M. PASINI, 1963; F. KAHLER, 1983, 1985). Danach gehören die ältesten fossilführenden Partien der Waidegg- bzw. Meledis-Formation in die Zeit des Miatchkovo, das ist das jüngste russische Mittelkarbon bzw. Westfal D nach der westeuropäischen Gliederung.

Aus dieser Altersangabe und unter Berücksichtigung des zeitlichen Umfangs der Hochwipfel-Formation (Unter/Mittel-Visé bis etwa Grenze Namur/Westfal) ergibt sich für die Südalpen die variszische Hauptprägung im älteren Teil der Westfal-Stufe des Oberkarbons.

An der Basis der postvariszischen Schichtfolge liegen häufig Brekzien und Konglomerate. Diese Basalbildungen sind lokal bis 20 m mächtig und bestehen aus dem Schutt der unmittelbaren Unterlage. Je nach ihrer Zusammensetzung dominieren kieselige oder kalkige Gesteine das Geröllspektrum (vgl. FENNINGER et al.,



Abb. 5.
Die variszische Diskordanz in den Karnischen Alpen (Nr. 2 in Abb. 3).

1971; H. P. SCHÖNLAUB, 1985). Unter Zurücktreten der Gerölle leitet dieses basale Schichtglied im Hangenden zu Schiefern und Sandsteinen über. In ihnen treten die ersten Fossilien auf (F. KAHLER, 1983, 1985; H. P. SCHÖNLAUB, 1985; K. L. GAURI, 1965; G. & R. HAHN, 1987; F. FRANCAVILLA, 1974; G. B. VAI et al., 1980).

Die grobklastische Basisfolge, auf österreichischem Gebiet hauptsächlich zwischen Straniger Alm und Zollner See verbreitet, in Italein im Süden des Naßfeldpasses, wird nach den sie oben abschließenden charakteristischen Schiefern bei der Waidegger Alm zur „Waidegg-Formation“ zusammengefaßt. Ihr entspricht die „Meledis-Formation“ der italienischen Autoren.

Die maximal 700 m mächtige Auernig-Formation wird nach Vorschlägen von F. HERITSCH et al. (1934) in 5 Schichtgruppen (Members) unterteilt:

- Obere kalkarme Schichtgruppe
- Obere kalkreiche Schichtgruppe
- Mittlere kalkarme Schichtgruppe
- Untere kalkreiche Schichtgruppe
(Nöbling- und/oder Watschiger Gruppe)
- Untere kalkarme Schichtgruppe
(Waschbühel-Gruppe).

Aufgrund der räumlichen Trennung der Hauptverbreitungsgebiete der Auernig-Formation zwischen Naßfeld und Straniger Alm/Zollnersee, ist es derzeit nicht möglich, die unteren beiden Schichtgruppen exakt miteinander zu parallelisieren. Ausführliche Arbeiten darüber liegen u. a. vor von G. B. VAI et al. (1980); C. VENTURINI (1982), A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB (1972), A. FENNINGER et al. (1974, 1976), A. FENNINGER & K. STATTEGER (1977), F. KAHLER (1983, 1985) und A. FRITZ bzw. A. FRITZ & M. BOERSMA (ab 1980).

Für die Position der Karbon/Perm-Grenze gibt es mehrere Vorschläge, jedoch derzeit noch keine Entscheidung. Einer davon ist das Einsetzen von *Pseudoschwagerina*, einer Fusuliniden-Gruppe, die in den oberen Lagen des „Unteren Pseudoschwagerinen-Kalkes“ erstmals vorkommt. Detailstudien darüber liegen von E. FLÜGEL (1968, 1974) und W. HOMANN (1968–1974) vor. Dieser Kalk ist ein markantes Schichtglied im Hangenden der Auernig-Formation. Er ist etwa 160 m mächtig und lagert eine bis zu 10 m mächtige Sandsteinlage ein. Faziell handelt es sich um küstennahe Flachwassersedimente, die einen Aufbau aus vier asymmetrischen Zyklen mit einer transgressiven Phase, einem Kulminationsbereich und einer regressiven Phase erkennen lassen. Die mittlere Phase ist besonders reich an Fusuliniden.

Nach Vorschlag von F. KAHLER (1982) soll der Beginn des Perms mit dem Einsetzen von *Occidentoschwagerina alpina* F. & G. KAHLER im 3. Zyklus in der Westwand des Schulterkofels definiert werden. Diese Leitform erlischt noch vor Beginn der im Hangenden folgenden Grenzland-Formation.

Oberkarbon liegt in Form von fusulinen- und conodontenführenden Kalken, Schiefern, Sandsteinen und Quarzkonglomeraten auch in der Seeberger Aufbruchzone der Ostkarawanken vor. Eine detaillierte Beschreibung gab zuletzt F. TESSENHORN (1983). Darüberhinaus schließt F. KAHLER (1983) das Oberkarbon im Oboiniggraben westlich von Eisenkappel nicht aus. Die übrigen Vorkommen fusulinidenführender Gesteine östlich der Vellach und am Nordfuß der Koschuta haben hingegen ein permisches Alter.

3.2. Paläozoikum von Graz

Fossilbelegtes marines Karbon findet sich in der höchsten tektonischen Einheit (Rannach-, Hochlantschdecke) des Grazer Paläozoikums.

In den westlichen Teilbereichen der Rannachgruppe setzt sich die oberdevone Flaserkalksedimentation der Steinbergkalken im Karbon in Form der Sanzenkogelschichten bis in das Namur A fort (L. NÖSSING, 1975a, b; F. EBNER, 1977a, 1978a). In den östlichen Bereichen tritt zwischen beiden pelagischen Kalkentwicklungen im Bereich der Devon/Karbon-Grenze hingegen eine Schichtlücke auf. Dieser erstmals von M. KODSI (1967) erkannte Hiatus weist einen zeitlich unterschiedlichen Umfang auf, nimmt maximal jedoch die Zeitspanne vom do II/III bis ins tiefere Visé ein. Als Ursache dieser Lücke wird Trockenfallen, Verkarstung mit Bildung bis 20 m tief reichender Karstschlotten diskutiert (F. EBNER, 1978a). Beendet wird der Hiatus im Unterkarbon durch ein Transgressionsereignis, das sich in der Bildung cm-mächtiger Mikrokalkbrekzien, Conodontenmischfaunen und einer marinen Verfüllung des Karstspaltensystems dokumentiert.

Die äußerst geringe Mächtigkeit der unteren Sanzenkogelschichten (cu I – cu II; 220 cm) macht verständlich, warum bis zu L. NÖSSING (1975a, b) für das Grazer Paläozoikum generell eine Schichtlücke im Bereich der Devon/Karbon-Grenze angenommen wurde. Die Mächtigkeit der oberen Sanzenkogelschichten (Ob. Tournais – Namur A; max. 22 m), die im Bereich lückenloser Sedimentation mit einem Schiefer-Lydit-Phosphorit-Horizont (20 cm) einsetzen, ist vom Zeitumfang der in den östlichen Bereichen auftretenden Schichtlücken und dem Tiefgang eines im Hangenden der Sanzenkogelschichten auftretenden Erosionsniveau kontrolliert. In einem Extremfall (NNE Kloster Dult [F. EBNER, 1976, 1978a, 1980a]) sind die Sanzenkogelschichten gänzlich diesem Erosionsereignis zum Opfer gefallen. Dult-Schichten liegen dann direkt mit Erosionskontakt auf oberdevonen Steinbergkalken. Im höheren Unterkarbon finden sich innerhalb der pelagischen, vereinzelt cephalopoden- und reichlich conodontenführenden Flaser- und Bankkalken geringmächtige Lydithorizonte mit Radiolarienresten.

Nach einer das höchste Namur A umfassenden Erosionsphase setzen im Namur B die Dult-Schichten,



Abb. 6. Erosionsschichtlücke (Nr. 1 in Abb. 3) im Grazer Paläozoikum zwischen der Sanzenkogel-Formation (unten) und der Dult-Formation (oben).

meist mit 10–15 m mächtigen Kalken an ihrer Basis, ein. Brekzienlagen und Conodontenmischfaunen aus diesen Kalken sind Indikatoren für die Aufarbeitung des Untergrunds; Trockenrisse und Hämatitkrusten in ihren hangenden Anteilen für abermaliges Trockenfallen (F. EBNER, 1976). Den Abschluß der Schichtfolge bilden, maximal 50 m mächtig aufgeschlossen, die dunkelgrauen, ebenflächig spaltenden Dult-Schiefer. In einem Profil mit einer Wechselfolge von Dolomiten – Kalken – aufgearbeiteten Schiefen und Schiefer wird eine fazielle Verzahnung und örtliche fazielle Vertretung der basalen Kalke durch die Dult-Schiefer angedeutet (F. EBNER, 1978a). In Bereichen, wo innerhalb der Dult-Schichten die o. g. durch Hämatitkrusten markierte Schichtlücke nicht vorhanden ist, treten über den basalen Kalken Schiefer mit Kalklagen auf, deren spärliche Conodontenfaunen Namur C – ? Westfal A andeuten. Weiters sind aus den Kalken auch Birdseye-Strukturen, die ursprünglich als *Clodochonus*-Korallen gedeutet wurden, bekannt (F. HERITSCH, 1930a, b; F. EBNER, 1976).

Auch in der Hochlantschgruppe ist zwischen dem do II/III (hier allerdings in Form der Hochlantschkalke in karbonatischer Flachwasserfazies) und dem obersten Tournais eine Erosionslücke (Ch. ZIER, 1981, 1983; G. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982, 1985) bekannt. Das darüber folgende 90–100 m mächtige Mixnitzer Karbon beinhaltet an seiner Basis eine cm-dm-mächtige Kalkbrekzie mit Conodontenmischfaunen des do II/III und höheren Tournais. Im obersten Visé stellen sich rötlichbraune mikritische Kalke (Conodonten, Cephalopoden, Radiolarien), Lydite und Hornsteinkalke ein. Die gesamte pelagische Entwicklung endet ohne erkennbare intraformationelle Lücken im Namur B (Ch. ZIER, 1981, 1983; H. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982).

Bemerkenswert ist für das Grazer Karbon die örtliche kontinuierliche Karbonatsedimentation von der Devon/Karbon-Grenze bis ins Namur B, wodurch eine lückenlose Gliederung dieses Zeitraums mit Conodonten möglich wurde (F. EBNER, 1977). Diesen kontinuierlichen Abfolgen stehen Profile mit beträchtlichen Schichtlücken im Bereich der Devon/Karbon-Grenze gegenüber (F. EBNER, 1978a, 1980a, b, 1985). Als Ursache dafür sind neben Meeresspiegelschwankungen synsedimentäre tektonische Ereignisse anzuführen.

Die Existenz dieser synsedimentären Tektonik ist durch Klüfte in resedimentierten Kalkgeröllen (Ch. ZIER, 1983; H. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982, 1985; H. W. FLÜGEL & F. HAFNER, 1984) und dem Verlauf bathymetrischer Kurven, die auf Mn-Werten basieren (F. EBNER & W. PROCHASKA, 1989), belegt.

Beweise für eine variszische gefügeprägende Phase, die aus stratigraphischen und tektonischen Fehlbeurteilungen bis zu den Untersuchungen von F. EBNER (1976, 1977b) immer wieder gefordert wurden, sind innerhalb der Schichtfolgen des Grazer Karbons nicht vorhanden.

H. W. FLÜGEL & F. HAFNER (1984) diskutieren, ausgehend von Oberdevon-Unterkarbon-Namur-Mischfaunen, die \pm schichtparallel in mitteldevonen Kanzelkalken gefunden wurden, inwieweit der größte Teil der Spaltenfüllungen erst im Namur A im Zusammenhang mit größeren Dehnungsvorgängen entstanden sein könnte und auch die Devon/Karbon Schichtlücken submariner Natur sind.

Für die letztgenannten Mischfaunen kann dies jedoch nicht zutreffen, da gleich zusammengesetzte Mischfaun-

nen, in denen Komponenten des Lückenintervalls fehlen, im Profil miteinander verbunden als Spaltenfüllungen und Aufarbeitungsprodukte parallel zur Grenzfläche Steinbergkalke/obere Sanzenkogelschichten auftreten. Eine derartige Situation weist eindeutig auf subaerische Sedimentationsunterbrechung (W. KREBS, 1964).

Das kontinuierliche Devon/Karbon-Grenzprofil im Steinbruch Trolp (L. NÖSSING, 1975a, b; F. EBNER, 1980a) wurde in der Vergangenheit auch als möglicher Kandidat für den Devon/Karbon-Grenzstratotyp diskutiert (C. A. SANDBERG et al., 1983; W. ZIEGLER & C. A. SANDBERG, 1984). Ungünstig wirkte sich dabei jedoch das Fehlen von Makrofossilien und innerhalb der für die Grenzziehung wichtigen *Siphonodella praesulcata* – *S. sulcata* Entwicklungslinie ein ca. 45 cm mächtiger Bereich ohne Siphonodellen im unmittelbaren Grenzbe- reich aus.

3.3. Gurktaler Deckensystem (Stolzalpendecke, Mittelkärnten)

Karbonaufschlüsse finden sich über den bis in das do II reichenden Kalkfolgen des Steinbruchs Aich (H. P. SCHÖNLAUB, 1971) und einigen anderen Aufschlußbereichen (Schelmburg, Drasenberg) im Raum Klein St. Paul innerhalb der Stolzalpendecke des Gurktaler Deckensystems.

○ Steinbruch Aich und Umfeld

(F. NEUBAUER & U. HERZOG, 1985)

Hangend: 40–50 m Grauwacken

Lydite mit Conodontenmischfaunen:
do I/cu–cu II β/γ ; cu–cu II β/γ

Tonschiefer mit Kalklagen (darin diskor-
danter Diabasgang)

Karbonate bis do II (H. P. SCHÖNLAUB,
1971).

○ Schelmburg

(F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984)

In unmittelbarer Nähe zu den Oberdevon-(do II-)Flaserkalken Auftreten 0,6 m mächtiger, grauer Flaserkalke mit einer Oberdevon (do II)/Unterkarbon-Conodontenmischfauna; darüber Lydite bzw. Lyditbrekzien.

○ Drasenberg

Eine von W. v. GOSEN et al. (1982) beschriebene Schichtfolge setzt sich aus dunklen Lyditen und einer Schiefer-/Grauwacken-Folge zusammen, in der Crinoidenkalklinsen des Frasné (H. P. SCHÖNLAUB, 1979; W. v. GOSEN et al., 1982) und Unterdevon stecken, die F. NEUBAUER & U. HERZOG (1985) als Olistholithe interpretieren.

Gesteins- und Mineralkomponenten aus den Grauwacken deuten nach den letztgenannten Autoren auf eine Herkunft von Vulkaniten rhyolithischer und diabasischer Natur, Lyditen und Tonschiefern des Untergrundes sowie Metamorphiten.

Zusammenfassend ergeben sich für das marine Karbon der Stolzalpendecke in Mittelkärnten folgende Fakten:

- Jüngste präkarbone Karbonatsedimente im do II.
- Darüber eine Schichtlücke bis in den Devon/Karbon-Grenzbereich.
- Oberdevon/Unterkarbon-Conodontenmischfauna in den karbonen Lyditen und Kalken.

- Auftreten eines diskordanten Diabasganges in den basalen Schiefnern unter den Lyditen.
- Auftreten von Schiefnern und Lyditen mit Olistholithen (?) unter einer Grauwackenfolge mit intraformationellem, vulkanogenem und metamorphem Detritus (? „Flysch“ sensu F. NEUBAUER & U. HERZOG, 1985). Das asturische Alter der variszischen Deformation wird durch die Überlagerung kontinentaler Molasse (Stangnock-Formation) angezeigt.

3.4. Grauwackenzone/Norische Decke

Fossilbelegtes Karbon wurde in der Norischen Decke nur im Bereich des Steirischen Erzberges nachgewiesen (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980; H. P. SCHÖNLAUB, 1982). Hier werden devonische Flaser- und Bankkalke im Hangenden von einer Erosionsfläche begrenzt, die örtlich bis in das Unterdevon hinabgreift. Darüber lagert eine maximal 10 m mächtige Crinoidenschuttbrekzie. Diese führt Conodontenmischfaunen, deren Komponenten eine Brekzienbildung nicht vor dem Visé (*Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone) und eine nahezu lückenlos resedimentierte Faunenabfolge durch das gesamte Oberdevon bis ins jüngste Tournais anzeigen (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1982; H. P. SCHÖNLAUB, 1982). H. P. SCHÖNLAUB (1982) interpretiert die Kalkbrekzie gemäß dem Modell von E. POTY (1980) aus dem Dinant Belgiens als Paläokarst in Verbindung mit Heraushebung und erneuter Absenkung im Tournais/Visé.

Mit den hangend folgenden etwa 100–150 m mächtigen dunklen Schiefnern der Eisenerzer Schichten endet das variszische Stockwerk. An lithologischen Einschaltungen treten in den Eisenerzer Schichten, die zeitlich möglicherweise bis ins tiefere Oberkarbon reichen, grünlich-violette Schiefer, Grungesteine (? Vulkanite), bräunlich-graue Sandsteine, Lydite – kieselige Schiefer und ? Porphyroide auf (H. P. SCHÖNLAUB, 1982; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980).

Die nächst jüngeren Schichten sind die permischen Präbichl-Schichten, die winkeldiskordant den variszischen Falten- und Deckenbau überlagern.

In den Wildschönauer Schiefnern der Grauwackenzone W Zell a. See konnten mächtige Trubiditsequenzen oberordovizisch-silurischen Alters nachgewiesen werden (H. HEINISCH et al., 1987). Sie werden als Sedimente mariner Rinnenfächer entlang eines passiven Kontin-



Abb. 7.

Die klassische variszische Diskordanz am Polster.

Steilstehende, isoklinal verfaltete Devonkalke der Norischen Decke werden vom Präbichlkonglomerat an der Basis der Kalkalpen überlagert.

entalrandes interpretiert. Nach Einschaltung obersilurisch – höchst-unterdevonischer pelagischer Gesteine (kondensierte Karbonate, Schwarzschiefer, Lydite) der Klingler-Kar-Formation folgen bis zu 600 m mächtige basische Vulkanite (Ozeaninsel-Basalte, P. SCHLAEGEL, 1988). Diese werden von mindestens 450 m mächtigen Turbiditen der Schattberg-Formation überlagert (Tonschiefer, Siltsteine, Sandsteine, Konglomerate). Die Wechselfolge zeigt ein deutliches coarsening upwards, in den hangenden Teilen treten Olistholithe auf. Es lassen sich distale und proximale Faziesbereiche auskartieren; die grobklastischen Einschaltungen stellen häufig Rinnenfüllungen dar. Aufgrund der Position über höchstem Unterdevon ist ein Anhalten dieser Flyschentwicklung bis in das Karbon möglich. Geotektonisch wird hier die Umgestaltung eines passiven Kontinentalrandes zu einem orogenen Flyschtrogl signalisiert (H. HEINISCH, 1988).

Die mögliche Existenz einer klastischen Karbonentwicklung deutet auch J. NIEVOLL (1983, 1987) in der östlichen Norischen Decke (Raum Veitsch) an.

Erzführende Kalke werden hier von Radschiefern unter- wie auch überlagert. J. NIEVOLL (1983, 1987) ordnet die liegenden Radschiefer (Rad-Unit) dem höchsten Ordovizium bis Silur zu. Die jüngsten nicht gemischten Conodontenfaunen aus den erzführenden Kalken weisen auf ein do II/III-Alter, während einige wenige Kalkproben ohne optischen Eindruck einer Resedimentation schwer interpretierbare Mischfaunen beinhalten, deren Komponenten folgende Faunenmischungen zeigten:

dm/do I : do/do II : do I/do II/do VI

Die hangenden Radschiefer (Stocker-Unit sensu J. NIEVOLL, 1983, 1987) erreichen eine Mächtigkeit um 600 m und beinhalten in Phylliten bis 10 m mächtige Sandsteine (Schwerminerale: Zirkon, Turmalin, Apatit), 5 cm – 10 m mächtige saure Vulkanite in Form von Pyroklastiten bzw. einer 10 m mächtigen Lage eines felsischen Lavaflusses und eine geringmächtige Einschaltung schwarzer kieseliger Schiefer mit Radiolarien. An einer Stelle sind in den Vulkaniten in Slumpstrukturen auch epiklastische Komponenten vorhanden.

Alter und geotektonische Position der Stocker-Einheit der Radschiefer hängt vom Charakter der Liegendgrenze (tektonisch oder sedimentär) ab. Die zweite Variante würde auf eine mächtige vulkanogen beeinflusste klastische Karbonentwicklung deuten.

Die low-grade metamorphe Überprägung der Grauwackenzzone erfolgte nach J.-M. SCHRAMM (1977, 1982) und L. P. BECKER et al. (1987) dreimal in ähnlicher Intensität, wobei ein Ereignis möglicherweise variszischen Alters sein kann.

3.5. Grauwackenzzone/Veitscher Decke

Die klassische Gliederung im Karbon der Veitscher Decke trennt eine Visé/Namur-Flachwasserentwicklung (Typus Veitsch, Hohentauern, „Magnesitkarbon“) von einer limnischen Molasseentwicklung des Westfal (Typus Sunk, „Graphitkarbon“) ab. Zwischen beiden war die sudetische Phase wirksam (siehe A. TOLLMANN, 1977, cum lit.).

Biostratigraphisch verwertbare Fossilgruppen sind Korallen, Brachiopoden, Trilobiten im „Magnesitkarbon“ und Pflanzenfunde vor allem im „Graphitkarbon“.

Nach einer teilweisen Neubearbeitung der Veitscher Decke präsentiert sich die Schichtfolge nun als eine \pm konkordant aufeinander folgende lückenlose, marine, molasseähnliche Entwicklung des Zeitbereichs oberes Visé – unteres Westfal, die nach der bretonischen Phase in einem Küsten- bis karbonatisch betonten Schelfbereich abgelagert wurde. Hinweise auf eine variszische Tektonik fehlen (L. RATSCHBACHER, 1987; J. NIEVOLL, 1983, 1987; L. RATSCHBACHER & J. NIEVOLL, 1984).

Innerhalb der Sedimentationsabfolgen der Veitscher Decke wurden von L. RATSCHBACHER (1985, 1987) vom Liegenden zum Hangenden folgende Formationen ausgedehnt:

Steilbachgraben-Formation

Maximal 250 m mächtige, feinkörnige, laminierte klastische Sedimentfolge mit dunklen Schiefen, feldspatführenden Sandsteinen, terrigen beeinflussten Kalken, gut gerundeten und sortierten Sandsteinen (Barriere-sande), Dolomit- und Magnesitlinsen. In der Nähe der Magnesite wurden in Trieben Sulfatschichten erbohrt, bzw. treten im Bereich Kaintaleck Rauchwacken (M. KONRAD & P. WINTER, 1988) auf.

Basische, tuffogene Gesteine, die auf kontinentale Intraplattenbasalte zurückgeführt werden (W. PROCHASKA & F. EBNER, 1989) finden sich als geringmächtige Einschaltungen in der Steilbachgraben-Formation.

Faziesinterpretation: Klastische litorale Fazies und hypersalinare Schelflagune. In den hangenden Anteilen verknüpft mit Biohermen der basalen Triebenstein-Formation.

Triebenstein-Formation

Reine Karbonatkörper mit linsenförmiger Geometrie und Mächtigkeiten von einigen 10er m–300 m.

Faziesinterpretation: Subtidale Karbonatfazies mit verstreuten Biohermen einer transgressiven Entwicklung.

Fossilien und Alter: Korallen, Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden, Trilobiten indizieren Obervisé für die Steilbachgraben-Formation und basale Triebenstein-Formation.

Sunk-Formation

150 m coarsening upwards-Zyklus mit zahlreichen Zyklen 2. Ordnung (Kalk/Schiefer-Wechsellagerungen – Silt-/Sandsteine – Konglomerate). Crinoiden weisen auf marinen Charakter des gesamten Zyklus.

Geröllkomponenten: Neben Ton- und Siltgeröllen, Quarz, bis zu 5 % Granitoide, Grauwacken, Arkosen, Lydite. Der klastische Feldspatgehalt der Sedimente beträgt bis zu 27 %, weitverbreitet ist klastischer Muskovit.

In den obersten Anteilen ist häufig Rotfärbung durch feinverteilten Hämatit zu beobachten. Die örtlich bergmännisch genutzten Graphite (Sunk, Kaisersberg) sind an die Konglomerate und grobkörnige Sandsteine gebunden.

Floren aus den Schiefen geben ein Westfal A–C an (Y. TENCHOV, 1980).

Faziesinterpretation: Größtenteils marines Environment nahe einer regressiven Küstenlinie mit Deltabildungen. Konglomerate und Quarzite werden als Channelfüllungen, die feinkörnigen Sedimente als distributäre Buchtsedimente interpretiert. Gravity (Debris) flows sind für den Transport der intraformationellen Konglomerate und Geröllschiefer verantwortlich.

Die detritischen Schwermineralaspekte bestehen nach K. STATTEGGER (1982), L. RATSCHBACHER & J. NIEVOLL (1984) aus Zirkon, Turmalin, Titan-Mineralen, Apatit, Granat, wobei die Steilbachgraben-Formation durch Zirkon/Apatit-Spektren und die Sunk-Formation durch Turmalin-Vormacht gekennzeichnet sind.

Die marinen Karbon-Schichten werden möglicherweise von rotgefärbten permischen „Verrucano“gesteinen überlagert (F. NEUBAUER, 1983).

3.6. Karbon von Nötsch

Die berühmten Karbonablagerungen des Karbons von Nötsch erstrecken sich nördlich des Gailtales und westlich der Villacher Alpe über eine Länge von etwa 8 km und eine Breite von maximal 3 km. Der geologische Südrand ist eine Störungslinie gegen den Granitzug von Nötsch. Ebenso ist die Nordgrenze tektonisch; an ihre grenzt das Karbon in Form einer steilen Aufschiebung an verschiedene Gesteine der Permotrias des Drauzuges (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979, 1985).

Eine ausführliche Gesamtdarstellung des Karbons von Nötsch basierend auf einer geologischen Neuaufnahme und neu aufgesammelten Faunen und Floren erfolgte zuletzt durch H. P. SCHÖNLAUB (1985). G. & R. HAHN (1987) ergänzten die bisherigen Kenntnisse über Trilobiten.

In der in der Osthälfte des Karbons generell südfallenden Schichtenfolge werden von Norden nach Süden drei Einheiten unterschieden:

Die Erlachgraben-Formation

Sie bildet den ältesten Teil der Karbonablagerungen im Liegenden der Badstub-Brekzie und besteht aus sandigen Schiefern mit eingeschalteten Quarzkonglomeraten sowie grauen glimmerigen Silt- und Tonschiefern. Darin sind vor allem Spurenfossilien, u. a. *Zoophycos*-Bauten, sehr häufig. Pflanzen sind hingegen nur zum Teil bestimmbar. Sehr fossilreich ist der oberste Abschnitt unmittelbar im Liegenden der Badstubbekzie mit den berühmten Fossilfundpunkten im Lerchbachgraben und entlang der Güterstraße nach Hermsberg (vgl. H. W. FLÜGEL & M. G. KODSI, 1971; H. W. FLÜGEL, 1972; R. SIEBER, 1972 und H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

Nach der Neuaufnahme vermutete H. P. SCHÖNLAUB (1985: 679) für die Erlachgraben-Formation ein Alter an der Grenze zwischen Visé und Namur. Eine Präzisierung kann allerdings erst nach Vorliegen besseren Fossilmaterials, d. h. weiterer Goniatiten, erfolgen.

Die Badstub-Brekzie

Der auffallende Brekzienkörper ist zweigeteilt und enthält als Komponenten hauptsächlich Amphibolit-, Gneis-, Granit-, Glimmerschiefer-, Quarzit-, Marmor- und Kalktrümmer, die in einer sehr dichten stumpfgrünen Matrix eingelagert sind. Ihre Mächtigkeit ist mindestens 350–400 m. Detaillierte petrographische Beschreibungen finden sich bei F. ANGEL (1932), K. O. FELSER (1935, 1936), A. KIESLINGER (1956) und T. TEICH (1982). Die genetische Deutung war ursprünglich höchst kontroversiell und reichte von Diabas über Eruptivbrekzie bis hin zu tektonischer und sedimentä-

rer Entstehung. Nach den Neubefunden von H. P. SCHÖNLAUB (1985) ist letztere Deutung die wahrscheinlichste.

In der Vergangenheit haben die der Badstub-Brekzie zwischengeschalteten Schiefer („Zwischenschiefer“) reiche Faunen geliefert. Berühmt sind vor allem das gehäufte Auftreten von Productiden, aber auch von Korallen und Trilobiten im Steinbruch „Jakominbruch“ und beim Gehöft Peterhöher (= Grazer Hube).

Von entscheidender Bedeutung für die Neugliederung und Alterseinstufung der Karbongesteine war der Nachweis von Conodonten-Leitformen in Kalkgeröllen der Badstub-Brekzie (H. P. SCHÖNLAUB, 1985). Danach ist das Vorkommen von *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF) Indiz dafür, daß die Badstub-Brekzie nur jünger sein kann als das Erstauftreten dieser Art innerhalb des jüngeren Visé. Für die Bildung der Badstub-Brekzie vermutete der Verfasser allerdings ein gering jüngeres Alter und ordnet die Brekzie dementsprechend am Beginn der Namur-Stufe ein, d. h. im ältesten Oberkarbon bzw. in der Serpukhov-Stufe des jüngsten Unterkarbons von Osteuropa.

Es sei hier erwähnt, daß die Schüttung von Kalkgeröllen sowohl in den Karnischen Alpen als auch im Karbon von Nötsch anscheinend gleichzeitig erfolgt. Inwieweit beide Gebiete vom gleichen Hinterland, einem Flachwasserschelf, beliefert wurden, ist derzeit noch ungeklärt, hat aber weittragende Konsequenzen für die alpidische Tektonik im Gailtal.

Die Nötsch-Formation

Sie umfaßt die jüngsten Gesteine des Karbons und ist eine klastische Abfolge aus grauen Tonschiefern, Siltschiefern, Sandsteinen und Fein- und Grobkonglomeraten im Hangenden der Badstub-Brekzie. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im Nötschgraben sowie im Raum von Pölland an der Auffahrt zur Windischen Höhe. Die berühmten Fossilfundpunkte im Nötschbachgraben und in der Umgebung des Gehöftes „Fischerhube“ (auch „Oberhöher“ und „Oberhecher“ genannt) liegen im tieferen Teil dieser Formation. Daneben sind vereinzelt Pflanzen und Spurenfossilien häufig (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1985: 683).

Der stratigraphische Umfang der Nötsch-Formation ist nicht genau anzugeben. Aufgrund der heute bekannten Trilobiten, Korallen und Pflanzen kann auf eine generelle Altersangabe vom Visé bis in die Namur-Stufe geschlossen werden. Nach geologischer Beobachtung und unter Berücksichtigung der Lagerung müssen die Gesteine der Nötsch-Formation allerdings jünger sein als die Badstub-Brekzie. Demnach ist eine Vertretung von Namur am wahrscheinlichsten, doch kommt für die höchsten Anteile ein Westfal- bzw. älteres Stefan-Alter ebenfalls in Frage.

Vom Sedimenttypus, den Bildungsbedingungen und ihrer Stellung im variszischen Orogenzyklus her werden die Karbonablagerungen von Nötsch als postorogene Molasse gedeutet, die ursprünglich das Gailtalkristallin transgressiv überlagerte und heute darin längs Bruchzonen grabenartig eingesenkt ist. Die Flanken wurden allerdings alpidisch reaktiviert und zu steilen nordvergenten Bewegungsflächen umgestaltet. Die kompressive Tektonik wirkt sich sowohl in den fossilführenden Karbonablagerungen als auch in den angrenzenden Kristallin- und Quarzpyllitgebieten aus.

3.7. Kontinentale postvariszische Molassebildungen

Im Norden des Periadriatischen Lineaments ist post-variszische Molasse in Form kontinentaler klastischer Schichten in Graufazies ausgebildet, die örtlich von z. T. rotgefärbten und vulkanogen beeinflussten permoskythischen „Verrucano“-Bildungen überlagert werden. Die Anlage dieser intramontanen Molassebecken geht auf Dehnungstektonik zurück, die nach der variszischen Orogenese im Westfal/Stefan einsetzte.

3.7.1. Grauwackenzone

Im Salzburger Raum finden sich in der Grauwackenzone im Gainfeld-Konglomerat postvariszische kontinentale Molassebildungen über dem Altpaläozoikum. Sporen lassen dafür zumindest z. T. Oberkarbon-Alter vermuten. Die Gerölle bestehen aus Grauwackenzone-Gesteinen und Albitgneisen. An der Zusammensetzung der Matrix sind klastische und vulkanogene (porphyrische) Materialien beteiligt. Das Hangende bildet eine ca. 900 m mächtige Permoskyth-Folge (H. MOSTLER, 1972a).

Eine ähnliche Position wie das Gainfeldkonglomerat (allerdings als Transgressionsbildungen auf der Phyllitgneiszone) könnten die ca. 40 m mächtigen Karbonatkonglomerate des Bartholomäberges im Montafon darstellen (H. MOSTLER, 1972b, J. G. HADITSCH et al., 1979).

In der steirischen Grauwackenzone finden sich als Molassebildungen die permischen Präbichlschichten örtlich mit prächtiger Winkeldiskordanz über deformiertem Paläozoikum, wodurch ein variszischer (Post-Visé) Deckenbau in der Norischen Decke angezeigt wird.

3.7.2. Stangnock-Formation (Gurktaler Deckensystem; Stolzalpen-Decke)

Die der Gurktaldecke winkeldiskordant auflagernden grauen Molassesedimente, die mit Pflanzen dem oberen Westfal-Stefan (W. J. JONGMANS, 1938; Y. TENCHOV, 1978a, b; A. FRITZ & M. BOERSMA, 1984) zugeordnet wurden, erfuhren in jüngster Zeit durch K. KRÄINER (1989a, b) eine eingehende sedimentologische und fazielle Bearbeitung.

Die ca. 450 m mächtigen Schichtfolgen setzen sich aus fluviatilen, quarzreichen und an der Basis polymikten Konglomeraten (Gerölle: Quarz, Ortho-, Paragneise, schwach metamorphes Gurktaler Decken-Paläozoikum), Sandsteinen und Tonschiefern zusammen. Über der ca. 50 m mächtigen Basisserie (proximale polymikte Konglomerate, unreife grobkörnige Sandsteine) folgt die 300 m mächtige quarzreiche, aus mehreren Metasequenzen zusammengesetzte Hauptserie. Jede der durch synsedimentäre Tektonik gesteuerten Megasequenzen setzt über einem Erosionsrelief mit Konglomeraten eines verzweigten Flußsystems ein. Darüber folgen Konglomerate und Sandsteine eines fluviatilen Mäandersystems und zuletzt Tonschiefer mit örtlichen Anthrazitflözen als Überflutungssedimente bzw. Tarnbildungen.

Die mindestens 100 m mächtige Hangendserie unterscheidet sich von der Hauptserie im Detritus durch das Hinzutreten vulkanischer Komponenten (Porphyrquarze, vereinzelt rhyolithische Gesteinsbruchstücke). Die festgestellten Schüttungsrichtungen weisen heute von W nach E.

3.7.3. Karbon des Nöblacher Joches

Das Karbon des Nöblacher Joches lagert vermutlich dem oberostalpinen retrograd metamorphen Stainacher Quarzphyllit auf. Lithologisch wie auch faziell sind die mit Pflanzen dem Westfal D (D. STUR, 1871; G. STACHE, 1872; F. V. KERNER, 1897; W. J. JONGMANS, 1938) zugeordneten Sedimente nach einer Neubearbeitung von K. KRÄINER (1990) durchaus mit jenen der Stangnock-Formation zu vergleichen. Möglicherweise wurden beide Vorkommen in ein und demselben E-W-orientierten intramontanen Molassebecken abgelagert.

4. Die Vorkommen in Ungarn

4.1. Szendrő-Gebirge

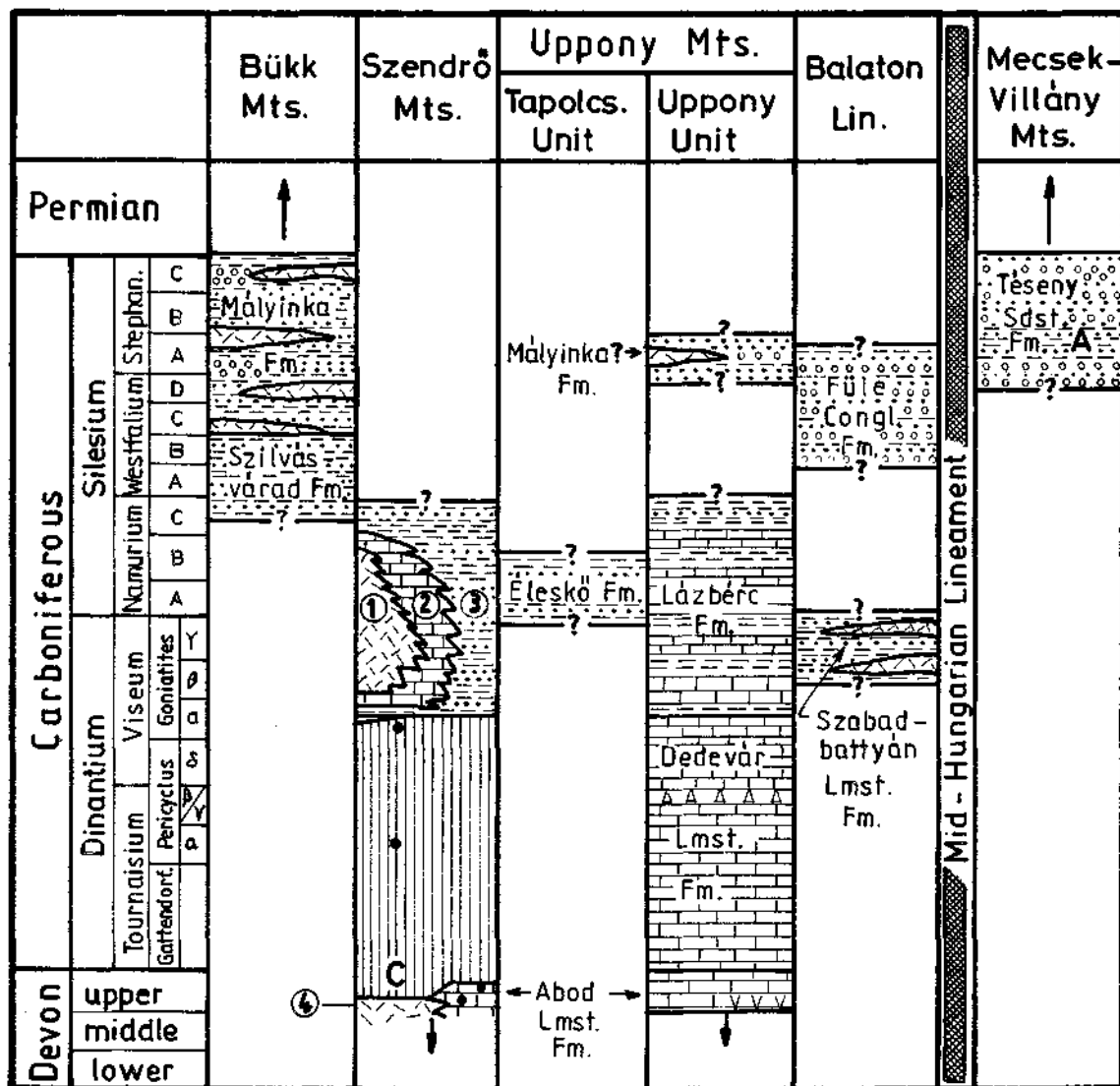
Im Szendrő-Gebirge tritt Karbon nur in der nördlichen Rakaca-Einheit auf, in der eine Karbonatplattform im Mittelkarbon von Flyschserien überlagert wird. Die Beziehungen und paläogeographische Interpretation der oberdevonen bis mittelkarbonen Formationen zeigt Abb. 9.

Das Liegende der Abfolge bildet die Rakacaszend Marmor-Formation (meist blau-grau-weiß gebänderte dickbankige Marmore) einer offenen pelagisch beeinflussten Schelfplattform. Die pelagische Beeinflussung wird durch Spaltenfüllungen und fazielle Einschaltungen von bis zu einigen Metern mächtigen gelbbraunen oder purpurgefärbten, feinkristallinen serizitischen Marmoren angezeigt. Letztere beinhalten Conodonten des Frasné (*Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp. ex gr. *gigas*, *Polygnathus* cf. *asymmetricus*, *P. pollocki*, *Icriodus symmetricus*, etc.); in den Spaltenfüllungen finden sich Mischfaunen, in welchen diese Formen die ältesten Elemente darstellen. Die Mächtigkeit der Rakacaszend Marmor-Formation beträgt mindestens 200 m.

In den Conodonten-Mischfaunen der Spaltenfüllungen sind Elemente des Unteren Famenne (*Palmatolepis glabra* ssp., *P. marginifera* etc.), Tournais (*Siphonodella* sp., *Pseudopolygnathus* sp., *Gnathodus punctatus*, etc.), Unterem Visé (*Gnathodus delicatus*) und Oberem Visé (*Gnathodus bilineatus*, *Paragnathodus commutatus*, *Paragnathodus nodosus*, etc.) enthalten. Bemerkenswert ist, daß Conodonten des höheren Oberdevon bis jetzt in den Spaltenfüllungen noch nicht festgestellt wurden.

Südwestlich von Rakacaszend werden die liegenden Marmore durch einen geringmächtigen (max. 1–2 m) Horizont purpur-gefärbter feinkristalliner geschieferter Marmore überlagert, die nur die oben genannten Conodonten des Oberen Visé beinhalten.

Zwischen den Ortschaften Rakacaszend und Rakaca zeigt die Rakacaszend-Marmor-Formation eine einheitliche Überlagerung durch einen maximal 100 m mächtigen detritischen Horizont (= „Zwischenschiefer“ [A. JÁMBOR, 1961]), der meist tektonisch auf einige wenige Meter reduziert ist und zu den basalen Anteilen der Szendrő-Phyllit-Formation vermittelt. Auf den Zwischenschiefer folgt mit unterschiedlicher Mächtigkeit (0–max. 200 m) die Rakaca-Marmor-Formation in karbonatischer Plattform- (Patch-reefs), Plattform-/Becken-Übergangs- und Beckenfazies. In der Plattformfazies sind die Gesteine gleich wie innerhalb der Rakacaszend-Marmor-Formation ausgebildet (meist blau-grau-weiß gebändert), während in der Beckenfazies bläulich-graue bis dunkelblaugraue, fein kristalline, ge-



- conglomerates, breccias
- sandstones
- shales
- pelagic limestone
- shallow water limestone

- tydites
- basic volcanic rocks
- A** anthracite
- stratigraphic gaps

- ① Rakaca Marble Fm.
- ② Verebeshegy Lmst. Mb.
- ③ Szendrő Phyllite Fm.
- ④ Rakacaszend Marble Fm.

- C** position and faunal elements of conodont mixed faunas
- ↑ continuation of the Paleozoic sections

Abb. 8.

Stratigraphische Tabelle des Karbons von Ungarn.

Nicht auszuschließen ist, daß die Topolcsány-Formation im Vorkommen Uppony ähnlich der Bischofalmfazies in den Karnischen Alpen bis in das Unterkarbon reicht.

bänderte Marmore (Verebeshegy-Kalk-Member) auftreten. Die Übergangsfazies zeigt alle Variationen zwischen den genannten Typen (Bezeichnung durch die lokalen Steinmetze als Schaumigmarmor). Conodonten aus Gesteinen der Beckenfazies deuten auf einen Zeitbereich, der im Oberen Visé beginnt (*Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Paragnathodus nodosus*) und durch das Serpukhov (*Gnathodus bilineatus bollandensis*) bis in das tiefere Bashkir

(*Idiognathoides noduliferus noduliferus*, *Idiognathoides sinuatus*, etc.) andauert. Diese Alterszuordnung kann auch auf die mit der Beckenentwicklung verzahnenden Übergangs- und Plattformfazies sowie die liegenden Anteile der Szendrő-Phyllit-Formation (Meszes Member) übertragen werden.

Südöstlich von Rakacaszend werden jedoch nur Olisthothrymmata der Plattform- und Beckenentwicklung

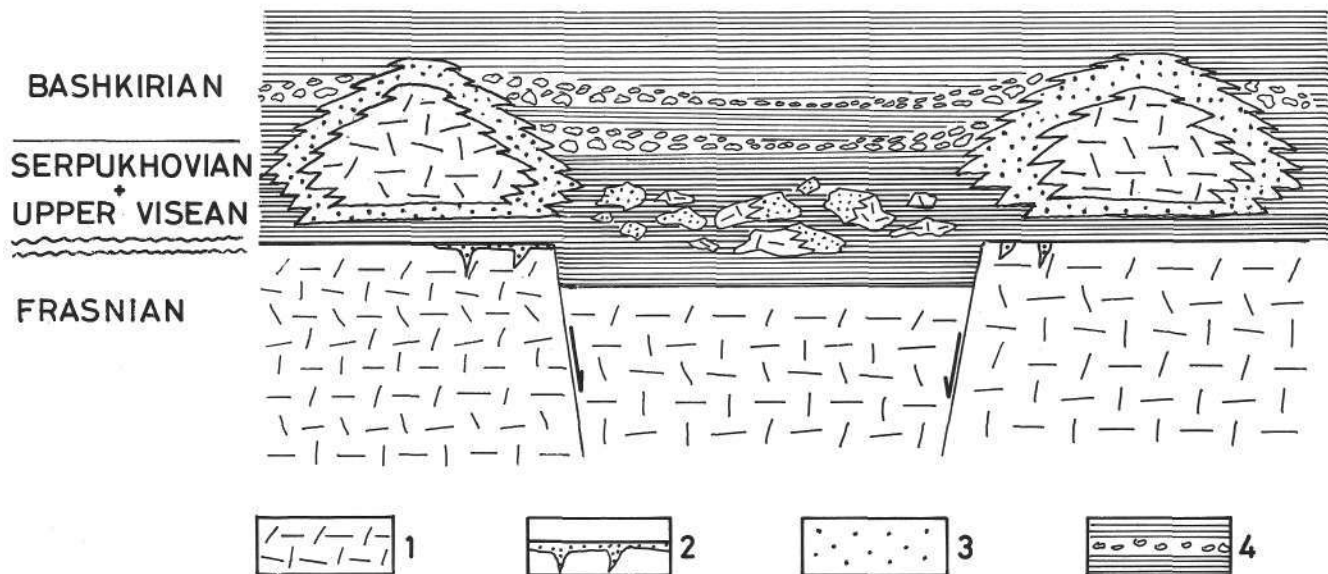


Abb. 9.

Rekonstruktionsbild für das Sedimentationsgeschehen im Mittelkarbon von Szendrő (S. KOVÁCS, 1988).

- 1) Karbonatplattform-Fazies. Hellblaugrauer, gebänderter, grobkristalliner Marmor (Frasne: Rakacaszend-Marmor-Formation; jüngeres Visé-älteres Bashkir: Rakaca-Marmor-Formation).
- 2) Pelagische Spaltenfüllungen (gelblichbrauner bis rötlicher, feinkristalliner Marmor) im Top der Rakacaszend-Marmor-Formation mit Conodontenmischfaunen aus dem Frasn bis jüngeres Visé.
- 3) Karbonatbecken-Fazies (jüngeres Visé bis älteres Bashkir), verzahnt mit den Patch-Riffen der Rakaca-Marmor-Formation (Verebeshegy-Kalk-Member: dunkelblaugrauer, feinkristalliner gebankter Marmor).
- 4) Szendrő-Phyllite (Flysch-ähnlich) mit Kalkolisthostromen.

innerhalb der Szendrő-Phyllite gefunden. Diese führen dieselben zuvor genannten Obervisé- bis Unterbaskir-Conodonten.

In der 500 bis 600 m mächtigen Szendrő-Phyllit-Formation treten im liegenden Meszes-Member dunkelgraue Phyllite auf, in denen Horizonte von Kalkolisthostromen, allodapischen Kalken und turbiditischen Sandsteinen weit verbreitet sind. Conodonten aus den resedimentierten Kalken deuten darauf hin, daß das Liefergebiet die vorhin genannten Plattform-Beckenkarbonate des Rakaca-Marmors waren. Untergeordnet sind in den gravitativ verfrachteten Kalken auch Komponenten des Mitteldevon und Tournais zu finden.

In den höheren Anteilen der Szendrő-Phyllit-Formation (jüngeres Bashkir) treten in den dunkelgrauschwarzen Phylliten nur mehr selten turbiditische Sandsteine auf. Der unreife Charakter des detritischen Materials wird durch den hohen Feldspatgehalt und die hohen Plagioklas/Quarz- bzw. Chlorit/Serizit-Verhältnisse angezeigt. Dies deutet auf rasche Erosion im Liefergebiet und raschen Transport (P. ÁRKAI, 1982, 1983).

Mit der Szendrő-Phyllit-Formation endet die bekannte paläozoische Schichtfolge des Szendrő-Gebirges.

Die Intensität der Metamorphose erreichte innerhalb der Rakaca-Einheit die Grünschieferfazies (400°C und 3 kb, P. ÁRKAI, 1983).

Die sedimentäre Entwicklungsgeschichte der Rakaca-Einheit kann kurz folgend zusammengefaßt werden (vgl. auch Abb. 9):

Im Frasn wurde die Karbonatplattform des Rakacaszend-Marmors abgesenkt. Zusätzlich wurde die absinkende Plattform von heftigen Bodenströmungen von Sedimenten freigehalten, sodaß bis in das späte Visé keine Sedimentschichten überliefert wurden. Die pelagischen Sedimente dieses Zeitraumes sind jedoch in den gelblich-braunen bis purpur gefärbten, feiner kristallinen Spaltenfüllungen und deren Conodonten-

mischfaunen des Frasn bis oberen Visé erhalten. Im jüngsten Visé, etwa zeitgleich zur sudetischen Phase, zerbrach nach einem kurzen aber einheitlichen detritischen „Event“ die Plattform. Auf als Hochzone verbleibenden Blöcken ging die Karbonatproduktion weiter. Es bildeten sich Patch-Reefkörper, die mit Beckensedimenten verzahnten (Rakaca-Marmor s. str., Verebeshegy-Kalk-Member). Im absinkenden Teilbereich begann nun eine turbiditische, tonig-sandige Flyschsedimentation.

Die Kalk-Olisthostrome, Olisthothrymmata bzw. allo-dapischen Kalke wurden fast ausschließlich von den zeitgleichen Karbonat-Builtups angeliefert (S. KOVÁCS, 1987; S. KOVÁCS, 1988 in Druck).

Nach dem unteren Bashkir kam die Sedimentation der Karbonate zum Erliegen. Überall in dem schlecht durchlüfteten Becken erfolgte nun eine feine detritische turbiditische Sedimentation.

4.2.1. Uppony-Einheit

Die nördliche Uppony-Einheit ist aus stark verschuppten, hauptsächlich karbonatischen Gesteinen des Mitteldevon – Mittel-/Oberkarbon aufgebaut. In der Überlagerung der metatuffitischen, „cipollino“-ähnlichen Abod-Kalke setzt das Karbon mit der nur einige m mächtigen Dedevár-Kalk-Formation mit bläulichen, purpurfarbenen oder einheitlich grauen Flaserkalke ein. Im Gegensatz zu den Abod-Kalken sind die Dedevár-Kalke frei von metatuffitischen Einschaltungen. Ihre Alterszuordnung in das Tournais stützt sich auf einige *Siphonodella*-Arten und *Polygnathus inornatus*, *Pseudopolygnathus* sp. etc., während tieferes Visé durch *Gnathodus delicatus* angezeigt wird. Im tieferen Visé ist weiters ein 1–2 m mächtiger Lydit-Horizont ausgebildet.

Der größte Teil des Uppony-Karbons wird aber durch die mindestens 200–300 m mächtige Lázberc-Formation eingenommen. Die Zeitspanne dieser Formation erstreckt sich aufgrund der in den Kalkhorizonten gefundenen Conodonten vom Obervisé (*Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Paragnathodus nodosus*) bis in das Unter-Bashkir (*Idiognathoides sinuatus*, *I. noduliferus noduliferus* etc.). Unterschiedlich zu der Szendrő-Phyllit-Formation finden sich in der Lázberc-Formation keine Hinweise auf Resedimentation karbonatischer Materialien. Die Formation setzt sich aus Wechsellagerungen bläulich-grauer und dunkel-blaugrauer, feinkristalliner, dünn-dickbankiger und manchmal plattig ausgebildeter Kalke und grauer, grünlich oder gelblich anwitternder Schiefer zusammen. Untergeordnet treten auch geschieferte Mergel und Kalkschiefer auf. In einem Bereich der südlichen Uppony-Einheit treten Wechsellagerungen von Schiefern und Sandsteinen ohne Kalkeinschaltungen auf.

Örtlich zeigen die Kalke nur geringe Umkristallisation. Dort kann die ursprüngliche Mikrofazies noch erkannt werden: Es waren Mikrite – Biomikrite mit Echinodermen-Fragmenten, Ostracoden und ? kalzitisch erhaltenen Radiolarien. Das niedrige Felspat/Quarz- und Chlorit/Serizit-Verhältnis deutet auf ein reifes detritisches Material (P. ÁRKAI et al., 1981; P. ÁRKAI, 1982). Der Ablagerungsraum war ein ruhiges Becken mit reduzierendem Milieu im Bodenbereich.

In einer schmalen Zone im südlichen Teil der Uppony-Einheit sind zusätzlich grobkörnigere, karbonatische detritische Gesteine in einer Mächtigkeit von einigen 10er-Metern aufgeschlossen. Es sind meist graue, mittel- bis grobkörnige, massige bis dickbankige, kalkige Sandsteine bzw. bläulich-graue, sandige Kalke.

Zusätzlich finden sich Feinkonglomerate und geröllführende Sandsteine mit kleinen weißen Quarzit- und schwarzen Lyditgeröllen (max. Durchmesser von 1–2 cm) und bläulich-graue, feinkörnige, mitunter Crinoiden führende Kalke, die oft auch in 1–2 m großen Linsenkörpern oder intraformationellen Kalkbrekzien auftreten. Das Alter dieser Gesteine kann mangels geeigneter Fossilfunde nicht angegeben werden. Die gut gerundeten Quarzit- und Lyditgerölle deuten aber auf Upliftbewegungen irgendwo im Hinterland. Deshalb werden diese Gesteine als die jüngsten Bildungen des Uppony-Paläozoikums angesehen und mit der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges verglichen. Diese Korrelation wird durch Ähnlichkeiten der Sandsteine beider Lokalitäten in Lithologie, Textur und Mineralbestand unterstützt (J. IVANCSICS).

4.2.2. Tapolcsány-Einheit

In der südlichen Tapolcsány-Einheit ist Karbon bisher noch nicht biostratigraphisch nachgewiesen. Nur die 50–100 m mächtige Élesko-Formation wird versuchsweise als ein mittelkarboner Olisthostromkörper interpretiert. Als Olistholithe finden sich bläulich-graue, pelagische Kalke (manchmal mit Styliolinen), die in einer Matrix von kalkigen Schiefern, siltigen Schiefern und geschieferten Mergeln eingebettet sind. Das Alter der Kalkblöcke erstreckt sich aufgrund der nachgewiesenen Conodonten vom oberen Ems (*Polygnathus serotinus*) bis in das tiefere Famenne (*Palmatolepis perlolata*, *P. subperlolata*, *P. glabra* ssp., etc.).

Früher wurde die Tapolcsány-Formation s. l. (in der älteren Literatur als „Illrd Series“ bezeichnet) als das jüngste Schichtglied des Uppony-Paläozoikums be-

trachtet, als verbindendes Element zum Bükk-Karbon angesehen und als Flysch interpretiert (K. BALOGH, 1964; H. KOZUR & R. MOCK, 1977; H. W. FLÜGEL, 1980). Innerhalb dieser Einheit sollten aber drei Formationen unterschieden werden, die aufgrund ostalpiner Analogien folgend korreliert werden könnten:

- Oberordovizium
Rágyincsvölgy Quarzsandstein-Formation; Csernelylvölgy Sandstein-Formation (Grauwacken).
- Silur
Tapolcsány-Formation s. str. (dunkle kalkfreie Schiefer, schwarze Radiolarien führende Lydite, schwarze und graue kieselige Schiefer mit basischen Vulkaniten).

Keine dieser Formationen besitzt Flyschcharakter, Resedimentation fehlt völlig und weiters zeigt das reife Sedimentmaterial der Tapolcsány-Formation s. str. ein ganz anderes Erscheinungsbild als das der flyschoiden Szendrő-Phyllit- und der Szilvásvár-Formation (P. ÁRKAI, 1982, 1983).

Die Schichtfolgen des Uppony-Paläozoikums (sowohl der Uppony- als auch der Tapolcsány-Einheit) wurden bei 350°C und 2,5 kb in der hohen Anchizone metamorph überprägt (P. ÁRKAI, 1983).

4.3. Bükk-Gebirge

Das Paläozoikum des Bükk-Gebirges beginnt mit der flyschoiden Szilvásvár-Formation: dunkelgraue bis schwarze Schiefer, geschieferte Siltsteine mit feinkörnigen, häufig gradierten Sandstein-Einschaltungen. Selten treten geröllführende Sandsteine und „konglomeratische“, silicoklastische Olisthostrome auf. Einschaltungen von Karbonaten fehlen völlig. Das hohe Feldspat/Quarz- und Chlorit/Serizit-Verhältnis charakterisiert eine geringe Reife des detritischen Materials (P. ÁRKAI, 1982, 1983).

Biostratigraphische Daten sind bis jetzt noch nicht verfügbar. Aufgrund ihrer Position unter der Mályinka-Formation muß die Szilvásvár-Formation jedoch älter als oberes Moskow sein. Die sedimentäre Fazies und der prämetamorphe Mineralbestand ist ident mit der oberen Szendrő-Phyllit-Formation (P. ÁRKAI, 1982). Aufgrund dieser Beobachtungen kann die Szilvásvár-Formation in stratigraphischer Hinsicht eventuell als die Fortsetzung der Szendrő-Phyllite oder sogar z. T. sogar als zeitgleiche Bildung angesehen werden. Die Mächtigkeit der Szilvásvár-Formation wurde von K. BALOGH (1964) auf ca. 1100 m geschätzt.

Überlagert wird die Szilvásvár-Formation durch die karbonatisch-klastische Flachwasserentwicklung der Mályinka-Formation, die sich durch ihren Fossilreichtum auszeichnet. Sie besteht aus einer 400–500 m mächtigen Wechsellagerung dunkelgrauer-schwarzer, teilweise fossilführender Schiefer, Siltsteinen, Sandsteinen und grauen bis blaugrauen, fossilführenden Kalken und Quarzkonglomeraten. Die detritischen Gesteine zeigen im Vergleich zur Szilvásvár-Formation keinen turbiditischen Charakter. Die häufigsten Fossilien sind Fusuliniden, Korallen, phylloide Algen, Dasycladaceen, Brachiopoden, Bivalven, Crinoiden etc.

Aufgrund der Fusuliniden und Conodonten wird das Alter dieser Formation vom oberen Moskow (Podolskian und Myachkovian) bis ins Gzhelien angegeben (ROZOWSKAYA, 1963; H. KOZUR, 1984). H. KOZUR (1984)

schließt jedoch nicht aus, daß die oberste Fusulinenkalk-Linse bei Csikorgó ins Asselian gehört.

Es hat den Anschein, daß zwischen der Ablagerung der Szilvásvár-Formation und Mályinka-Formation kein tektonisches Ereignis stattfand; K. BALOGH (1964) schied sie nicht einmal als getrennte Formationen aus! Der sedimentäre Kontakt zwischen den turbiditischen feinklastischen Gesteinen der Szilvásvár-Formation und den basalen Karbonaten der Mályinka-Formation ist aus dem Kern der Bohrung Nagyvisnyó-18 ersichtlich (S. KOVÁCS et al., 1983).

Äquivalente der Rattendorfer Schichten und Trogkofel-Kalke fehlen im Bükk-Paläozoikum. Die Mályinka-Formation als Gegenstück zu den südalpinen Auernig-Schichten wird nach den letzten Bohrergebnissen (PELIKÁN, pers. Mitt.) von der Evaporit-führenden lagunären Szentlélek-Formation mit einem geringmächtigen Kalkbrekzienhorizont an der Basis (wahrscheinlich mit der Tarviser Brekzie der Karnischen Alpen korrelierbar) überlagert.

Der Grad der metamorphen Überprägung nimmt im Jungpaläozoikum der nördlichen Bükk-Antiklinale vom W (diagenetische Zone) nach E bis in die Epizone zu (P. ÁRKAI, 1983).

Die Mályinka-Formation wurde auch in der Bohrung Nagybatony-324 NW der Darnó-Störung angetroffen (S. KOVÁCS & A. BERCI-MAKK; H. KOZUR, 1984).

4.4. Balaton-Linie

In Transdanubien sind Sedimentgesteine des Karbons nur entlang der Balaton-Linie zwischen dem Plattensee und den Velence-Hügeln bekannt. Nach einer persönlichen Mitteilung von A. DUDKO kann die Schichtfolge von Szabadbattyán als das normale Basement des Transdanubikums an der S-Flanke der Synklinale angesehen werden.

Die flachmarine Szabadbattyán-Kalk-Formation besteht aus schwarzen bituminösen Kalken mit zwischengeschalteten grünlich-grauen Sandsteinen, dunkelgrau-schwarzen Siltsteinen/Schiefern und grünlich-grauen pelitischen Kalken. Teilweise war diese Schichtfolge von einer ankeritischen Metasomatose betroffen. Bekannt ist die Szabadbattyán-Kalk-Formation nur aus Untertageaufschlüssen (Bergbaue, Bohrungen). Detailbeschreibungen gehen auf J. KISS (1951), A. FÖLDVÁRI (1952) und G. LELKES-FELVÁRI (1987) zurück. Aufgrund der unvollständigen Abfolgen sind weder die Mächtigkeit noch das Liegende oder Hangende genau bekannt. Die derzeit nachgewiesene Maximalmächtigkeit (119,4 m) geht auf die Bohrung Szabadbattyán-1 zurück.

Die schwarzen fossilführenden Kalke beinhalten Korallen, darunter *Hexaphyllia mirabilis* (A. FÖLDVÁRI, 1952; S. MIHÁLY, 1973), Brachiopoden (*Giantoproductus transdanubicus*, etc.; [A. FÖLDVÁRI, 1952; Cs. DETTRE, 1971]), Foraminiferen, Crinoidendetritus, Kalkalgen (*Girvanella* sp. [M. MONOSTORI, 1978]). Aufgrund dieser Fauna wird die Szabadbattyán-Formation von allen genannten Autoren in das Obere Visé eingestuft.

Das Füle-Konglomerat, das auch obertags ansteht, ist eine weitere Karbon-Formation dieser Region. Diese Molasse-ähnliche fluviatile Abfolge besteht aus grauen und rötlich gefärbten Konglomeraten und Sandsteinen mit Einschaltungen pflanzenführender Siltsteine und

Schiefer (meist mit *Pecopteris* und *Cordaites* [S. MIHÁLY, 1980]). Im Geröllspektrum herrschen Quarzite, Glimmerquarzite und Quarzphyllite vor (G. LELKES-FELVÁRI, 1978). Die aus einem Bohrloch bekannte Maximalmächtigkeit erreicht 600 m; Pflanzen und Sporomorpha geben als Alter Westfal-Unteres Stefan an (A. BARABAS-STUHL, 1971).

5. Paläogeographie

Paläogeographische Rekonstruktionen der ost- und südalpinen Karbonvorkommen sind nicht zuletzt wegen einer z. T. noch immer unzureichenden Kenntnis der alpidischen Vorgänge in vielen Punkten unsicher. Die Verbindung der klassischen sedimentären Karbonvorkommen mit dem Altkristallin, die primäre Position der einzelnen Vorkommen zueinander, Alter und Auswirkung variszischer und alpidischer Orogenphasen, die Platznahme des Drauzuges, die Herkunft exotischer Gosaugerölle, Bedeutung und Verlauf des Periadriatischen Lineaments und die faziell-stratigraphische Vergleichbarkeit des österreichischen Karbons mit jenem Ungarns sind einige Fragen, die in den letzten Jahren zunehmend diskutiert wurden. Ein Teil der angeführten Probleme ist derzeit noch nicht befriedigend gelöst. Es wird daher von unserer Seite auf die Darstellung eines allgemein gültigen paläogeographischen Modells verzichtet. Aus der Vielzahl von Vorstellungen greifen wir aber einige markante Fakten und Denkanstöße heraus, die zusammen mit vielleicht visionären Gedanken die Richtung andeuten, in die sich in Zukunft ein gültiges Gesamtmodell entwickeln könnte.

Ein roter Faden durch die zuletzt publizierten Modelle ist die primäre Position des ostalpinen Karbons zwischen dem Altkristallin im Norden und einem synchron einsinkenden Flyschtrog (Hochwipfelflysch) im Süden. Zwischen den Ost- und Südalpen fehlt aber auf jeden Fall ein voralpidischer Krustenstreifen unbekannter Breite! Dies führte H. W. FLÜGEL (1977) auf primär getrennte Ablagerungsräume oder eine postpaläozoische Amputation im Übergangsbereich zurück.

Ungarische Geologen glauben, dieses fehlende Krustensegment im östlichen Teil der Pelsö-Haupteinheit wiederzufinden. Bezogen auf permische und mesozoische Fazieszonen ist es das Transdanubikum.

Die räumliche Eingliederung der einzelnen Teilbereiche in das präorogene Variszikum beinhaltet in den verschiedenen Modellen als offene Punkte u. a. eine unterschiedliche Position des Mittelkärntner-Murauer Paläozoikums (Gurktaler Decke) zur Norischen Decke der Grauwackenzone und eine nicht näher definierte Lage des Grazer Paläozoikums. F. NEUBAUER & U. HERZOG (1985) sehen in den karbonen vulkanoklastischen Gesteinen des Mittelkärntner Raumes ein zum Hochwipfelflysch vermittelndes Faziesglied. Wir lehnen diese Vorstellungen aber mangels geeigneter Evidenzen ab.

Im altalpidischen Deckenbau des Grazer Paläozoikums findet sich ein stärker metamorpher Unterbau, der an das Paläozoikum der Gurktaler Decke erinnert, über dem das klassische Paläozoikum der Rannach- und Hochlantsch-Decke in nicht- bis anchimetamorpher Ausbildung zu liegen kommt. Die Beziehungen des Grazer Paläozoikums zur Gurktaler Decke sind unklar, obwohl im Süden Gesteine, die mit der Gurktaler

Decke vergleichbar sind, bis auf 10 km an das Grazer Paläozoikum herankommen. Die Position beider Großvorkommen zueinander kann aber auch durch Bohraufschlüsse im Oststeirischen Becken nicht geklärt werden, da eine Zuordnung der erbohrten Paläozoika nicht einwandfrei möglich ist (vgl. H. W. FLÜGEL, 1988; F. EBNER, 1988).

Eine wichtige Frage für die Klärung der paläogeographischen Beziehungen ist das Alter der variszischen Tektonik in den einzelnen Einheiten.

- Grauwackenzone (Norische Decke) und Mittelkärnten:
Sudetisch-asturisch; kontinentale Molasse mit fraglichem Beginn im jüngsten Oberkarbon.
- Grazer Paläozoikum (Rannach-, Hochlantsch-Decke):
Bis in den Grenzbereich Namur/Westfal ist keine gefügeprägende Phase nachweisbar (F. EBNER, 1978a, b; Ch. ZIER, 1981, 1983). Molasseentwicklungen sind nicht bekannt.
- Veitscher Decke:
Variszische Metamorphose- und Deformationsercheinungen sind nicht nachweisbar (L. RATSCHBACHER, 1984, 1987; L. RATSCHBACHER & K. KLIMA, 1985).
- Karbon von Nötsch:
Postorogene Molasse mit einem zeitlichen Umfang von Visé bis Westfal. Spätvariszische (saalische) Tektonik ist derzeit nicht beweisbar.
- Südalpen:
Die variszische Haupttektonik fand im Westfal statt. Es folgte im jüngsten Mittelkarbon ab Westfal D bzw. Miatschkovo (Moskau-Stufe) die marine Auer-nig-Molasse.
- Bükk-Einheit:
Im Szendrő- und Uppony-Gebirge manifestiert sich die sudetische Phase im Obervisé durch den Beginn klastischer Sedimentbeeinflussung. Im Szendrő-Gebirge ist damit auch der Beginn einer flyschartigen Sedimentation verbunden. In beiden Gebieten ist eine ununterbrochene klastisch/karbonatische Sedimentation mindestens bis in das untere Bashkir biostratigraphisch nachgewiesen, die sich sicherlich in einer reinen klastischen Sedimentation fortsetzt, wofür bisher aber noch keine biostratigraphischen Daten existieren.
Im Bükk-Gebirge ist der Flysch sicher älter als Ober-Moskau (Prä-Miatschkovo). Fossilfunde fehlen aber ebenfalls. Winkeldiskordanzen oder Metamorphoseunterschiede konnten, ähnlich den Verhältnissen im Jadar-Paläozoikum NW Serbiens (M. DIMITRIJEVIĆ, 1982), zwischen der Szilvásvárad- und der Mályinka-Formation nicht festgestellt werden.
Die Szendrő-Pyhlit-Formation (besonders in ihren hangenden Anteilen) und die Szilvásvárad-Formation zeigen eine vergleichbare turbiditische Fazies und gleichen prämetamorphen Mineralbestand (P. ÁRKAI, 1983). Es ist daher gut möglich, daß sich beide in stratigraphischer Hinsicht überlappen und die Szilvásvárad-Formation die primäre Fortsetzung der Szendrő-Pyhlit-Formation bildet. Da es unwahrscheinlich ist, daß ein tektonisch-metamorphes Ereignis diese Flyschentwicklung abschloß (P. ÁRKAI [1983] konnte keine variszische Metamorphose nachweisen), sind in der Bükk-Einheit keine Spuren einer variszischen Orogenese erkennbar.

- Gemerikum (Slowakei):
Nachweis einer bretonischen Orogenese verbunden mit Metamorphose; danach vom späten Visé ~ ?Stefan Sedimentation einer marinen und einer kontinentalen permischen Molasse (S. VOZÁROVA & J. VOZÁR, 1988).
Die marine Molasse zeigt einige litho- und biofazielle Beziehungen zum Karbon von Nötsch und der Veitsch. Vergleiche der Badstubb-Brekzie mit dem Bindt-Rudnany-Konglomerat können im Hinblick auf das Basement interessant sein.
- Balaton-Gebirge (Szababattyán, Füle):
Ein entlang des Gailtal-Balaton-Lineaments auftretender, oder entlang dieser Linie verschobener Span mit Sedimenten vom Typus Nötsch.

Hinweise auf bretonische Deformationsakte sind in den sedimentären Schichtfolgen nicht nachweisbar, obwohl in der Norischen Decke der Grauwackenzone in Mittelkärnten, dem Grazer Paläozoikum und in den Südalpen in dem dafür in Frage kommenden Zeitraum Schichtlücken, Aufarbeitungshorizonte, Erosionsniveaus, verbunden mit Conodontenmischfaunenbildungen, und offensichtlich auch eine Verkarstung weit verbreitet sind. Dafür ist sicherlich eine verstärkte synorogene Tektonik, verbunden mit weiträumigen Meeresspiegelschwankungen (Oberdevon-Regression infolge kontinentaler Vereisung auf der Südhalbkugel) verantwortlich. Die Schichtfolgen des Flachwasserkarbons (Nötsch, Veitsch) betrachtete H. W. FLÜGEL (1977) als zur bretonischen Phase bezogene postorogene Plattformentwicklungen, die ohne Zwischenschaltung altpaläozoischer Sedimente transgressiv einem mesozonalen Kristallin auflagern (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

Hinweise dafür sind Kristallinkomponenten in der Badstubbekkie von Nötsch (C. EXNER, 1983) bzw. östlich von Bruck an der Mur der Kontakt der Veitscher Decke mit der „Prieselbauer Kristallinscholle“, in der eine intradevonische Metamorphose nachgewiesen wurde (F. NEUBAUER et al., 1987).

Das postbretonische Karbon der Gemeriden überlagert direkt die Schuppenstruktur der epizonal metamorphen Racovec-Serie und nicht mesozonales „Altkristallin“. Sollte für Veitsch und Nötsch ein ähnlicher Fall angenommen werden, so würde dies provokativ eine Gleichstellung des gemerischen Paläozoikums mit der Nördlichen Grauwackenzone nach sich ziehen. Nahezu fehlende Biostratigraphie, das untergeordnete Auftreten von Karbonaten und mächtige mafische Gesteine in der Racovec-Serie erschweren diese Entscheidung.

Aus der zeitlichen Abfolge der Orogenphasen wird ein N-S-Wandern der variszischen Orogenfront abgeleitet (H. P. SCHÖNLAUB, 1979 u. a.). Lediglich das Grazer Paläozoikum fällt aus diesem Schema heraus.

N-S-gerichtete Unterschiede in der orogenetischen Ausgestaltung zeigen sich auch im Gemerikum mit einer nachgewiesenen bretonischen Phase und in der südlich davon gelegenen Bükk-Einheit, in der keine variszische Phase nachgewiesen werden kann. Berücksichtigt man das E-gerichtete „Escape“ der Pelső-Haupteinheit (Drauzug-Transdanubikum-Bükk-Gemerikum), so fällt das Grazer Paläozoikum aufgrund seiner ursprünglichen Nachbarschaft zum Szendrő-Uppony-Paläozoikum nicht mehr aus dem Rahmen!

Die heutige Position der Veitscher Decke und des Karbons von Nötsch im alpidischen Deckenbau versuchte H. W. FLÜGEL (1977, 1980) dadurch zu erklären, daß das allseits von tektonischen Linien begrenzte Nötscher Karbon ein tektonisches Fenster und keinen Transgressionsverband mit dem Drauzug bildet und der Karbontrog von Nötsch und Veitsch außerdem schräg zum alpidischen Streichen verlief.

Nach der Ansicht von S. Kovács stellt das Karbon von Nötsch und in ähnlicher Weise Szabadbattyán einen kleinen verschobenen Span innerhalb der Gailtal-Balaton-Strike-slip-Zone dar.

Da für Tektonik und Metamorphose im Karbonhinterland nur kurze Zeit zur Verfügung stand, in der sich kaum größere Überlagerungsmächtigkeiten bilden konnten, deuteten A. PILGER (1975) und H. W. FLÜGEL (1977) an, daß für die Erzeugung des variszischen Metamorphosebildes der Ostalpen auch tektonische Versenkung und Deckenstapelung notwendig wären.

Antworten auf die angeschnittenen Fragen geben Modellvorstellungen, die versuchen, das mittelostalpine Kristallin mit dem sedimentären klassischen Karbon zu verknüpfen.

W. FRISCH et al. (1984) sehen in den ostalpinen altpaläozoischen Abfolgen überwiegend Schelfsedimente mit Einschaltungen von Vulkaniten. In der ersten Teilphase der variszischen Orogenese bildeten sich im

Karbon SE-vergente Abscherdecken, syntektonische Flysche und Granitoide im Zusammenhang mit einer Regionalmetamorphose. Aufbauend auf diesem Modell gehört das Flachwasserkarbon (Nötsch, Veitsch) nach L. RATSCHBACHER (1984, 1987) einem Ablagerungsbe- reich über dem ostalpinen Kristallin an, dessen altpaläozoisches Dach bei der bretonischen Orogenese nach Süden abglitt und dessen Basement granitisch intrudiert wurde (370–320 Mio. J.). Heraushebung und tiefreichende Erosion stellen nun den klastischen Input für die Veitscher Decke bereit. Die übrigen ostalpinen Vorkommen nehmen eine weiter im Süden gelegenen Sedimentationsraum ein, der ebenfalls über dem ostalpinen Basement liegt (postbretonisches Becken). Für ein mögliches Hinterland und Liefergebiet der Klastika der Veitscher Decke wird aufgrund der Schwermineralspektren das unterostalpine Kristallin gehalten. Nach diesem Modell war daher die Anordnung der Faziesbereiche im postbretonischen Becken von Nord nach Süd wie folgt:

- Veitscher Decke (küstennah)
- Nötsch (offshore)
- Andere ostalpine Karbonvorkommen (Becken)
- Südalpen (Flysch).

Für den Gemer-Bükk-Bereich kann folgende Faziesanordnung rekonstruiert (Abb. 10) und Korrelation mit den Ost- und Südalpen erstellt werden:

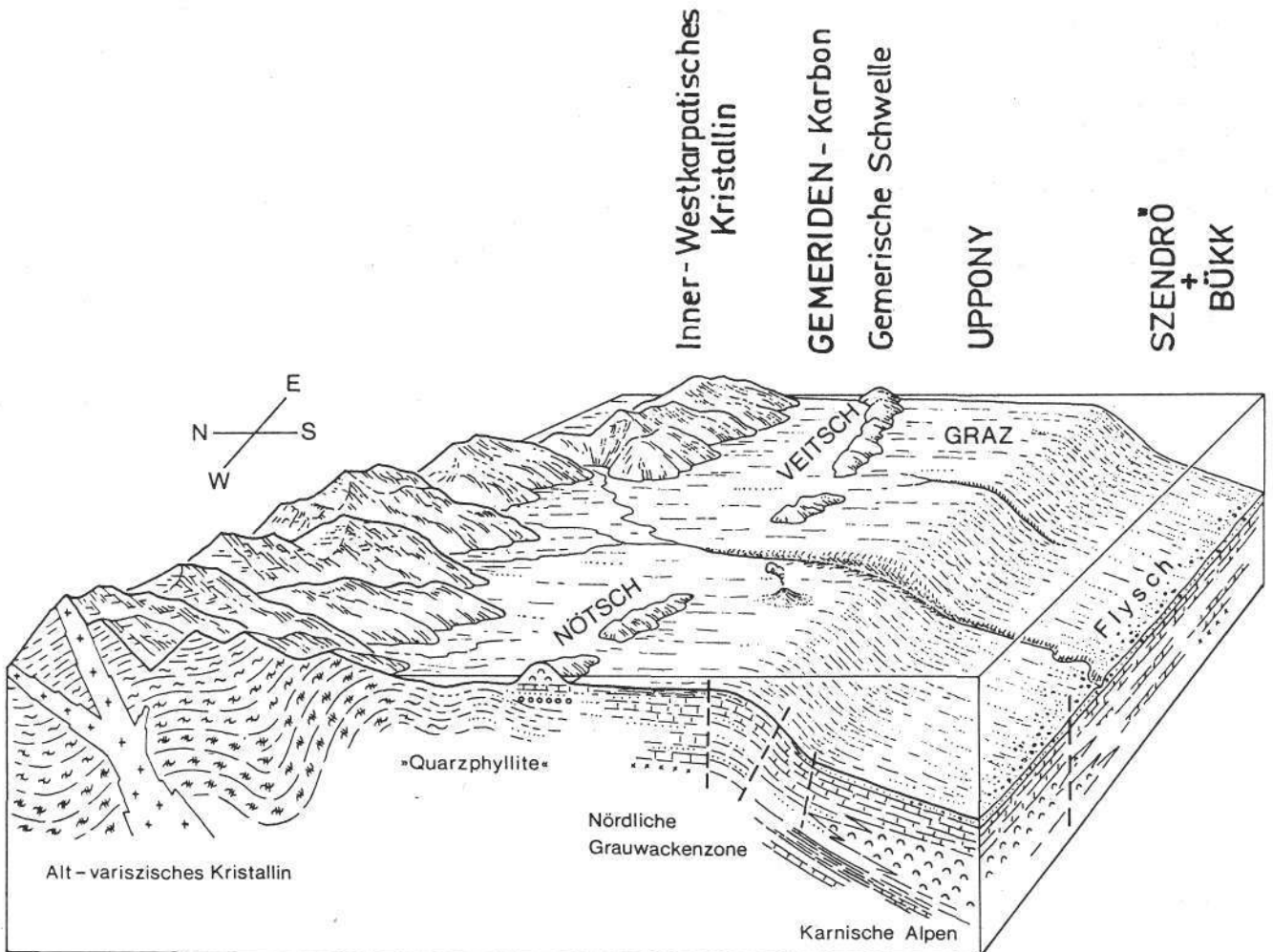


Abb. 10. Korrelation und paläogeographisches Schema der Mittelkarbon-Vorkommen der Gemer-Bükk-Einheiten mit denen der Ost- und Südalpen (Karnische Alpen, S-Karawanken).

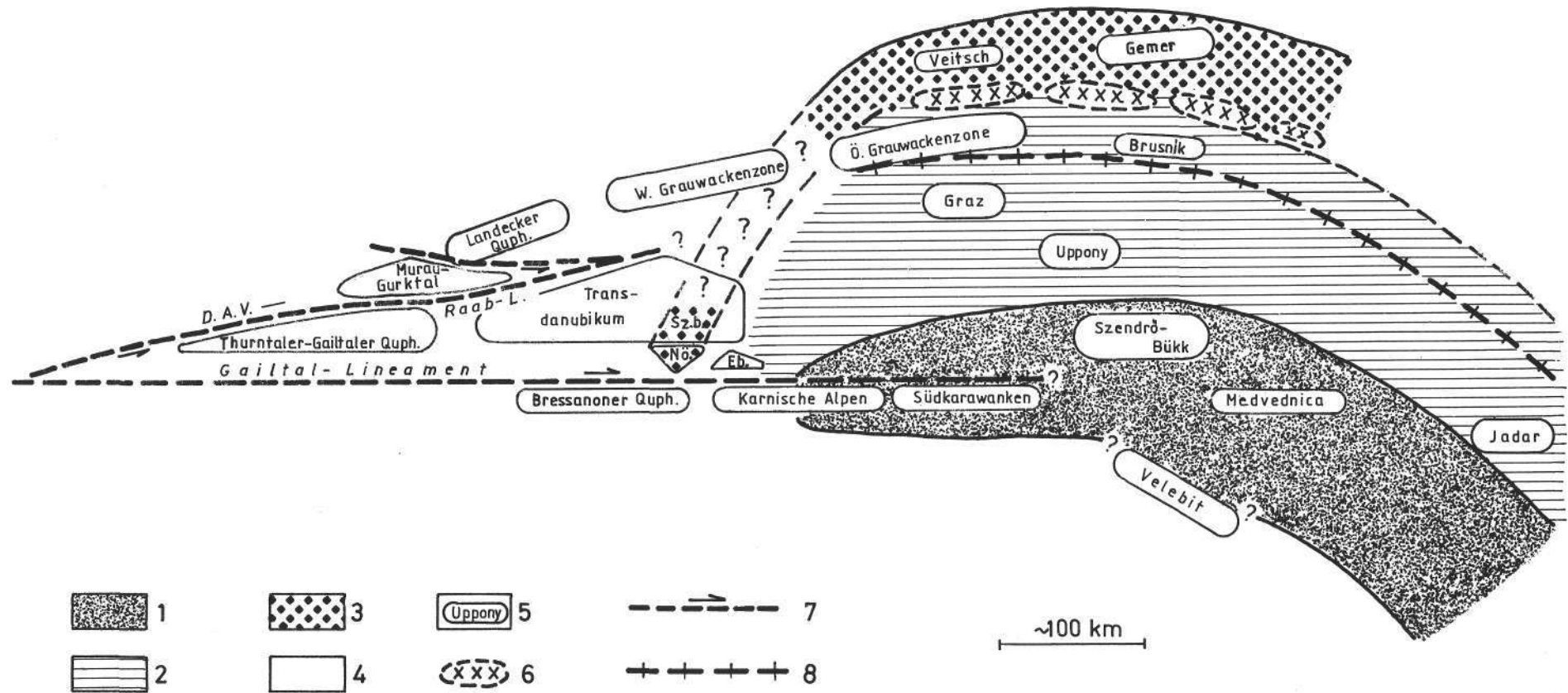


Abb. 11.

Provokative Rekonstruktion der mittelkarbonen paläogeographischen Situation am NW-Ende des alpin-dinarischen Armes der „Karbon-Tethys“ (S. Kovács).

1 = Flyschentwicklung; 2 = Karbonatisch-klastischer Flachwasserschelf; 3 = Post-variszische Frühmolasse; 4 = Landgebiete (frühvariszisches Gebirge); 5 = heutige tektonische Einheiten; 6 = Basischer Vulkanismus; 7 = Jüngere Strike-Slip Zonen (die Linksseitenverschiebung zwischen den Landecker Quarzphylliten und der Gurktaldecke nach A. TOLLMANN, 1987, 105–106, Abb. 3–4); 8 = Verlauf der zukünftigen Vardar-Riftzone.

Sz.b. = Szabadbattyán; Nö. = Nötsch; Eb. = Ebriach; Quph. = Quarzphyllit.

Gemicum (küstennah), Korrelation mit Veitsch und Nötsch

Uppony (klastischer Außenschelf) Korrelation mit Graz und

Szendrő/Bükk-Gebirge (Flyschbecken), Korrelation mit Karnischen Alpen und Südkarawanken.

F. NEUBAUER (1988) führte das frühvariszische Geschehen auf Plattenkonvergenzen zurück, wobei eine im Südosten gelegene Platte mit ozeanischen und kontinentalen Anteilen eine im Nordwesten gelegene unter-schiebt. Als Folge dieser Kollision erfolgt im Unterkarbon neben Deckenbewegungen im Altkristallin Metamorphose, Granitoidintrusionen und die Ausbildung eines Akkretionskeiles (Plankogelserie der Koriden). Mit dieser Vorstellung erklärt F. NEUBAUER im Hinterland die Ausbildung einer internen Metamorphit-Batholith-Zone, an die südlich eine externe Sedimentationszone anschließt, in der die Karbonvorkommen von Nötsch und Veitsch als frühvariszische Molassebildungen auf einem klastisch dominierten Schelf in nördlicher Position abgelagert wurden. Mikrotektonische Untersuchungen zeigen, daß im Unterkarbon im Altkristallin die tektonischen Bewegungen parallel zum Streichen der Züge orientiert waren. Das deutet darauf hin, daß die subduktionsbezogene Konvergenzphase durch eine transpressive oder laterale Bewegungsphase abgelöst wurde, wobei auch die südlich des Tauernfensters auftretende Schlingentektonik ebenfalls noch während des Unterkarbons aktiv war und auf Lateralbewegungen hinweist.

Neuerlich auflebende Tektonik im Oberkarbon ließ die Deckenstapel vermutlich gravitativ unter nur geringer interner Deformation weiter nach Süden abgleiten, wobei sich besonders im kristallinen Basement die tektonischen Vorgänge bis ins Perm fortsetzten. Verbunden mit dieser asturischen Phase ist die Ausbildung der postvariszischen kontinentalen Molassesedimentation, die im Drauzug erst im Unterperm, in der Gurktaler Decke, der Grauwackenzone und dem Nösslacher Joch schon im Oberkarbon in durch Bruchtektonik kontrollierten Becken einsetzt. In den Südalpen wird nach der asturischen Phase eine marine Molasse abgelagert.

6. Probleme – Ausblick

Die ursprüngliche Beziehung und räumliche Verteilung der einzelnen ost- und südalpinen Karbonvorkommen Österreichs zueinander und zu denen Ungarns ist nach wie vor ein großes Problem. Versuche, eine Lösung zu finden, fehlten denn auch nicht und sind in mehreren oft stark divergierenden paläogeographischen Rekonstruktionen in den vergangenen Jahren von verschiedenen Autoren (siehe vorhergehendes Kapitel) vorgeschlagen worden.

Seither hat sich allerdings die Kenntnis über das Karbon in Österreich und Ungarn in wesentlichen Punkten erweitert und verändert. Im folgenden teilen wir neben ersten geologischen Fakten aber auch bloße Vermutungen mit, die sich derzeit andeuten und vielleicht eine gründliche Revision älterer Bearbeitungen bzw. ergänzende Untersuchungen erfordern. Von ihrem Ergebnis und ihrer Bewertung wird es abhängen, welche Konsequenzen sich daraus für paläogeographische Fragen und Modellvorstellungen im Karbon ergeben.

1
Im Karbon der Südalpen wurde bisher das Phänomen synorogener, gravitativ verfrachteter Gesteinskörper verschiedener Größenordnungen offensichtlich stark unterschätzt. Im tieferen Teil des Flysch der Hochwipfel-Formation treten proximale Rutschmassen, Geröllströme und Olisthostrome auf, die Gerölle von wenigen mm bis viele 100 m führen können. Als Verfrachtung „en bloc“ bietet sich insbesondere der „Feldkogel-Zug“ an, ein devonischer Flachwasserkalk- und Dolomitkörper, der im nordvergenten Schuppenbau der Karnischen Alpen ein Fremdelement ist. Die primäre Unterlage der Devonkalkplatte sind vermutlich silurische Kieselschiefer und klastisches Oberdevon. Ähnliches gilt für den Widlflysch der Ostkarawanken, in dem die diversen Kalkklippen (Pasterk-, Rappold-, Christophorus-Felsen etc.) eventuell Olistholithe darstellen.

Weiters sind Olisthostrome im Szendrő-Gebirge für die tieferen Anteile der Szendrő-Phyllit-Formation (Meszes Member) charakteristisch.

2
Im jüngsten Visé werden Kalkgerölle aus extrem flachem Wasser in den Flyschtrog geschüttet. Sie stammen aus einer heute nicht mehr existierenden stark gegliederten Plattformentwicklung, die sich im jüngeren Unterkarbon in einem wohl nördlich (?) der heutigen Südalpen gelegenen Schelf ausbildete.

Möglicherweise könnte ursprünglich der Rakaca-Marmor diese Position eingenommen haben.

Die Kalk-Olisthostrome der Szendrő-Phyllit-Formation stammen von zeitgleichen Plattformen (patchreefs) der Rakaca-Marmor-Formation und der damit verzahnenden Beckenfazies (Verebeshegy-Mb.). Derartige Faziesverzahnungen mittelkarboner Karbonatplattformen mit Beckensedimenten sind weiters aus Kroatien von den Medvenica Bergen NW Zagreb bekannt (Z. DURDANOVIĆ, 1973; V. KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1981).

3
Es ist sehr wahrscheinlich, daß die von H. P. SCHÖNLAUB (1985) im Karbon von Nötsch gefundenen conodontenstratigraphisch gleich alten Kalkgerölle ebenfalls von diesem Schelfgebiet stammen. Es entwickelte sich im Unterkarbon vermutlich auf Teilen des frühvariszischen Gailtalkristallins bzw. auf Eisenkappler Altkristallin.

4
Das Karbon in der Veitscher Decke ist als postorogene, flach marine, küstennahe Molasse aufzufassen, die zwischen Visé und Westfal A-C gebildet wurde. Trifft die letzte Altersangabe zu, so war die die Südalpen prägende variszische Hauptdeformation (= Asturische Phase) im Bildungsraum der Veitscher Decke zu dieser Zeit anscheinend unwirksam.

5
Die in der Stangnock-Formation auftretenden Orthogneisgerölle werfen großtektonische Konsequenzen auf, da sie petrographisch und geochemisch mit den Bundschuh- und Priedröfnaisen des die Gurktaler Decke unterlagernden Altkristallins Übereinstimmung zeigen (H. FRIMMEL, 1986a, b). Daraus folgerte K. KRAINER (1989a, b), daß zur Zeit der oberkarbonen Molas-

sesedimentation das Paläozoikum der Gurktaler Decke und das Altkristallin benachbart waren. Damit wird eine Richtung zu dem von W. FRANK (1987) vs. A. TOLLMANN (1959, 1975, 1977) entworfenen Modell eingeschlagen. Danach hat das Altkristallin in diesem Bereich eine „oberostalpine“ Position inne und gehört nicht zum Mittelostalpin sensu TOLLMANN, dem das Gurktaler Deckensystem als alpidische Einheit fernüberschoben ist.

Bei der Herleitung einiger Gerölle aus der Molasse des Nöblacher Joches treten ebenfalls Probleme auf. F. KARL (1956) bezieht die Gneisgerölle aus den „Alten Gneisen“ des Penninikums, was den heutigen Deckentheorien widerspricht. Weiters ungeklärter Herkunft sind kaum metamorphe Quarzite und Kieselschiefer, da die heute nächstliegenden derartigen Vorkommen mit einer entsprechenden Metamorphose in der Grauwackenzone bzw. den Karnischen Alpen über 90 Kilometer entfernt liegen. Die heutige Position der Steinacher Decke wird daher am ehesten durch Lateralverschiebungen aus dem Südosten erklärt und stellt somit vielleicht einen Rest der nordwestlichen Fortsetzung des Drauzugs dar (K. KRÄINER, 1989).

Die südlichen, von Schiefen, Vulkaniten und Kalken dominierte Entwicklung der Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen geht nach Westen (Radmer, Johnsbachtal) im Hangenden der devonischen Kalke in eine mächtige Schieferfolge über, in der Tonschiefer, Graphitschiefer und Quarzkonglomerate mit vererzten Kalkgeröllen in Form von Rinnensedimenten dominieren. Wir sehen darin eine mögliche Annäherung der Schichtfolge der Norischen Decke an des „Graphitkarbon“ der Veitscher Decke. Diese Vermutung gilt teilweise auch für die Eisenerzer Schichten an der Typuslokalität am Steirischen Erzberg. Trifft die enge primäre Nachbarschaft zwischen der Norischen und Veitscher Decke zu, wäre die – provokante – Frage nach der zeitlichen Hauptdeformation in beiden Decken neu zu stellen und zu beantworten. Das gilt ebenso für die Haupttektonik des Grazer Paläozoikums im Anschluß an die Sedimentation der Schiefer der Dult (Westfal A?).

Das Grazer Karbon (Rannach- und Hochlantschdecke) ist aufgrund des Fehlens einer variszischen Molasse und Hinweise auf eine Deformation vor dem Zeitraum Namur/Westfal A nur schwer in das gesamte Mosaik einzugliedern. Auch die \pm vollständigen karbonatischen Schichtfolgen bis in das jüngste Namur (oder noch jünger) sind für den Ost- und Südalpenraum eine Besonderheit. Faziell vergleichbar ist jedoch die pelagische Abfolge mit all ihren Kennzeichen wie Schichtlücken, Spaltenfüllungen und Conodontenmischfaunen mit den Verhältnissen im Szendrő- und Upponygebirge, in dem keine Anzeichen einer variszischen Orogenese festgestellt wurden (S. KOVÁCS & C. PÉRO, 1983a, b; S. KOVÁCS et al., 1983). An eine Vereinigung dieser Vorkommen in einem gemeinsamen Ablagerungsraum dachte daher bereits H. W. FLÜGEL (1980), wobei als Hinweis darauf neben der Bildungsgeschichte eine ver-

gleichbare sedimentäre Entwicklung im Devon und Karbon gewertet wurde. Sich daraus ergebende Konsequenzen wären ein „dinarisches Element“ für das Grazer Paläozoikum in Form der Hochlantsch- und Rannachdecke über dem restlichen Grazer Paläozoikum.

Weitere Vergleiche mit den variszischen Abfolgen des Szendrő- und Uppony-Paläozoikums werden nun zu einem wichtigen Werkzeug, um die primäre Position und den „dinarischen“ Charakter des Grazer Paläozoikums herauszuarbeiten:

Das Mitteldevon des Szendrő-Gebirges, der Korallenführende Szendrő-Kalk, und die pelagischen Oberdevon/Unterkarbon-Spaltenfüllungen mit Conodontenmischfaunen in der Rakacaszend-Marmor-Formation sind typische Fazieselemente der Bükk-Einheit, die an das Grazer Paläozoikum erinnern. Andererseits ist jedoch die unter-mittelkarbone Szendrő-Phyllit-Formation als Flysch entwickelt, der mit entsprechenden Bildungen der Karnischen Alpen und Südkarawanken korrelierbar ist.

Im Uppony-Gebirge ist das Mitteldevon (Uppony-Kalk-Formation) als Karbonatplattform entwickelt, die nicht nur mit Bildungen der Karnischen Alpen (Massenkalk), sondern auch gewissen Formationen (z. B. Schöckelkalk) des Grazer Paläozoikums vergleichbar ist. Das pelagische Oberdevon und Unterkarbon zeigt Affinität zu beiden Gebieten, sieht man von den tuffitischen Einstreuungen in der „cipolino“-ähnlichen Abod-Kalk-Formation und den mit den Kalken verzahnenden basischen Vulkaniten ab.

Die Dedevár-Kalk-Formation mit ihren Flaserkalken und besonders einem Lydit-Horizont im Untervisé ist den Sanzenkogel-Schichten des Grazer Paläozoikums sehr ähnlich. Die Lázberc-Formation kann im Gegensatz zur Szendrő-Phyllit-Formation als typisches Äquivalent der Dult-Formation des Grazer Paläozoikums betrachtet werden.

A. TOLLMANN griff 1987 den Denkanstoß von H. W. FLÜGEL (1980) auf und versuchte mit Hilfe einer über dem Oberostalpin liegenden „Ultrasteirischen Deckeneinheit“, die eine dem transdanubischen Gebirge vergleichbare Schichtfolge in südalpiner Fazies besaß, das Problem der exotischen Gerölle in der Kainacher Gosau zu lösen. Dadurch können die südalpinen Exotika und Riesenkomponenten der Kainacher Gosau (W. GRÄF, 1972) als Lokalschüttungen interpretiert werden. Ein derartiger Lösungsversuch wurde bereits von H. W. FLÜGEL (1983), H. W. FLÜGEL et al. (1987) und H. GOLLNER et al. (1987) diskutiert, wobei jedoch nicht Deckentransport, sondern strike slip-Bewegungen für die Nachbarschaft Grazer Paläozoikum – Liefergebiet der Gosauerölle verantwortlich gemacht wurden.

Das Gedankenbild A. TOLLMANNs sieht im Zuge der mittelmittelkretazischen Orogenese eine aus dem Süden kommende und über das Südoberostalpin (Licium) gleitende Decke vor, die mit vermutlich gravitativen Gleiterschollen bis in den Raum nördlich des Grazer Paläozoikums reichte. Schüttungsrichtungen aus Norden in den Gosaukonglomeraten werden daher als primär interpretiert. H. W. FLÜGEL (1983) nimmt dagegen eine Verstellung der Richtungen durch gewaltige Rotationen gegen

den Uhrzeigersinn an, die aber A. TOLLMANN aus mechanischen Gründen ablehnte.

11

Äquivalente Bildungen zur Ultrasteirischen Decke sah A. TOLLMANN (1987) im Transdanubischen System Ungarns, in dem im Bakony- und im Bükkgebirge (F. SZENTES, 1959) ebenfalls ein nordvergentes Stockwerk in südalpiner Fazies vorliegen soll.

Diese Korrelation ist jedoch nicht aufrecht zu erhalten, da Transdanubikum und Bükk-Einheit S-Vergenz besitzen. Deshalb können sie nicht in die hypothetische N-vergente Ultrasteirische Decke inkludiert werden.

Als überregionale Bezeichnung für diese Einheiten, die bei Nordvergenz durch eine südalpine Entwicklung charakterisiert sind, schlug A. TOLLMANN (1987) den Begriff „Styriacum“ vor, der in Österreich die Ultrasteirische Decke und in Ungarn das Transdanubische System angehören. Neueste Befunde deuten aber auch auf eine ähnliche Situation in der Brusnik-Antiklinale in der Südslowakei hin. Hier wurden in dunklen Kalken Conodonten des Namur B – ? Westfal A innerhalb einer klastischen Flyschfolge festgestellt, die mit der Szendrő-Phyllit-Formation korreliert wird und tektonisch über jurassische Olisthostrom-führenden Gesteinen der Bódva-Fazies des Rudabánya-Gebirges folgt (F. EBNER et al., 1990).

Ein weiteres Problem bei Einbau des Transdanubikums in die Ultrasteirische Decke betrifft die permischen Fusulinenkalk-Gerölle der Kainacher Gosau. Diese Gerölle mit Unterperm-Alter (Troglkofel-Stufe) werden von einigen Autoren aus dem Transdanubikum bezogen. Marines Unterperm ist jedoch weder aus dem Transdanubikum noch aus der Bükk-Einheit bekannt! Es wurde nur in der Mittel-Transdanubischen (Igal-)Einheit erbohrt. Im Bükk-Gebirge liegt entsprechend der jüngsten Bohrung eine Schichtlücke vor, wenngleich nicht gänzlich auszuschließen ist, daß in manchen Bereichen der Pelső-Haupteinheit Sedimente der Rattendorf- und Troglkofel-Stufe zum Absatz gelangten. Marines Oberperm charakterisiert den NE-Teil des Transdanubischen Mittelgebirges (vgl. G. MAJOROS, 1980, 1983), während im SW im größten Teil der Einheit kontinentale Schichten in Form des Roten Balaton-Sandsteines ausgebildet sind.

12

Der „südalpine“ Charakter des Karbons wird im ungarischen Raum (1) durch die mit dem Hochwipfelsflysch korrelierbare Szendrő-Phyllit-Formation (mit Kalkolistolithen) und im Bükkgebirge durch die silicoklastische Olisthostrome beinhaltende Silvásvárad-Formation und (2) im Bükk- und Upponygebirge durch die Fusulinen führende Auernig-Formation-ähnliche Mályinka-Formation angezeigt (H. W. FLÜGEL, 1975; S. KOVÁCS & C. PÉRO, 1983a, b).

Eine Diskordanz zwischen Flysch und Mályinka-Formation als Ausdruck variszischer Tektonik wird nicht beobachtet. S. KOVÁCS & C. PÉRO (1983a,b) erklärten diese Faziesumgestaltung

„... it is even possible that the flysch basin had simply filled up by the end of the Lower Moscovian ...“

Die Flyschserien beginnen im Bükk-Gebirge im Namur B (H. KOZUR & R. MOCK, 1977; S. KOVÁCS et al., 1983), d. h. etwa zur gleichen Zeit, als im Grazer Paläozoikum die Sedimentation der Dultschichten einsetzte. Im Szendrő-Gebirge wird in dieser Zeit in Plattformposition noch die Rakaca-Marmor-Formation abgelagert, die über das Verebeshegy-Kalk-Member mit den Olistolith-führenden Basiseinheiten der Szendrő-Phyllit-Formation verzahnt. Zeitgleich dazu sind im Uppony-Gebirge die Kalke der hangenden Lazberz-Formation. Alle diese Karbonate führen ebenso wie die Dultkalke eine durch die Gattungen *Idiognathoides* und *Declinognathodus* gekennzeichnete Conodontenfauna (F. EBNER, 1977; H. KOZUR & R. MOCK, 1977; S. KOVÁCS et al., 1983). Zusätzlich haben Übersichtsbegehungen gezeigt, daß sowohl in den Olisthostromen der Szendrő-Phyllit-Formation als auch in der hangenden Lazberz-Formation schwarze Kalke auftreten, die makroskopisch nicht von den Dultkalken des Grazer Paläozoikums zu unterscheiden sind! Detaillierte mikrofazielle und geochemische Untersuchungen sind dazu abzuwarten.

Der direkte Vergleich beider Faziesgebiete muß im Zeitraum Namur C/Westfal A (?) enden, da jüngere Schichten im Grazer Paläozoikum fehlen. Indirekt können jedoch permische Fusulinidengerölle aus der Kainacher Gosau (F. KAHLER & W. GRÄF, 1973) entsprechend den geschilderten Vorstellungen von A. TOLLMANN (1987) als Hinweis auf den südalpinen Charakter der jungpaläozoischen Anteile der Ultrasteirischen Decken angenommen werden.

13

Das Karbon von Transdanubien bietet nur wenige Aufschlüsse. Die in der Bohrung Szabadbattyán erschlossenen und in ihrer tektonischen Position unklare Szabadbattyán Kalk-Formation kann u. E. altersmäßig, lithologisch und biofaziell gut mit dem Karbon von Nötsch verglichen werden. So ist das Füle-Konglomerat mit konglomeratreichen klastischen Einschaltungen, Pflanzen und Sporen des Westfal-Unterstefan als kontinentale Molasse aufzufassen. Damit deuten sich im Balatongebiet im Karbon Faziesbeziehungen zum Raum Nötsch an, während sich in der südlich anschließenden Igal-Bükk-Zone (S. KOVÁCS, 1982), der Uppony-, Szendrő- und Bükkgebirge angehören, z. T. südalpine Verhältnisse widerspiegeln. Wertet man kontinentale Oberkarbonmolasse als typisch für Bereiche nördlich des Periadriatischen Lineamentes und marines Oberkarbon (Flysch und Auernig-Formation) als typisch südalpin, so resultieren aus der Analyse der ungarischen Karbonvorkommen Aussagen über die Fortsetzung des Periadriatischen Lineamentes, die unter Punkt 15 diskutiert werden.

14

Das Gailtal-Lineament (oder exakter: Pustertal-Leisachtal-Gailtal-Karawanken-Lineament) wurde von Alpengeologen seit einem Jahrhundert als „Alpin-dinarische Grenze“ aufgefaßt. Ausführliche Zusammenfassungen über die mit diesem Strukturelement verbundenen Interpretationen sind bei H. BÖGEL (1975) und H. P. SCHÖNLAUB in R. OBERHAUSER (1980) publiziert.

Es wird als östlicher Teil des Canavese-, Tonale- und Judikarien-Systems angesehen, das als Periadriati-

sches oder Insubrisches Lineament bezeichnet wird. Letzteres definierte H. P. CORNELIUS (1949) durch seine trennende Position zwischen metamorphen und nicht metamorphen alpinen Einheiten. Zusätzlich weisen erstere ein NW-vergentes Deckensystem und letztere, südlich des Lineaments gelegen, S-Vergenzen ohne großräumige Deckenüberschiebungen auf.

Erstmals stellte F. P. SASSI et al. (1974) die Gailtal-Linie als die unmittelbare Fortsetzung des Insubrischen Lineaments (sensu H. P. CORNELIUS, 1949) in Frage, da S des Tauernfensters die Grenze zwischen metamorphen und nichtmetamorphen alpinen Einheiten N des Gailtal-Lineaments, entlang der D. A. V. (Defereggen-tal-Anterselva-Valles)-Linie gefunden wurde. Daraus schloß H. AHRENDT (1980), daß nicht das Gailtal-Lineament, sondern die D. A. V.-Linie die Fortsetzung des Insubrischen Lineaments darstellt.

In Ungarn stellte sich innerhalb der beiden letzten Dekaden heraus, daß der präneogene Untergrund aus verschiedenen Blöcken unterschiedlicher geologischer Entwicklungsgeschichte aufgebaut ist. Diese werden heute als allochthone Terranes interpretiert und durch geophysikalisch erkannte Störungslinien voneinander getrennt. Der Verlauf und die Bedeutung dieser Diskontinuitätszonen wurde erstmals bei P. GRECULA & I. VARGA (1979) dargestellt. Die darauf aufbauende neue Konzeption ist auch in der Karte des prätertiären Untergrundes in Ungarn dargestellt (J. FÜLÖP, V. DANK et al., 1986; K. BREZSNYÁNSKY & J. HAAS, 1986; J. FÜLÖP et al., 1987). Auf ungarischem Gebiet werden zwischen den Blöcken drei Haupt-Diskontinuitätszonen erkannt:

- Das Raab-(Hurbanovo-)Diósjenő-Lineament als N- und NW-Grenze der Pelső-Haupteinheit zu den ost-alpinen und veporischen Einheiten.
- Das Balaton-Lineament, als Grenze der Transdanubischen Mittelgebirgseinheit (Transdanubikum) im S und SE. Dieser Bereich ist durch das Auftreten jungpaläozoischer und paläogener periadriatischer Magmatite gekennzeichnet.
- Das mittelungarische Lineament von Zagreb bis zum Zemplin-Gebiet, als Grenze zwischen der Tisza- und der Pelső-Haupteinheit.
- Eine vierte Diskontinuitätszone (Save-Linie und seine E-NE-Fortsetzung) trennt die Tisza- (oder „Pannonische“) Haupteinheit im S von den Inneren Dinariden und dem Vardar-Mures-Ophiolit-Belt (bereits außerhalb Ungarns liegend).

Die Diskontinuitätszonen bestehen aus mehreren Abschnitten (speziell die Raab-Linie und seine Fortsetzung in beide Richtungen), die in verschiedenen Winkeln aufeinandertreffen und wahrscheinlich auch eine unterschiedliche Entstehungsgeschichte besitzen. Ihr heutiges Aussehen und letzte Ausgestaltung wurde ihnen erst im Miozän aufgeprägt. Gemeinsam ist ihnen, daß sie verschiedene tektonische Blöcke zerschneiden, die sie kontinuierlich begleiten.

Entsprechend der ursprünglichen Definition (H. P. CORNELIUS, 1949) entspricht die Raab-Linie der Fortsetzung des Insubrischen Lineaments. Sie trennt Einheiten mit alpidischer Metamorphose im NW von alpidischen, nicht metamorphosierten Einheiten im SE mit südgerichteten Imbrikationsstrukturen. Daher kann eine Verbindung mit der D. A. V.-Linie entlang des N-Randes des Drauzuges angenommen werden, obwohl dieser von zahlreichen Querstörungen 2. Ordnung betroffen ist (M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, 1984). Paläomagnetische

Messungen (J. S. RATHORE & H. HEINZ, 1980) entlang des Gailtal-Lineaments zeigen, daß die Horizontalbewegungen auf der nördlichen Seite blockweise stattfanden. Dies ist gut mit dem zick-zack-förmigen N-Rand des Drauzuges in Einklang zu bringen, der auf die oben erwähnten Querstörungen rückführbar ist.

Die Fortsetzung der Raab-Linie nach ENE wurde entlang der Hurbanovo-Diósjenő-Linie, die das veporische Kristallin vom Transdanubikum trennt, in die (Paläo-)Roznava-Linie (P. GRECULA & I. VARGA, 1979) oder in die (Paläo-)Lubenica-Margenica-Linie (D. ANDRUSOV, 1968; Gemerische Narbe; S. KOVÁCS, 1982) festgestellt.

Das Gailtal-Lineament setzt sich unzweifelhaft in die Balaton-Linie fort. Ihr kommt im neuen geologischen Bild Ungarns eine geringere Bedeutung zu, da sie innerhalb südalpiner-dinarischer Elemente verläuft (J. FÜLÖP et al., 1987). Sie ist durch eine Reihe spätvariszischer und paläogener periadriatischer Magmatite gut markiert (siehe dazu auch J. CSILLAG et al., 1980). Die letzten Vertreter dieser sind späteozäne Andesite und deren granodioritische Tiefengesteinsäquivalente in Reesk im NE-Matra-Gebirge (G. VARGA et al., 1975).

Aufgrund der Bohrdaten ist die weitere Fortsetzung ENE der Velence Hügeln (mit spätvariszischen Graniten und späteozänen Andesiten) ziemlich unklar. Es wird daher eine Vereinigung mit dem Mittelungarischen Lineament angenommen (J. FÜLÖP & V. DANK et al., 1986; J. FÜLÖP et al., 1987). Dieses Lineament trennt das Transdanubische Mittelgebirge (Transdanubikum) von der Mittel-Transdanubischen (Igal-)Einheit, die eine Fortsetzung der Save-Falten Sloweniens und Kroatiens darstellt.

S. KOVÁCS vertritt die Meinung, daß der Bleiberger Bruch die N-Grenze der „oblique-slip-Zone“ des Gailtal-Lineaments darstellt und Karbon von Nötsch- und Dobratsch-Einheit kleine „displaced terranes“ innerhalb dieser Transpressionszone darstellen. Im jugoslawischen Teil der Karawanken wird diese Zone 5 km breit (pers. Mitt. P. MIČIĆ). In Ungarn weitet sie sich im Bereich des Balaton-Kristallins noch mehr aus (G. MAJOROS, 1980), um in den Velence-Hügeln eine Breite von 10–12 km zu erreichen. Hier beinhaltet sie neben anderen Blöcken (z. B. Devon von Polgardi), vergleichbar mit Nötsch, das Karbon von Szabadbattyán und Füle.

Zusammenfassend sehen wir, daß das Periadriatische (Gailtal-Balaton-) Lineament in Ungarn nicht so eine scharfe Grenze wie in Österreich zwischen Ost- und Südalpen darstellt und nicht während der gesamten Zeit (Jungpaläozoikum und Mesozoikum) eine Faziesgrenze bildete. Seine heutige Rolle als „Alpin-Dinarische Grenze“ ist lediglich das Resultat alpidischer tektonischer Prozesse mit einer spätvariszischen Vorgeschichte, die durch die jungvariszischen Magmatite angezeigt wird.

Die Faziesgrenzen des Perms-Eozäns zeigen im Transdanubikum einheitlich auf rechtsseitige Verschiebung im Ausmaß von 450–500 km für diesen Abschnitt. Aufgrund der blockartigen Bewegungen können die Versetzungsbeträge im Fall des Drauzuges auch geringer sein (M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, 1985).

Derselbe Versetzungsbetrag kann auch für die Gemer-Bükk-Einheiten an der Stirn der Pelső-Haupteinheit erwartet werden. Dadurch lag die primäre Position des Szendrő-Uppony-Bükk-Paläozoikums in Nachbar-

schaft zu Graz auf der einen und den Karnischen Alpen/S-Karawanken (und den Medvenica-Bergen) auf der anderen Seite. Daraus folgt, daß das Paläozoikum der Bükk-Einheit den heute zwischen den Ost- und Südalpen fehlenden Krustenstreifen darstellt. Diese Annahme ist durch fazielle Anklänge des Szendrő-Uppony-Paläozoikums sowohl zum Grazer Paläozoikum als auch dem der Karnischen Alpen/S-Karawanken gestützt. Eine „dinarische Affinität“ des Grazer Paläozoikums ist in diesem Zusammenhang zu sehen. Der ursprünglich vorhandene enge räumliche Zusammenhang dieser Bereiche wurde durch verschiedene alpidische tektonische Bewegungen, die sich z. Zt. lediglich bis in das Miozän rückverfolgen lassen, gestört (siehe auch Z. BALLA, im Druck).

Dank

Sandor KOVÁCS dankt Dr. A. BALLA-DUDKO, Dr. Z. BALLA und Dr. G. LELKES-FELVÁRI für viele Hinweise zu dieser Arbeit und einem regen Gedankenaustausch.

Literatur

ADÁM, A., DUMA, G., GUTDEUTSCH, R., VERŐ, J. & WALLNER, A.: Periadriatic lineament in the Alps studied by magnetotellurics. – *Journ. Geophys.*, **59**, 103–111, Amsterdam 1986.

AHRENDT, H.: Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160/3**, 336–363, Stuttgart 1980.

AIGNER, G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. 1. Teil. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **66**, 9–42, Graz 1929.

AIGNER, G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. 2. Teil. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **68**, 3–15, Graz 1931.

AMEROM, H. W. J. v. & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – *Carinthia II*, **164/84**, 9–15, Klagenfurt 1974.

AMEROM, H. W. J. v., FLAJS, G. & HUNGER, G.: Die „Flora der Marinelli-Hütte“ (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **37/3**, 1–41, Heerlen 1984.

ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 1878 Ver. Slow. Akad. Wiss., Bratislava 1968.

ANGEL, F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **69**, 5–24, Graz 1932.

ÁRKAI, P.: Kezdeti regionális metamorfózis – a Bükk, az Uppony- és a Szendrőhegység példáján. Initial regional metamorphism exemplified by the Bükk, Uppony and Szendrő Mountains. – *Kandidátusi értekezés/Cand. Thesis*, Budapest 1982.

ÁRKAI, P.: Very low and low grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – *Acta Geol. Hung.*, **26**, 1–2, 83–101, Budapest 1983.

ÁRKAI, P., HORVÁTH, Z. A. & TÓTH, M.: Transitional very low and low grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: Mineral assemblages, illite-crystallinity, b_0 and vitrinite reflectance data. – *Acta Geol. Hung.*, **24**, 2–4, 265–294, Budapest 1981.

BALLA, Z.: Oligocene–Neogene Kinematics of the Carpatho–Pannonian Region and Its Bearing on Tethyan Reconstructions. – In: IGCP Project No. 198 „Evolution of the Northern Margin of the Tethys“, Final Volume, im Druck.

BALOGH, K.: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. – *Ann. Inst. Geol. Hung.*, **48/2**, 245–719, Budapest 1964.

BALOGH, K. & BARABÁS, A.: The Carboniferous and Permian of Hungary. – *Acta Miner.-Petr. Szeged*, **20/2**, 191–207, Szeged 1972.

BANDEL, K.: Paläökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – *Palaeontographica*, **A**, **141**, 1–117, Stuttgart 1972.

BARABÁS-STUHL, Á.: A Polgárdi-2. sz. furás palynológiai eredményei. – *Palynological studies on the Late Paleozoic of borehole Polgárdi 2, Transdanubia, Hungary.* – *Ösl. Viták*, **18**, 29–50, Budapest 1971.

BECKER, L. P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F. P. & SCHRAMM, J.-M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – *Mineralia Slovaca, Monogr.*, **1987**, 69–106, Bratislava 1987.

BERGER, W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. I. Der Steinkohlenwald der Semmering-Grauwacke. – *Natur und Land*, **36**, 94–101, Wien 1950.

BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/2–3**, 163–199, Wien 1975.

BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J.: Main features of the pre-Tertiary basement of Hungary. – *Geol. Zborn.-Geol. Carpath.*, **37/3**, 297–303, Bratislava 1986.

BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K.: Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 349–358, Wien 1984.

CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“? – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **36–38/1943–1945**, 231–244, Wien 1949.

CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürtzgebets. – *Jb. Geol. B.-A., Sdb.* **4**, 94 S., Wien 1952.

CSILLAG, J., FÖLDESSY, J., ZELENKA, T. & BALÁZS, E.: The plate tectonic setting of the Eocene volcanic belt in the Carpathian Basin. – *Proc. 17th Assembly of the ESC*, 589–599, Budapest 1980.

DETRE, Cs.: A szababattyáni karbon Brachiopoda leletek. – Revision of the brachiopods from the Carboniferous of Szababattyán, Transdanubia, Hungary. – *Ösl. Viták*, **18**, 77–88, Budapest 1971.

DIMITRIJEVIĆ, M.: Dinarides: An Outline of the Tectonics. – *Earth Evol. Sci.*, **2**, 1, 4–23, Wiesbaden 1982.

DURDANOVIĆ, Z.: O Paleozoiku i trijasu Medvednice – Zagrebacke gore – i područje Dvori na Uni na temelju konodontata. – *Geol. Vjesnik*, **25**, 29–49, Zagreb 1973.

EBNER, F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereichs am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum*, **34**, 3–24, Graz 1973.

EBNER, F.: Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1975**, 119–125, Wien 1975.

EBNER, F.: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 65–93, Wien 1976b.

EBNER, F.: Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 449–493, Wien 1977.

EBNER, F.: Stratigraphie des Karbons der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österr. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69/1976**, 163–196, Wien 1978a.

EBNER, F.: Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – *Schriftenreihe Österr. Akad. Wiss. Erdwiss. Komm.*, **3**, 179–190, Wien 1978b.

EBNER, F.: Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **35**, 101–127, Wien 1980a.

EBNER, F.: Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten im Kalvarienbergzug von Gratwein. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **110**, 47–53, Graz 1980b.

EBNER, F.: Bemerkungen zur Rannachgruppe am Westrand des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **115**, 53–61, Graz 1985.

- EBNER, F.: Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 563–573, Wien 1988.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz 1980.
- EBNER, F., FENNINGER, A., HOLZER, H. L., NEUBAUER, F. R. & STATTEGGER, K.: Stratigraphic Correlation Forms (SCF) of the Austrian part of Geotraverse B. – IGCP Project No. 5, Newsletter, **3**, 58–60, Belgrad 1981.
- EBNER, F. & KAHLER, F.: Foraminifera Palaeozoica. – Catalogus Fossilium Austriae, II/b/1, 295 S., Wien 1989.
- EBNER, F., VOZAROVA, A., STRAKA, P. & VOZAR, J.: Carboniferous Conodonts from Brusnik Anticline (South Slovakia). – Praha 1990.
- EBNER, F. & PROCHASKA, W.: Geochemical characterization of Carboniferous sedimentary rocks within the Rannach-Group of the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). – Mem. Geol. Soc. Greece, Athen (im Druck).
- EXNER, C.: Zur Petrographie von Gneisgeröllen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 2156–217, Wien 1973.
- FELSER, K. O.: Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1935**, 203–204, Wien 1935.
- FELSER, K. O.: Die Badstub-Brekzie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont., **B**, **8**, 305–308, Stuttgart 1936.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.L. & SCHÖNLAUB, H.P.: Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen – eine Stellungnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 149–153, Wien 1974.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.L. & SCHÖNLAUB, H.P.: Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbühel-Profiles (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 637–642, Wien 1971.
- FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Exk. Führer Tagung Paläont. Ges. Graz, **1972**, 18–60, Graz 1972.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H. P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G.: Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 243–255, Wien 1976.
- FENNINGER, A. & STATTEGGER, K.: Schweremineraleuntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofils (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 367–374, Wien 1977.
- FLÜGEL, E.: Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **78**, 38–65, Klagenfurt 1968.
- FLÜGEL, E.: Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **84**, 43–61, Klagenfurt 1974.
- FLÜGEL, H. W. & KODSI, M. G.: Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1968**, 1–5, Wien 1968.
- FLÜGEL, H. W. & KODSI, G. M.: Das Karbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – In: Exkursion V, Karbon und Perm der Ostalpen in Österreich (Kärnten), Italien und Jugoslawien: Marines Unterkarbon (Visé), limnisches und marines Oberkarbon, marines Perm, 23.–28.8.1974. – 7. Intern. Kongr. für Stratigraphie und Geologie des Karbons, Krefeld 1971.
- FLÜGEL, H. W.: Revision der von F. HERITSCH 1918, 1934 und A. KUNTSCHNIG 1926 aus dem Unterkarbon von Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) beschriebenen Rugosa. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1972**, 43–50, Wien 1972a.
- FLÜGEL, H. W.: Das Karbon von Nötsch. – Exk.-Führer Tagung Paläontol. Ges. (Hrsg. H. W. FLÜGEL), 9–17, Graz 1972b.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neoeuropa. – Geol. Rdsch., **64/1**, 1–62, Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 659–674, Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W.: Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 25–36, Wien 1980.
- FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, **4**, 109–119, Graz 1983.
- FLÜGEL, H. W.: Geologische Karte des prä-tertiären Untergrundes. – Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21–49. – Wien (Geol. B.-A.) 1988.
- FLÜGEL, H. W. & HAFNER, F.: Oberkarbone Spalten im Mittelde von der Hohen Rannach bei Graz (Steiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **114**, 69–76, Graz 1984.
- FÖLDVÁRI, A.: A szababattyáni ólomérc és kővületes karbonlőfordulás. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl., **5**, **3**, 25–53, Budapest 1952.
- FRANCAVILLA, F.: Stratigraphie de quelques paléoflores des Alpes Carniques. – C. R. 7e Congr. Int. Strat. Géol. Carbonif., **3**, 89–110, Krefeld 1974.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Wien (Deuticke) 1987.
- FRIMML, H.: Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 39–65, Wien 1986a.
- FRIMML, H.: Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **66**, 193–208, Zürich 1986b.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRITZ, A.: Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1980. – Carinthia II, **170**, 221–238, Klagenfurt 1980.
- FÜLÖP, J., DANK, V. et al.: Geological map of Hungary without Cenozoic. 1 : 50.000. – Hung. Geol. Inst., Budapest 1986.
- FÜLÖP, J., BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J.: The new map of basin basement of Hungary. – Acta Geol. Hung., **30**, 1–2, 3–20, Budapest 1987.
- GAERTNER, H. R. v.: Geologie der Zentralkarnische Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.
- GAURI, K. L.: Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., SB **11**, 1–94, Wien 1965.
- GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–43, Wien 1974.
- GENTILE, G. & PELLIZZER, R.: Le rocce erutive del Paleozoico Carnico. – Boll. Soc. Geol. Ital., **83**, 151–205, Bologna 1964.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-facies (Hochlantscheinheit, Harrberger Formation) in the Paleozoic of Graz (Austria), Geotraverse B. – IGCP Project Nr. 5, Newsletter, **4**, 38–40, Bratislava 1982.
- GOLLNER, J. & ZIER, Ch.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien 1985.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHLAUT, W.: The Problem of the Southalpine clasts in the „Mittelsteirische Gosau“. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds): Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163, Wien (Deuticke) 1987.
- GOSEN, W. v., HAIGES, K.-H. & THIEDIG, F.: Fossilführendes Paläozoikum am Ostrand der Gurktaler Alpen (Steiermark/Kärnten, Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 151–168, Hamburg 1982.

- GRECULA, P. & VARGA, I.: Main discontinuity belts on the inner side of the West Carpathians. – *Miner. Slovaca*, **11/5**, 389–404, Spisská Nová Ves 1979.
- HADITSCH, J., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Über ein stratiformes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7/6**, 1–14, Innsbruck 1979.
- HAHN, G. & R.: Trilobiten aus dem Unterkarbon (Dinantium) von Nötsch/Österreich. – *Geologica et Palaeontologica*, **7**, 135–146, Marburg/Lahn 1973.
- HAHN, G. & R.: Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 567–619, Wien 1987.
- HAHN, G., HAHN, R. & SCHNEIDER, G.: Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 645–664, Wien 1989.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone–Ostalpen. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 407–418, Zürich 1988.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 163–173, Wien 1987.
- HERITSCH, F.: Karbon in der Dult bei Gratwein (Paläozoikum) von Graz. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930**, 160–162, Wien 1930a.
- HERITSCH, F.: Caradoc, Mitteldevon und Karbon bei Gratwein–Rein (Blatt Köflach–Voitsberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930**, 136–137, Wien 1930b.
- HERITSCH, F.: Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **70**, 76–82, Graz 1933.
- HERITSCH, F.: Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – *N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd.* **71/1933**, Abt. B, 139–164, Stuttgart 1934.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen, *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **26/1933**, 163–180, Wien 1934.
- HERZOG, U.: Zur Gewinnung von Conodonten aus Lyditen und zur zeitlichen Basis des Hochwipfel-Karbon im Gebiet des Poludnig (Östliche Karnische Alpen). – *Carinthia II*, **173**, 363–369, Klagenfurt 1983.
- HERZOG, U.: Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Oisternig in den Östlichen Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, Sh. **47**, 1–123, Klagenfurt 1988.
- HETENYI, R. & RAVASZ-BARANYAI, L.: The anthraciferous Upper Carboniferous sequence of Baranya, South Hungary, in the light of boreholes Siklósbodony-1 and Bogádmindszent-1. – *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, **1973**, 339–361, Budapest 1975.
- HOMANN, W.: Lithofazielle, sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen in den Unteren Pseudoschwagerinen-Kalken (Rattendorfer Schichten, Unterperm) der Typuslokalität (Rattendorfer Alm und Treßdorfer Höhe, Karnische Alpen, Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit, TH Darmstadt, 1–316, Darmstadt 1968.
- HOMANN, W.: Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – *Senck. leth.*, **53**, 135–313, Frankfurt/Main 1972.
- HUNGER, G.: Zur Geologie des Hochwipfelflysches zwischen Collina und dem Plöckenpaß in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Bonn, 1–67, Bonn 1984.
- JÁMBOR, Á.: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata – Comparaison géologique entre les montagnes de Szendrő et Uppony. – *MÁFI Évi Jel.* 1957–58, 103–109, Budapest 1961.
- JONGMANS, W.: Die Flora des „Stangalpe“-Gebietes in Steiermark. – *C. R. Congr. Strat. Carbonifère Heerlen*, **1935/3**, 1259–1298, Heerlen 1938a.
- JONGMANS, W.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – *BHM*, **86**, 97–104, Wien 1938b.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A.: Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567–587, Boulder 1985.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A.: Late Devonian eustatic cycles around margin of Old Red continent. – In: BLESS, M.J.M. & STREEL, M. (eds.): Late Devonian events around the Old Red continent, *Soc. Geol. Belgique, Ann.* **109**, 141–147, Bruxelles 1986.
- KAHLER, F.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Ein Kalkgeröll mit permischen Fusuliniden aus der Oberkreide der Weststeiermark. Mit einer geologischen Einleitung von GRÄF, W. – *Palaeontographica*, (A), **143**–153, Stuttgart 1973.
- KAHLER, F.: Ein denkbare Standardprofil für die Grenze Oberkarbon/Unterperm im marinen Bereich. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1982**, **45**, Wien 1982.
- KAHLER, F.: Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – *Carinthia II*, **41**, Sh., 1–107, Klagenfurt 1983.
- KAHLER, F.: Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – *Carinthia II*, **42**, Sh., 1–93, Klagenfurt 1985.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöblach-Konglomerates (Tirol). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, 71–87, Wien 1956.
- KAZMÉR, M. & KOVÁCS, S.: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric – Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. – *Acta Geol. Hung.*, **28**, 1–2, 71–84, Budapest 1985.
- KERNER, F. v.: Die Carbonflora des Stainacherjoches. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **47**, 365–386, Wien 1897.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – *Carinthia II*, **17**, Sh., 1–384, Klagenfurt 1956.
- KISS, J.: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. – Les conditions géologiques et métallogénétiques du Mont Szár de Szabadbattyán. – *Földt. Közl.*, **81**, 264–274, Budapest 1951.
- KOCH, M.: Mitteilung über einen Fundpunkt von Untercarbon-Fauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **45**, 294–298, Berlin 1893.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V.: Karbonische Stromatoporidaea und Bryozoa von Markusevac in Medvednica-Gebirge. – *Geol. Vjesnik*, **34**, 15–17, Zagreb 1981.
- KODSI, M.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – *N. Jb. Geol. Mh.*, **1967**, 415–427, Stuttgart 1967.
- KONRAD, H. & WINTER, P.: Montangeologische Bearbeitung der Magnesitlagerstätte Kaintaleck/Hohenburg bei Oberdorf an der Laming in der Steiermark. – Diplomarbeit, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, 209 S., Leoben 1988.
- KOVÁCS, S.: Problems of the „Pannonian Median Massif“ and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isotopic zones. – *Geol. Rdsch.*, **71/2**, 617–640, Stuttgart 1982.
- KOVÁCS, S.: Major tectonic outline of the Alps. (In Hungarian). – *Ált. Földt. Szemle*, **18**, 767–155, Budapest 1983.
- KOVÁCS, S.: Olisztosztrómák és egyéb, vizalatti gravitációs tömegszállítás kapcsolatos üledékek az észak-magyartországi paleo-mezozoikumban, II. – *Földt. Közl.*, **117/2**, 107–119, Budapest 1987.
- KOVÁCS, S. & BÉRCZI-MAKK, A.: Jelentés a Nagybatony-324. sz. furás Conodontaés Foraminifera- vizgálatáról. Report on the conodont and foraminifer investigation of the borehole Nagybatony-324. – Manuscript, Budapest 1982.
- KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MOCK, R.: Relations between the Szendrő-Uppony and Bükk Paleozoic in the light of the la-

- test micropaleontological investigations. – MÁFI Évi Jel., **1981**, 155–175, Budapest 1983.
- KOVÁCS, S. & LELKES-FELVÁRI, G.: Stratigraphic correlation forms/SFCs/of the Palaeozoic units in Hungary. Geotraverse C. – Manuscript for IGCP Proj. 5, Budapest 1987.
- KOVÁCS, S. & PELIKÁN, P.: Late Paleozoic of the Bükk Mts. – Manuscript for IGCP Proj. 5, Budapest 1986.
- KOVÁCS, S. & PÉRO, C.: Tectonic Front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. – Ann. Inst. Geol. Geofiz., **60**, 85–94, Bucuresti 1983a.
- KOVÁCS, S. & PÉRO, C.: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium/Northern Hungary. – In: SASSI, F. P. & SZEDERKÉNYI, T. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter, **5**, 58–65, Padova-Budapest 1983b.
- KOZUR, H.: Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part I: Carboniferous conodonts and holothurian sclerites. – Acta. Geol. Hung., **27**, 1–2, 143–162, Budapest 1984a.
- KOZUR, H.: Die stratigraphische Einstufung der voroligozänen Schichtenfolge der Bohrung Nagybátony-324 und ihre tektonische Auswertung. – Földt. Köz., **114/1**, 61–79, Budapest 1984b.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains/North Hungary. – Acta Miner.-Petr. Szeged, **23/1**, 91–107, Szeged 1977.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Zur Frage der variszischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwestkarpatischen Raum. – Geol. Zborn. Geol. Carpath., **30/1**, 93–97, Bratislava 1979.
- KRAINER, K.: Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1988**, 807–820, Stuttgart 1989a.
- KRAINER, K.: Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – Carinthia II, **179/99**, 563–601, Klagenfurt 1989b.
- KRAINER, K.: Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke („Karbon des Nöbflacher Joches“, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Wien 1990.
- KREBS, W.: Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. – Senck. Ieth., **45**, 245–284, Frankfurt/Main 1964.
- KUNTSCHNIG, A.: Ein neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **62**, 1–9, Graz 1926.
- LELKES-FELVÁRI, G.: Petrographische Untersuchung einiger präpermischer Bildungen der Balaton-Linie. – Geol. Hung., Ser. Geol., **18**, 193–295, Budapest 1978.
- MAJOROS, G.: Problems of the Permian sedimentation in the Transdanubian Central Mountains: a paleogeographical model and some conclusions. (In Hung., with English summ.) – Földt. Köz., **110**, 3–4, 323–341, Budapest 1980.
- MAJOROS, G.: Lithostratigraphy of the Permian formations in the Transdanubian Central Mountains. – Acta Geol. Hung., **26/1**, 7–20, Budapest 1983.
- MANZONI, M.: Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **33-1965**, 461–488, Bologna 1966.
- MANZONI, M.: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua. – Giorn. Geol. **34-1966**, 641–684, Bologna 1968.
- METZ, K.: Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. – BHM, **85**, 27–31, Wien 1937.
- MIHÁLY, S.: A szabadbattyáni Kőszárhegy alsó-karbon koralljainak revíziója. – Revision of the Lower Carboniferous coral fauna from the bituminous limestones of Kőszárhegy Hill at Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. – MÁFI Évi Jel., **1971**, 249–276, Budapest 1973.
- MIHÁLY, S.: Obekarbonische Pflanzenreste vom Köhegy bei Füle, Transdanubien/Ungarn. – Veszprém Megyei Muz. Köz., **15**, 21–28, Veszprém 1980.
- MOHR, H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. – Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, **1933**, 98–107, Stuttgart 1933.
- MONOSTORI, M.: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán, Transdanubia/Hungary. Part 1. – Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol., **17**, 217–241, Budapest 1975.
- MONOSTORI, M.: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. – Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol., **18**, 205–226, Budapest 1976.
- MONOSTORI, M.: A szabadbattyáni karbon mészkő mikrofaunája. – Die Mikrofauna des Karbonkalkes von Szabadbattyán (in Ungarisch und Russisch). – Geol. Hung., Ser. Geol., **18**, 297–313, Budapest 1978.
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162, Wien 1972a.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 171–174, Wien 1972b.
- MÜLLER, K. J.: Die Gattung *Palmatolepis*. – Abh. Senck. Naturf. Ges., **494**, 1–70, Frankfurt/M. 1956.
- NAGY, E.: Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikums in Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., **1972/2**, 199–213, Wien 1973.
- NÉMETH, M.: Newer lime-secreting algae from the Middle Carboniferous of the Bükk Mountains, Northern Hungary. – Acta Miner.-Petr. Szeged, **21/2**, 241–252, Szeged 1974.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1982 über Aufnahmen im Rennfeld- und Gleinalmkristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 134, Passail. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 315–316, Wien 1983.
- NEUBAUER, F.: The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 339–349, Zürich 1988.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: Time Relations Between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 263–271, Wien (Deuticke Verlag) 1987.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U.: Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1985**, Wien 1985.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch. **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- NIEVOLL, J.: Gefügekundliche Untersuchungen an der Trofaiachlinie (Steiermark). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1982**, 63, Wien 1983a.
- NIEVOLL, J.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Diss. Univ. Graz, 150 S., Graz 1983.
- NIEVOLL, J.: The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – Mineralia Slovaca, Monogr. **1987**, 379–386, Bratislava 1987.
- NÖSSING, L.: Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. – Diss. Univ. Graz, 103 S., Graz 1974.
- NÖSSING, L.: Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1974**, 39–41, Wien 1975a.
- NÖSSING, L.: Die Sanzenkogel-Schichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturw. Ver. Stmk., **105**, 79–92, Graz 1975b.
- OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 701 S., Wien – New York (Springer) 1980.
- PASINI, M.: Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Paleont., **80**, 337–382, Modena 1963.

- PILGER, A.: Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpen-Kristallins. – *Clausth. Geol. Abh.*, Sbd. 1, 143–154, Clausthal 1975.
- POHLER, S.: Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – Unveröff. Diplomarbeit, Universität Bonn, 1–134, Bonn 1983.
- PÖLSLER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – *Carinthia II*, 157, 38–53, Klagenfurt 1967.
- POTY, E.: Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. – *Mémoires du Service Géologique de Belgique*, 32, 53–55, Heerlen 1980.
- PROCHASKA, W. & EBNER, F.: Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 197, 191–205, Wien 1989.
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: The Application of Magnetic Susceptibility Anisotropy Analyses to the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71–72, 275–290, Wien 1980.
- RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). – *Diss. Univ. Graz*, 306 S., Graz 1983a.
- RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 423–453, Wien 1984.
- RATSCHBACHER, L.: Stratigraphy, tectonics, and paleogeography of the Veitsch nappe (Graywacke Zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – *Mineralia Slovaca, Monogr.*, 1987, 407–417, Bratislava 1987.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K.: Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Palental, Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 128, 151–173, Wien 1985.
- RATSCHBACHER, L. & NIEVOLL, J.: Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke (Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 455–469, Wien 1984.
- SANDBERG, C. A., GUTSCHICK, R. C., JOHNSON, J. G., POOLE, F. G. & SANDO, W. J.: Middle Devonian to Late Mississippian geologic history of the Overthrust belt region, western United States. – *Rocky Mountains Ass. Geol., Geol. Stud. of the Cordilleran Thrust Belt*, 2, 691–719, Denver 1983.
- SANDBERG, C. A., GUTSCHICK, R. C., JOHNSON, J. G., POOLE, F. G. & SANDO, W. J.: Middle Devonian to Late Mississippian event stratigraphy of Overthrust Belt region, western United States. – In: BLESS, M. J. M. & STREEL, M. (Eds.): Late Devonian events around the Old Red continent. – *Soc. Geol. Belgique Ann.*, 109, 205–207, Bruxelles 1986.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., DRESEN, R. & BUTLER, J. L.: Late Frasnian Mass Extinction: Conodont Event Stratigraphy, Global Changes and possible Causes. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 102, 263–307, Frankfurt/Main 1988.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. & EBNER, F.: Possible Devonian–Carboniferous Boundary stratotypes in central U. S. A., West Germany and Austria. – 10th Int. Congr. Strat. Geol. Carbonif., Madrid, Resúmenes, 315, Madrid 1983.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1974/10, 609–624, Stuttgart 1974.
- SCHARBERT, S. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Prävariszikum und Variszikum. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 3–20, Wien – New York (Springer) 1980.
- SCHLAEGEL, P.: Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen – ein Überblick. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 3/68, 419–432, Zürich 1988.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 265–320, Wien 1969a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 321–354, Wien 1969b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 138, 157–168, Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1971, 288–305, Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, 359–365, Wien 1973.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1975 zum Bau und Alter der Plenge in den Karnischen Alpen auf Blatt 197, Kötschach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 170–171, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1977, 154–158, Wien 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Gailtalinie. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 422–425, Wien – New York (Springer) 1980.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1978 über Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1979, 154–155, Wien 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 124, 361–423, Wien 1982.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1980, 131–134, Wien 1983.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 673–692, Wien 1985a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, Kärnten*. – 34–52, *Geol. B.-A. (Wien)* 1985b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Geologische Karte der Republik Österreich, 197, Kötschach, 1:50.000. – *Geol. B.-A. (Wien)* 1985c.
- SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D.: The Devonian–Carboniferous Boundary at the section „Grüne Schneid“ (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 100, 149–167, 1988.
- SCHÖNLAUB, H. P., FLAJS, G. & THALMANN, F.: Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – *Jb. Geol. B.-A.*, 123, 169–229, Wien 1980.
- SCHRAMM, J.-M.: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 7/2, 3–20, Innsbruck 1977.
- SCHRAMM, J.-M.: Überlegungen zur Metamorphose des klassischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1982, 73–83, Wien 1982.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 130, 133–245, Stuttgart 1968.
- SIDO, M.: A szabadbattyáni ércutatató-táró bitumenes mészkővének alsó-karbon Foraminiferái. – Lower Carboniferous foraminifera from bituminous limestones recovered by an ore exploratory pit near Szabadbattyán, Western Hungary. – *Földt. Közl.*, 108/2, 172–198, Budapest 1978.
- SIEBER, R.: Zur Paläoökologie der unterkarbonischen Bivalvenfauna von Nötsch (S Bleiberg) in Kärnten. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 76, 491–498, Wien 1972.

- SPALLETTA, C.: Segnalazione del dinantiano alla base della parete Nord del M. Cavallo di Pontebba e sue implicazioni strutturali. – *Rend. Soc. Geol. It.*, **3**, 1980, 13–16, Rom 1980.
- SPALLETTA, C., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**, 1979, 243–265, Rom 1980.
- STACHE, G.: Über die Steinkohlenformation der Zentralalpen. – *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, **1872**, 78–81, Wien 1872.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 107–121, Wien 1982.
- STUR, D.: *Geologie der Steiermark*. – 654 S., Geogn. Mont. Ver. Stmk., Graz 1871.
- SZEDERKÉNYI, T.: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – The crystalline basement of Alföld and its geological connections. – Dr. Sc. Thesis, 183 S., Szeged 1984.
- SZENTES, F.: Mesozoische Krustenbewegungen in Ungarn. – *Abstr. Mesozoikum-Konferenz*, 3 S., Budapest 1959.
- TEICH, T.: Zum Chemismus der Badstubbekrie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – *Carinthia II*, **172**, 91–96, Klagenfurt 1982.
- TENCHOV, Y.: Stratigraphy of the Carboniferous of the Stangalps, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8**, 105–110, Sofia 1978a.
- TENCHOV, Y.: Carboniferous of Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – *Geol. Balcanica*, **8**, 89–91, Sofia 1978b.
- TENCHOV, Y.: Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 161–174, Wien 1980.
- TESSENSOHN, F.: Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1968**, 100–121, Stuttgart 1968.
- TESSENSOHN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **138**, 169–220, Stuttgart 1971.
- TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 89–130, Wien 1974.
- TESSENSOHN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – *Carinthia II*, **164**, 137–160, Klagenfurt 1975.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **10**, 1–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **150**, 19–43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen*. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Bd. 3: Gesamtübersicht*. – 718 S., Wien (Deuticke) 1986.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **80**, 47–113, Wien 1987.
- TOULA, F.: Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1877**, 195–197, Wien 1877.
- VAI, G. B.: Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **13/1**, 1974, 7–37, Rom 1976.
- VAI, G. B.: Una palinspastica permiana della Catena Paleocarnica. – *Soc. Geol. It.*, **1**, 1978, 29–30, Rom 1979.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. Jr. & THOMPSON, S.: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. – In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds.): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 83–97, Tulsa 1977.
- VARGA, G., CSILLAG-TEPLÁNSKY, E. & FÉLEGYHÁZI, Z.: Geology of the Mátra Mts. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **57/1**, 575 S., Budapest 1975.
- VEEVERS, J. J. & POWELL, C. McA.: Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **98**, 4765–487, Boulder 1987.
- VENTURINI, C.: Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un'evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 1982, 23–42, Roma 1983.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J.: The Upper Carboniferous of the West Carpathians. – *Geol. Práce, Správy* **67**, 141–152, Bratislava 1977.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A.: Important candidate Sections for Stratotype of Conodont based Devonian–Carboniferous Boundary. – *Contr. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**, 231–239, Frankfurt/Main 1984.
- ZIER, Ch.: Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelsteins bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **111**, 65–74, Graz 1981.
- ZIER, Ch.: Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantsch-Fazies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **13**, 39–42, Graz 1983.