

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 9378-6870	Bd.14	H.6	S.131-155	3 Abb.	9 Tab.	Innsbruck, Okt. 1987
--------------------------------	----------------	-------	-----	-----------	--------	--------	----------------------

DECKENSTRUKTUREN IM SÜDLICHEN RANDBEREICH DER WESTKARPATEN (VORLÄUFIGE MITTEILUNG)

H. Kozur & R. Mock

Zusammenfassung:

Die Westkarpaten von der Pieninischen Klippenzone im Norden bis zum Bükk-Gebirge im Süden sind aus völlig unterschiedlichen tektonischen Einheiten aufgebaut, die alle in Deckenposition vorliegen. Die Pieninische Klippenzone repräsentiert die erhaltenen Reste der Fortsetzung von Teilen der Ostkarpaten. Ihre primär innerste Zone (Fortsetzung der Transsylvanischen Decken) - die exotische Cordillere und das anschließende Becken - gehört zum mobilen Tethys-Belt. Zentrale und innere Westkarpaten sind entweder Teile des mobilen Tethys-Belt (z.B. Meliata-Einheit s.str.) oder Teile des Schelfs von Apulia (z.B. Tatricum, Krížna-Decke, Veporicum, Choč-Decke etc.), der während der Trias im Sedimentationsbereich der Ostalpen und Westkarpaten noch mit dem Schelf des stabilen Europa verbunden war. Der südliche Randbereich der Westkarpaten gehört entweder zum mobilen Tethys-Belt (Südbükk-Schiefer-Einheit) oder war primär Teil des Sedimentationsgebietes der Dinariden (Fennsíkm).

Das Penninicum ist Teil des mobilen Tethys-Belt. Das östliche Riftsystem des mobilen Tethys-Belt war vom Unteranis an, im SE seit dem höheren Olenekian, sehr aktiv (große Mengen von Pillow-Laven, Gabbros, z.T. Serpentinite). Es trennte Tisia vom Schelf des stabilen Europa. Das westliche Riftsystem war während dieser Zeit nicht sehr aktiv und unterlag nach dem beginnenden Riffen (Pelson-Illyr) sogar einer gewissen Kompression. Cordevolische Faunen des südlichen Tethysrandes und angrenzender Epikontinentalmeere (*Pseudofurnishius murcianus* - *Theelia tubercula* - *Leviella bentori*-Fauna), die auch in den äußeren Dinariden und Süd-

alpen auftreten, konnten das westliche Riftsystem überqueren. Typische südalpine Events im Sinne von BRANDNER (1984), wie die euxinische Fazies im basalen Ladin (z.B. Grenzbitumenzone), sind auch auf Tisia vorhanden (Peștiș-Schiefer des Bihar-"Autochthon"). In diesen genannten Schichten treten die gleichen Reptilienfaunen sowie die gleichen marinen Mikrofaunen und Invertebratenfaunen auf.

Eine direkte Korrelation von Tisia und dem Tatricum ist wegen zunehmend abweichender Faziesentwicklung seit dem Ladin, und vor allem wegen völlig abweichender faunistischer Beziehungen beider Gebiete vom Ladin bis zum Jura (südliche ladinische bis unterkarnische Faunen und nördliche jurassische Faunen auf Tisia, dagegen nördliche ladinische bis unterkarnische und südliche jurassische Faunen im Tatricum) nicht möglich.

Während der höchsten Trias und des Jura brachte die kompressive Tektonik im östlichen Riftsystem (beginnend mit obernorischen Flyschablagerungen) Tisia näher zum stabilen Europa. Auf der anderen Seite wurden durch das hochaktive westliche Riftsystem und die Öffnung des Penninicum im Jura die austroalpinen Einheiten vom stabilen Europa getrennt. Diese paläogeographischen Umstellungen werden auch durch drastische Änderungen in den faunistischen Beziehungen von Tisia und dem Tatricum zu den Schelfgebieten von Apulia und des stabilen Europa aufgezeigt.

Die nachfolgenden Einheiten in Deckenposition wurden innerhalb des südlichen Teils der Westkarpaten ausgeschieden: Meliaticum (Teil des mobilen Tethys-Belt): Meliata-Einheit,

Südbükk-Schiefer-Einheit s.str., Bôrka-Decke?; Rudabányaicum (Übergangsgebiet zwischen dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia): Rudabánya-Decke, Torna-Decke, Szőlósardó-Decke; Silicicum (Schelf von Apulia neben dem südlichen Teil des Oberostalpins): Silica-Decke, Stratená-Decke, Muráň-Decke, Strážov-Decke; Fennsíkim (Schelf von Apulia nahe den äußeren Dinariden und Südalpen): Fennsík-Decke, Mályinka-Decke, Éleskő-Decke.

Summary:

The Western Carpathians from the Pieniny Klippen Belt in the N to the Bükk Mts. in the S are composed of quite different units, all in nappe position. The Pieniny Klippen Belt is the remnant of the continuation of parts of the Eastern Carpathians. Its primary innermost zone (continuation of the Transsylvanian nappes) - exotic ridge and adjacent basin - belongs to the Tethyan Mobile Belt. Central and inner Western Carpathians are either part of the Tethyan Mobile Belt (e.g. Meliata Unit) or part of the Apulian Shelf (Tatricum, Krížna nappe, Veporicum, Choč nappe, etc.) that was connected during the Triassic with the shelf of stable Europe in the sedimentation area of the Eastern Alps/Western Carpathians. The southern marginal parts of the Western Carpathians belong either to the Tethyan Mobile Belt (South Bükk Shale Unit) or were primary part of the sedimentation area of the Dinarids (Fennsíkim).

The Penninicum is part of the Tethyan Mobile Belt. The eastern rift system of the Tethyan Mobile Belt was since the Lower Anisian, in the SE even from the higher Olenekian very active (large amounts of pillow lavas, gabbros, partly serpentinites) and it separated Tisia from the shelf of stable Europe. The western rift system was not very active during the Triassic and it was even somewhat compressed after initial Pelsonian-Illyrian rifting. Cordevolian faunas of the southern margin of the Tethys and of adjacent epicontinental seas (*Pseudofurnishius murcianus*-*Theelia tubercula*-*Leviella bentori* fauna)

present also in the outer Dinarids and Southern Alps, could cross the western rift system. Typical South Alpine events in the sense of BRANDNER (1984) like the euxinic facies in the basal Ladinian (e.g. Grenzbitumenzone) are also present in Tisia (Peștiș shale of the Bihor-"Autochthon"). Both yielded quite the same reptile fauna, marine microfauna and invertebrate fauna. A direct correlation between Tisia and the Tatricum is not possible because of increasingly different facies development since the Ladinian and above all quite different faunistic relations of both units since this time until the Jurassic (southern Ladinian to Lower Carnian faunas and northern Jurassic faunas in Tisia, but northern Ladinian to Lower Carnian and southern Jurassic faunas in the Tatricum).

During the highest Triassic and Jurassic compressive tectonics in the eastern rift system (beginning with higher Norian flysch deposits) brought Tisia closer to stable Europe. On the other hand, during the Jurassic the highly active western rift system and the opening of the Penninicum separated the Austroalpine units (Tatricum etc.) from stable Europe. These fundamental paleogeographic changes are indicated also by drastic changes of the faunistic connections of Tisia and the Tatricum to the Apulian and stable Europe shelves (see above).

The following units in nappe position were recognized within the southern parts of Western Carpathians: Meliaticum (part of the Tethyan Mobile Belt): Meliata Unit, South Bükk Shale Unit s.str., Bôrka nappe?; Rudabányacum (transitional area between Tethyan Mobile Belt and shelf of Apulia): Rudabánya nappe, Torna nappe, Szőlósardó nappe; Silicicum (shelf of Apulia beside southern part of Upper Austroalpine): Silica nappe, Stratená nappe, Muráň nappe, Strážov nappe; Fennsíkim (shelf of Apulia near to Outer Dinarids and Southern Alps): Fennsík nappe, Mályinka nappe, Éleskő nappe.

1. EINLEITUNG

Während im größten Teil der Westkarpaten der Deckenbau seit langer Zeit unbestritten ist, wurden die Gemeriden und alle südlich anschließenden Gebiete lange Zeit als autochthone Teile der Westkarpaten bzw. südlich angrenzender tektonischer Einheiten angesehen. Erst der Nachweis von großen Deckenstrukturen in den südlichen Westkarpaten durch KOZUR & MOCK (1973 a, b): Silica-Decke, KOZUR (1979): Rudabánya-Decke, MOCK (1980): Stratená-Decke, BALOGH, KOZUR & PELIKÁN (1984): Fennsík-Decke im Bükkgebirge, GRILL et al. (1984): Torna-Decke, führte zu völlig neuen tektonischen Vorstellungen, die bei KOZUR (1984 c) kurz skizziert wurden.

2. TEKTONISCHE SITUATION DER WESTKARPATEN

Nach den Vorstellungen von KOZUR (1984 c) ergibt sich für die Westkarpaten ein durch Fernüberschiebungen gekennzeichnetes Baustil, ähnlich wie ihn TOLLMANN in vielen Publikationen für die Alpen anschaulich aufgezeigt hat. Die Südbükk-Schiefer-Einheit (Substrat des Fennsík-Deckensystems), die Meliata-Einheit, die Transsylvanischen Decken und die inneren Teile des ehemaligen Sedimentationsgebietes der Pieninischen Klippenzone sind nach diesem Modell Teile des hochmobilen Tethys-Belt, in dem es insbesondere vom Dogger bis zur Unterkreide zu starker Krustenausdünnung und teilweise völligem Auseinanderdriften der kontinentalen Kruste kam. Der mobile Tethys-Belt besteht aus zwei räumlich getrennten und zu verschiedenen Zeiten aktiven Haupttriftsystemen, die in sich in langgestreckte Zonen mit subozeanischer bis ozeanischer Kruste und dazwischenliegenden Schwellenregionen mit kontinentaler Kruste unterteilt sein können. Zu diesem mobilen Tethys-Belt gehört auch das Penninicum der Alpen.

In dem hochmobilen, vom Dogger bis zu tinentalen Kollision in großen Teilen subozeanischen bis ozeanischen Tethys-Belt begann das Auseinanderdriften der Kruste im E und SE früher als im NW und W. In den Transsylvanischen Decken und in den inneren Teilen des Sedimentationsgebietes der Pieninischen Klippenzone liegen schon aus dem Unteranis Tiefwassersedimente mit psychrosphärischen Ostracoden vor, die eine Wassertiefe von mindestens 500 m und freie Verbindung zum Weltozean anzeigen. Weiter westlich begann das Riffen erst im Pelson und im Penninicum erst im höchsten Lias oder basalen Dogger, wo auch im übrigen mobilen Tethys-Belt das eigentliche subozeanische bis ozeanische Riffen begann. Dieses subozeanische bis ozeanische Riffen hält sich z.T. an die Riftstrukturen der Trias mit vermutlich ausgedünnter kontinentaler Kruste (z.B. in der Meliata-Einheit über iadinischen bis obertriassischen Tiefwasserablagerungen mit mächtigen Pillowlaven, z.T. Serpentiniten), z.T. reißen völlig neue Riftstrukturen auf zuvor nicht reduzierter kontinentaler Kruste auf wie im Penninicum der Alpen.

Nach diesem Modell lagen die Ostkarpaten am Rande des stabilen Europa. Ihre innersten Teile (Transsylvanische Decken) gehören zum mobilen Tethys-Belt. Ihre übrigen Teile (mediane Daciden sensu SÄNDULESCU, 1983, 1984) und nach außen anschließende Einheiten bilden den ursprünglichen Schelf des stabilen Europa (vgl. Abb. 1-3). Die medianen Daciden waren vom Dogger bis zur Kreide durch die äußeren Daciden (Fortsetzung: Magura-Trog), die ausgedünnte kontinentale, subozeanische und teilweise vielleicht ozeanische Kruste aufwies, vom eigentlichen Schelf des stabilen Europa abgetrennt. Das Sedimentationsgebiet der Pieninischen Klippenzone war ursprünglich die nach NW zu immer schmaler werdende Fortsetzung von Teilen des Sedimentationsgebietes der Ostkarpaten. Die Pieninische Klippenzone zeigte daher die gleiche Zweigliederung in eine äußere Zone (Schelf des stabilen Europa) und eine innere Zoner (Teil des mobilen Tethys-Belt). In den Südkarpaten, die

in streichender Fortsetzung der Ostkarpaten liegen, sind bisher nur jene Teile bekannt, die zum Schelf des stabilen Europa gehörten (Supragetische und Getische Decken und ursprünglich weiter außen liegende Einheiten). Die innere, zum mobilen Tethys-Belt gehörende Zone wurde nicht aufgefunden oder ist nicht mehr erhalten (auch die Transsylvanischen Decken der Ostkarpaten sind heute an der Oberfläche nur noch kleine Deckenreste), es sei denn, daß in den Ultramafiten der Kosovica- und Subkosovica-Decke auch triassische Einheiten stecken. Immerhin sind aus den Südkarpaten auch Hallstätter Kalke bekannt, bei denen es sich um riftnahe Sedimente handeln könnte.

Während der Einengungsphasen der alpidischen Orogenese wurde der Sedimentationsbereich der Pieninischen Klippenzone zunächst unter starker Einengung auf das stabile Europa aufgeschoben und später durch die über den größtenteils subduzierten mobilen Tethys-Belt überschobenen zentralen und inneren Westkarpaten nahezu völlig ausgequetscht. Dabei fanden die lateralen Bewegungen nicht nur in Form von Deckentransport statt, sondern die zentralen/inneren Westkarpaten wurden auch entlang von strike slip faults relativ zum stabilen Europa und relativ zu Apulia nach Osten bewegt. Nachweisbar sein sollten hiervon besonders die jüngsten, miozänen Bewegungen. Diese aus unserem Modell vorhersagbaren (bzw. nach unserem Modell unbedingt notwendigen) Lateralverschiebungen der zentralen (und inneren) gegen die äußeren Westkarpaten wurden von BIRKENMAJER (1985) anschaulich aufgezeigt.

An der Südseite der nach NE driftenden Westkarpaten-Einheiten (und im Süden mit ihnen verbundener Einheiten) wurden Teile des NW-Endes der Dinariden mit nach NE geschleppt und als Decken auf den mobilen Belt aufgeschoben. Daher findet man im sogenannten "Igal-Bükk-Trog" (Mitteltransdanubische Zone bis Bükk-Gebirge) Decken von dinarisch ausgebildetem Jungpaläozoikum bis Trias auf einer Melange aus Gesteinen des mobilen Tethys-Belt. Im Bükk-Gebirge wurde nach dem Nachweis des

jurassischen Alters großer Teile der Südbükk-Schiefer-Einheit mit Hilfe von Radiolarien (KOZUR, 1984 b) die Deckenstruktur der darüberliegenden jungpaläozoisch-triassischen Schichtenfolge in dinarischer Ausbildung nachgewiesen (BALOGH, KOZUR & PELIKÁN, 1984). Nun wurde auch die Deckenstruktur im südwestlichen Teil der Mitteltransdanubischen Zone wahrscheinlich gemacht (HAAS, KOZUR & LELKES-FELVÁRI, in Druck). In der Bohrung Inke-I südlich des Balaton (südwestlicher Teil der Mitteltransdanubischen Zone zwischen der Balaton-Linie im NW und der Zentralungarischen Megatektonischen Linie im SE) kommen unter mehrere 1000 m mächtigen tertiären Ablagerungen nach HAAS, KOZUR & LELKES-FELVÁRI (in Druck) sehr schwach metamorphe Schichten vor, die eine Melange aus kieseligen schwarzen Schiefen, Kalksteinen, Vulkaniten und Serpentiniten darstellen. Als das vermutete Liegende der unmetamorphen jungpaläozoischen bis triassischen Gesteine in dinarischer Ausbildung in der Mitteltransdanubischen Zone ("Igal-Trog") wurden sie bisher ohne Fossilbeleg in das Altpaläozoikum gestellt. Mit Hilfe von Radiolarien konnte bei HAAS, KOZUR & LELKES-FELVÁRI (in Druck) julisches (mittelkarnisches) Alter für die schwarzen, leicht metamorphen kieseligen Schiefer nachgewiesen werden. Diese Melange hat die charakteristische Ausbildung für das westliche Riftsystem des mobilen Tethys-Belt. Die schwarzen, sehr pyritreichen kieseligen Schiefer stellen die Ablagerung eines recht tiefen, aber etwas abgeschnürten Beckens dar, in dem am Boden ein gewisser Sauerstoffmangel herrschte. Demgegenüber sind die ladinisch-karnischen Schichten im östlichen Rifttrog stets hochoxydiert, wobei es sich um überwiegend rote Schiefer und Kieselschiefer handelt, die lateral durch mächtige Pillowlaven vertreten werden. Diese Rot- und Buntfazies herrscht auch in dem westlich anschließenden Gebiet der Meliata-Einheit. Diese Einheiten stimmen vom höheren Anis an mit der Ausbildung im östlichen Riftsystem überein. Charakteristisch ist der völlig uneingeschränkte Faunenaustausch mit dem freien Weltozean und das Fehlen jeglicher Anzeichen für abgeschnürte Becken, wie schwarze, pyritreiche

Schiefer, die wiederum für das Karn des westlichen Riftsystems ganz kennzeichnend sind.

Der Nachweis von Gesteinen des mobilen Tethys-Belt an der N- und NE-Flanke der zentralen Westkarpaten (innerste Teile der Pieninischen Klippenzone: mit Tiefwassersedimenten, deren Faunen eine freie Verbindung zum Weltozean seit dem Unteranis anzeigen) sowie an der Südseite der inneren Westkarpaten (pelagische Sedimente ab Pelson, Tiefwassersedimente, Pillowlaven, Serpentine im Ladin und Karn) fügt sich sehr gut in unser Modell ein, das davon ausgeht, daß die Einheiten der zentralen und inneren Westkarpaten und südlich angrenzender Gebiete (nach Süden bis zum Balaton-Hochland und den Decken der Mitteltransdanubischen Zone reichend) von SW nach NE in ein Gebiet mit ozeanischer bis subozeanischer Kruste driftete, deren Reste an der N-, NE- und S-Seite erhalten blieben, während sie an der Ostseite unter mächtigen jüngeren Sedimenten oder mächtigen Deckenstapeln begraben liegen. In den inneren Westkarpaten finden sich Reste des mobilen Tethys-Belt auch in tektonischen Fenstern (alpidisch metamorphe Meliata-Einheit) in den Gemeriden und südlich davon.

Auch die mitgeschleppten Gesteinskörper vom NW-Rand des Dinariden-Sedimentationsgebietes, die jetzt im gesamten "Igal-Bükk-Trog" als Decken über der Melange aus Gesteinen des mobilen Tethys-Belt liegen, bekräftigen unser Modell. Sofern die Abfolge des mobilen Tethys-Belt nicht teilweise tektonisch ganz ausgequetscht ist, müßte sie große Teile der inneren und zentralen Westkarpaten unterlagern. Nur die nicht überfahrenen Teile des mobilen Tethys-Belt am Südrand der Westkarpaten südlich des Fennsíkm könnten in der Kompressionsphase ihrerseits auch auf das Fennsíkm aufgeschoben sein, so daß am Südrand des Fennsíkm durchaus die tektonische Abfolge Meliaticum (alpin-metamorphe Meliata-Einheit) -- Fennsíkm -- Meliaticum (unmetamorphe Teile der Südbükk-Schiefer-Einheit) vorliegen könnte. Das würde erklären, warum in der Bohrung Rm 136 vom Darnóhegy über normal gelagerter, alpin leicht meta-

morpher Fennsíkm-Decke unmetamorphe Schichten der Südbükk-Schiefer-Einheit in überkippter Lagerung anzutreffen sind. Allerdings muß man in diesem durch junge tektonische Bewegungen (Darnó-Linie) stark beanspruchten Gebiet auch damit rechnen, daß die gegenseitige Position der einzelnen tektonischen Einheiten verändert wurde.

Der Sedimentationsraum der zentralen und inneren Westkarpaten lag nach unserem Modell in der Trias und im Jura konsequenterweise südwestlich bzw. westlich des mobilen Tethys-Belt und bildete damit den mehr oder weniger mobilen Schelf von Apulia, wie das schon HORVÁTH et al. (1977) aufzeigten.

In der Trias war die östliche Riftzone des mobilen Tethys-Belt wesentlich aktiver und wohl auch breiter als die westliche (westlich bzw. südwestlich des Serbo-Mazedonischen Massivs und von Tisia). In der östlichen Riftzone treten im Ladin und Unterkarn weitverbreitet vorwiegend rote, z.T. auch grüne Kieselschiefer und Schiefer auf. Vulkanismus zeigt sich teils nur in dünnen Tuffitlagen, teils treten mächtige Pillowlaven mit geringmächtigen Zwischenlagen von roten Schiefen und Kieselschiefern auf. Auch Gabbros und gelegentlich Serpentine sind räumlich oft mit den Vorkommen der Pillowlaven verknüpft. Auffallend ist die zeitliche Parallelität zu den kalkalkalischen Vulkaniten der äußeren Dinariden und Südalpen, die auf konvergente Tektonik hindeuten. Starkes Rifting im östlichen Riftsystem könnte die Ursache für gleichzeitige kompressive Tektonik am E-NE-Rand von Apulia sein. Am Nordrand von Apulia müßte durch den gleichen Prozeß noch zusätzlich Scherungstektonik auftreten, die von BRANDNER (1984) dort auch tatsächlich vermutet wird.

Da während der Trias im Penninicum noch kein Auseinanderdriften der Kruste stattfindet, waren am Westende der Tethys der Schelf des stabilen Europa und der Schelf von Apulia noch miteinander verbunden. Aus diesem Grund haben die nördlichen Einheiten des Ostalpins der Alpen und der Westkarpaten in der Trias eine nördliche

Fauna (austroalpine Faunenprovinz nach KOZUR, 1973, 1980), die südlichen Einheiten (z.B. Südalpen) dagegen eine südliche Fauna (dinarische Faunenprovinz sensu KOZUR, 1973, 1980). Klastische mittelkarnische Schüttungen reichen von ihrem Herkunftsgebiet auf dem stabilen Europa bis weit nach Süden auf den angrenzenden Schelf (z.B. bis zur Choč-Decke der Westkarpaten), während von Apulia klastische Schüttungen bis in den Raum der Südalpen erfolgten.

Die faunistischen Unterschiede wurden durch Schwellen und Tröge in Streichrichtung des Orogens innerhalb des europäisch-apulischen Schelfs der Alpen und Westkarpaten bewirkt. Teilweise dürften sie aber auch auf küstenparallele Meeresströmungen zurückzuführen sein.

Mit dem Beginn des ozeanischen Riftens etwa an der Basis des Dogger änderte sich die paläogeographische Situation grundlegend.

Die stärkste Riftaktivität lag jetzt im westlichen Riftsystem (innere Dinariden), das sich nach NW bis zum südpenninischen Trog ausdehnte. Der nordpenninische Trog war ein Randtrog des mobilen Tethys-Belt ohne eigentliches ozeanisches Riften, der vom südlichen ozeanischen penninischen Haupttrog durch eine Schwellenregion abgetrennt war.

Durch das subozeanische bis ozeanische Riften im Penninicum wurde das Sedimentationsgebiet des Ostalpins und der zentralen/inneren Westkarpaten vom stabilen Europa abgetrennt. Im östlichen Trog herrschte zur gleichen Zeit wohl schon Kompression (Flyschentwicklung ab dem Nor und im Jura).

Die Faunenprovinzen verlaufen wegen der veränderten paläogeographischen Situation im Jura ganz anders als in der Trias. Durch die Abtrennung vom stabilen Europa gehören das Ostalpin und die zentralen/inneren Westkarpaten zur südlichen (mediterranen) Faunenprovinz (GÉCZY, 1973, HORVÁTH et al., 1977, VÖRÖS, 1977). Die Südkarpaten, Ostkarpaten und die Pieninische Klippenzone, die außer ihren inne-

ren Zonen (Transsylvanische Decken, innerste Zone der Pieninischen Klippenzone) auch schon in der Trias zur nördlichen Faunenprovinz gehörten, haben weiterhin enge faunistische Beziehungen zu den Faunen des stabilen Europa.

Ganz besonders interessant sind die Verhältnisse auf dem Pannonischen "Median-Massiv" (im folgenden kurz als Tisia bezeichnet). Vom höheren Präkambrium bis zur Trias tritt eine südliche Entwicklung auf, die sich insbesondere in der Trias auch durch südliche Faunen manifestiert. Im jüngeren Proterozoikum treten verbreitet z.T. mächtige Karbonate auf, die in dies Zeitabschnitt in allen Einheiten des stabilen Europa fehlen, in südlichen Einheiten dagegen häufig anzutreffen sind. Im Mecsek-Gebirge liegen diese epimetamorphen, bisher fossilere Schichten unterhalb von dynamometamorph nicht oder nur sehr schwach beeinflusstem Untersilur (tieferes Wenlockian mit Conodonten und Muellerisphaerida, vgl. KOZUR, 1984 c, d, e, f). Hier wurden die Ófalu-Phyllite (metamorphe Tuffe/Tuffite, epimetamorphe Schiefer, kristalline Kalke, tiefer auch Amphibolite) durch JANTSKY (1979) nach detaillierten petrographischen und tektonischen Studien aus regionalgeologischen Erwägungen ins Jungproterozoikum eingestuft. Im Bihar-"Autochthon" kommen nach IANOVICI et al. (1976) in der Serie Arada (Amphibolite, "Porphyroide", kristalline Kalke) Fossilien des Jungproterozoikum (und basalen Kambrium ?) vor. Es ist dies die bisher einzige direkte paläontologische Datierung von Metamorphiten auf Tisia. Varistische Metamorphite stammen aus höheren Deckeneinheiten des nördlichen Apuseni-Gebirges und sind daher für die Altersdatierung der Metamorphite auf Tisia nicht relevant (IANOVICI et al., 1976).

Im Mittelperm treten im Mecsek-Gebirge gelegentlich Gondwana-Elemente unter den Sporomorphen auf (BARABÁS-STUHL, 1981, BARABÁS-STUHL & KOZUR, in Vorbereitung). Allerdings ist die nördliche Verbreitungsgrenze dieser Elemente gänzlich unbekannt, weil im Mittelperm des stabilen Europa wegen der fast ausschließlichen Rotfazies Sporomorphen meist

fehlen. In Südfrankreich treten diese Gondwana-Elemente ebenfalls auf (VISSCHER, 1968, VISSCHER, HUDDLESTONE SLATER-OFFERHAUS & WONG, 1974). Im Mittelperm der Choč-Decke scheinen sie dagegen zu fehlen (PLANDEROVÁ, 1973).

In der Mittel- und Obertrias weichen die Brackwasser-Ostracodenfaunen des Mecsek-Gebirges völlig von den gleichaltrigen Faunen in faziell übereinstimmenden Biotopen des Germanischen Beckens ab. Nicht eine einzige übereinstimmende Art mit dem Germanischen Becken konnte in der ostracodenreichen Kantavár-Formation nachgewiesen werden. Dagegen treten im ca. 2.000 km entfernten Prikaspi-Gebiet ca. 90% der Brackwasser-Ostracodenarten der germanischen Mitteltrias auf.

Die marinen Faunen des höheren Ladin und des Cordevol der Vălani-Decke des nördlichen Apuseni-Gebirges (proximalste Deckeneinheit des Codru-Deckensystems, nur wenig vom Bihor-"Autochthon" abgesetzt) stimmen vollständig mit den Faunen des Südrandes der Tethys und der angrenzenden Epikontinentalmeere (Spanien, Balearen, äußere Dinariden, Nordafrika, Nordrand der Arabischen Plattform, Burma) überein. Solche charakteristischen Faunenelemente der westmediterran-arabischen Faunenprovinz, wie *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGARD (Conodont), *Theelia tubercula* KRISTAN-TOLLMANN (Holothurien-Sklerit), *Falloticythere KOZUR*, *Leviella sohni* KOZUR; *Lutkevichinella egeleri* KOZUR (Ostracoden) konnten in allen untersuchten Proben (3 cordevolische mit Conodonten und Holothurien-Skleriten, 9 longobardische mit Ostracoden, Conodonten) nachgewiesen werden. Sie fanden sich auch im Probenmaterial von Dr. E. MIRAUȚA (Bucuresti), das Dank der großzügigen Unterstützung durch E. MIRAUȚA und den inzwischen leider viel zu früh verstorbenen Prof. Dr. PATRULIUS eingesehen werden konnte.

Selbst in den südlichsten Einheiten der Ostalpen und Westkarpaten sowie im Balaton-Hochland treten solche eindeutigen Tethys-Südrandfaunen nicht auf; im Budaer Gebirge und im

Fennsík-Deckensystem des Bükk-Gebirges sowie in den anderen Decken mit dinarischer Ausbildung im Bükk-Igal-Belt wären sie noch zu erwarten.

Im tieferen Jura dagegen zeigen die Ammoniten- und Brachiopoden-Faunen des Mecsek-Gebirges und anderer Teile von Tisia starke Anklänge an die Faunen des stabilen Europa (vgl. GÉCZY, 1973, VÖRÖS, 1977), im höheren Jura werden diese Beziehungen wieder wesentlich schwächer.

Diese Änderungen in den faunistischen Beziehungen von Tisia zum Tethys-Südrand bzw. zum stabilen Europa werden durch das neue tektonische Modell ebenso verständlich wie die gegenläufigen Änderungen in den faunistischen Beziehungen der inneren/zentralen Westkarpaten und des Ostalpins, Tisia, das Serbo-Mazedonische Massiv und das Rhodopen-Massiv¹⁾, die heute mehr oder weniger in allochthoner Position vorliegen, gehörten ursprünglich zum Randbereich des Schelfs von Apulia bzw. sie lagen zwischen Apulia und dem stabilen Europa. In der Trias waren sie durch das sehr aktive östliche Riftsystem

¹⁾ Fußnote: Die Bezeichnung "Massiv" für die genannten Gebiete wird manchmal mit autochthoner Position dieser Einheiten gleichgesetzt. Sie bedeutet aber lediglich, daß ein weniger mobiles Gebiet vorliegt, das in seiner heutigen Position von höher mobilen Gebieten umgeben ist, aber durchaus eine allochthone Einheit darstellen kann. Unter dem präkambrischen Basement von Tisia kann also durchaus Mesozoikum oder ozeanische Kruste liegen.

Zu den obengenannten tektonischen Einheiten könnte auch noch die Zentralostalpine Schwellenzone (sensu BRANDNER, 1984) zwischen den Südalpen und den Nördlichen Kalkalpen gehören, die aber sicher nicht direkt mit Tisia verbunden war und auch nur zeitweise eine Faunenscheide zwischen den Südalpen und Nördlichen Kalkalpen darstellte. Ihr Südrand wäre einer der beiden möglichen Wanderwege für die marinen Reptilien, die in den westlichen Südalpen (Grenzbitumenzone) und auf Tisia (Peștiș-Schiefer des Bihor-"Autochthon") gemeinsam vorkommen.

vom stabilen Europa getrennt (spätestens seit dem Höhepunkt des Riftens im Ladin, noch nicht dagegen in der Untertrias), während das starke ladinisch-cordevolische Riften im östlichen Riftsystem gleichzeitige Einengung in dem triassisch noch nicht sehr aktiven westlichen Riftsystem bewirkte (kalkalkalische Magmen am Rand von Apulia in den äußeren Dinariden und Südalpen). Zumindest im Oberladin und Unterkarn konnten Flachwasserfaunen vom Apulia-Schelf das wenig aktive und im Ladin/Cordevol vermutlich eingeengte oder teilweise aufgefüllte, zumindest nicht verbreiterte westliche Riftsystem durchqueren und bis Tisia gelangen. Auf dem gleichen Weg gelangten selbst gute Schwimmer unter den Reptilien, wie *Tanystropheus longobardicus*, von den Südalpen bis nach Tisia.

Im Jura wurde durch das ozeanische Riften im westlichen Riftsystem und im Penninicum die faunistische Verbindung von Tisia zum Sdürand-schelf der Tethys zeitweise stark eingeschränkt (Abb. 3) und über den gleichzeitig eingeengten östlichen Rifttrog wurden faunistische Beziehungen zum Schelf des stabilen Europa hergestellt²⁾. Durch den gleichen tektonischen Vorgang wurden die in der Trias bestehenden

²⁾ Fußnote: Die Einengung im östlichen Rifttrog begann vermutlich schon im höheren Nor, wo Flysch-sedimentation bzw. Auffüllung einsetzte. Selbst in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit s.str., die eine Position zwischen dem östlichen und westlichen Riftsystem einnehmen, endet im Nor die durch pelagische Kalke und vor allem Kieselschiefer gekennzeichnete Mangelsedimentation und es beginnt die Ablagerung grauer oder grauer bis roter, z.T. schluffiger Turbidite. Aus diesem Grund kann man eventuell schon im höheren Nor und Rhät faunistische und floristische Beziehungen von Tisia zum stabilen Europa erwarten. Wegen der limnisch-terrestrischen Sedimentation, die zu dieser Zeit auf Tisia herrschte (sofern überhaupt Sedimente abgelagert wurden und nicht Abtragung zu verzeichnen war, wie im Bihor-"Autochthon"), wird man dies faunistisch aber kaum nachweisen können, weil für Landfaunen die Barrieren wohl noch zu groß waren.

Verbindungen zwischen dem Ostalpin bzw. den zentralen und inneren Westkarpaten zum stabilen Europa unterbrochen und dieser Bereich war nun, auch faunistisch erkennbar, Teil des labilen Schelfs von Apulia. Diese Gebiete, die in der Trias nicht nur faunistisch, sondern auch sedimentologisch enge Beziehungen zum stabilen Europa aufwiesen (z.B. Einschüttungen von mittelkarnischen Klastika vom stabilen Europa aus in die proximalen Einheiten des Ostalpins und in deren Äquivalente in den Westkarpaten) wurden seit dem Jura von Tethyssüdrand-Faunen bewohnt (mediterrane Faunenprovinz im Sinne von GÉCZY), Tisia hatte dagegen enge Beziehungen zu den Tethysnordrand-Faunen (submediterrane Faunenprovinz im Sinne von GÉCZY). Das im höheren Jura zu beobachtende starke Nachlassen der faunistischen Beziehungen zwischen Tisia und dem stabilen Europa ist wiederum durch die Verbreiterung des äußeren dacischen Rifts (Outer Dacian Rift) sensu SĂNDULESCU (Black Flysch, Ceahlău in den Ostkarpaten, Severin-Decke in den Südkarpaten) leicht zu erklären.

Mit dem oben kurz zitierten tektonischen Grundmodell der Westkarpaten und angrenzender Gebiete lassen sich nicht nur die Raum-Zeit-Relationen der Faunenprovinzen des alpin-dinarisch-karpatischen Raumes in der Trias und im Jura erklären (siehe oben), sondern auch einige bisher schwer verständliche tektonische und sedimentologische Daten. So war bisher sehr überraschend, daß die Gerölle aus der Pieninischen Klippenzone (MIŠÍK, MOCK & ŠÝKORA, 1977) auch unteranische pelagische Tiefwasserfaunen sowie pelagische mittel- und obertriassische Sedimente (graue pelagische Kalke und Hallstätter Kalke) mit reichen Faunen des offenen Weltmeeres führen (psychrosphärische Ostracoden, pelagische Conodonten, Radiolarien), während unteranische pelagische Sedimente und Faunen aus den übrigen Westkarpaten, Ost- und Südalpen sowie auch aus den nördlichen Dinariden völlig unbekannt sind und die Obertrias des Tatricums durch den kontinental-lagunären Karpatenkeuper gekennzeichnet ist.

Wenn, wie oben ausgeführt wurde, das Sedimentationsgebiet der Pieninischen Klippenzone die direkte Fortsetzung des Sedimentationsgebietes von Teilen der Ostkarpaten ist, während die überschobenen zentralen und inneren Westkarpaten (mit Ausnahme der Meliata-Einheit) zum Schelf von Apulia gehörten, dann ist nur in der inneren Zone der Pieninischen Klippenzone als Fortsetzung der Transsylvanischen decken vollpelagisches Unteranis zu erwarten. Auf dem Schelf von Apulia (Südalpen, Ostalpin, zentrale/innere Westkarpaten außer Meliata-Einheit, Fennsíkm, Balaton-Hochland, äußere Dinariiden) fehlt pelagisches Unteranis mit offener Verbindung zum Ozean, weil zu dieser Zeit das westliche Riftsystem noch inaktiv war. Aus dem gleichen Grund fehlt es auch im westlichen Riftsystem selbst (zumindest in dessen nördlichem Teil) sowie in den Übergangsgebieten zwischen westlichem und östlichem Riftsystem (Meliata-Einheit, Südbükk-Schiefer-Einheit), obwohl es in diesen beiden letzteren Einheiten noch am ehesten zu erwarten wäre. In den inneren Ostkarpaten (Transsylvanische Decken), im Ostbalkan (Strandža-Gebirge), aber auch in der Dobrudscha ist pelagisches Unteranis mit offener Verbindung zum Ozean (pelagische Conodonten, psychrosphärische Ostracoden-Faunen) dagegen weitverbreitet.

Unser Modell mit zwei annähernd parallelen Riftzonen, von denen die eine in der Mittel- und Obertrias, die andere im Jura sehr aktiv war, läßt sich gut mit einer sprunghaften Verlagerung der Riftachsen erklären, wie das aus der Literatur von vielen Riftsystemen bekannt ist. Beim heutigen Kenntnisstand kann man hinsichtlich des Verlaufes der Riftzonen im südlichen Abschnitt des karpatisch-balkanisch-dinarischen Raumes aber noch nicht ausschließen, daß es in der Trias hier nur eine aktive Riftzone unmittelbar westlich des Rhodopen- und Serbo-Mazedonischen Massivs gab, auf die in Richtung Apulia eine weniger mobile Zone mit vornehmlich differenzierten Vertikalbewegungen folgte. Diese Riftzone müßte sich dann in der Art eines Tripelpunktes zwischen dem Serbo-Mazedonischen Massiv und Tisia aufgabeln, wobei der durch die

Mureş-Zone verlaufende östliche Ast (Mureş-Zone - Transsylvanische Decken - innere Pieninische Klippenzone) in der Trias aktiv war, der westliche Ast, der südwestlich von Tisia verlief, dagegen im Jura. Auch das entspräche dem Riftmodell an Tripelpunkten, wo ein Riftast inaktiv war, die beiden anderen dagegen aktiv (der Ast westlich des Serbo-Mazedonischen Massivs müßte nach dieser Rekonstruktion sowohl in der Trias als auch im Jura hochaktiv gewesen sein). In diesem Fall müßte der ostbalkanische Rift (Strandža) mit pelagischen Faunen des Oberolenekian und Unteranis blind enden, wie der Dobrudscha-Rift. In den Südkarpaten gäbe es dann in der Trias auch primär keine Riftzone. In diesem Fall wären das Serbo-Mazedonische Massiv und das Rhodopen-Massiv Teile des Schelfs des stabilen Europa. Das läßt sich für die Trias gegenwärtig weder belegen noch widerlegen, da von diesen gebieten keine triassischen Faunen bekannt sind.

Mehrere Beobachtungen sprechen gegen diese Modell-Variante (Fig. 2 b). Im Mureş-Trog gibt es keine triassischen Sedimente und das Riffen beginnt offensichtlich erst im Jura. In der Vardar-Zone treten noch im Unteranis Flachwasserkarbonate auf und erst darüber finden sich hemipelagische und pelagische Sedimente. Damit kann man das Fehlen von pelagischem Oberolenekian und Unteranis in der Vardar-Zone und im Mureş-Trog nicht damit erklären, daß in beiden Gebieten nur Sedimente in der Nähe der Riftachse erhalten sind, die jünger sein müssen als die Sedimente in den Riftzonen am Rande des stabilen Europa, die dann die riftachsenfernsten Ablagerungen wären.. Ein sehr gewichtiges Argument gegen ein oberskythisches/unteranisches Riffen in der Vardar-Zone ist die Tatsache, daß pelagische Faunen (Conodonten, Ammoniten, artikulate Brachiopoden) im Unteranis aus dem östlichen Rifftrug in das Germanische Becken einwandert und dort trotz relativ ungünstiger fazieller Verhältnisse weitverbreitet sind. Die Einwanderung dieser Faunen erfolgte eindeutig über SE-Polen, eine direkte Einwanderung aus der Vardar-Zone ist ausgeschlossen. In den äußeren Dinariiden und in den Südalpen, wo im Unteranis vielfach die

gleiche fazielle Ausbildung auftritt wie im Germanischen Becken (*Dadocrinus-gracilis*-Kalke, "calcaire vermiculaire"), gibt es im Unteranis weder Ammoniten, noch artikulate Brachiopoden, noch Conodonte, obwohl die äußeren Dinariden direkt an den Sedimentationsraum der Vardar-Zone angrenzen, die Verbindung auf jeden Fall enger war als zwischen dem östlichen Rifttrog und dem Germanischen Becken.

Wenn der Riftast westlich des Serbo-Mazedonischen Massivs schon im Unteranis pelagische Faunen führte (und das müßte er bei dieser Modell-Variante, weil sonst die pelagischen unteranischen Faunen der Transsylvanischen Decken, die freie Verbindung zum Weltmeer anzeigen, nicht existieren könnten), dann erscheint es unerklärlich, warum diese Faunen bzw. ein Teil von ihnen nicht in den auf der ganzen Länge des Riftes unmittelbar benachbarten Schelf von Apulia einwandern konnten, während die faziell mit dem Schelf von Apulia weitgehend übereinstimmenden unteranischen Plattformsedimente des Germanischen Beckens durch die vergleichsweise schmale Verbindung über das Święty Krzys-Gebirge aus dem östlichen Rifttrog mit Conodonten, Ammoniten, artikulaten Brachiopoden etc. besiedelt wurden. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Einwanderung der pelagischen unteranischen Faunen in das Sedimentationsgebiet der Transsylvanischen Decken nicht über den Muş-Trog (Trias unbekannt) und die Vardar-Zone (Unteranis nicht pelagisch), sondern aus dem ostbalkanischen Rift (Strandža) erfolgte, wo oberolenekische und unteranische pelagische Faunen weitverbreitet sind. Diese Verbindung müßte zwangsläufig über einen heute nicht mehr erhaltenen Rift in den Südkarpaten führen. Das Riffen in der Vardar-Zone würde dann wie in den übrigen Dinariden erst im Pelson beginnen, woraus zu erklären ist, daß es in den gesamten mittleren und nördlichen Dinariden keine unteranischen pelagischen Sedimente gibt.

Eine weitere theoretische Möglichkeit für das Einwandern pelagischer unteranischer Faunen in das Sedimentationsgebiet der Transsylvanischen Decken wäre die Herkunft aus dem Dob-

rudscha-Rift, wo ebenfalls oberolenekische und unteranische pelagische Faunen weitverbreitet sind. nach den rumänischen Geologen (zuletzt SÄNDULESCU, 1985, KBGA-Tagung in Kraków) endet der Dobrudscha-Rift jedoch blind und hat keine Verbindung zum Sedimentationsraum der Transsylvanischen Decken im Untergrund der Ostkarpaten.

Das östliche Riftsystem wird in letzter Zeit häufig als Paläotethys bezeichnet, im Unterschied zur jurassischen und jüngeren Neotethys. Der Name Paläotethys wird jedoch von verschiedenen Autoren so unterschiedlich verwendet, daß wir ihn hier nicht benutzen. Überdies hat die Tethys vom Mittelperm (nach der Pfälzischen Phase) bis zur Obertrias eine kontinuierliche Entwicklung und sollte daher auch nur diese eine von SUESS geprägte Bezeichnung "Tethys" tragen.

Die jurassische Tethys entsteht teils durch die mehr oder weniger kontinuierliche oder auch diskontinuierliche Fortsetzung des triassischen Riftprozesses (z.B. Meliata-Einheit und Südbükk-Schiefer-Einheit mit roten ladinischen und obertriassischen Kieselschiefern und z.T. mächtigen ladinischen und karnischen Pillowlaven, Gabbros und Serpentiniten sowie mit mitteljurassischen ozeanischen Sedimenten und Pillowlaven), also in Gebieten, wo die kontinentale Kruste wohl schon in der Trias ausgedünnt wurde. In anderen Abschnitten entsteht die jurassische Tethys durch Riffen in Gebieten mit normaler kontinentaler Kruste, wo in der Trias keine Riftprozesse zu beobachten waren (Penninicum). Dabei erfolgte das Riffen der jurassischen Tethys teils am Außenrand des stabilen Europa (Penninicum), teils am Außenrand von Apulia (Vardar-Zone).

Viel bedeutsamer als die räumliche Lage und die triassische Vorgeschichte erscheint uns aber die Tatsache, daß die jurassische Tethys im dinarisch-karpatischen Raum durch eine Verlagerung der Haupttriftachse aus dem triassisch sehr aktiven östlichen Trog in den etwa parallel verlaufenden, in der Trias wesentlich weniger aktiven westlichen Trog gekennzeichnet ist, und daß

gleichzeitig das Riftsystem der jurassischen-Tethys in Gebiete vorgebaut wurde, wo es zuvor keine Riftercheinungen gab. Damit aber ist das östliche triassische Riftsystem des dinarisch-karpatischen Raumes eng mit der jurassischen Tethys verbunden, weil die parallele Verlagerung von Riftzonen ein weitverbreitetes Kennzeichen von Riftzonen ist.

3. DECKENBAU IN DEN SÜDLICHEN WESTKARPATEN

Nach dem in Abschnitt 2 skizzierten Modell müßten alle Einheiten der Westkarpaten, die ursprünglich am Schelf von Apulia lagen, Deckenstrukturen sein, was sowohl für das "Basement" als auch für die zwischen dem "Basement" ausgequetschten bzw. vom "Basement" abgescherten jungpaläozoisch-mesozoischen Sedimentfüllungen gilt. Auch die Reste des mobilen Tethys-Belt wurden lateral transportiert; sie müssen nach dem obigen Modell aber nicht zwangsläufig überschoben sein.

Es besteht jedoch berechtigter Grund zu der Annahme, daß auch die heute noch sichtbaren, nicht subduzierten Reste der mobilen Tethys-Kruste (Meliata-Einheit, Südbükk-Schiefer-Einheit) nicht nur einen lateralen Transport in Richtung auf die Subduktionszone erfahren haben, sondern auch abgescherte und überschobene Deckenstrukturen, vielleicht sogar Deckenstapel sind. Bei den Transsylvanischen Decken ist dies eindeutig nachweisbar, bei der Meliata-Einheit und der Südbükk-Schiefer-Einheit bisher nur zu vermuten. Wenn beide Einheiten nur lateral in Richtung auf die Subduktionszone transportiert und dann von den Westkarpaten überschoben wurden, dann müßte man einen stärkeren Metamorphosegrad erwarten; zumindest könnten dann keine unmetamorphen Bereiche vorkommen. Neben anchimetamorphen Schichten finden sich aber sowohl in der Meliata-Einheit (z.B. Tornakápolna) als auch in der Südbükk-Schiefer-Einheit (Teile des Westbükk, Darnó-hegy) unmetamorphe Gesteine. Da augenscheinlich in beiden Einheiten mehrere Decken oder Teildecken

vorkommen, die beim gegenwärtigen Kenntnisstand noch nicht eindeutig abgegrenzt werden können, und andererseits die Deckennatur nur durch hypothetische Überlegungen postuliert wird (es sind keine tektonischen Fenster überschobener mesozoischer Einheiten unterhalb der Meliata-Einheit und der Südbükk-Schiefer-Einheit bekannt bzw. eindeutig als solche anzusprechen), wird hier von einer Benennung dieser Decken Abstand genommen. Die Komját-Decke nach GRILL, KOVÁCS et al. (1984) wird hier nicht verwendet, da einerseits die Melange der Meliata-Einheit und der Südbükk-Schiefer-Einheit aus mehreren Decken, Schuppen oder auch in salinärer Melange eingequetschten Blöcken besteht, deren gegenseitige Relationen ganz unklar sind, und andererseits in der Komját-Decke auch Folgen vereinigt wurden, die nicht einmal zur Meliata-Einheit gehören. GRILL, KOVÁCS et al. (1984) schieden innerhalb der Komját-Decke die Tornakápolna-Fazies und die Meliata-Fazies aus. Bei der Tornakápolna-Fazies handelt es sich um die vorwiegend magmatische Ausbildung der Mittel- und tieferen Obertrias der Meliata-Einheit s.str. (Jaklovce-Formation nach KOZUR & MOCK, 1985). Unter der Meliata-Fazies wurden ganz verschiedene Folgen aus unterschiedlichen tektonischen Einheiten zusammengefaßt, deren gemeinsames Merkmal die leichte metamorphe Überprägung ist. Ein Teil dieser Schichten gehört zur Meliata-Einheit s.str., ein Teil dagegen zur Torna-Decke (Striežovce-Formation). Dadurch ist unklar, was eigentlich unter der Komját-Decke zu verstehen ist.

Die Komját-Decke ist hier nur insofern interessant, als GRILL, KOVÁCS et al. (1984) sie zwischen ihre Torna-Decke und die Silica-Decke legten. Die Silica-Decke folgt aber über der Torna-Decke (z.B., in deren Typusregion, dem Torna-Becken) oder über der Szőlősdó-Decke, wie das am Südrand der Silica-Decke gut zu beobachten ist, und auch bei Mokrý Lúka bei Silická Brezová liegt ein tektonisches Fenster der Szőlősdó-Decke unter der Silica-Decke vor. Wegen starker tektonischer Bewegungen nach der Deckenbildung, aber auch deshalb, weil die Meliata-Einheit oft in einer evaporitischen Melange

auftritt, die zu Abscherung und Diapirismus neigt, kann es vorkommen, daß die Meliata-Einheit an einigen Stellen nicht unter, sondern über höheren Deckeneinheiten liegt, z.T. sogar auf der Silica-Decke. Gelegentlich kann das Meliaticum auch mit tektonischem Kontakt auf dem Fennikum aufliegen (z.B. in der Bohrung RM 136 vom Darnó-hegy-Gebiet bei Recsk zwischen dem Bükk- und Mátra-Gebirge). In Oberflächenaufschlüssen des gleichen Gebietes liegt jedoch das Fennikum (Kalke und Schiefer des Oberperm) auf Meliaticum (KOZUR & MOCK, in Vorbereitung).

Es hat aber den Anschein, als würde die bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) angegebene Überlagerung der Decken nicht auf konkreten Beobachtungen, sondern eher auf Vermutungen basieren, die aus der hypothetischen Faziesabfolge Bükk-"Autochthon" ("südlicher Schelf") -- Fazies der Torna-Decke -- Fazies der Meliata-Einheit -- Fazies der Silica-Decke ("nördlicher Schelf") abgeleitet wurden, die von KOVÁCS (1984) in Anlehnung an die frühere Auffassung von KOZUR (1979) vertreten wird. Das geht auch aus den Ausführungen bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) hervor, nach denen die Abfolge der Torna-Decke derjenigen des Bükk-Gebirges ähnlich sein soll. Das ist aber gar nicht der Fall. Vielmehr entspricht die Abfolge in der Torna-Decke jener in der Szőlősdó-Decke, nur daß die Schichten leicht metamorph sind, weshalb sie teilweise mit der Meliata-Einheit s.str. zur Meliata-Fazies sensu GRILL, KOVÁCS et al. (1984) vereinigt wurden. Nach der Rekonstruktion der Fazieszonen bei KOVÁCS, die auch in der Arbeit von GRILL, KOVÁCS et al. (1984) zugrunde liegt, müßte die Fennikum-Deckeneinheit autochthon sein, was aber gar nicht der Fall ist. Auf diese "autochthone" Bükk-Entwicklung wären dann die anderen Decken in der postulierten Reihenfolge der Fazieszonen, also zuunterst die Torna-Decke, darüber die Meliata-Einheit (Komját-Decke) und zuoberst die Silica-Decke von N bzw. NW her aufgeschoben. Da diese hypothetische Faziesabfolge nicht existiert, sondern vielmehr auch das Bükk-"Autochthon" in Deckenposition vorliegt und die Meliata-Einheit bzw. die äquivalente

Südbükk-Schiefer-Einheit als Teil des mobilen Tethys-Belt die tiefste Deckeneinheit unter allen anderen Decken bildet, stimmt auch die bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) postulierte Deckenabfolge nicht, was in konkreten Aufschlüssen leicht aufzuzeigen ist (z.B. im Torna-Becken, wo die Silica-Decke auf der Torna-Decke liegt). Die Deckenabfolge lautet. Meliata-Einheit (tiefste Deckeneinheit, Abgrenzung der Teildecken meist noch unklar) - Torna-Decke (leicht metamorph) bzw. Szőlősdó-Decke (unmetamorph) - Silica-Decke. Die "autochthone" Bükk-Entwicklung (Teil der Deckeneinheit des Fennikums) liegt ebenfalls in Deckenposition über der Südbükk-Schiefer-Einheit, die nach der lithologischen Ausbildung und tektonischen Position der Meliata-Einheit entspricht.

Soweit Schichten entsprechenden Alters bekannt sind, stimmen die triassische und jurassische lithofazielle Ausbildung und Abfolge in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit überein (vgl. Tab. 3). Strikt gilt das aber nur für die vermutlich tiefste Deckeneinheit innerhalb der Südbükk-Schiefer-Einheit, wie wir sie in den triassischen und jurassischen Abfolgen am Darnó-hegy (zwischen Bükk- und Mátra-Gebirge) und im westlichen Bükk-Gebirge (Umgebung von Szarvaskő) finden. In dieser Deckeneinheit treten sowohl in der Mittel-/Obertrias als auch im Jura eine vorwiegend magmatische Ausbildung mit Pillowlaven und Gabbros, sowie eine sedimentäre Ausbildung mit vorherrschend Tiefwassersedimenten auf, die miteinander verzahnen können.

Weiter östlich liegt im südlichen Bükkgebirge eine Ausbildung vor, die Anklänge an das Rudabányaicum zeigt (etwas geringere Wassertiefen als in der obigen Entwicklung, bisher keine magmatische Ausbildung nachgewiesen). Diese Ausbildung ist auf eine Decke beschränkt, die wir hier als Répashuta-Decke bezeichnen. Gute Aufschlüsse finden sich u.a. am Bánya-hegy (überkippte Abfolge) und in der Umgebung von Répashuta im südlichen Bükk-Gebirge.

Gemeinsam mit den Transsylvanischen Decken und dem Penninicum bilden die Meliata-Einheit und die Südbükk-Schiefer-Einheit Teile des ab dem Aalenian (oder höheres Toarcian) subozeanischen, teilweise ozeanischen mobilen Tethys-Belt. Im Unterschied dazu wurde bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984, Abb. 5) die Ansicht vertreten, daß die Südbükk-Schiefer-Einheit von Szarvaskő über mächtiger kontinentaler Kruste des Bükk-"Autochthons" (südlicher Schelf des Meliata-Ozeans im Sinne von KOVÁCS) in einem flachen schmalen Trog abgelagert wurden und dabei im stratigraphischen Verband über den jungpaläozoisch-triassischen Flachwasserablagerungen (in dinarischer Ausbildung) des Bükk-Gebirges liegen. Die Basalte (und Gabbros) von Szarvaskő werden damit von Magmen hergeleitet, die durch mächtige kontinentale Kruste aufgedrungen sind; die Basalte wären damit untermeerisch ausgeflossene kontinentale Riftbasalte. Dagegen wird von diesen Autoren in Anlehnung an KOVÁCS (1982, 1984) der Ablagerungsbereich der Meliata-Einheit als Teil eines breiten ozeanischen Rifts seit dem Pelson-Illyr gedeutet, in dem vom Pelson bis Cordevol in der Phase des sea-floor spreading ozeanische Riftbasalte aufdrangen. Nach einem Vortrag von Z. BALLA und einer persönlichen Mitteilung dieses Autors ähnelt aber gerade der Chemismus der triassischen Pillowlaven vom Darnó-hegy jenem der kontinentalen Riftbasalte, während es sich bei den Pillowlaven von Szarvaskő um subozeanische Basalte handelt. Neben diesen Daten sprechen vor allem auch die sedimentologischen Daten gegen das o.g. Modell von KOVÁCS, das bisher in vielen Publikationen vorgetragen wurde. Die pelsonischen bis obertriassischen Sedimente der Meliata-Einheit und - soweit bekannt - auch der Südbükk-Schiefer Einheit sind pelagische Sedimente, die im Ladin und in der Obertrias im allgemeinen unter großen Wassertiefen, aber oberhalb der CCD angelagert wurden. Selbst die Kielesschiefer enthalten reichlich Filamente von kalkschaligen Benthos. Dagegen sind die Aalenian- und Bajocian-Schiefer, -Manganschiefer und -Radiolarite echte subozeanische bis ozeanische Tiefwassersedimente, die unterhalb der CCD abgelagert wurden. Kein einziger der zahlreichen

Olistolithe in den jurassischen Tiefwassersedimenten in der Umgebung von Szarvaskő enthält Komponenten aus den angeblich unterlagernden triassischen Flachwassersedimenten des Bükk-Gebirges (Plateaukalk etc.), sondern ausschließlich solche triassischen Tiefwassersedimente, wie wir sie auch aus der Meliata-Einheit oder vom Darnó-hegy kennen. Es steht im Einklang mit unseren Modellvorstellungen, daß die Reste des mobilen Tethys-Belt (Südbükk-Schiefer-Einheit, Meliata-Einheit, Transsylvanische Decken, innere, heute nicht mehr erhaltene Teil der Pieninischen Klippenzone) in den zentralen und inneren Westkarpaten primär immer die tiefste Deckeneinheit bilden, in den Ostkarpaten dagegen die oberste Deckeneinheit (Transsylvanische Decken). Die Ostkarpaten wurden auf dem Schelf von Europa abgelagert. Ihre innerste Zone, die Transsylvanischen Decken, gehörten teils zum Übergangsbereich zwischen dem Schelf des stabilen Europa und dem mobilen Tethys-Belt, größtenteils jedoch zum mobilen Tethys-Belt selbst. Bei der europawärts gerichteten Kompression der Karpaten müssen damit die Transsylvanischen Decken in die höchste Deckenposition gelangen, weil ihr Ablagerungsgebiet am weitesten vom stabilen Europa entfernt war. Durch den gleichen tektonischen Vorgang muß die Fortsetzung des Sedimentationsgebietes der Transsylvanischen Decken in den Westkarpaten (innere Teile der Pieninischen Klippenzone) von den zentralen Westkarpaten überfahren werden, weil deren Sedimentationsgebiet ursprünglich "afrikawärts" an der Innenseite des mobilen Tethys-Belt, d.h. auf dem Schelf von Apulia lag. Der gleiche Sedimentationstrog (Transsylvanische Decken - Pieninische Klippenzone bzw. deren innere Teile) ist damit also hinsichtlich der Ostkarpaten die am weitesten vom stabilen Europa entfernte Einheit, hinsichtlich der zentralen/inneren Westkarpaten die am nächsten zum stabilen Europa gelegene Einheit, wodurch sich die grundsätzlich andere tektonische Position der Pieninischen Klippenzone und der Transsylvanischen Decken gegenüber den zentralen/inneren Westkarpaten bzw. Ostkarpaten ergibt. Daher ist es selbstverständlich auch ausgeschlossen, irgendwelche Einheiten der zentralen und inneren

Westkarpaten mit den Bukovinischen und Subbukovinischen Decken der Ostkarpaten zu korrelieren.

Diese geologischen Fakten sind nach dem Modell von KOVÁCS (1982, 1984), nach dem die gesamten inneren und zentralen Westkarpaten auf dem Schelf des stabilen Europa abgelagert wurden und nur die Meliata-Einheit als Teil des ozeanischen Rifts ursprünglich südlich vom Schelf des stabilen Europas lag, überhaupt nicht zu erklären. In diesem Fall müßte die Pieninische Klippenzone als Fortsetzung der Transsylvanischen Decken, die auch KOVÁCS an die Innenseite des stabilen Schelfs von Europa stellt, von Süden her auf die inneren/zentralen Westkarpaten aufgeschoben sein, d.h. die gleiche tektonische Position einnehmen wie die Transsylvanischen Decken gegenüber den Ostkarpaten.

Da auch die Meliata-Einheit und die Südbükk-Schiefer-Einheit "europawärts" vom Ablagerungsraum der zentralen/inneren Westkarpaten lagen, müssen diese beiden Einheiten, sofern sie überschoben wurden, primär die tiefste Deckenposition einnehmen. In höhere tektonische Positionen können sie nur durch diapirartige Ausquetschungen oder durch jüngere tektonische Bewegungen nach dem Überfahren des mobilen Tethys-Belt gelangen.

Wie aus unserem Modell hervorgeht, müssen über den Deckeneinheiten des mobilen Tethys-Belt in den nächsthöheren Deckeneinheiten jene Schichtfolgen auftreten, die ursprünglich im Übergangsbereich zwischen dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia abgelagert wurden. Entsprechend der ursprünglichen geringeren regionalen Verbreitung dieses Übergangsbereiches gegenüber dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia, haben diese Deckeneinheiten regional eine wesentlich geringere Verbreitung als jene Decken, die vom Schelf von Apulia hergeleitet werden. Sie müssen überdies auf die Ost- und Südostseite der Westkarpaten beschränkt sein. Kleinere Deckenschollen dieser Deckeneinheiten könnten an der gesamten Südseite der inneren Westkarpaten auftreten.

Die triassisch-jurassische Schichtfolge dieses Übergangsbereiches zeigt eindeutig Übergangscharakter zwischen der Ausbildung im mobilen Tethys-Belt und der Ausbildung auf dem Schelf von Apulia (Tab. 4).

Nach der charakteristischen Ausbildung im Telekes-Tal des Rudabánya-Gebirges (Bodva-Fazies sensu GRILL, KOVÁCS et al., 1984) bezeichnen wir eine Decke mit dieser Übergangsentwicklung als Rudabánya-Decke (bei KOZUR, 1979, erstmals erwähnt). Das Riffen begann in der Rudabánya-Decke wie in der Meliata-Einheit abrupt im Pelson, wobei auch hier die pelagischen Rotkalke (Äquivalente der Žarnov-Kalke) in Spaltenfüllungen in die unterlagernden unteranischen Flachwasserkalke eingreifen. Gelegentlich werden die unteranischen Flachwasserkalke aber auch von pelsonischen dunklen Schiefen, Kieselschiefen, Mergeln und Kalken überlagert. Diese Schichtenfolge führt reichlich Radiolarien und Conodonten, lagert aber nicht so abrupt auf den unteranischen Flachwasserkarbonaten. Die Zugehörigkeit zur Rudabánya-Decke ist indes bei diesen Schichten fraglich, da Schichten dieser Ausbildung für die Szőlősdó-Decke typisch sind.

Auch die postpelsonische mitteltriassische Schichtenfolge ist ähnlich zu der Entwicklung in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit (vgl. Tab. 3, 4). Pillowlaven und andere basische Magmatite wurden jedoch nicht nachgewiesen. Sie fehlen aber auch in einigen Aufschlüssen der Meliata-Einheit. Das Oberkarn und Nor liegen als Hallstätter Kalke vor, das oberste Nor und Rhät in Zlambach-Fazies.

Auch der Jura ist lithologisch ähnlich wie in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit ausgebildet. Nachweise von Lias stehen noch aus. Die kieseligen Manganschiefer und dunklen Radiolarite des Aalenian und Bajocian führen wie in der Südbükk-Schiefer-Einheit Radiolarien der *Unuma-echinatus*-Zone (einschließlich der Typusart, die hier aber seltener auftritt als im Bükk-Gebirge). Ein Unterschied zur Ausbildung im mobilen Tethys-Belt liegt im

jurassischen Vulkanismus. Er ist viel schwächer und durch alkalibetonte intermediäre Vulkanite gekennzeichnet, ganz im Unterschied zu den mächtigen jurassischen basaltischen Pillowlaven in Teilen der Südbükk-Schiefer-Einheit.

Die zweite Übergangsfazies (Szólósdó-Fazies sensu GRILL, KOVÁCS et al., 1984) wurde in der Szólósdó-Decke (Benennung nach der typischen Ausbildung in der Umgebung von Szólósdó, Nordungarn) nachgewiesen. Über den unteranischen Flachwasserkalken (Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk) folgt hier die pelsonische bis cordevolische Nádaska-Kalk-Formation (bankige, fleckige, graue bis rötliche pelagische Kalke). Im Übergangsbereich zwischen den Steinalmkalken und den Nádaska-Kalken liegt meist eine charakteristische pelsonische Schichtenfolge aus dunklen Schiefen, Mergeln, dolomitischen Mergeln und dunklen, radiolarien- und conodontenführenden Kieselschiefen. Gelegentlich treten darin auch Tuffite auf. In keinem Fall ist der Fazieswechsel zwischen dem Steinalmkalk und den überlagernden pelagischen Kalken so abrupt wie in der Meliata-Einheit und zumindest im größten Teil der Rudabánya-Decke. Die Nádaska-Kalke können lateral auch durch Reiflinger Kalke vertreten sein.

Im Mittelkarn treten als Anklänge an die Raibler Fazies Mergel und Schiefer auf, die aber stets vollmarin und pelagisch (mit Radiolarien) sind. Sie werden von oberkarnischen bis norischen Kalken überlagert, die im mittleren und oberen Teil Kieselknuern führen (Pötschenkalke s.l.).

Der Sedimentationsraum der Szólósdó-Decke lag im Unterschied zum Sedimentationsraum der Rudabánya-Decke wahrscheinlich nicht zwischen den Sedimentationsräumen der Meliata-Einheit und der Silica-Decke, sondern zwischen den Sedimentationsräumen der Meliata-Einheit bzw. Südbükk-Schiefer-Einheit und der Fennsík-Deckeneinheit. Dafür spricht die ähnliche Ausbildung der karnisch-norischen Schichten von Szólósdó-Decke und Fennsík-Deckensystem (vgl. Tab. 4, 7). Während in der

Rudabánya-Decke und in der Silica-Decke das Mittelkarn klastikafrei ist, treten in der Fennsík-Decke und in der Szólósdó-Decke vergleichsweise mächtige Schiefer, Mergel und z.T. Schluffsteine auf, mehr als in vergleichbaren Schichtabschnitten der Meliata-Einheit (s.str.), die mittelkarnischen Schiefer, Kalke und Mergel von Honce gehören zur Torna-Decke, siehe unten).

Zur Szólósdó-Decke gehören auch die bisher zur Silica-Decke gestellten Schichten von Mokrý Lúka im Slowakischen Karst. Das allseitig tektonisch gegen die Silica-Decke abgesetzte Vorkommen von Mokrý Lúka wird hier als tektonisches Fenster der Szólósdó-Decke unter der Silica-Decke gedeutet. Im Pelson treten hier bereits pelagische Conodontenfaunen mit *Gladigondolella* auf. Das schließt die Ablagerung in einem Intraplattform-Becken innerhalb der pelsonischen Flachwasserkalk-Plattform der Silica-Decke aus, da *Gladigondolella* niemals Intraplattform-Becken erreicht. Desgleichen sprechen auch die anischen Tuffite, die in der umgebenden Silica-Decke gänzlich fehlen, gegen eine Zugehörigkeit zu dieser Decke. Überdies ähneln die pelsonischen Schichten von Mokrý Lúka faziell den pelsonischen Übergangsschichten zwischen dem Steinalmkalk und dem Nádaska-Kalk im Typusgebiet der Szólósdó-Decke. Die darüber folgenden bankigen, fleckigen Kalke, die oberanische und ladinische Conodonten lieferten, entsprechen faziell dem Nádaska-Kalk.

Die Schichten der Szólósdó-Decke sind zwar stets unmetamorph, die Conodonten aus dieser Decke (z.B. aus der Umgebung von Szólósdó) zeigen aber einen höheren CAI-Wert als die Conodonten aus der Silica-Decke, jedoch wird in keinem Fall das anchimetamorphe Stadium erreicht.

Eine völlig übereinstimmende Schichtenfolge tritt in der Torna-Decke sensu GRILL, KOVÁCS et al. (1984) auf. Der einzige definitive Unterschied zur Szólósdó-Decke liegt darin, daß die Schichtenfolge der Torna-

Decke leicht metamorph ist. In beiden Decken treten unteranisische Gutensteiner und Steinalm-Kalke auf. Der darüber folgende Szentjánoshegy-Kalk der Torna-Decke ist das leicht metamorphe Äquivalent der Nádaska-Kalke, der Tornaszentandrás-Schiefer der Torna-Decke das leicht metamorphe Äquivalent der dunklen Mergel und Schiefer der Szőlósardó-Decke und die darüber folgenden Pötschenkalke s.l. finden sich ebenfalls in beiden Decken. Nicht nur die Fazies, sondern auch das Alter der betreffenden Schichten stimmt völlig überein. Die bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) zur Torna-Decke. Auf der anderen Seite stellten GRILL, KOVÁCS et al. (1984) Schichtenfolgen der Torna-Decke in die Meliata-Einheit (Striežovce-Formation), so daß diese Autoren die Unterscheidung Meliata-Einheit -- Torna-Decke nicht immer gelungen zu sein scheint. Das ist aber nicht verwunderlich, weil die Schichtenfolge der Torna-Decke nicht nur in der Turnianska kotlina, sondern auch in anderen Gebieten (z.B. Honce) bisher stets in die Meliata-Einheit gestellt wurden. Wir haben diese Schichten von der Meliata-Einheit s.str. abgetrennt (KOZUR & MOCK, 1985).

Die bisherige Zuordnung der Vorkommen der Turnianska kotlina und von Honce zur Meliata-Einheit basiert im wesentlichen auf der Vorstellung, daß alle Vorkommen der Meliata-Einheit schwach metamorph, alle Vorkommen von Silicium unmetamorph seien. Das ist aber nach neueren Untersuchungen nicht immer der Fall. Teile der Meliata-Einheit sind gänzlich unmetamorph. So konnten in unmetamorphen roten Schiefen und Kieselschiefern, die Einschaltungen in Pillowlaven in dem Basalt/Gabbro/Serpentinit-Assemblage von Tornakápolna bilden, unterladinische Radiolarien gefunden werden (KOZUR & RÉTI, 1986). Gleichfalls unmetamorph sind Teile der Südbükk-Schiefer-Einheit im westlichen Bükk-Gebirge sowie am Darnó-hegy. Andererseits können die überlagernden Decken z.T. leicht metamorph sein (z.B. Fennsík-Decke s.str., transportierte Metamorphose).

Auch bei der Torna-Decke nehmen wir transportierte Metamorphose an, da sowohl die Torna-Decke als auch die Szőlósardó-Decke unter der Silica-Decke liegen, also heute die gleiche Auflage zeigen. Wegen dieser transportierten Metamorphose können die Torna-Decke und die Szőlósardó-Decke nicht in einer Decke vereint werden, wie wir das ursprünglich in Erwägung gezogen haben.

Die Sedimentationsgebiete aller nachfolgend beschriebenen Decken gehören zum labilen Schelf von Apulia. BALOGH, KOZUR & PELIKÁN (1984) konnten erstmalig die Deckenstruktur des Bükk-Gebirges nachweisen. Nach der typischen Ausbildung im Bükk-Fennsík nannten sie die Decke Fennsík-Decke. Sie ist in ihrer typischen Ausbildung anchimetamorph. In tektonischem Kontakt mit dieser Ausbildung befindet sich aber noch eine faziell gleich ausgebildete (ebenfalls südalpin-dinarische) unmetamorphe Schichtenfolge, gleichfalls in Deckenposition über der Südbükk-Schiefer-Einheit. Diese unmetamorphe Schichtenfolge bildet im nördlichen Bükk-Gebirge eine große zusammenhängende Deckenstruktur (siehe BALOGH, KOZUR & PELIKÁN, 1984, Abb. 1: II), die wir hier als Mályinka-Decke bezeichnen (nach der typischen Ausbildung im Gebiet um Mályinka). Nach NW reicht sie bis zum Südrand des Uppony-Gebirges, wo unmetamorphe bis schwach anchimetamorphe silurische bis mittelkarbonische Schichten anstehen, die ihrerseits mit tektonischem Kontakt an die epi-/anchimetamorphe Schichtenfolge des Uppony-Gebirges grenzen (vgl. BALOGH & KOZUR, 1985, KOZUR, 1984, e, g). Von der Mályinka-Decke kennen wir somit Schichten vom oberen Llandoveryan bis zur Obertrias (Tab. 5-7). Wie die mittelkarbonisch-triassische Schichtenfolge der Fennsík-Decke und die gleichaltrigen Anteile der Mályinka-Decke ist auch der silurische bis tief-mittelkarbonische Anteil dieser Decke, der aus der Fennsík-Decke unbekannt ist, rein südalpin-dinarisch ausgebildet.

Im südlichen Bükk-Gebirge liegen auf der Südbükk-Schiefer-Einheit isolierte kleine Deckenreste von unmetamorpher Trias. Wahrscheinlich handelt es sich um Erosionsreste einer von ihrer paläozoischen oder nur von ihrer silurischen bis tief-mittelkarbonischen Unterlage abgesicherten Teildecke der Mályinka-Decke oder um eine selbständige Decke des gleichen Deckensystems.

Im Uppony- und Szendrő-Gebirge liegt eine hoch-anchimetamorphe bis epimetamorphe devonische bis tief-mittelkarbonische Schichtenfolge vor, die sich in mehreren Schuppen wiederholt. Sie endet stratigraphisch dort, wo die Abfolge der Fennsík-Decke beginnt (Hochwipfelschicht des Bashkirian). Nach der typischen Ausbildung am Éleskő (Uppony-Gebirge) und an der gegenüberliegenden Seite des angrenzenden Stausees wird diese Decke hier als Éleskő-Decke bezeichnet (regionale Verbreitung siehe BALOGH et al., 1984, Abb. 1: I). Obwohl das Szendrő-Gebirge räumlich durch jüngere Überdeckung getrennt ist, wird die dortige, in den Grundzügen übereinstimmende und ebenfalls vom Mitteldevon bis zu Bashkirian-Schiefern, -Aleuroliten und -Sandsteinen reichende Schichtenfolge (KOVÁCS, KOZUR & MOCK, 1983) ebenfalls zur Éleskő-Decke gestellt.

Es drängt sich die Vermutung auf, daß die Éleskő-Decke und die Fennsík-Decke aus einem Sedimentationsraum stammen und auch einer gemeinsamen (alpidischen) Metamorphose unterlagen, die posttriassisch-prägosauisch war. Nach dem gemeinsamen Transport als fernüberschobener Deckenkomplex wurden beide Decken erst in einer relativ späten Phase getrennt, wobei die Abscherung in dem mächtigen Schiefer-Aleurolit-Sandstein-Komplex des Bashkirian erfolgte. Die Fennsík-Decke beginnt nämlich stratigraphisch genau dort, wo die Éleskő-Decke aufhört, was wohl kaum zufällig sein dürfte, zumal beide Decken einer schwachen alpidischen Metamorphose unterlagen. Spätere junge gegensätzliche Bewegungen (Fennsík-Decke südvergent, Éleskő-Decke nordwestvergent) führten zu weiterer räumlicher Trennung. So ist es berechtigt, von

zwei Decken und nicht nur Teildecken zu sprechen.

Die Deckenstrukturen in den südlichen Westkarpaten lassen sich zu folgenden Deckenkomplexen zusammenfassen:

Meliaticum

Zum Meliaticum zählen wir die Meliata-Einheit, die Südbükk-Schiefer-Einheit s.str. und die ? Bôrka-Decke sensu LEŠKO & VARGA (1980). Das Meliaticum gehört zum mobilen Tethys-Belt. Die Triasfaunen gehören zur asiatisch-dinarischen Faunenprovinz. Kennzeichnend für das Meliaticum sind: (1) Plattform-Sedimentation bis zum oberen Unteranis. (2) Rapides Niederbrechen der Karbonat-Plattform im Pelson, das durch pelagische Rotkalke repräsentiert wird, die stets in Spaltenfüllungen in die unterlagernden hellen Flachwasserkalke eingreifen. (3) Weitverarbeitete rötliche, seltener grünliche Kieselschiefer im Ladin und Cordevol, die lateral durch pelagische rote Kalke und rote Schiefer vertreten sein können bzw. mit diesen wechsellagern. (4) Vorkommen von Pillowlaven, Gabbros und Serpentiniten ladinischen bis cordevolischen Alters, die sich mit der meist bei weitem vorherrschenden Kieselschiefer-Rotschiefer-Rotkalk-Fazies verzahnen. (5) Turbidite im höheren Nor. (6) Der Lias ist durch dunkle Schiefer, Schluff- und Sandsteine sowie dunkle Kalke charakterisiert und meist nur aus Olistolithen in den darüberliegenden dunklen Aalenian- bis Bajocian-Schiefern bekannt. (7) Mächtige dunkle Schiefer und Schluffsteine, gelegentlich auch Sandsteine im Aalenian und Bajocian, die auch einzelne dunkle Kieselschiefer und Manganschiefer oder Manganoxidknollen mit der ozeanischen *Unuma echinata*-Radiolarienfauna führen. Diese Schichtenfolge des Aalenian und Bajocian wurde unterhalb der CCD abgelagert. Vor allem im Aalenian weist sie durch ihre gradierte Schichtung oftmals Flyschcharakter (Aalenian Black Flysch) auf. Manchmal treten z.T. mächtige subozeanische Pillowlaven, Gabbros und z.T. Ultrabasite auf. (8) Anchimetamorph (HP-LT-Metamorphose), seltener unmetamorph. (9) Bereich maximaler Dehnungsprozesse. Neben der schon oben er-

wähnten, regional aushaltenden Bildung von Spaltenfüllungen mit pelagischen pelsonischen Rotkalken in den unteranischen Flachwasserkalken (Beginn der mobilen Phase nach der Sedimentation von Plattform-Karbonaten), zeigen sich diese Dehnungen vor allem in den weitverbreiteten lystrischen Störungen. Die maximale Dehnungsphase zu Beginn des Doggers (ozeanisches Riffen) führte dazu, daß diese jurassischen Schichten in allen bisher bekannten Vorkommen mit tektonischem Kontakt (lystrische Störungen) auf triassischen Schichten aufliegen, wobei im allgemeinen keine Winkeldiskordanz auftritt und die liassischen Kalke meist nur als Olistolithen vorliegen ("zerbrochene Formation"). Mitunter findet sich auch die Obertrias nur in Form von Olistolithen.

Rudabányaicum

Zum Rudabányaicum gehören die Rudabánya-Decke, die Torna-Decke und die Szőlősdó-Decke. Das Sedimentationsgebiet lag im Übergangsbereich zwischen dem mobilen Tethys-Belt (Meliaticum) und dem Schelf von Apulia. Die triassischen Faunen gehören zur asiatisch-dinarischen Faunenprovinz. Kennzeichnend sind: (1) Plattform-Sedimentation bis zum oberen Unteran. (2) Oft rapides Niederbrechen der Plattform im Pelson, das teils durch pelagische Rotkalken repräsentiert wird, die in Spaltenfüllungen in die unterlagernden Flachwasserkalke eingreifen. Eine zweite Ausbildung des Pelson, die aus dunklen Schiefern, Kieselschiefern und Kalken mit Radiolarien und Conodonten besteht, entwickelt sich ebenfalls rasch, aber weniger abrupt aus den unterlagernden Plattformkarbonaten. (3) Das Ladin liegt durchwegs in pelagischer Entwicklung vor (Kieselschiefer, dünnbankige rote Kalke mit Kieselknuern, am häufigsten bankige graue bis rötliche fleckige Kalke oder bankige graue Kalke mit rötlichen oder bräunlichen Streifen). Es fehlen aber die basischen und ultrabasischen Magmatite. (4) Auch die Obertrias ist durchwegs pelagisch (Hallstätter Kalke, Pötschenkalke s.sl.). (5) Das Riffen zu Beginn des Dogger war sehr stark, so daß auch hier der Dogger im allgemeinen (alle bisher bekannten

Vorkommen) mit tektonischem Kontakt (lystrische Störungen) auf Obertrias liegt. (6) Im Aalenian und Bajocian treten dunkle Schiefer, Manganschiefer und Kieselschiefer auf, welche die ozeanische Unuma echinatus-Radiolarienfauna führen, wobei aber Unuma echinatus seltener ist als in den gleichaltrigen Südbükk-Schiefern (Meliaticum). Da in einzelnen Schichtabschnitten die Schiefer einen bestimmten Kalkgehalt aufweisen, kann man annehmen, daß die Ablagerung der Sedimente des Aalenian und Bajocian teils etwas unter, teils etwas über der CCD erfolgten, das Ablagerungsgebiet also zwar sehr tief, aber deutlich flacher war als im Meliaticum. Sandsteineinschüttungen im Jura fehlen, so daß die sandigen Schüttungen im Jura nicht vom Schelf von Apulia, sondern nur aus Osten, von Cordillern im Bereich des triassisch sehr aktiven, im Jura aber eingegengten östlichen Riftsystems geschüttet worden sein können. Das ist ein indirekter Beweis für die starke Einengung des östlichen Rifftrages im Jura. (7) Der jurassische Vulkanismus ist anscheinend schwach. Bisher wurden nur alkalibetonte intermediäre Vulkanite nachgewiesen. (8) unmetamorph bis anchimetamorph.

Silicicum

Zum Silicicum gehören die Silica-, Stratená-, Muráň- und Strážov-Decke. Der Sedimentationsraum lag in Fortsetzung der südlichen Deckeneinheiten des Oberostalpins auf dem Schelf von Apulia. Die triassische Fauna gehört zur austroalpinen Faunenprovinz. Kennzeichnend sind: (1) Die austroalpine Faziesentwicklung: lagunäres bis kontinentales Oberperm, im Ladin keine effusiven Vulkanite, sondern nur sehr geringmächtige Tuffite, Hierlatzkalke und Adneter Kalke im Lias, Radiolarite erst ab höherem Dogger, um nur einige der Merkmale zu nennen, deren Kombination in keiner der anderen hier besprochenen Ausbildungen auftritt. (2) Mitteltrias bis Jul sind größtenteils als küstenferne Flachwasserkarbonate (Plattformkarbonate) ausgebildet. Untergeordnet treten im Illyr und Ladin auch Beckensedimente auf (Schreyeralmkalke, Reiflinger Kalke). (3) Oberkarn bis Rhät sind

teils pelagisch (Brachiopoden-Crinoiden-Kalke, Hallstätter Kalke, Zlambach-Schichten), teils als küstenferne Plattformsedimente ausgebildet (Tisovec-Kalk s.str., Dachsteinkalk). (4) Der Jura, soweit bekannt, enthält keine Vulkanite. (5) Unmetamorph.

Fennsíkm

Zum Fennsíkm gehören die Fennsíkm-Decke, die Mályinka-Decke und die Éleskő-Decke. Der Sedimentationsraum lag in Fortsetzung der äußeren Dinariden auf dem labilen Schelf von Apulia. Kennzeichnend sind: (1) Südalpin-dinarische Ausbildung vom Silur bis zur Trias: Die silurische Abfolge von Strázsa-hegy bei Nekézseny im südlichsten Uppony-Gebirge entspricht weitgehend der silurischen Abfolge des Cellon-Profiles der Karnischen Alpen, die Devon-Ausbildung des Uppony- und Szendrő-Gebirges kann ebenfalls mit dem südalpinen Devon verglichen werden, Hochwipfel-Flysch im Bashkirian (Mittelkarbon), marine Flachwassersedimente im höheren Mittelkarbon und Oberkarbon, marin-lagunäres Mittelperm, marines Oberperm, kalkige tiefere Untertrias, Emersionshorizont mit Richthofen'schem Konglomerat im Oberanin, mächtige, meist intermediäre Vulkanite im Unterladin, meist basische Vulkanite im Karn. (2) Mitteltrias bis Cordevol sind größtenteils als Flachwasserkalke ausgebildet, einzelne dünne Lagen von pelagischen rötlichen Knollenkalen kommen im Unterladin vor. (3) Im Jul finden sich dunkle Schiefer, Kalke und einzelne basische Vulkanite. (4) Oberkarn bis Nor sind als hornsteinführende, massige bis dickbankige pelagische Kalke oder helle Flachwasserkalke ausgebildet. (5) Unmetamorph bis schwach epimetamorph.

Abschließend noch wenige Bemerkungen zu einigen umstrittenen Problemen. KOZUR & MOCK (1973 a, b) und DUMITRICĂ & MELLO (1982) kamen zu der Auffassung, daß die Silica-Decke eine nördlichere Einheit darstellt als die Meliata-Einheit und die Vergenz am Südrand der Silica-Decke schien das zu bestätigen, weil sie ein Aufschieben von Norden her anzeigt, wobei es sich natürlich auch um jüngere Rücküber-

schiebungen zuvor nach Norden transportierter Einheiten handeln könnte. MAHEL¹ (zuletzt 1983) nahm dagegen eine Herkunft der Silica-Decke von Süden, südlich des Sedimentationsraumes der Meliata-Einheit, an. Unser hier vorgelegtes tektonisches Modell liefert eine Synthese beider Ansichten. Als Teil des labilen Schelfs von Apulia lag der triassisch-jurassische Sedimentationsraum der Silica-Decke tatsächlich Apulia näher als der angrenzende mobile Tethys-Belt, zu dem auch die Meliata-Einheit gehört, was die Ansichten von MAHEL¹ bestätigt. Innerhalb der fernüberschobenen Westkarpaten wurde die permisch-mesozoische Hülle beim Zusammenschub der Westkarpaten während der Kollision abgeschert und größtenteils nach Norden, z.T. aber in Rücküberschiebungen auch nach Süden verfrachtet, was die Ansichten von KOZUR & MOCK (1973 a, b) und DUMITRICĂ & MELLO (1982) hinsichtlich der Schubrichtung der Silica-Decke innerhalb der Westkarpaten zu bestätigen scheint. Es könnte aber durchaus sein, daß auch die Silica-Decke mit ihrem ursprünglichen paläozoischen Verband zunächst "europawärts" nach N, NW oder NE aufgeschoben wurde und erst später im salinaren Oberperm abgeschert wurde, wobei diese seichten (oberpermischen bis jurassischen) Deckenanteile eine nach Süden gerichtete Rücküberschiebung erfuhren.

In diesem Fall würden wir das gleiche Bild erhalten wie im Fennsíkm, wo Éleskő- und Fennsíkm-Decke ursprünglich als eine große Deckenstruktur gemeinsam "europawärts" aufgeschoben wurden, während später der obere Teil (höheres Mittelkarbon bis Obertrias) innerhalb des mächtigen, gegenüber den unter- und überlagernden Gesteinen weichen, Hochwipfel-Flysch abgeschert wurde und als Fennsíkm-Decke eine südvergente Rücküberschiebung zeigt, während der untere Teil (Éleskő-Decke, stratigraphisch im tieferen Mittelkarbon endend) noch heute NW-Vergenz zeigt. Das gleiche Bild zeigt sich in der Mályinka-Decke, deren NW-vergenter Nordflügel eine Abfolge aufweist, die im tieferen Mittelkarbon endet. Dieser Nordflügel ist aber räumlich nur geringfügig gegen den übrigen Teil der Mályinka-Decke abgesetzt, der wie die Fenn-

sik-Decke im höheren Mittelkarbon beginnt, und zwar stratigraphisch genau dort, wo der Nordflügel innerhalb des Hochwipfelflysch endet.

Es scheint also ein allgemeines Bild der Deckenstrukturen am Südrand der Westkarpaten zu sein, daß diese zunächst als mächtige Deckensysteme "europawärts" nach N (NW, NE) aufgeschoben wurden, während später ihre höheren Teile als seichte Oberflächendecken eine nach Süden gerichtete Rücküberschiebung erfuhren. Dabei erfolgte die Abscherung der seichten Oberflächendecken immer innerhalb der mächtigsten lithologischen "Schwachstellen" in den ursprünglichen mächtigen Deckenpaketen. Das ist im Fennsíkum zweifelsohne der mächtige, überwiegend aus weichen Schiefen und Schluffsteinen bestehende mittelkarbonische Hochwipfelflysch (Bashkirian, tieferes Moskovian?), im Silicicum (und Rudabányaicum) dagegen, wo der typisch südalpin-dinarische Hochwipfelflysch fehlt, erfolgte die Abscherung in den mächtigen oberpermischen Evaporitserien, die im Fennsíkum wiederum durch Kalke und Mergel (Nagyvisnyó-Formation) vertreten werden. Die im Fennsíkum auftretenden mittelpermischen Schiefer, Dolomite und Evaporite sind im Verhältnis zum Hochwipfelflysch eine lithologische "Schwachstelle" zweiter Ordnung, da sie viel geringmächtiger sind als der Hochwipfelflysch, so daß das Abscheren folgerichtig innerhalb des Hochwipfelflysch erfolgte.

LITERATUR

Die vorliegende Arbeit ist eine Zusammenfassung einer ausführlichen Arbeit mit gleichem Titel, die in der Acta geol. geogr. Univ. Comen. Bratislava gedruckt wird. Das Literaturverzeichnis findet sich in dieser Arbeit.

DANKSAGUNG

Für großzügige Unterstützung der Arbeit danken wir Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck. Für zahlreiche wertvolle Hinweise und Daten, Unterstützung bei Exkursionen und Hilfe bei der Beschaffung schwer zugänglicher Literatur danken wir den Herren Prof. Dr. K. BALOGH, Budapest, Prof. Dr. M. MAHEL, Bratislava, Prof. Dr. M. BLEAHU, Bucureşti, Prof. Dr. K. BIRKENMAJER, Kraków, und Prof. Dr. M. SÁNDULESCU, Bucureşti.

ABBILDUNGSERLÄUTERUNGEN

Abb. 1:

Stark schematische Darstellung der paläogeographischen Situation während des Unteranis im alpin-karpatisch-dinarischen Raum.

Deutlich ist zu erkennen, daß das östliche Riftsystem (innere Ostkarpaten, innere Pieninische Klippenzone) bereits aktiv und ein pelagischer, mit dem offenen Weltmeer verbundener Trog war, während sich das westliche Riftsystem und sein umgebender Schelf (nördliche Dinariden, Fennsíkum des Bükk-Gebirges, zentrale und innere Westkarpaten, Alpen) noch im Plattformstadium befanden.

Abb. 2 a:

Stark schematisierte Darstellung der paläogeographischen Situation während des Pelson bis Unterkarn.

Das östliche Riftsystem hat sich erheblich verbreitert und das Meliaticum miteinbezogen. Auch im westlichen Riftsystem kam es zu Riftbewegungen, die aber nicht so stark waren wie im östlichen Riftsystem und von kompressiver Tektonik (? Folge des sehr starken Riftens im östlichen Riftsystem) überlagert wurden (montenegrinische Bewegungen).

1:

Östliches Riftsystem. Umfassendes und abrupt einsetzendes Riften ab Pelson, in den zentralen Riftgebieten (siehe Abb. 1) ab Unteranis, im SE

ab Oberskyth. Förderung basaltischer Pillowlaven sowie Intrusionen von Gabbros und Ultrabasiten im zentralen Riftbereich ab Unteranis, sonst mit Höhepunkt im Ladin und Unterkarn, z.T. bis zum Nor anhaltend.

2:

Westliches Riftsystem. Abrupter Riftbeginn im Pelson uneinheitlich, Einbrechen von Teiltrögen und Fortdauer von Plattformsedimentation in anderen Bereichen. Im Ladin und Unterkarn weitverbreiteter saurer bis basischer kalkalkalischer Vulkanismus.

Auch das östliche Riftsystem ging in der Trias nicht über das Rote-Meer-Stadium hinaus. Um den prinzipiellen Aufbau des alpin-dinarisch-karpatischen Raumes besser darstellen zu können, wurde der östliche Rifttrog besonders in seinem nördlichen Teil wesentlich breiter dargestellt, als er unserer Meinung nach war. Die Sedimentationsgebiete sämtlicher Einheiten westlich des östlichen Rifttroges liegen daher weiter östlich als dargestellt, Das gilt insbesondere für den nördlichen Abschnitt (Westkarpaten, Balaton-Hochland, "Igal-Trog", Fennsík-Decke, Rudabánya-Decke, Meliata-Einheit, Südbükk-Schiefer-Einheit. Das gilt auch für Fig. 1, obwohl die Breite des Rifts hier etwa richtig dargestellt wurde. Viel schmaler konnte er zu dieser Zeit nicht sein, weil dann keine psychrosphärischen Ostracoden einwandern können.

Abb. 2 b:

Stark schematisierte Darstellung der paläogeographischen Situation während des Pelson bis Unterkarn. Hier wurde jene Variante dargestellt, wo der östliche Trog (innere Teile der Pienidischen Klippenzone, Transsylvanische Decken) nicht mit dem ostbalkanischen Rift, sondern über den Mureş-Trog mit der Vardar-Zone verbunden war. Wir halten diese Variante für weniger wahrscheinlich, aber nicht für ausgeschlossen

Abb. 3:

Stark schematisierte Darstellung der Paläogeographie während des tieferen Malm. Das westliche Riftsystem ist sehr aktiv, das Penninicum

hat sich geöffnet und trennt das Austroalpin und die zentralen/inneren Westkarpaten völlig vom stabilen Europa, während die Verbindung zu Apulia bestehen bleibt.

Der wichtige äußere Dacische Rift sensu SÄNDULESCU (1984) wurde in keiner Rekonstruktion eingezeichnet, da er die hier diskutierte Problematik nicht berührt.

Anschriften der Verfasser:

Dr. sc. Heinz Kozur, Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Ungarn; RNDr. Rudolf Mock, Department of Geology and Paleontology, J.A. Comenius University, Mlynská dolina B-2, CS-842 15 Bratislava, ČSSR

Abb. 1

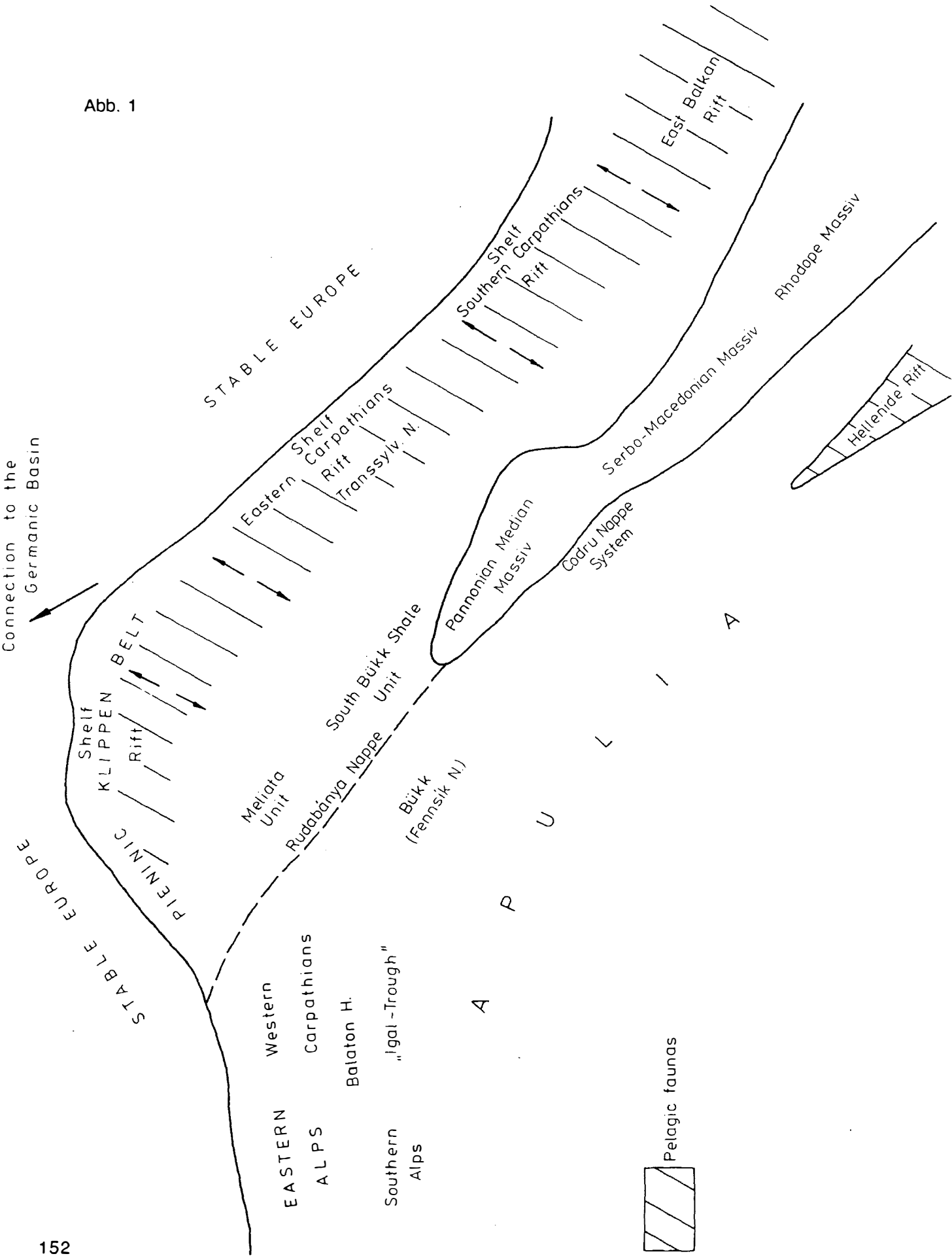


Abb. 2 a

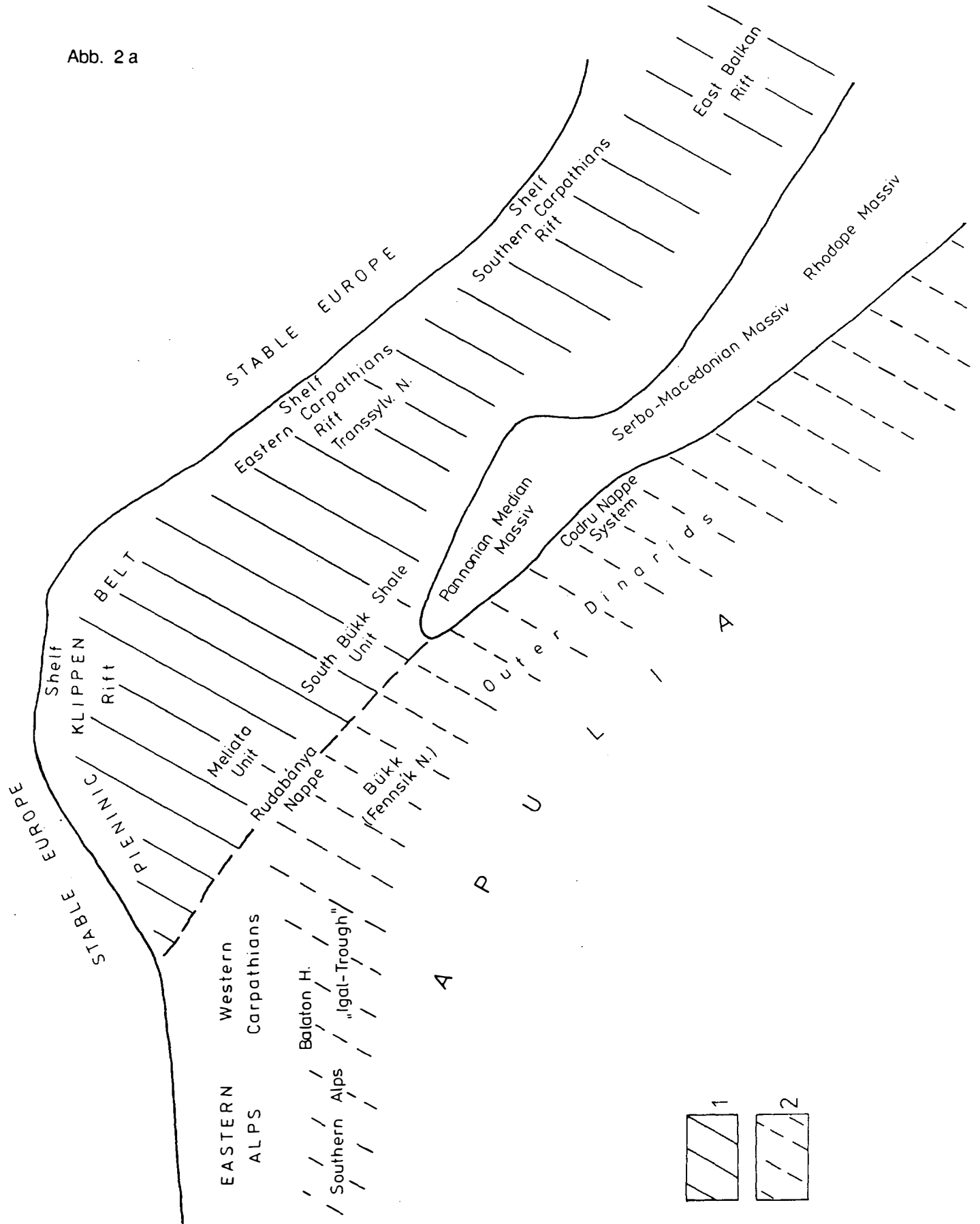
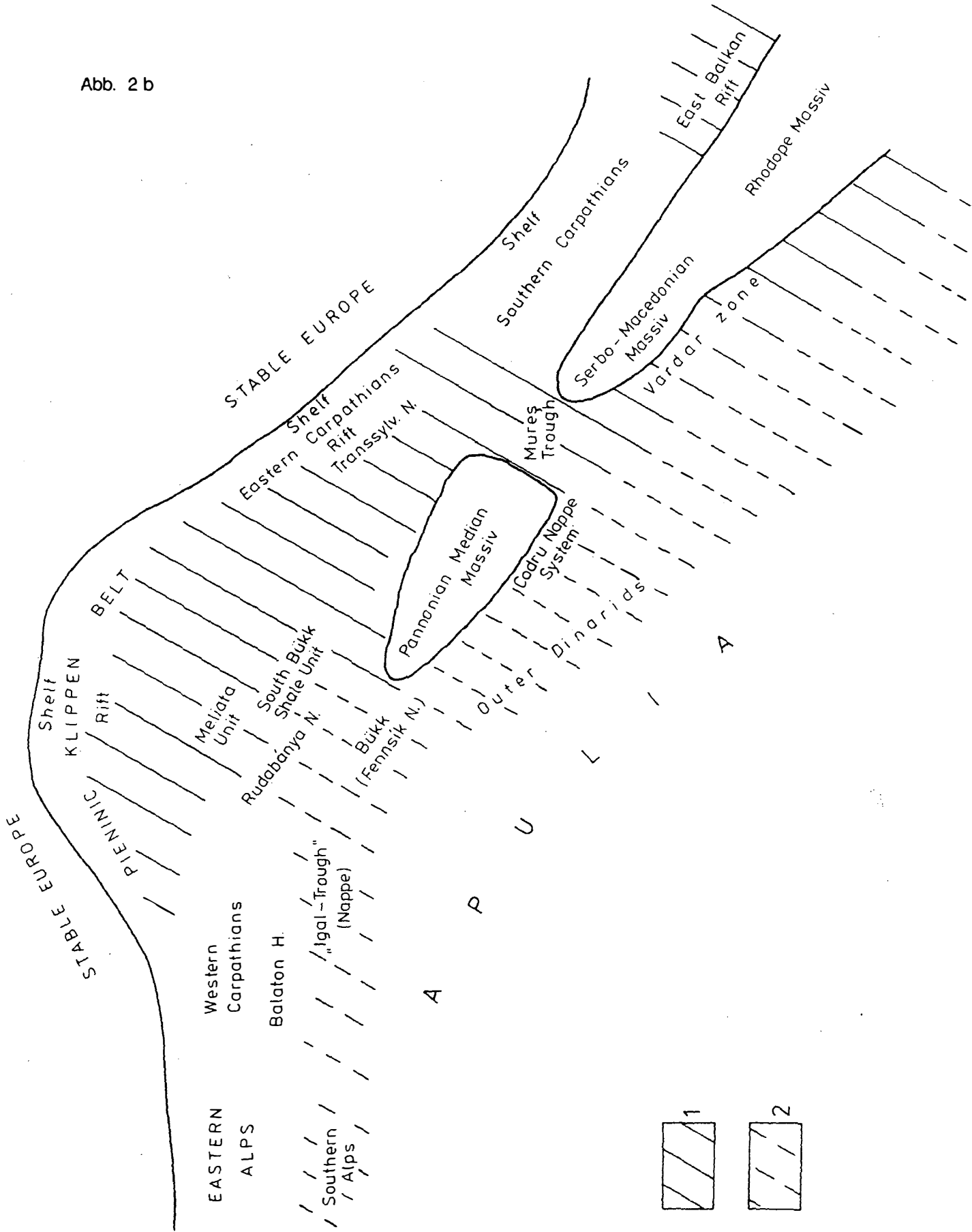
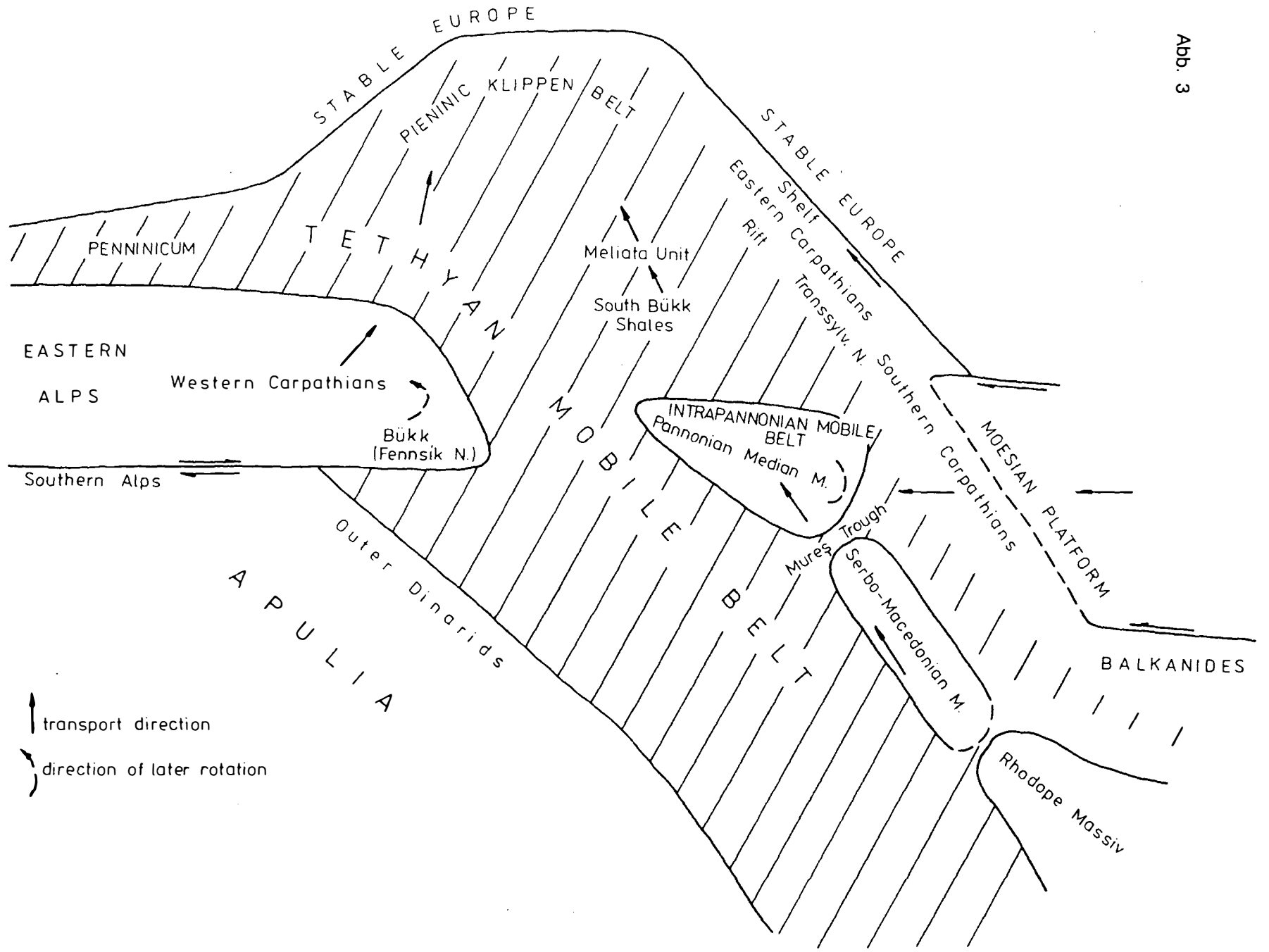


Abb. 2 b





↑ transport direction
↪ direction of later rotation

Tabelle 1: Vergleich der lithofaziellen Entwicklung während der Mittel- und Obertrias in der Finiř-Decke (Codru-Deckensystem, nördliches Apuseni-Gebirge) und in der Krížna-Decke (Westkarpaten). Nach KOZUR (1984 d)

Stufe	Finiř-Decke	Krížna-Decke
Rhät	Kössen-Formation	Kössen-Formation
Nor	Karpatenkeuper oder Megalodontiden-führende Kalke, Schiefer, Sandsteine	Karpatenkeuper
	Dachsteinkalk	
	Codru-Formation: Schiefer, Sandsteine, Kalke mit Ammoniten	
Karn	bunte Kalke Dolomit	Haupt-dolomit
	pelagische Kalke mit Roveacriniden, Conodonten/einschließlich Gladigondolella/z. T. psychrosphärische Ostracoden, Ammoniten	Lunzer Schichten oder unterer Karpatenkeuper: rote, grüne, graue Schiefer, Schluff- und Sandsteine mit Pflanzenresten, Dolomite
Ladin	Daonella-Schiefer	Ramsau-Dolomit
Anis	Dolomit	Annaberg-Kalk
	Sandsteine, Schiefer	Gutensteiner Kalk

		Hohe Tatra	Villány-Gebirge	Bihor-"Autochthon"	
Neokom	Barrême	Urgonkalk	Flachwasserkalk Bauxit	Flachwasserkalk, z.T. Urgonfazies	Barrême
	Hauterive	Spathkalk und Pseudo-Oolith-Kalk	Transgression ↑	Kalkstein mit Charo- phyten	Neokom
	Valangian	Tintinninen-Kalk mit Pseudo-Oolithen und Onkoiden		Transgression ↑	
	Berriasian	Pelagische Kalke			

Tabelle 2: Vergleich des Neokom der Hohen Tatra mit dem nach KÁZMÉR, KOVÁCS & PÉRÓ (1984) angeblich sehr ähnlichen Neokom von Villány-Gebirge/Bihor-"Autochthon"



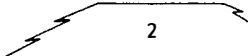
Tabelle 3: Schichtenfolgen vom Oberperm bis zum Bajocian im Meliaticum

Stufe/Serie	Südbükk-Schiefer-Einheit/Darnó-hegy	Meliata-Einheit	
Dogger (bis oberes Bajocian)	Dunkle Schiefer, Sand- und Schluffsteine, z.T. mit gradiertes Schichtung, schwarze und graue Radiolarite mit der Unuma echinatus-Fauna, Pillowlaven, intrusive gabbroide Gesteine (z.T. jünger)	Dunkle Schiefer, Sand- und Schluffsteine, z.T. mit gradiertes Schichtung, schwarze Radiolarite, basische Vulkanite	
Lias	Pelagische Kalksteine mit Radiolarien, dunkle Kalksteine mit Ostracoden und Foraminiferen, Oolithkalke ¹⁾	nicht bekannt	
Rhät	nicht bekannt	nicht bekannt	
Nor	Turbidite, dunkle pelagische Kalke	Graue Schiefer, Turbidite, ganz untergeordnet pelagische Kalke	
Karn	Kieselige und tonige dunkle Kalke ²⁾	Kieselige und tonige graue und dunkle Kalke, graue Schiefer, darunter rote und graue kieselige pelagische Kalke, Tuffite, Kieselschiefer	
	nicht bekannt		
Ladin	Rote, in tieferen Teilen untergeordnet auch grüne Radiolarite, rote Schiefer, untergeordnet rote, dünn-schichtige kieselige pelagische Kalke, dünne Tuffitlagen. Lateral wird diese Schichtenfolge durch mächtige Pillowlaven mit Zwischenlagen von roten Schiefen und Kieselschiefern mit den gleichen Faunen vertreten. Auch Gabbros kommen vor. Liegend: pelagische Rotkalke, Diabase	Rote, in tieferen Teilen untergeordnet auch grüne Radiolarite, rote Schiefer, untergeordnet rote, dünn-schichtige kieselige pelagische Kalke, dünne Tuffitlagen. Lateral wird diese Schichtenfolge durch mächtige Pillowlaven mit Zwischenlagen von roten Schiefen und Kieselschiefern mit den gleichen Faunen vertreten. Auch Gabbros und Serpentinite kommen vor.	
Anis	Mittel/Ober-	nicht bekannt	Rote pelagische Kalke
	Unter-	Helle massige Flachwasserkalke	Helle massige Flachwasserkalke
Skyth	nicht bekannt	nicht bekannt	Gutensteiner Kalk
			Graue Mergel und plattige Kalke
Oberperm	nicht bekannt	nicht bekannt	Bunte Sandsteine, Schluffsteine, Schiefer
			Graue bis schwarze Schluff- und Sandsteine, Schiefer, Kalke, Dolomite, Anhydrit

1) Der Lias der Südbükk-Schiefer-Einheit liegt nur aus Olistolithen in den mächtigen mitteljurassischen Schiefen vor (zerbrochene Formation).

2) Diese Kalke gehören zum Mittelkarn. Sie sind bisher nur aus Olistolithen in den mächtigen mitteljurassischen Schiefen bekannt. Die faziell völlig übereinstimmenden Kalke aus der Meliata-Einheit gehören ebenfalls zum Mittelkarn.

Tabelle 4: Ausbildung von Oberperm bis Bajocian im Rudabányaicum, z.T. nach BALOGH & KOVÁCS (1981), GRILL; KOVÁCS et al. (1984)

	Stufe/Serie	Rudabánya-Decke	Szólósdó- und Torna-Decke	
Jura	Dogger (bis Ober-Bajocian)	Dunkle Schiefer, Manganschiefer, Kieselschiefer	Nicht bekannt	
	Lias	Nicht bekannt		
S a r a t o n i e	Rhät	Zlambach-Schichten		
	Nor	Hallstätter Kalk	1 	
			"Pötschenkalk"	
	Karn		Szólósdó-Mergel oder 3	
	Ladin	Dünnschichtige rote Kalke mit Hornsteinknuern	Szár-hegy-Kieselschiefer	Dickbankige, pelagische, graue bis rötliche, fleckige Kalke (Nádaska-Kalk) oder dickbankige, pelagische graue Kalke mit rötlichen und braunen Streifen  Reiflinger Kalk
	Anis	Ober-	Pelagische Rotkalke	 2
		Mittel-		
		Unter-		
	T		Steinalm-Kalk	Steinalm-Kalk
		Gutensteiner Kalk	Gutensteiner Kalk	
Skyth		Mergel, Kalke, Hangendkalke mit Costatoria	Mergel, Kalke, Hangendkalke mit Costatoria	
	Meist rotbunter Sandstein, untergeordnet Schluffstein, Tonstein	Meist rotbunter Sandstein, untergeordnet Schluffstein, Tonstein		
Oberperm		Perkupa-Evaporit-Formation	Perkupa-Evaporit-Formation	

1 = rosa bis lichtbraune Hallstätter Kalke mit rötlichen Kieselknuern

2 = dunkle Schiefer, Mergel, Kalke, Kieselschiefer, letztere mit Radiolarien und Conodonten.

Oberer Gutensteiner Kalk und Steinalm-Kalk vertreten einander lateral in gewissem Umfang. Der Vereinfachung wegen wurde dies in der Tabelle nicht dargestellt.


3 = Tornaszentandrás-Schiefer. Diese leicht metamorphen Schichten sind das fazielle und zeitliche Äquivalent der Szólósdó-Mergel.

Tabelle 5: Die silurische Schichtenfolge der Mályinka-Decke vom Aufschluß Strázsa-hegy bei Nekézseny im südlichsten Uppony-Gebirge. Diese Schichtenfolge wurde aus Olistolithen rekonstruiert, die sich in Tuffen und Tuffiten des höheren Emsian bis Mitteldevon finden. Zum Vergleich ist die silurische Schichtenfolge vom Cellon-Profil (Karnische Alpen) angegeben.

Karnische Alpen (Cellon-Profil)	Mályinka-Decke (Strázsa-hegy)	Conodonten-Zone	Alter
Megaerella-Schichten (helle, z.T. fossilführende Kalke)	Helle, z.T. fossilführende Kalke	Ozarkodina eosteinhornensis	Pridolian
Alticola-Kalkstein (graue und rosa Nautiliden-Kalke)	Graue und rosa Kalksteine und Nautiliden-Kalke	O. crispa	Ludlowian
		O. snajderi	
Cardiola-Schichten (schwarze Kalksteine und Schiefer)	Dunkelgraue Kalke und Mergel	P. siluricus	
Kok-Kalk (bräunlicher eisenschüssiger Knollenkalk)	Grünlichgraue Kalke mit rötlich-braunen Flecken, bräunlicher bis rotbrauner, z.T. eisenschüssiger Knollenkalk und Nautilidenkalk	K. variabilis	Wenlockian
		O. sagitta	
Trilobiten- und Aulacopleura-Schichten (Wechselagerung von Schiefen und bräunlichen Kalken)	Graue Kalke mit Einlagerungen von rötlich-bräunlichen Kalken sowie schwarze mergelige Kalke	Hadrognathus patulus	Llandoverian
		P. amorphognathoides	
Untere Schichten und Uggwa-Kalk-Formation	Lichtgrauer Kalk mit Geröllen ¹⁾	P. celloni	Ordovician
		Bereich I	
	Nicht fossilbelegt		

1) Die Gerölle bestehen aus bräunlichem Kalkstein, grünlich-grauem Sandstein, grünlichem, hartem Schluffstein und Tuff

Tabelle 6: Devon bis Bashkir (tieferes Mittelkarbon) der Éleskő- und der Mályinka-Decke


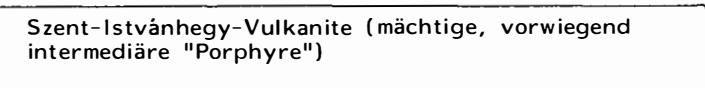
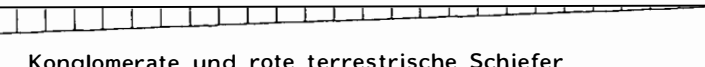
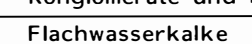
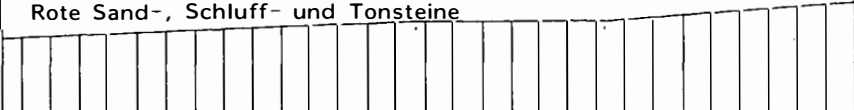

Serie/Stufe		Éleskő-Decke	Mályinka-Decke
Mittel-Karbon	Bashkir	"Hochwipfelflysch" (Tapolcsány-Formation): Graue Schiefer, Schluff- und Sandsteine, im tieferen Teil auch Lydit-ähnliche Schichten (? verkieselte Schiefer), geringmächtige Vulkanite	"Hochwipfelflysch" (Tapolcsány-Formation): Graue Schiefer, Schluffsteine mit Lydit-ähnlichen Einlagerungen (? verkieselte Schiefer), geringmächtige Vulkanite
	Unter-Karbon	Serpukhov Visé Tournai	Wechselagerung von pelagischen Kalken, Mergeln und Schiefen
Ober-Devon	Famenne Frasne	Graue, seltener rötliche geschichtete Kalke, Knotenkalke, Tuffe, untergeordnet Schiefer	Pelagische Kalke ¹⁾ Nicht bekannt
	Mittel-Devon	Givet Eifel	Uppony-Kalkstein-Formation: helle massige Kalke ³⁾  Helle bis dunkle Kalke mit Conodonten ¹⁾
Unter-Devon	Ems Prag Siegen Lochkov Gedinne	Nicht bekannt	Strázsahegy-Formation: Diabase und Schalesteine mit Kalkstein-Einschlüssen, Tuffe und Tuffite mit Kalkstein-Olistolithen Jöcsösvölgy-Formation ²⁾ : Graue bis gelblich-braune Korallen- und Crinoidenkalke ----- Hell- bis dunkelgraue, oft sparrische, z.T. mikritische Kalke und Crinoiden-Kalke

1) Nur von Olistolithen aus der Tapolcsány-Formation bekannt.

2) Meist nur aus Olistolithen in der Strázsahegy-Formation bekannt.

3) Die Uppony-Kalkstein-Formation hat bisher keine Fossilien geliefert. Ihr Alter wird aus den Conodonten-Datierungen der überlagernden Schichten geschlossen (KOZUR & MOCK, 1977, und spätere Probenahmen). Danach könnten sie auch noch in das Frasn hineinreichen.


Tabelle 7: Mittelkarbon bis Trias des Fennsíkum (überarbeitet nach BALOGH, 1964)

Stufe/Serie		Mályinka- und Fennsík-Decke
s a i r T	Rhät	?
	Nor	Helle Flachwasserkalke  Pelagische Kalke mit Hornstein
	Karn	Dunkle Schiefer, Schluffstein, einzelne Kalkbänke, Diabase, Tuffe
		Fehérkő-Kalkstein-Formation: Helle Flachwasserkalke mit einer dünnen Einlagerung von rotem Knollenkalk im Oberfassen
	Ladin	Szent-Istvánhegy-Vulkanite (mächtige, vorwiegend intermediäre "Porphyre") 
	Anis	Konglomerate und rote terrestrische Schiefer  Flachwasserkalke  Dolomite
		Graue Kalke, Mergel und kalkige Schiefer
	Skyth	Graue, z.T. rötliche Schiefer, Mergel, untergeordnet Kalke, Sandsteine
		Hellgraue, z.T. auch dunklere Kalke, vielfach oolithisch
	Ober-Perm	
		Fossilreiche dunkle bis schwarze, bituminöse Kalke, Mergel Graue Dolomite, dunkle bituminöse Kalke, fossilreich
		Grauer Dolomit, Anhydrit, grünliche und graue, vor allem im tieferen Teil mitunter rote Schiefer, selten fossilführende Kalke
Mittel-Perm		Rote Sand-, Schluff- und Tonsteine 
Unter-Perm		
Asselian	Gzhelian	Vorwiegend graue, im oberkarbonischen Anteil z.T. rote kalkige Schiefer mit z.T. mächtigen Einlagerungen von biogenen Kalken und einzelnen Konglomeratlagen, die markanteste im Kasimovian (Tarófkő-Konglomerat)
	Kasimovian	
Mittel-Karbon	Moskovian	Graue Ton-, Schluff- und Sandsteine, einzelne Konglomerate Sandsteine
	Bashkirian	Mächtige flyschoiden Ton- und Schluffsteine mit gradierter Schichtung, Sandsteine

Bemerkungen:

Die kurze Lücke bzw. der Bereich mit "non-sedimentation" im obersten Perm, die nahezu weltweit nachweisbar ist und mit dem P/T-Event in Zusammenhang steht, umfaßt im Fennsíkum das untere Changxingian oder einen Teil desselben.

Tabelle 8: Oberperm bis Lias im Silicicum

Stufe/Serie	Silica-Decke	Stratená-Decke
Lias	Rosa bis rote Knollenkalke Rosa Crinoiden-Kalke, z.T. brekziös	Schwarze Kalke, Hornsteinkalke, dunkle Tonschiefer, rosa bis bräunliche Crinoiden- und Brachiopodenkalke
	Dunkelgraue Schiefer mit wenig Kalken	Dunkelgraue Schiefer mit einzelnen Kalklagen
Rhät	Zlambach-Schichten	Helle Flachwasserkalke mit Korallen, Brachiopoden
Nor	Hallstätter Kalke	
Karn	Helle und rosa Crinoiden- und Brachiopodenkalke	Tisovec-Kalk (Algenkalk), darunter Dolomit
		dunkle Kalke, Dolomite, dünne Schiefer 
Ladin	Wettersteinkalk	Wetterstein-Dolomit Wetterstein-Kalk
Anis	Steinalmkalk	Helle Algenkalke (Steinalmkalk)
	Gutensteiner Kalke	Gutensteiner Kalk
Skyth	"Campiler Schichten" mit Tirolites	"Campiler Schichten" mit Tirolites
	Rote Sandsteine, Schiefer	Rote Sand-, Schluff- und Tonsteine mit Claraia
Ober-Perm	Rote und dunkle Schiefer, Sandsteine, Dolomit	Salzbrekzien, Anhydrit, Schiefer, Dolomit

Bemerkungen: Nahe der Perm/Trias-Grenze liegt eine Schichtlücke unbekanntem Ausmaßes.

Obere Gutensteiner Schichten und untere Steinalmkalke können sich bis zu einem gewissen Grad lateral vertreten.

1 Schreyeralm-Kalk und untergeordnet Reiflinger Kalk

2 Dunkle, z.T. bunte pelagische Kalke

Tabelle 9: Lithofazielle Ähnlichkeiten während der Trias in wenig mobilen Zonen in den westlichen Südalpen, im nördlichen Tisia und im Tatricum

Stufe	Tessiner Südalpen	Bihor-"Autochthon"	Hohe Tatra
Rhät			Kontinentale Schiefer, Sandsteine
Nor	Hauptdolomit		Karpaten- keuper
Ober Karn	Bunte Raibler Schichten	Rote Sandsteine, rotbunte Schiefer, mikri- tische oder laminierte Kalke	
Mittel-			
Unter-	Meride- bzw. Esino-Kalk, im tieferen Teil Dolomit	Kalke (Fazies und Fossilführung wie Esino- Kalk), im tieferen Teil auch Dolomit	
Ladin	Grenzbitumenzone, bituminöse Sch.	Peştiş-Schiefer: bituminöse Sch.	
Anis	Massige Diploporen-Dolomite Kalk Geschichtete Dolomite	Massige Diploporen-Dolomite "Calc. vermiculaire" Geschichtete Dolomite	Kalke, Dolomite und "Calcaire vermiculaire" Dasycladaceen-Kalk Dolomit
Olenekian	Graue und bunte Schiefer, Schluff- stein, Dolomit	Graue und bunte Schiefer, Schluffstein, Dolomit	Rote und grüne Schiefer, Sandstein, Rauhacken, bituminöse Kalke
Brahmanian	"Buntsandstein"	"Buntsandstein"	"Buntsandstein"

Bemerkungen: Die grauen und bunten Schiefer, Schluffsteine, Dolomite und Rauhacken über kontinentaler Buntsandstein-Ausbildung wurden in allen drei Gebieten bisher meist in das Skyth gestellt. Sofern die Faunen und Sporomorphen untersucht wurden, gehören sie aber stets zum tieferen Unteranis.

"Calcaire vermiculaire", Dasycladaceen-Kalke und Dolomite der Hohen Tatra können auch in einem Profil wechselweise übereinander folgen, was aus drucktechnischen Gründen nicht dargestellt wurde. Dabei überwiegen im allgemeinen die "Calcaire vermiculaire". Tessiner Südalpen und Bihor-"Autochthon" stimmen in ihren Faziesabfolgen nahezu vollständig überein. Auffällig ist auch die völlige Übereinstimmung der Faunen, einschließlich der Reptilien aus der Grenzbitumenzone und dem Peştiş-Schiefer. Die Abfolge in der Tatra stimmt bis zum Unteranis ebenfalls überein, dann mehren sich bei zunächst noch ähnlicher Ausbildung die Unterschiede.