Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 56— 85	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 312—341	Hannover, Oktober 1965

Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der CSSR

von ZDENEK ROTH, Prag[1])

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus den Forschungsergebnissen tschechoslowakischer Spezialisten, die während der durch die Ausgabe der geologischen Übersichtskarte 1 : 200.000 abgeschlossenen neuzeitigen Durchforschung der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten erzielt wurden, geht hervor, daß diese Karpatenzone ein auf das Vor- und Hinterland aufgeschobenes Faltenbündel darstellt, das schrittweise von der Mittelkreide bis ins Obertorton aufgebaut wurde.

Dieses Bündel baut die durch Faltung in die Karpaten einverleibte neoide Sedimenthülle des ehemaligen und teilweise noch heutigen Südrandes der nordeuropäischen Tafel auf. Nach der Annexion des Großteils der neioden Tafelrandhülle folgte mit einiger Verspätung die Einverleibung der ganzen sogenannten exotischen Scholle samt ihrem Unterbau. Fortschreitende Absonderung dieser Scholle vom Tafelrand hatte in der Mittelkreide eingesetzt und wurde im Obertorton vollendet (Z. ROTH 1963).

Die exotische Scholle wurde vom Tafelinneren längs der typischen Begleitstrukturen des „inneren Winkels" des Tafelrandes (N. S. SCHATSKI 1946) abgesondert. Unter diesen Strukturen war es vor allem eine grabenförmige sudetischstreichende Parageosynklinale, welche als eine südöstliche Fortsetzung dem Grabensystem, das die Pompeckjsche Schwelle in Norddeutschland begleitet, angehört (Z. ROTH 1960, 1961 b).

Die paläogene und neogene Faltung der Äußeren Westkarpaten scheint durch eine weitreichende, gegen NNO gerichtete Überschiebung des austrisch konsolidierten zentralkarpatischen Blocks auf den Südrand der kretazeischen Form der Tafel hervorgerufen worden sein. Die exotische Scholle wurde dabei wahrscheinlich von dem zentralkarpatischen Block verdeckt, wie schon H. STILLE (1953) angedeutet hat.

Die Faltung der Äußeren Karpaten wurde durch eine mechanische Differenzierung aller beteiligten Komponenten des annektierten Tafelrandes ihrer relativen Kompetenz nach begleitet. Die großen kompetenteren Schichtenpakete zerteilen sich durch die Schubbewegung in einzelne Schichten und wurden immer leichter durch die bewegenden Massen dirigiert. Auf diese Weise formten sich bei dem Einverleibungsvorgang innerhalb der von ihrem Tafelunterbau abgelösten Sedimenthülle die einzelnen Decken der Äußeren Karpaten mit ihrem Innenbau. Die Entwicklung des inneren Baues der Decken spiegelt eine Reihe von Strukturstilen wider, aus denen ein jeder einer bestimmten Stufe struktureller Reife entspricht. In den relativ kompetenten und durch Bewegung weniger deformierten Deckenkernen, welche meistens von Flysch- und flyschoiden Schichten aufgebaut sind, reiften die Strukturformen langsamer als in dem umhüllenden Deckenteil. Dadurch wird die strukturelle Mannigfaltigkeit der Äußeren Karpaten erklärt und dementsprechend klassifiziert.

Es werden neben den einer niedrigen Reifestufe entsprechenden Faltenstilen (einfache Falten, Faltenüberschiebungen, Diapirfalten und deckenartige Aufschiebungen) auch reifere Durchknetungsstile (Klippenstiel, Schuppenstil und Linsenstil) unterschieden.

Was die Faltenformen betrifft, werden die strukturell reiferen Teile der Äußeren Karpaten durch kongruente Falten, die weniger reifen Deckenteile durch Parallelfalten gekennzeichnet (J. FOLDYNA, 1964). Von den Klüften spiegeln den Regionalbau der Karpaten besser die großen Kluftzonen als die kleine, bankabhängige Zerklüftung wider (M. PLICKA, 1963).

Ferner wird auch kurz die regionaltektonische Einteilung und tektonische Entwicklung des Westabschnittes der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten zusammengefaßt.

[1]) Anschrift des Autors: Doz. Dr. ZDENEK ROTH, Geologische Zentralanstalt der Čechoslovakischen Sozialistischen Republik, Praha 01, Hradební 9.

1. Regionaltektonische Grundbegriffe

Die Äußeren Karpaten in Mähren und in der Westslowakei sind am Ende des Mesozoikums und im Tertiär als Auswirkung der strukturellen Entwicklung der Berührung der nordeuropäischen Tafel und der alpidischen Faltenzone entstanden.

Die nordeuropäische Tafel wird in unserem Abschnitt vom Elevationsgebiet des Böhmischen Massivs und der in seinem Vordergrund gelegenen langgestreckten eingesenkten Scholle der mährischen Vortiefen (Z. ROTH 1964 a) vertreten. Die alpidische Faltenzone vertreten in dem von uns behandelten Abschnitt die Westkarpaten.

Nach dem Gepräge ihrer Tertiärstrukturen zerfallen die Westkarpaten in die Äußeren und Zentralkarpaten. Die Äußeren Karpaten weisen einen tertiären alpinotypen Bau auf. Die Zentralkarpaten haben im Tertiär nur den germanotypen Bau gewonnen, haben jedoch einen älteren, mittelkretazeischen alpinotypen Bau.

Durch beide alpinotype Bauarten, sowohl die kretazeische als auch die tertiäre zeichnet sich die Klippenzone aus, die von außen die Zentralkarpaten umsäumt und den Äußeren Karpaten angehört (A. MATEJKA—Z. ROTH 1956). Ihre Schichten sind mesozoischen Alters. Sie bilden in dem beschriebenen Gebiet das ursprüngliche Fundament, auf welches sich das Paläogen des inneren Teils der Äußeren Karpaten abgelagert hat (D. ANDRUSOV 1928). Nach Abtrennung der Klippenzone verbleibt von den Äußeren Karpaten die Flyschzone. Diese kann von der Klippenzone dem Strukturstil nach unterschieden werden, der durch eine abweichende Lithologie des Mesozoikums der Klippenzone und seine mehrmalige intensive Durchfaltung (in der Kreide und im Tertiär) bedingt ist.

Die Strukturgrenze zwischen den Karpaten und der nordeuropäischen Tafel wird vom äußeren Rand der neoid gefalteten Zone gebildet. Im Westabschnitt ist es die Fläche der tortonischen (steirischen) Aufschiebung der Karpaten gegen NW auf den Tafelrand. Zur Tafel rechnen wir strukturell mit N. S. SCHATSKI (1946) auch die gemanotypen Strukturen der neoiden autochthonen Hülle an ihrem Rand. Die alpinotyp in die Karpaten eingefalteten mittelgroßen Hüllenfetzen (V. HOMOLA 1957 u. a.) schließen wir in die Karpaten ein.

Nach den pyrenäischen und savischen Faltungsphasen legte sich zwischen das germanotype Tafelgebiet und die Zone der alpinotypen Strukturen der Karpaten eine einige zehn Kilometer breite Zone der mediotyp gefalteten Hülle (Z. ROTH-E. HANZLIKOVA-I. CICHA 1963, Z. ROTH — E. HANZLIKOVA 1965). Vom paläotektonischen Standpunkt kann diese gefaltete Hülle nicht von den Karpaten isoliert werden.

Unter den Äußeren Karpaten verstehen wir in struktureller Hinsicht alle Formen, welche seit ihrem Entstehen im Cenoman die alpino- und mediotyp gefaltete Außenzone der Karpaten, die von Norden die zentralkarpatische Scholle umrandet, im Laufe der Zeit angenommen hat. Sie ist während der strukturellen Individualisierung der pienidischen Einheiten der Klippenzone auf dem mittelkretazeischen Rand der nordeuropäischen Tafel entstanden und wuchs in der pyrenäischen, savischen und steirischen Faltungsphasen im Oligozän bis Torton.

Während der ruhigeren Entwicklung zwischen den Faltungsphasen wurden die Äußeren Karpaten am deutlichsten nach der jüngsten (steirischen) Phase (d. h. nach dem Obertorton) durch Blockbewegungen des Fundaments, auf dem sie auf-

geschoben liegen, modifiziert. Die Gravi- und Magnetometrie sowie die Bohrergebnisse deuten darauf hin, daß den Unterbau der Äußeren Karpaten eine Fortsetzung der Blöcke ihres Vorfeldes und Hinterlandes bildet (Z. ROTH 1957, J. DOLEŽAL 1964). Das heutige Fundament der Äußeren Karpaten ist nur teilweise die ursprüngliche Unterlage ihres Sedimentationsraums (Z. ROTH 1962 a). Die Äußeren Westkarpaten sind bilateral auf die Blöcke in ihrem Vorfeld und Hinterland als Faltenzone aufgeschoben (Z. ROTH 1961 a).

Der Außenrand des zentralkarpatischen Blocks verfolgt unterhalb der Äußeren Karpaten wahrscheinlich in geringer Entfernung an deren SO-Seite die unter Hodonín, Valašské Klobouky, Kysucké Nové Mesto und Námestovo verlaufende Achse des zentralen Schwereminimums (J. DOLEŽAL 1964). Diese Linie betrachten wir als im Obertorton entstandene Tiefengrenze der nordeuropäischen Tafel und der Karpaten (Z. ROTH 1963).

Die Äußeren Karpaten entsprechen, im Gegensatz zu den Zentralkarpaten, dem im Ganzen einheitlichen Bündel der Antiklinorial- und Synklinorialzonen, das als strukturelles Rückgrat die Karpaten mit den Alpen verbindet. Gemäß seinem Strukturgepräge gehört zu diesen Zonen das über 500 km lange altpaläogene (lamarische) Antiklinorium der Klippenzone an ihrem Innenrand. Seine Zugehörigkeit zu den Äußeren Karpaten wird von seinem sehr zusammenhängenden mit den bedeutendsten Längsstrukturen der Äußeren Karpaten parallelen Verlauf bewiesen. Die zentralkarpatischen Zonen sind weniger regelmäßig und verlaufen schräg zur Klippenzone in der West- und Ostslowakei. Ein gemeinsames tektonisches Merkmal der Klippenzone und der Äußeren Karpaten ist auch die Abwesenheit tektonischer Fetzen aus dem vormesozoischen Unterbau. Dieser Umstand bezeugt die tektonische Abscherung der neoiden Sedimente von ihrem ursprünglichen Untergrund. In der benachbarten Zone der Zentralkarpaten, sowie in den anliegenden autochthonen Strukturen der Tafel wurde in der Regel die Hülle nicht vom Untergrund abgeschert.

2. Überblick des tektonischen Baus des Westabschnitts der Äußeren Karpaten und ihrer tektonischer Einteilung

Der Westabschnitt der Äußeren Karpaten teilen wir gemäß den Tertiärstrukturen und anderen damit verknüpften Merkmalen in Längsrichtung in drei Deckengruppen (J. NOWAK 1927): die äußere („paraautochthone"), die mittlere (Krosno-Menilitgruppe) und die innere (Magura-Gruppe).

Ein spezifisches Kennzeichen der äußeren Gruppe ist die Anwesenheit des transgredierenden Oberhelvets in ihren stratigraphischen Sequenzen [2]) und die Abwesenheit der Menilit- und Krosno-Schichten. Die mittlere Gruppe wird durch das Vorhandensein der Menilitschichten gekennzeichnet, wohingegen für die innere Gruppe die Anwesenheit der Magura-Schichtenfolge (sensu Z. ROTH 1962 b) charakteristisch ist. Im Westabschnitt ist die Magura-Gruppe am meisten verbreitet. Die äußere Gruppe ist rudimentär vertreten.

Zur äußeren Gruppe rechnen wir im Westabschnitt die Pouzdřany-Einheit (E. BENESOVA et cons. 1963) in S-Mähren und kleine Schubfetzen an der Basis der aufgeschobenen Karpaten in NO-Mähren (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH

[2]) Als stratigraphische Sequenz bezeichnen wir nach dem Vorschlag des Akademikers D. ANDRUSOV Schichten, die eine bestimmte Überschiebungsdecke aufbauen.

—N. GABRIELOVA 1963). Zur mittleren Gruppe gehört im Westabschnitt der Äußeren Karpaten als äußerste die subsilesisch-Ždánice-Einheit, weiter die silesisch-Těšnovice-Einheit und als innerste die Vormagura-Einheit (E. HANZLÍKOVÁ—E. MENCIK—V. PESL 1962). Am weitesten ist die silesisch-Těšnovice-Einheit verbreitet. Die Vormagura-Einheit ist rudimentär vertreten.

Regionalstratigraphisch zerfällt die äußere und mittlere Gruppe in das Gebiet von Ždánice im SW und in das Gebiet von Beskydy (Beskiden) im NO (siehe E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH 1963 a). Das Ždánice-Gebiet zeichnet sich

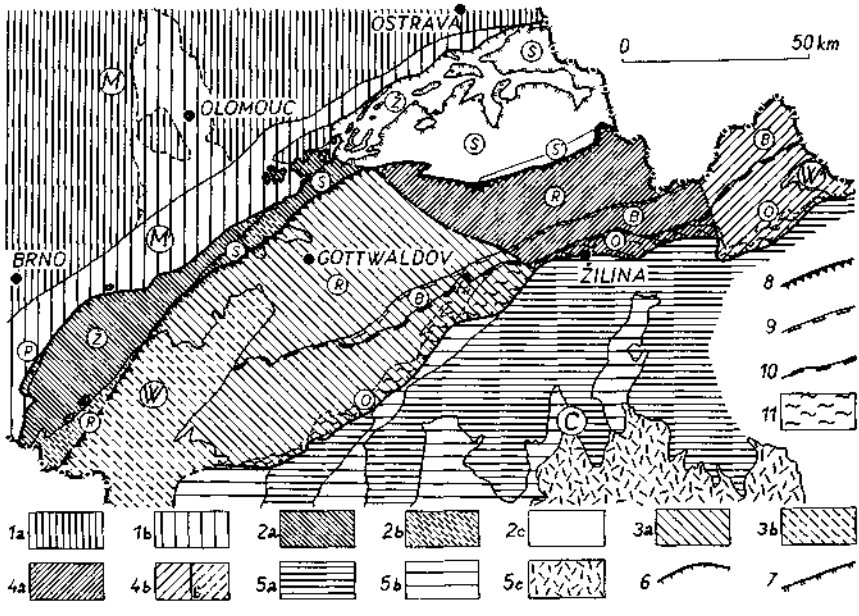


Abb. 1: Tektonische Einteilung des W-Abschnittes der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten.
Autochthones Vorland: (M) Böhmisches Massiv, (M') Scholle der mährischen Vortiefen.

Äußere Karpaten: Äußere (= paraautochthone) Deckengruppe: (P) Pouzdřany-Einheit. Mittlere (=Krosno-Menilit-) Deckengruppe: (Z) subsilesisch-Ždánice-Decke, (S) silesisch-Těšnovice-Decke, (S') Vormagura-Einheit. Innere (=Magura) Deckengruppe: (R) Rača-Decke, (B) Bystrica-Decke, (O) Bílé Karpaty-Orava-Decke. Postorogene und synorogene Beckenfüllung: (W) Wiener Becken, (W') Orava-Becken.

Hinterland der Äußeren Karpaten: (C) Centralkarpatischer Block. (1 a) vorneogene Unterlage im Bereich des Böhmischen Massivs und der Scholle der mährischen Vortiefen, (1 b) dasselbe von transgressiven Neogen überdeckt. (2 a) Gebiet von Ždánice in der äußeren und mittleren Deckengruppe, (2 b) dasselbe unter dem transgressiven Neogen, (2 c) Gebiet von Beskydy in der äußeren und mittleren Deckengruppe. (3 a) Depressionsgebiet der March in der Magura-Deckengruppe, (3 b) dasselbe unter dem transgressiven Neogen. (4 a) Elevationsgebiet der Kysuca in der Magura-Deckengruppe, (4 b) Gebiet von Orava mit transgressivem Neogen. (5 a) präneogener Untergrund in den Zentralkarpaten, (5 b) dasselbe unter dem Neogen, (5 c) präneogener Untergrund unter den neogenen Vulkaniten. (6) tektonische Grenze der Äußeren Karpaten, (7) äußere Grenze der silesisch-Těšnovice-Decke, (8) äußere Grenze der Magura-Gruppe, (9) äußere Grenze der Bystrica-Decke, (10) äußere Grenze der Bílé Karpaty-Orava-Decke, (11) Klippenzone.

durch geringe Kreide- und beträchtliche Oligozänverbreitung aus, das Beskydy-Gebiet dagegen durch eine große Kreideverbreitung und einen geringen Umfang (oder Abwesenheit) das Oligozäns. Die Grenze zwischen beiden Gebieten bildet die Linie Hranice — Kelč — Valašské Meziříčí.

Die silesisch-Těšnovice-Einheit zerfällt in zwei Teilkomplexe: die Těšín- und die Godula-Einheit (E. MENCIK 1963). In beiden unterscheiden wir im SW den Gebietsteil der Bašką-Fazies und im NO denjenigen der Godula-Fazies (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH 1963 a).

Die Magura-Gruppe teilen wir nach regionalstratigraphischen Kennzeichen in die Teilgruppe der äußeren (Rača- und Bystrica-Einheiten) und inneren Einheiten (im unseren Abschnitt nur die Einheit von Bílé Karpaty-Orava) (A. MATEJKA—Z. ROTH 1950, Z. ROTH 1960, Z. ROTH 1962 a). In der Magura Gruppe unterscheiden wir das östlich von der Linie Zázrivá — Oravská Lesná liegende Orava-Strukturgebiet. Dieses unterscheidet sich etwas durch seinen Strukturstil und das Gepräge der Grenze der Äußeren und Zentralkarpaten von der Magura-Gruppe im übrigen Westabschnitt. Dieser zerfällt in das Elevationsgebiet von Kysuca und das Depressionsgebiet der March. Die Grenze bildet die Linie Valašské Meziříčí — Bytča.

Diese, gegenüber den früheren Auffassungen etwas vereinfachte und ergänzte Einteilung werden wir im weiteren anwenden.

3. Charakter der Falten im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten

J. FOLDYNA (1964) untersuchte den Charakter der Falten unseres Gebiets. Er untersuchte die Falten der in typischer Flyschfazies (E. HANZLIKOVA—Z. ROTH 1963 b) entwickelten Godula-Schichtenfolge der silesisch-Těšnovice-Einheit von Moravskoslezské Beskydy. Die Hauptergebnisse seiner Untersuchungen der Faltenmorphologie sind zweifelsohne für das gesamte Gebiet der Flyschzone gültig.

Nach J. FOLDYNAS Untersuchungen entstehen im inneren der Flysch-Schichtenfolge mit der anwachsenden Intensität der Faltenstörung ständig größere Verformungsdifferenzen einzelner Schichten der Kompetenz der Gesteine nach. Die kompetenteren Schichtzonen (z. B. die überwiegend aus Sandstein gebildeten mittleren Godula-Schichten) oder auch einzelne kompetentere Lagen (z. B. mächtige Sandsteinbänke) bestimmen die Verformung der umliegenden Schichten, unter Umständen der gesamten Schichtenfolge. Diese kompetenteren Lagen bilden vorerst Biegefalten, in denen die Mächtigkeit der gefalteten Schicht unverändert bleibt.

Die relativ weniger kompetenten Schichten in ihrem Gefolge bilden dahingegen kongruente Falten, in denen die Mächtigkeit der weicheren Einlagen in den Faltensätteln und Mulden anwächst und in den Flügeln abnimmt. Der durch den Wechsel kompetenter und weniger kompetenter Lagen gebildete Komplex gewinnt daher das Gepräge einer modifizierten konzentrischen Falte (kongruente Falte zweiter Art nach G. D. ASHGIREI 1963), in welcher die Mächtigkeit des gefalteten Schichtpakets im angeführten Sinne nur zum Teil modifiziert ist. Die voranschreitenden Faltungen verstärkten die Mächtigkeitsunterschiede, schrittweise bilden sich Scherfalten und unterdrücken die Parallelfalten mit gleichbleibender Schichtmächtigkeit. Das Entstehen von Brüchen in den Sätteln der übriggebliebenen Parallelfalten ist die Äußerung eines qualitativen Umschwungs im gesamten Faltencharakter.

Die beschriebene Formenentwicklung der Falten in Flysch- und flyschartigen Schichten ist ein irreversibler Vorgang, der in den weniger kompetenten Teilen der stratigraphischen Folge schneller, in den kompetenteren langsamer verläuft. Dadurch entsteht eine sich ständig verfeinernde und verschärfende mechanische Differenzierung der Schichtenfolge in kompetentere und weniger kompetente Elemente, wobei die gesamte Auswirkung der kompetenteren Teile auf die Gesamtdeformation schnell nachläßt. Die Auswirkungen der einzelnen Faltungsphasen auf die Schichtenfolge summieren sich dabei nach und nach.

4. Strukturstile des Westabschnittes der Äußeren Karpaten

Trennen wir die Äußeren Karpaten in die Klippen- und die Flyschzone, so besteht zwischen beiden Zonen ein Unterschied im Strukturstil. Die Klippenzone

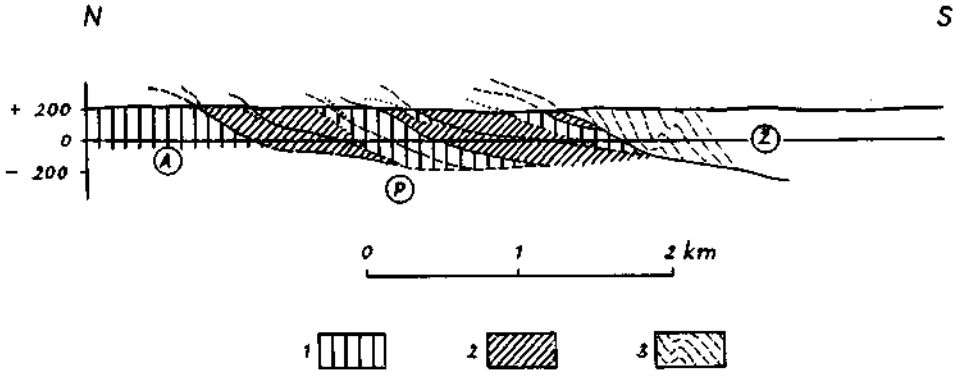


Abb. 2: Der Schuppenstil
Querschnitt über die Pouzdřany-Einheit (nach E. Benesova et cons. 1963): (A) autochthones Vorland, (P) Pouzdřany-Einheit, (Ž) subsilesisch-Ždánice-Decke; (1) Oberhelvet (Karpat), (2) Obereozän bis Oligozän in Pouzdřany-Fazies, (3) Mitteleozän bis Aquitan in der Ždánice-Fazies.

wird vom Klippenstil (M. Mahel 1959, 1963 a) gekennzeichnet. Seine Ursache ist die beträchtlich selbständige Bewegung großer kompetenter tektonischer Schubfetzen in der weniger kompetenten umhüllenden Grundmasse. Den Klippenstil haben neben der Klippenzone auch manche Teile der Zentralkarpaten (M. Mahel 1963 a). In den Äußeren Karpaten kommt der Klippenstil stellenweise auch außerhalb der Klippenzone vor, und zwar in den Gruppen tektonischer Fetzen massiven Kalkes, z. B. in der Umgebung von Štramberk.

Der Klippenstil wird durch den lithologischen Charakter der stratigraphischen Sequenz, welche die Kalke einschließt, und die beträchtliche, zumeist durch wiederholte alpinotype Durchfaltung hervorgerufene strukturelle Reife bedingt. Die strukturelle Reife äußert sich in der scharfen mechanischen Differenzierung verschieden kompetenter Elemente der stratigraphischen Folge und der vollkommenen Unterdrückung der ursprünglichen strukturellen Vorherrschaft der kompetenten Elemente der Sequenz.

Neben dem Klippenstil treffen wir im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten dreierlei Grundstile an: den Schuppen-, Linsen- und Faltenstil.

Im Schuppen- und Linsenstil wurde der Einfluß der kompetenten Schichten in der Regionaltektonik gänzlich unterdrückt, da dieser mit Rücksicht auf die beträchtliche Strukturreife schon primär schwach gewesen war. Die Unterschiede in der Kompetenz der Elemente der stratigraphischen Sequenz sind schwach, oder ist der Anteil der kompetenten Elemente in der Sequenz primär gering. Die Strukturreife entstand infolge einer intensiven tektonischen Durchbewegung in der Regel im Verlauf einer einzigen Faltungsphase. Manchenorts sind die Gesteine tektonisch zerquetscht (Z. Roth 1964 — subsilesisch-Ždánice-Einheit) oder im Gegenteil, trotz des weitreichenden tektonischen Transports im Inneren wenig gestört (E. Hanzlíková—Z. Roth—N. Gabrielova 1963). Der Schuppen- und Linsenstil kennzeichnet im Westabschnitt der Äußeren Karpaten die Zonen intensiver tektonischer Bewegungen an den Aufschiebungsflächen im inneren der überwiegend von Tonsteinen (oder Siltsteinen) mit kleinem Sandsteinanteil gebildeten Schichten.

Im Schuppenstil sind die Fetzen dachziegelartig übereinandergeschoben, wohingegen sie im Linsenstil auf eine beträchtliche Entfernung auseinandergeschleppt sind. Ein Beispiel des Schuppenstils ist die subsilesisch-Ždánice-Einheit im Beskydy-Gebiet (Z. Roth 1962 a—Tafel I) oder die Pouzdřany-Einheit (E. Benesova et cons. 1963—Abb. 2). Ein Beispiel des Linsenstils bildet die äußere („paraautochthone") Gruppe im Beskydy-Gebiet (Z. Roth 1964 a), oder die Vormagura-Einheit (V. Pesl 1963).

Den Unterschied zwischen dem Klippen- und Schuppenstil erblicke ich darin, daß der Klippenstil eine vollständige Unterdrückung der anfänglichen strukturellen Vorherrschaft der kompetenten Elemente durch intensivere Verformung darstellt, wohingegen der Schuppenstil in einem Milieu ohne angemessene Kompetenzunterschiede entstanden ist.

Der Faltenstil wird durch ein Übergewicht von Falten und ihrer wenig veränderten Elemente (Faltenüberschiebungen und ähnliches) gekennzeichnet. Im Gegensatz zu dem Schuppen- und Linsenstil ist im Faltenstil, ähnlich wie im Klippenstil, die unterschiedliche Kompetenz der Elemente stark ausgeprägt. Die tektonische Zerquetschung der Gesteine beschränkt sich auf Verwerfungen. Ein verhältnismäßig kompetentes Element der stratigraphischen Sequenz bilden in der Flyschzone mächtige Flysch- oder flyschoide Schichtenkomplexe, die an vielen Stellen durch mächtige Sandsteinlagen oder Schichtpakete versteift sind. Diese kompetenteren Schichtenkomplexe bilden die Strukturkerne der Überschiebungsdecken (Z. Roth 1961 b). Ihr Faltenbau ist mannigfaltig. Beispiele hiefür liefert der Bau der Einheiten der Magura-Gruppe, der silesisch-Těšnovice-Einheit und der subsilesisch-Ždánice-Einheit in Zdánice-Gebiet. In den minder kompetenten Abschnitten der Sequenz geht der Faltenstil in den Schuppen- oder Klippenstil über.

Der Unterschied zwischen dem Klippen- und Faltenstil beruht darin, daß der Faltenstil die Äußerung einer weitaus geringeren Strukturreife ist und daher die ursprüngliche strukturelle Vorherrschaft der kompetenten Elemente im wesentlichen aufrechterhalten oder nur gestört wurde (falls Faltenüberschiebungen entstanden sind). Im Klippenstil wurden die kompetenten Elemente isoliert und ihre Vorherrschaft in den Regionalstrukturen vollkommen zerbrochen.

In der Hierarchie der Strukturstile der Äußeren Karpaten stellt die Faltenstruktur die erste Verformungsstufe der alpidischen Faltenzone dar. Diese Stufe

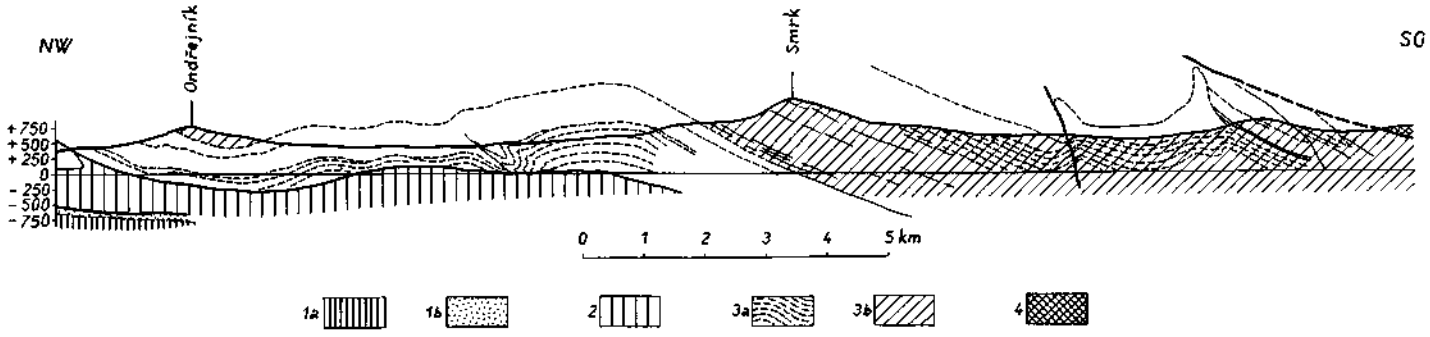


Abb. 3: Der Faltenstil der Kreide im Deckenkerne der silesisch-Těšnovice-Decke im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge (nach Z. ROTH 1960)

(1) Scholle der mährischen Vortiefen [(1 a) vormesozoischer Unterbau, (1 b) Neogenhülle], (2) subsilesisch-Ždánice-Decke, (3) silesisch-Těšnovice-Decke [(3 a) Valangin bis Alb den Deckenkern umhüllend, (3 b) Cenoman bis Paläozän des Deckenkernes d. h. die Godula- und Istebna-Flyschschichten], (4) Magura-Deckengruppe.

überlebt qualitativ unverändert in den verhältnismäßig kompetenten Kernen der Überschiebungsdecken (Deckmassiven). Die übrigen beschriebenen Strukturstile der Äußeren Karpaten (Schuppen-, Linsen und Klippenstil) sind sein Gegenteil, da sie infolge der gänzlichen Beseitigung der Vorherrschaft der kompetenten Elemente entstanden sind. Im Verlaufe dieser Beseitigung wurde in der betreffenden Einheit die Vorherrschaft der inkompetenten Glieder durchgesetzt. Die Verschiedenheit der letztgenannten Strukturstile beruht lediglich in den unterschiedlichen Transportbedingungen (Schuppenstil im Gebiet tektonischer Anhäufung, Linsenstil im Gebiet tektonischer Reduktion), gegebenenfalls im Ausmaß der kompetenten Bestandteile der stratigraphischen Sequenz.

Den Strukturstilen gemäß kann der Westabschnitt der Äußeren Karpaten länglich in eine äußere Strukturzone mit Schuppen- und Linsenstil,

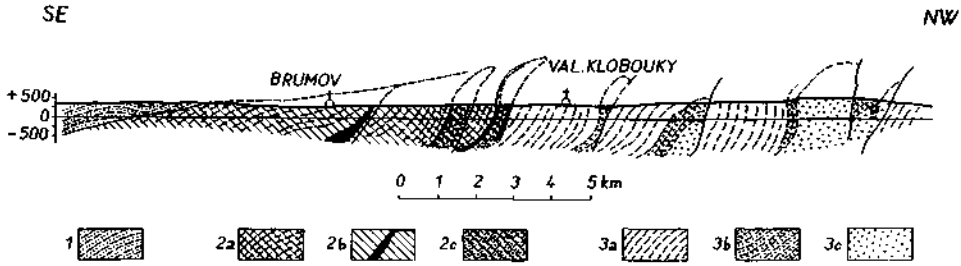


Abb. 4: Der Faltenstil des Paläogens der Deckenkerne in der Magura-Deckengruppe (nach A. Matejka—Z. Roth 1956)
(1) einfache Falten innerhalb der Bílé Karpaty-Orava-Decke, (2) und (3) Faltenüberschiebungen in der Bystrica- und Rača-Decke, (2) Bystrica-Decke: (2 a) Zlín-Schichten, (2 b) Belovežа-Schichten, (2 c) Soláň-Schichten; (3) Rača-Decke: (3 a) obere Zlín-Schichten der Rača-Fazies, (3 b) untere Zlín-Schichten der Rača-Fazies, (3 c) Soláň-Schichten der Rača-Decke.

in eine mittlere Zone mit überwiegendem Faltenstil und in eine innere Strukturzone mit Klippenstil eingeteilt werden. Die äußere und mittlere Zone entsprechen der Flyschzone. Die mittlere Zone ist die größte.

Der äußeren Zone gehört die äußere Gruppe und im Beskydy-Gebiet meistens auch der äußere Teil der mittleren Gruppe, d. h. ein Großteil der Těšín-Teildecke und der subsilesisch-Ždánice-Decke an. Zur Mittelzone nach ihrem Strukturstil gehört ein Großteil des Ždánice-Gebietes der subsilesisch-Ždánice-Decke, der überwiegende Teil der silesisch-Těšnovice-Einheit und die Magura-Deckengruppe. Eine Ausnahme bildet die Vormagura-Einheit der Mittelgruppe (im Beskydy-Gebiet) durch ihren Linsenstil. Die Magura- und die Mittelgruppe passen sich ihr bezüglich des Stils entlang der gemeinsamen Grenze in schmalen Zonen teilweise an. Eine derartige Stilanpassung stellt auch der Linsenstil der Menilit- und Krosno-Schichten der silesisch-Těšnovice-Einheit im Beskydy-Gebiet zwischen Bílý Kříž und dem Jablunkov-Paß oder die Tektonik des Außenrandes der Magura-Gruppe im Einzugsgebiet von Bílá dar.

Einen ähnlichen, jedoch gemischten Schuppen-Klippenstil treffen wir in der Bystrica-Einheit an deren Grenze mit der Rača-Einheit in Bohuslavice a. d. Vlára an.

Von gemischten Linsen-Klippen- oder Schuppen-Klippenstilen sprechen wir dort, wo die kompetenten Elemente ihre Eigenart nicht vollständig eingebüßt haben und Linsen bilden.

5. Strukturcharakter der Überschiebungsdecken

Die Äußeren Westkarpaten teilen wir nach dem tertiären Bau in die drei bereits angeführten Deckengruppen ein. Die Grundeinheiten bilden jedoch die Überschiebungsdecken, aus welchen sich die Gruppen zusammensetzen.

Die meisten Decken im Westabschnitt der Äußeren Karpaten haben Abscherungscharakter. Als Faltendecke mit kompliziertem Bau erscheint die subsilesisch-Ždánice-Decke im Beskydy-Gebiet, da dort häufig überkippte

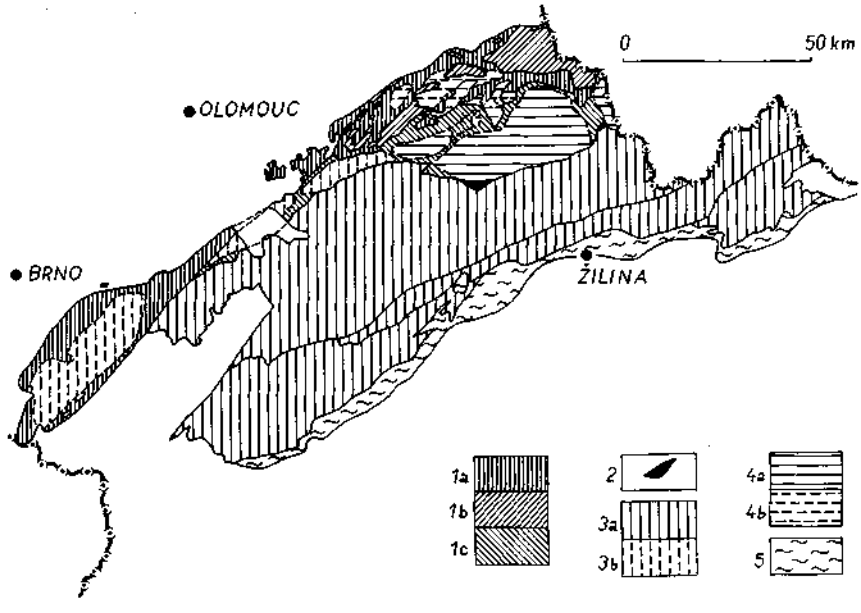


Abb. 5: Schema der Stilverteilung im W-Abschnitt der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten. (1) Verbreitungsgebiet des Schuppenstils: (1 a) in der Pouzdřany- und subsilesisch-Ždánice-Decke, (1 b) in der Těšín-Teildecke der silesisch-Těšnovice-Decke, (1 c) in der Godula-Teildecke der silesisch-Těšnovice-Decke. (2) Verbreitungsgebiet des Linsenstils: die Vormagura-Einheit. (3) Verbreitungs gebiet der Faltenstile in den paläogenen Schichten (= Deckenkerne aufgebaut aus den paläogenen Schichten): (3 a) Deckenkerne aufgebaut vom paläogenen Flysch, (3 b) Deckenkerne aus Flysch-ähnlichen und Molasse-ähnlichen paläogenen Schichten. (4) Verbreitungsgebiet der Faltenstile in den kretazeischen Schichten (= Deckenkerne aufgebaut aus den kretazeischen Schichten): (4 a) Deckenkerne aufgebaut vom kretazeischen Flysch, (4 b) Deckenkerne aufgebaut von Flysch- bzw. Molasse-ähnlichen Kreideschichten. (5) Hauptverbreitungsgebiet des Klippenstils: die Klippenzone.

Schenkel von Großfalten, deren normale Schenkel meist tektonisch reduziert sind, vorkommen (Z. Roth, 1962 a, Z. Roth-E. Hanzlíková-I. Cicha, 1964). Die Form einer Faltendecke hat auch die rückschreitende Überschiebung der Äußeren Karpaten auf die Zentralkarpaten im Orava-Gebiet und weiter nach Osten. Dies wird durch ein ausgedehntes Gebiet überkippter Schichten belegt (Z. Roth, 1959, Z. Roth et cons., 1963). Aber auch die Überschiebungsflächen an der Stirn und innerhalb der Abscherungsdecken haben sich in unserem Gebiet meist aus Faltenüberschiebungen und Falten entwickelt, wie es die Antiklinorialzonen andeuten in denen ältere stratigraphische Glieder der Sequenzen an der Deckenstirn zutage treten.

Die Überschiebungsdecken sind gegenseitig tektonisch begrenzt. Diese Grenzen entstanden infolge des unterschiedlichen Verhaltens der großen lithostratigraphischen Komplexe innerhalb der stratigraphischen Sequenz am Uranfang der Gestaltung der Überschiebungsdecke. Dieses unterschiedliche Verhalten ergab sich aus der verschiedenen Kompetenz. Die tektonische Bewegung rief eine tektonische Differenzierung hervor, die im anfänglichen Entwicklungsstadium der Decke den relativ kompetenten Abschnitt der Sequenz als Kernteil der Überschiebungsdecke absonderte. So bildeten sich allmählich Überschiebungsdecken um die Kerne, sobald die Bewegung der betreffenden Sequenz gegenüber dem Unterbau ein gewisses Ausmaß erreicht hatte (Z. Roth, 1961 b).

Vertiefte tektonische Differenzierung durch weitere Bewegungen zerstörte allmählich die Deckenkerne bis zu deren endgültigem Verfall, welchen der Klippen-, Schuppen- und Linsenstil darstellt. Der Faltenstil ist der Stil der Kernteile der Überschiebungsdecken.

Kompetente Kernteile der Überschiebungsdecken sind in den Äußeren Karpaten meist Flysch- oder flyschartige Schichtenfolgen (Z. Roth, 1961 b). In der Godula-Teildecke wird der typische Kern von der Godula- und Istebna-Schichten gebildet. In der Rača- und Bystrica-Decke bilden den Kern vor allem die Zlín-Schichten, in der Bílé Karpaty-Orava-Decke die oberen Schichten des Paläogens.

Der stratigraphische Inhalt und das Ausmaß des kompetenten Kernes innerhalb großer Decken verändert sich gebietsmäßig. In den äußeren Einheiten der Magura-Gruppe treten z. B. zu den Zlín-Schichten im Kern zwischen Velké Karlovice und Luhačovice und im Orava-Gebiet auch die Soláň-Schichten. Im Orava-Gebiet zerfällt der Kernteil der Bystrica-Decke entlang der weniger kompetenten Beloveža-Schichten, welche die Soláň-Schichten von den Zlín-Schichten trennen, in einen Haupt-(Unter-)Teil und untergeordneteren (Ober-) Teil.

Bei manchen größeren Deckeneinheiten, wie der silesisch-Těšnovice-Einheit oder der subsilesisch-Ždánice-Einheit geht die Funktion des kompetenten Kernteiles der Überschiebungsdecke regional von den einen Schichten auf die anderen über. So bilden den Kern der subsilesisch-Ždánice-Einheit im Beskydy-Gebiet die Frýdek-Schichten (Oberkreide), im Zdánice-Gebiet die Ždánice-Hustopeče-Schichten (Obereozän bis Untermiozän). In der silesisch-Těšnovice-Einheit des Beskydy-Gebietes bilden den kompetenten Kern die Istebna- und die Godula-Schichten (Cenoman bis Paläozän), im Ždánice-Gebiet die Krosno-Schichten (Obereozän bis Unteroligozän). Die Veränderung erfolgt fließend, da bereits im Beskydy-Gebiet die Krosno-Schichten einen allmählich anwachsenden Nebenkern bilden.

Die kompetenten Kerne bauen den Großteil der Überschiebungsdecken auf, sofern sie nicht durch mechanische Differenzierung zerstört wurden. Die weniger kompetenten Glieder umhüllen den Kern. Zur inkompetenten Hüllmasse bilden sich am ehesten die bunten, fein-rhythmischen oder überwiegend tonsteinführenden Schichten des Unterabschnittes des Paläogens aus und in der silesisch-Těšnovice-Decke neben diesen auch die Unterkreide-Schichten.

Der Kernzerfall, infolge der anwachsenden tektonischen Differenzierung, vollzieht sich vor allem infolge des Reifens der Faltenstrukturen. Dies bezeugen Veränderungen, die in den Diagonalfalten im Kern der Godula-Teileinheit festgestellt wurden. Diese Diagonalfalten vom Staré-Hamry-Typ sind älter (mittelkretazeischen Ursprungs — J. Foldyna, 1964) und wegen ihrer Lage war ihre

spätere Verformung schwieriger. Darum verlief ihre Strukturreifung langsamer und die Strukturveränderungen ursprünglicher Formen sind in ihnen besser erhalten. Zuerst bildeten sich aus den Falten Faltenüberschiebungen (Bruchstruktur von Predmier und Kobylská bei Rožnov u. d. Radhošť). Später gewinnen die Antiklinalteile der Falten Diapirbau, bei welchem die weniger kompetenten älteren Schichten den Faltenkern mehr oder weniger durchstoßen (SW-Teil der Staré Hamry-Antiklinale, Zone Zubří-Pindula-Sattel bei Rožnov-A. MATEJKA-Z. ROTH, 1952). Zuletzt bildet sich der Stil flacher Schuppen, welchen die Strukturen des Staré Hamry-Typs bei Valašské Meziříčí aufweisen (A. MATEJKA, 1949).

Von den großen Einheiten im Westteil der Flyschzone erreichten die Falten der subsilesisch-Ždánice-Einheit das zweite d. h. Diapirstadium, die Falten der äußeren Decken der Magura-Gruppe das erste Entwicklungsstadium, der Faltenüberschiebungen und nur stellenweise ein Diapirfaltungsstadium. Reste des höchsten d. h. des Schuppenstadiums sind in der subsilesisch-Ždánice-Einheit im Beskydy-Gebiet erhalten.

In der Bílé Karpaty-Orava-Einheit erreichte die Faltenstruktur das Faltenüberschiebungsstadium nur stellenweise. Meist blieben die ursprünglichen Falten erhalten.

Die vollständige Vernichtung des Kernes der Überschiebungsdecke infolge der Strukturentwicklung erfolgte im Westabschnitt der Äußeren Karpaten in der äußeren Deckengruppe, im Großteil der subsilesisch-Ždánice-Einheit im Beskydy-Gebiet und in der Vormagura-Einheit.

Maßgebend für das Baugepräge der äußeren Westkarpaten waren die in den Faltungsphasen konzentrierten einengenden tektonischen Bewegungen (D. ANDRUSOV, 1964). Außerhalb der Karpaten kommen sie vor allem durch die fortschreitende tektonische Beifügung der Randteile der nordeuropäischen Tafel zu den Westkarpaten zum Ausdruck (Z. ROTH, 1963). Innerhalb der Karpaten äußerten sich diese tektonischen Bewegungen durch eine allgemeine fortschreitende mechanische Differenzierung aller Elemente des annektierten Randes der nordeuropäischen Tafel nach ihrer verschiedenen Kompetenz. Als Block wurde der vormesozoische Unterbau, von dem sich die neoide sedimentäre Hülle losgelöst hatte, annektiert. Aus den mächtigen kompetenten Hüllenteilen entstanden nach der Loslösung der Hülle vom Unterbau die Kerne der Überschiebungsdecken. Infolge der tektonischen Differenzierung nach der Kompetenz ihrer Elemente zerbröckelten die Kerne und viele davon wurden zerstört. So entstand allmählich der Faltenbau der Äußeren Westkarpaten.

Der annektierte Block des vormesozoischen Unterbaus wurde wahrscheinlich, wie H. STILLE (1953) angedeutet hat und wie es auch die Ergebnisse neuerer Untersuchungen bewiesen (Z. ROTH, 1960 u. a.), durch Unterschiebung unter die Zentralkarpaten verdeckt. Darauf weist man die Gravimetrie und Tektonik der Zentralkarpaten hin (V. SCHEFFER, 1960).

6. Abschiebungsbrüche

Wie die Untersuchungen ergaben (Z. ROTH, 1957, 1959, 1960, 1962 b, 1963) beherrschten vor Beginn und nach Beendigung der Faltung die Strukturentwicklung der Äußeren Karpaten die Vertikalbewegungen der Schollen der nordeuropäischen Tafel. Die Schollen bildeten die Unterlage des Sedimentationsraumes der Äußeren Karpaten und bilden bis heute

das autochthone Fundament eines Großteils ihres Allochthons. In unserem Gebiet sind die meisten dieser Schollen schmal, langgestreckt und streichen in NW-SO Richtung. Während der Faltungsphasen wurden die Äußerungen ihrer Vertikalbewegung unterdrückt. Selbst damals hielt jedoch die Vertikalbewegung dieser Querschollen nicht inne und im Gegenteil, auch außerhalb der Faltungsphasen verdeckten ihre Äußerungen nicht gänzlich die Bewegungen der karpatischstreichenden Strukturen. Die besten Beispiele hiefür liefert die jüngste (steirische) Faltungsphase, und die darauffolgende anorogene Zeitspanne.

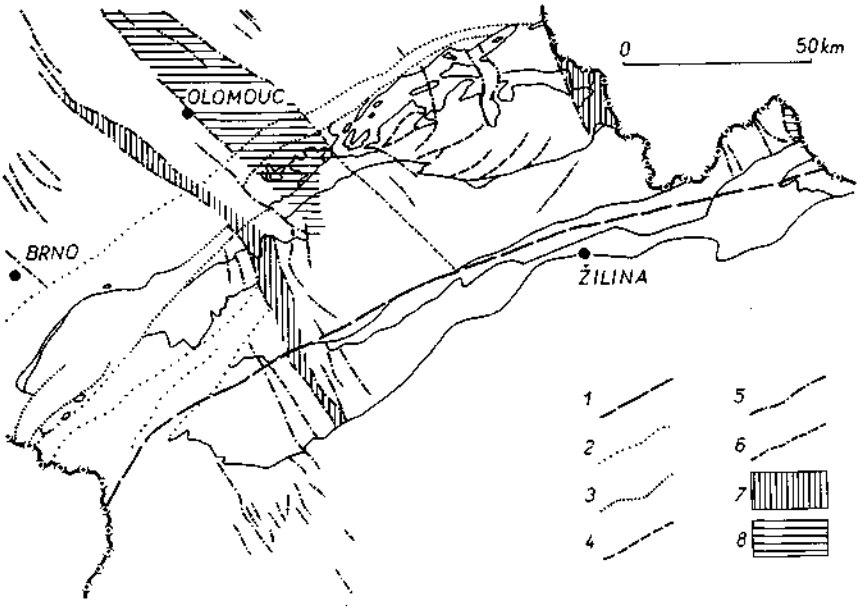


Abb. 6: Grundelemente der Tafeltektonik des W-Abschnittes der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten

(1) vorausgesetzte Tiefengrenze der nordeuropäischen Tafel unter dem W-Abschnitt der Äußeren Karpaten in der ČSSR, (2) postsavische Längsabschiebungen, später schwach deformiert, (3) dasselbe, später stark deformiert durch Faltung, (4) diagonale Falten vom Staré Hamry- bzw. Raková-Seneteš-Typ, (5) Querstörungen, (6) geophysikalisch verfolgbare Querstörungen des Tafelrandes im Karpatenuntergrund, (7) gesunkene Querschollen des Tafelrandes, (8) gehobene Querschollen des Tafelrandes.

Die Hebungen und Senkungen der Querschollen des Unterbaues offenbaren sich in den Karpaten bruch- oder flexurartig. Zu den erstgenannten Äußerungen gehört die Zone der Querverwerfungen in der SO-Fortsetzung der Obermarchsenke (A. Matejka-Z. Roth, 1956). Eine flexurartige Äußerung ist z. B. die Querdepression der Äußeren Karpaten im Gebiet des Wiener Beckens (Z. Roth, 1957). Nach dem Torton wurden die Äußeren sowie die Zentralkarpaten zum Bestandteil mit der saxonischen Tektonik der nordeuropäischen Tafel verbundener Großformen. Diese Großformen äußern sich eher oro- und hydrographisch als geologisch. Seit ihrem Entstehen ist eine zu kurze Zeitspanne verstrichen, daß eine Denudation der Erhebungen und Ausfüllung der Depressionen erfolgt haben könnte. Ihre Details werden von den Längsstrukturen der Karpaten getarnt.

Die junge querverlaufende Haupterhebungszone umfaßt die Sudeten, das Gebirge Moravskoslezské Beskydy und den bergigen Teil der Zentralkarpaten. In den Äußeren Karpaten entspricht ihr eine geologische und orographische Achsenelevation. In der Erhebungszone vereinigten sich bedeutende Wasserscheiden. Die Mährische Pforte bildet ihren niedrigsten Sattel (B. TURLEI 1858). Begleitende Elemente der Erhebungszone sind die mit ihr gleichlaufenden Niederungsketten. Im SW ist es die Donautiefebene, das Wiener Becken, die Südböhmischen Becken und das Cheb-Becken. Viele zeichnen sich durch mächtige Sedimente aus dem Miozän bis Pliozän aus. Im NO ist es das Prešov-Becken, das Orava-Becken und die Oberschlesische Senke.

Das Entstehen dieser Elevationen und Depressionen wurde in den Äußeren Karpaten von beträchtlichen Vertikalbewegungen begleitet. Die nachsarmatische Senkung im Wiener Becken beträgt gegenüber der marinen Erosionsbasis etwa 1200 m (T. BUDAY et cons. 1963), wohingegen wir im NO im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge eine etwa 800 m betragende nachsarmatische Hebung feststellen können (O. STEHLIK in Z. ROTH et cons. 1962 b). Die Basis des Ponts liegt im Wiener Becken ungefähr 200 m unter dem Meeresspiegel, im Hügelland von Kelč etwa 320 m über dem Meeresspiegel und im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge etwa 400 m über dem Meeresspiegel (O. STEHLIK, Z. ROTH in Z. ROTH et cons. 1962 b, E. MENCIK—V. PESL 1961).

Die Durchschnittsgeschwindigkeit der Senkung erreichte im Pliozän die Geschwindigkeit der durchschnittlichen Senkung der Flyschgeosynklinale (n. 0,1 mm/Jahr — Z. ROTH 1960, 1961 b). Wie der nach dem Pliozän belebte Holešov-Bruch mit dem Verwerfungsbetrag von 300 m bezeugt (E. MENCIK—V. PESL 1961, Z. ROTH et cons. 1962 a), sind die Höhenunterschiede zwischen dem SW- und NO-Teil unseres Gebiets nicht immer bruchlos entstanden.

Im jüngsten Pliozän konzentrierten sich die heftigsten Vertikalbewegungen in der Zone zwischen Bruntál und Uničov über die Obermarchsenke in Richtung zum Nordteil des Wiener Beckens und Westrand von Malé Karpaty. Diese Zone deutet das Aufleben der Brüche im Jungpliozän und den Aufstieg der jungpliozänen bis pleistozänen Basalte im Niederen Gesenke an. Verfolgen wir die Zone der heftigsten Bewegungen in die Vergangenheit, so stellen wir fest, daß sie sich um den Mittelpunkt bei Uherské Hradiště allmählich in die sudetische Richtung (NW — SO) dreht, in welcher sie im Sarmat verlief. Diese Zone der lebhaftesten rezenten Bewegungen trennt das südwestliche absinkende vom nordöstlichen emporsteigenden Gebiet. Ihre Drehung kann durch die Interferenz der Radialbewegungen an den zu den Karpaten querverlaufenden und mit ihnen gleichlaufenden Strukturen erklärt werden. Die Richtung der rezenten Drehung deutet an, daß nunmehr allmählich karpatisch streichende Elemente Oberhand gewinnen.

Die Äußerungen der jungen, strukturell an die außerkarpatischen Brüche sudetischer Richtung anknüpfenden Bewegungen sind ein Beweis dafür, daß der Einfluß der Tektonik der nordeuropäischen Tafel den Verfall des Sedimentationsraums der Äußeren Karpaten überlebt hat. In diesem Sedimentationsraum spielte er eine vorherrschende Rolle (Z. ROTH 1960, 1963).

Wie erwähnt, dringen diese Querelemente der Vertikaltektonik manchmal bis in die Zentralkarpaten vor.

Neben dem Eindringen der Merkmale der Tektonik der Tafel in die Karpaten dringen manchmal Elemente karpatischer Richtung in die

Tektonik der Randabschnitte der Tafel vor. Es ist zum Beispiel die pliozäne Aufwölbung von Českomoravská vrchovina, welche die hydrographische Verbindung von Südost- und Ostböhmen mit Westmähren unterbrochen hat (O. Kodym 1961).

Neben dieser wechselseitigen Beeinflussung der Tektonik der Karpaten durch die Tektonik der Innenteile der Nordeuropäischen Tafel und umgekehrt, welche sich stetig, wenngleich in schwankendem Ausmaß fortsetzt, und welche die Vertikaltektonik der Tafel weit in die Karpaten verlegt, stellen wir am Tafelrand unterhalb der Karpaten und auch außerhalb deren noch eine spezifische Vertikaltektonik fest. In Hinsicht auf die Richtung der Karpaten handelt es sich um eine Längstektonik, nach dem Gepräge um eine Dilatations-, Abschiebungstektonik.

Während der Außenrand der Karpaten zwischen Dyje (Thaya) und Honětice bei Kroměříž und weiter zwischen Obermarchsenke und der polnischen Grenze durch seinen Verlauf und seine mit dem Karpatenrand im ganzen gleichlaufende Strukturen bezeugt, daß es sich um flache Deckenaufschiebung gegen NW handelt, die von der Denudation nur geringfügig betroffen wurde, ist die Karpatengrenze zwischen Honětice und Kroměříž und zwischen Dyje und der österreichischen Grenze nach ihrem beträchtlich geradelinigen Verlauf zu schließen, der manche Strukturen schneidet, wahrscheinlich steiler. Sie liegt in der Fortsetzung der weitverbreiteten Abschiebungsbruchzonen im Neogen. Dies deutet darauf hin, daß der Verlauf des Karpatenrandes zwischen Honětice und Kroměříž und zwischen Dyje und der österreichischen Grenze vermutlich auch von Abschiebungen beeinflußt wurde.

Die Bruchzone, welche die Tektonik des Karpatenrands zwischen Honětice und Kroměříž auf einer Breite von etwa 3 km beeinflußt, setzt sich gegen SW in der fast geradlinigen, diskrepanten NW-Grenze der Magura-Gruppe im Chřiby-Gebirgszug zwischen Střílky und Bohuslavice bei Kyjov fort. Wir schließen auch hier auf den jüngeren Abschiebungscharakter dieser Grenze. Dieser Umstand wird vom Abschiebungssystem der Bulhary- und Schrattenberg-Verwerfung, die an sie im SSW im Wiener Becken anknüpft, bewiesen. Auf der östlichen (abgeschobenen) Scholle ist die höhere, aufgeschobene tektonische Einheit erhalten geblieben, wohingegen in der westlich gelegenen (höheren) Scholle die tiefere Einheit aufsteigt, der stellenweise noch Reste der höheren überschobenen Einheiten auflagern.

Dies bezieht sich auf die Zone Čejč-Zaječí, in der wir Denudationsreste der Rača-Einheit feststellen können (A. Matejka-F. Chmelik, 1956). Ähnlich kann der NW-Rand der Zone Čejč-Zaječí durch eine Abschiebung der östlichen Schollen die Verwerfung entlang erklärt werden. Dieser Bruch begrenzt im NW die vordem über das Vorland übergeschobenen Schichten der Antiklinalzone der subsilesisch-Ždánice-Einheit. Außer diesem und den Deckschollen der Magura-Einheit wird der junge Abschiebungscharakter der Zone Čejč-Zaječí auch durch die weite Verbreitung des Neogens in der SW-Fortsetzung dieser Zone 0 von Mikulov (im Vergleich mit der Umgebung von Mikulov) bezeugt.

Ein ähnliches Gepräge des Karpatenrandes deutet auf die charakteristische Abtrennung des in der Fortsetzung der äußeren Antiklinorialzone des nördlichen Teiles der subsilesisch-Ždánice-Einheit liegenden Gebirgszuges Pavlovské vrchy. Auch O vom Bruch, der die Fortsetzung der Karpaten im Inneren der Einheit N von Dyje bildet, liegt ein abgeschobener Schollen.

Wir können somit in Südmähren ein ganzes System gegen SO absteigender Abschiebungen feststellen, das von Valtice und Mikulov in einer Breite von etwa 10 bis 15 km in NO-Richtung bis Bučovice und Kroměříž verfolgt werden kann. Nach gewissen Anzeichen setzt es sich bis in die Umgebung von Hranice fort. Dieses System kennzeichnet das Ždánice-Gebiet der Äußeren Karpaten. Im Beskydy-Gebiet setzt es sich nicht fort.

Der Verwerfungsbetrag dieser Brüche in den neogenen Schichten verringert sich deutlich von SW nach NO (T. BUDAY et cons. 1963 über den Bulhary- und Schrattenberg-Bruch). Mancherorts klingen die Verwerfungen gegen NO deutlich aus. Dies stimmt mit der Feststellung überein, daß die Bruchäußerungen die Linie Hranice—Vsetín nicht überschreiten. Der gesamte Verwerfungsbetrag dieses Bruchsystems an der Basis der aufgeschobenen Karpaten wird in der Umgebung von Břeclav auf über 1000 m geschätzt.

Das Vorhandensein dieser Längsverwerfungen ist der Grund dafür, warum die Magura-Gruppe erst östlich des Schrattenberg-Bruchs einen zusammenhängenden Untergrund des Neogens des Wiener Beckens bildet. Der Umstand, daß auf den Schrattenberg-Bruch das Oberburdigal transgrediert (T. BUDAY in J. KALASEK et cons. 1963) zeugt davon, daß das Bruchsystem vor dem Oberburdigal nach der Aufschiebung der Magura-Gruppe über die mittlere Gruppe entstand und daß vor der Transgression des Oberburdigals und nach dem Entstehen des Schrattenberg-Bruchs eine bedeutende Denudation erfolgte, welche die Reste der Magura-Gruppe in der Zone Čejč-Zaječí isoliert hat.

Die vorangehende Darlegung beseitigt den Widerspruch zwischen der Erklärung der Tektonik des Neogens im Wiener Becken und deren seines außerkarpatischen Liegenden, insbesondere im Gebiet des Schrattenberg-Bruches.

Dieses Verwerfungssystem ist genetisch mit dem gegenwärtigen, bereits von der Kreide an sich allmählich bildenden (Z. ROTH 1963) Rand der nordeuropäischen Tafel verbunden. Es wurde in die aufgeschobenen Karpaten „durchgepaust" und durch verschiedene Ursachen belebt. Es handelte sich um ein Aufleben von Senkungscharakter (T. BUDAY l. c.) sowie um die steirischen Einengungsbewegungen.

Dadurch kann der in die Schrattenberg-Bruchzone eingekeilte Schubfetzen des Oberburdigals (T. BUDAY in J. KALASEK et cons., 1963) und auch der Schubfetzen mitteleozäner Schichten an der Verwerfung von Velké Pavlovice (E. BENESOVA et cons., 1963, Z. STRANIK, 1963) erklärt werden.

Dieses, nach der savischen Faltungsphase entstandene Bruchsystem wurde selbstverständlich im Verlauf der steirischen Phase verformt, obwohl sich im Ždánice-Gebiet der Äußeren Karpaten im Vergleich mit dem Beskydy Gebiet die steirische Phase bedeutend kürzer und schwächer auswirkte. Auf steirische Deformationen sind Ungleichmäßigkeiten in den Verwerfungslinien zurückzuführen. Wahrscheinlich wurde auch die heutige Breite der Verwerfungszone zum Teil durch nachträgliche Verschiebung der „durchgepausten" Brüche gegen NW bewirkt.

7. Klüftungscharakter

Mit der Regionaluntersuchung der Klüftung der relativ kompetenten Kerne der Überschiebungsdecken im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten befaßte sich M. PLICKA (1963) und zum Teil J. FOLDYNA (1962). M. PLICKA unterscheidet in diesem Gebiet zwischen bankabhängiger Klüftung und Kluftzonen. Die bankabhängigen Klüfte beschränken sich auf einzelne Schichten und ihr unmittelbares Hangendes und Liegendes. Sie verlaufen ungefähr senkrecht zu den Schichtflächen und ihre Häufigkeit ist von der Mächtigkeit und vom Charakter der Schicht abhängig. Obwohl sie tektonischen Ursprungs sind, stehen

sie eher in Beziehung zu den tektonischen Details als zu den tektonischen Großformen.

Mit den tektonischen Großformen hängt der zweite Klüftungstyp zusammen, welchen M. PLICKA (1963) als Kluftzonen bezeichnet. Es sind Gemeinschaften steilabfallender bis senkrechter Klüfte, die ungeachtet der Schichtenlage die mächtigen stratigraphischen Sequenzen der kompetenten Kerne der Überschiebungsdecken durchsetzen. Die Kluftzonen pflegen 0,5 bis 5,0 m breit zu sein und können bis auf eine Entfernung von über 20 km verfolgt werden. Sie äußern sich auch geomorphologisch und durch hydrogeologische Dränagewirkungen (Quellen). Eine Zonengemeinschaft ähnlicher Streich- und Fallrichtung bildet ein System. Die Systeme sind häufig bis 10 km breit. Die Häufigkeit der Klüfte in den Zonen und die der Zonen selbst wächst mit der Nähe der Regionalbrüche, die häufig in Breiten von einigen zehn bis einigen hundert Metern von kleineren Störungen und von Kluftzonen begleitet werden. In der Nähe der flach einfallenden Aufschiebungsflächen der Überschiebungsdecken stellen sich die Kluftzonen fast senkrecht zu den Aufschiebungsflächen und haben daher einen meist den Überschiebungsflächen entgegengesetzten Fallwinkel von 40° bis 70°.

Nach der Orientierung und verschiedenen Streichrichtungen der Kluftzonen unterschied M. PLICKA (1963) drei Gebiete im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten. Zum ersten gehören die Kerne der Überschiebungsdecken der Magura-Gruppe SW von der Linie Valašské Meziříčí—Velké Karlovice—Bytča und der Kern der subsilesisch-Ždánice-Einheit im Ždánice-Gebiet. Diese Kerne werden von zu den Karpaten quer verlaufenden Störungszonen bezeichnet. In das zweite Gebiet schließt M. PLICKA die Kerne der Einheiten der Magura-Gruppe nordöstlich der angegebenen Linie ein. Sie werden von quer- und schrägverlaufenden Kluftzonen bezeichnet. Das dritte Gebiet bilden die Kerne der silesisch-Těšnovice-Einheit, welche von Quer-, Längs- und Diagonalkluftzonen markiert werden.

Nach den Untersuchungen von M. PLICKA deuten die Rutschstreifen an den Klufträumen an, daß sich im ganzen Gebiet von Moravskoslezké Beskydy auch Verschiebungen gegen NO auswirken.

Die Klüftung der Kerne der silesisch-Těšnovice-Einheit im tektonisch kompliziertesten Beskydy-Gebiet deutet nach den Faltenuntersuchungen (J. FOLDYNA 1964) und im Einklang mit geologischen Untersuchungen von E. MENCIK (1960) auf das Vorhandensein älterer Strukturen. Diese können mit den längsverlaufenden Bruchzonen M. PLICKAS in Verbindung gestellt werden. Die schräglaufenden Kluftzonen M. PLICKAS im NO-Teil unserers Gebietes könnten auf die intensive steirische Faltung zurückgeführt werden. Das Gebiet von Chřiby weist darauf hin, daß in den diagonal- und querlaufenden Kluftzonen wahrscheinlich das Einwirken savischer und steirischer Bewegungen zum Ausdruck kommt.

8. Charakter des tektonischen Baus des Westabschnitts der Äußeren Westkarpaten

a. Beziehung der Tektonik der Äußeren Karpaten zur Tektonik ihres Sedimentationsraums

Die Entstehung der Äußeren Karpaten ist ein Glied in der Kette der neoiden Enwicklungsveränderungen des Südrands der nordeuropäischen Tafel. Die Äußeren Karpaten und ihr Sedimentationsgebiet nahmen im Laufe ihrer Entwicklung im Verlauf von etwa 100 Millionen Jahren eine Reihe von Formen an.

Die heutigen Westkarpaten sind die jüngste Abwandlung der steirischen Form, die gegen Ende des Tortons vollendet wurde. Rezente Bewegungen zeigen, daß die tektonische Entwicklung andauert (B. KRUIS, 1959).

Der Bau der äußeren Westkarpaten entwickeltet sich aus der Tektonik ihres Sedimentationsraums. Den tektonischen Ausgangspunkt des Sedimentationsraums bildeten die Strukturen des Südrands der nordeuropäischen Tafel. Sie entwickelten sich unter dem Einfluß der benachbarten alpidischen Faltenzone.

Ein beständiges tektonisches Element des Sedimentationsraums war die vor den alpidischen Falten gelegene Randsenke, die der Tafel angehört (N. S. SCHATSKI, 1946). Als zeitweiliges gesetzmäßig mit der Form des Tafelrandes verbundenes Element trat eine Parageosynklinale hinzu. Die Situation ihrer Einmündung in die jurasische und kretazeische alpidische Geosynklinale wurde nach unserer Voraussetzung von der Lage eines „Innenwinkels" der Tafel bestimmt (N. S. SCHATSKI, 1946), ihre NW—SO-Richtung bestimmten die im saxonischen Bau der Tafel geläufigen strukturellen Züge. Die Parageosynklinale verfiel am Anfang des Paläogens dadurch, daß sie gemeinsam mit dem Ausläufer, der sie von der Randsenke trennte, in die Randsenke einverleibt wurde (Z. ROTH, 1963). Der vorübergehende Einfluß der Tektonik der Zentralteile der nordeuropäischen Tafel auf ihre Randgebiete wurde somit von neuem gehemmt.

Mit dem Entstehen der Äußeren Karpaten begann der Verfall des Sedimentationsraums. Dieser Verfall wurde durch die Beendigung des Wachstums der Äußeren Karpaten im Obertorton vollendet. Die Entwicklung wurde sichtbar von den für diesen Alpidenabschnitt bedeutenden Faltungsphasen geleitet. Der Ursprung des Sedimentationsraums fällt in die kimmerischen Faltungsbewegungen, der Höhepunkt der älteren Entwicklung dieses Raumes und die Entstehung der ältesten Form der Äußeren Westkarpaten in die austrische Phase, während deren der zentralkarpatische alpinotype Bau entstand. Die Entstehung der reifen Form des Sedimentationsgebietes und die Vollendung der ältesten Form der Äußeren Karpaten stimmt zeitlich mit der endgültigen Gestaltung des zentralkarpatischen Blocks während der laramischen Phase überein. Der Verfall des Raums wurde von der steirischen Faltungsphase abgeschlossen, welche den Bau dieses Abschnitts der Äußeren Westkarpaten vollendet hat.

Die Äußeren Karpaten ererbten die tektonischen Züge ihres Sedimentationsgebiets. Die ererbten Züge finden wir einverleibt in den komplizierten jüngeren Bau. Ursprünglich waren sie für den neoiden Oberbau des Raums und dessen älteren Unterbau gemeinsam. Gegenwärtig hat jeder dieser tektonisch voneinander gelösten Teile eine sehr unterschiedliche Situation und Gepräge. In der abgescherten alpinotyp gefalteten Hülle wurden die ererbten Strukturen von jüngeren Bewegungen stark verformt und verschoben. Im Gegensatz dazu werden aus dem versenkten Unterbau die ererbten Strukturen zur Oberfläche „durchgepaust" oder äußern sich im Schwerefeld (J. DOLEŽAL, 1964) in nur wenig veränderter Lage. Als modifizierte ererbte tektonische Strukturen des Sedimentationsraums der Äußeren Karpaten betrachten wir die Grenzen der Deckengruppen, die Fazies-Grenze des Beskydy- und Ždánice-Gebiets in der äußeren und mittleren Gruppe (Z. ROTH, 1960) und die Strukturen vom Staré-Hamry-Typ von Moravskoslezské Beskydy (J. FOLDYNA, 1964). Die Innengrenze der Äußeren Karpaten stellt den deformierten kretazeischen Rand der Tafel dar (Z. ROTH, 1963).

b. Gegenseitige genetische Beziehungen der Überschiebungsdecken

Es ist vorauszusetzen, daß der Ursprung der mit Entstehung und Wachstum der Äußeren Karpaten verbundenen tektonischen Veränderungen in der sich allmählich vollziehenden ungleichmäßigen Annäherung ihres Vor- und Hinterlands zu suchen ist. Die Reduktion der Breite des Sedimentationsraums der Äußeren Karpaten während der Faltung wird auf mehr als 100 km geschätzt (H. Świdziński 1956, M. Książkiewicz 1956, Z. Roth 1960, 1961 b).

Auf die Breite des Sedimentationsraumes der Magura-Gruppe entfallen z. B. nunmehr maximal 25 km, wohingegen die Breite der Magura-Gruppe mit ihrem komplizierten inneren Bau auf unserem Gebiet ungefähr 30—60 km beträgt (Z. Roth, 1961 b). Darum muß das Verschlingen eines ausgedehnten Teiles des vormesozoischen Untergrundes in der Tiefe vorausgesetzt werden. Aus den vulkanologischen (H. Stille 1953), tektonischen, geophysikalischen und geomorphologischen Belegen kann darauf geschlossen werden (Z. Roth, 1960 u. a.), daß ein Großteil des Unterbaues des außerkarpatischen Sedimentationsgebietes unter den Block der Zentralkarpaten geschoben wurde.

Das gegenwärtige tektonische Gepräge der Äußeren Westkarpaten als einer bilateral aufgeschobenen Faltenzone ist das Werk der steirischen Faltungsphase im Torton. Die Schubweite der steirischen Aufschiebung des Westabschnitts der Äußeren Karpaten sowohl auf das Vorfeld, als auch auf das zentralkarpatische Hinterland (ebenso wie die Zahl der Überschiebungsdecken) wächst auf unserem Gebiet von SW nach NO. Im Tal des Flusses Dyje wird die tortonische Schubweite auf 4 bis 6 km geschätzt (A. Matejka—F. Chmelik in J. Kalasek et cons. 1963), im Gebiet von Moravskoslezské Beskydy beträgt sie etwa 45 km. Die gleichfalls tortonische rückschreitende Aufschiebung auf die Zentralkarpaten wird im Gebiet des Unterlaufs des Váh-Flusses als gering eingeschätzt. NO vom Gebirge Malá Fatra schätzen wir sie auf 10 bis 12 km (Z. Roth et cons. 1963), im Ondava-Hügelland in der Ostslowakei auf 25 km (Z. Stranik 1964).

Bohrungen und tektonische Fenster in Mähren zeigen, daß die steirische Aufschiebung flach und seicht ist (z. B. Z. Roth 1964 b). Die Abwesenheit tektonischer Schubfetzen vormesozoischer Formationen in den gesamten Äußeren Westkarpaten (abgesehen von belanglosen Ausnahmen bei Chorynĕ und Paskov in Mähren) zeigt, daß die mesozoischen und tertiären Schichten der Äußeren Karpaten von der Unterlage abgeschert wurden. Die Abscherung wurde von der tektonischen Differenzierung verschieden kompetenter Elemente d. h. der variszisch gefalteten Unterlage und der flachliegenden Hülle bewirkt. Die Differenzierung nach der Kompetenz äußerte sich also sowohl bei der Gestaltung der Äußeren Westkarpaten als Ganzes, als auch bei der Entstehung ihrer kleineren tektonischen Elemente.

Die einengungstektonischen Grundeinheiten der Äußeren Karpaten sind Überschiebungsdecken. Als Grundeinheiten charakterisieren sie die spezifischen stratigraphischen Sequenzen, aus denen sie aufgebaut werden. Das Gepräge der Sequenzen wandelt sich innerhalb der Überschiebungsdecken fließend, an deren Grenzen sprungartig. Manchmal schließt eine jüngere Überschiebungsdecke mehrere ältere Decken in sich ein.

So schließt z. B. die rückschreitende Deckenüberschiebung der Äußeren Westkarpaten im Orava-Gebiet als steirische tektonische Form einen Teil der savischen Überschiebungsdecke von Bílé Karpaty-Orava in sich ein, die vordem die älteren pienidischen Überschiebungsdecken in sich eingeschlossen hat.

Die Äußeren Westkarpaten entwickelten sich von Anfang an und verschoben sich auf das Vorfeld (oder Hinterland) stets als Ganzes. Sie wuchsen dadurch, daß sie an ihrem Außenrand Teile des Vorlands als einzelne Überschiebungsdecken schrittweise annektierten. Nur der verschieden breite äußere Teil der neuen Überschiebungsdecke schob sich im Vordergrund der Karpaten unbedeckt von älteren Überschiebungsdecken. Einen solchen sich vorschiebenden breiten Rand bildet die silesisch-Ždánice Überschiebungsdecke im Ždánice-Gebiet.

Die Strukturelemente dringen aus den jüngsten (Rand-)Überschiebungsdecken tief in die älteren (inneren) Überschiebungsdecken der Flyschzone (Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CICHA, 1964 u. a.). Nur die jüngsten Strukturelemente haben daher eine einfache geometrische Form. Die älteren Strukturelemente, z. B. die gegenseitig die Überschiebungsdecken trennenden Flächen, sind meistens stark gefaltet.

Darum unterscheiden sich die alten Überschiebungsflächen von den jüngsten manchenorts durch eine steile von der Faltung verursachte Lage. Der Vergleich von Profilen der Rand- und Innenpartien der Äußeren Westkarpaten (z. B. H. KOZIKOWSKI, 1953; Z. STRANIK, 1964; V. HOMOLA, 1957; Z. ROTH, 1964 b u. a) bestätigt diese Feststellung. Die älteren Überschiebungsdecken enthalten modifizierte Strukturen mehrerer Generationen (J. FOLDYNA, 1964).

Die Gruppengrenzen sind umgewandelte ererbte tektonische Elemente des ursprünglichen Sedimentationsraums. Sie entwickelten sich aus denjenigen tektonischen Grenzen zwischen den Abschnitten des Sedimentationsgebiets, die sich in der letzten Entwicklungsphase dieser Abschnitte äußerten. Die Grenze zwischen der mittleren und Magura-Gruppe ist daher sowohl in Bezug auf ihren ererbten Grund, als auch auf ihre gegenwärtige Form älter als diejenige der mittleren und äußeren Gruppe. Die älteste Gruppengrenze ist die innere Grenze der Äußeren Westkarpaten, welche die umgebildete Südgrenze der Kreideform der Tafel darstellt (Z. ROTH, 1963).

Die Grenzen einzelner Überschiebungsdecken innerhalb der Gruppen wurden von dem verschiedenen Verhalten der großen Hüllenteile während der Abscherung der Hülle vom Tafeluntergrund bedingt. Im Gegensatz zu den Gruppengrenzen entsprechen sie nicht den paläotektonischen Grenzen innerhalb des Sedimentationsraumes.

Eine neue Überschiebungsdecke formte sich erst dann, wenn die Scherbewegung der Hülle auf dem Tafelrand ein genügendes Ausmaß erreicht hatte. Erst dann machte sich der Kern der neuen Decke selbständig. Die weitere Differenzierung innerhalb des Kernes der Kompetenz nach vollzog sich am schnellsten gleich nach dem Entstehen der Überschiebungsdecke, denn die neue Decke befand sich zu diesem Zeitpunkt zwischen dem Autochthon und Allochthon und wurde am intensivsten durchbewegt. In den tektonisch höher gelegenen, älteren Decken, die sich als einheitlicher Block über die neue Überschiebungsdecke schoben, wurden die Strukturen nur in beschränktem Ausmaß belebt und reiften durch Differenzierung nur begrenzt heran. Diese Behauptung wird durch die Untersuchung der Durchfaltung der silesisch-Těšnovice-Überschiebungsdecke mit der subsilesisch-Ždánice-Decke bewiesen (Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CICHA, 1964, ROTH, 1964 b).

Die bereits innerhalb der autochthonen Hülle gegründeten Synklinorien und Antiklinorien entwickelten sich im Verlauf der tektonischen Isolierung der subsilesisch-Těšnovice-Einheit in Schuppen, zwischen den die ältere, höhere silesisch-Těšnovice-Decke eingefaltet ist (Z. ROTH-E. HANZLÍKOVÁ-I. CICHA, 1964).

So haben sich innerhalb der Überschiebungsdecken mehr oder weniger umgewandelte ererbte Strukturen erhalten. Die günstigsten Bedingungen für ihre Erhaltung bestehen in den Kernen der Decken. Dies belegt die Untersuchung der Strukturen von Staré Hamry-Typ innerhalb des Kernes der Godula-Teildecke (J. Foldyna, 1964). Die Strukturen innerhalb des Kernes können beträchtlich älter sein als der Kern selbst. Am Kernrad sind sie stärker abgewandelt als in seinem Mittelraum. Auch dies bezeugt die Godula-Teildecke.

Die tektonische Differenzierung der Kompetenz nach ist irreversibel. Der tektonische Bau der Äußeren Karpaten ist daher polygen. Die älteren Strukturelemente, die sie enthalten, wurden zu einem verschiedenen Grad tektonisch umgewandelt und wirken sich daher in verschiedenen Abschnitten in der Regel verschieden aus.

Die ursprüngliche Vergenz der Strukturen der Bílé Karpaty-Orava-Einheit von Oravská Magura war nördlich. Heute sind diese Strukturen senkrecht oder umgekippt gegen S (Z. Roth, 1959, Z. Roth et cons., 1963). Gegen O erweitert sich diese Zone der umgekippten Strukturen die Innengrenze der Äußeren Westkarpaten entlang bis zum Bardejov-Meridian (Z. Stranik-Z. Roth, 1958, Z. Stranik, 1964). Im äußeren Teil der Äußeren Karpaten kommen häufig umgekippte Faltenflügel im Beskydy-Gebiet der subsilesisch-Ždánice-Überschiebungsdecke vor (Z. Roth, 1962 a u. a.). Diese beiden Erscheinungen deuten auf eine tektonische Akkumulation der Decken. Sie häuften sich bei der Aufschiebung auf dem Vorland. Dies bezeugen auch weitere Belege (Anwesenheit der „äußeren Einheit" — Z. Roth, 1964 b, Verlauf der vortortonischen Erosion und tortonischen Akkumulation. — A. Jurkova in Z. Roth et cons. 1962 b).

Die Anwesenheit der umgekippten stratigraphischen Sequenzen an der äußeren und inneren Grenze der Äußeren Karpaten im NO-Abschnitt unseres Gebietes spricht nach den von de Sitter (1956) angeführten Kriterien auch für M. Dlabacs (1964) Hypothese über Gravitationsdecken in unserem Gebiet. Da wir jedoch keine Belege über die Dehnungstektonik der Abtrennungsgebiete haben, betrachten wir die Gravitationstektonik nicht als bewiesen. Der Charakter und das Ausmaß der Einengungsstrukturen zeigen im Gegensatz dazu, daß die hauptsächliche Treibkraft des Wachstums der Äußeren Westkarpaten während der Faltungsphasen Tangentialspannungen und nicht die Gravitation waren.

Die Bohrergebnisse bestätigen den seichten Bau der Äußeren Karpaten im Untersuchungsgebiet. Die jurassischen bis paläogenen Schichten der äußeren und mittleren Gruppe schwimmen zum Großteil unverwurzelt auf dem Neogen der Randsenken (Z. Roth et cons., 1962 a, Z. Roth 1964 b u. a.). Die Hauptmassen der einzelnen Überschiebungsdecken liegen dabei eher dachziegelartig neben- als übereinander.

c) Die steirischen Großstrukturen im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten

Der Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten hat sich in seiner heutigen tektonischen und grundlegenden orographischen Form während der steirischen Faltungsphase im Torton gebildet. Während sich am Außenrand der Karpaten die jüngsten Überschiebungsdecken bildeten, entstanden im Inneren der Äußeren Karpaten mit den Oberflächenstrukturen (aus der savischen Faltungsphase) mäßig divergierende Längselevationswellen, die für Auswirkungen tangentialer tektonischer Spannungen sprechen und zur Basis der Hauptgebirgszüge wurden. Ihnen entlang bildeten sich Längsdepressionen, in denen heute das Wiener- und das Orava-Becken liegen.

Der nördliche Elevationszug wurde zur Ausgangsform der Gebirge Chřiby, Hostýnské vrchy, Vsetínské vrchy und der Gruppe von Velký Polom im Moravskoslezské Beskydy-Gebirge. Aus der südlichen Elevation bildeten sich die Gebirge Vizovické vrchy und Javorníky. Die innerste Elevation gründete das Gebirge Bílé Karpaty. Der Verlauf und das Alter dieser steirischen Erhebungen wurde durch die Untersuchung des Systems der Wasserläufe und die Beziehungen zur neogenen Beckenausfüllung belegt. Der Verlauf der Längselevationen stimmt auch mit auf Grund gravimetrischer Messungen vorausgesetzten Elevationen im autochthonen Untergrund überein (J. Dolezal, 1964; M. Dlabac-E. Mencik, 1964). Daraus kann auch auf den steirischen Ursprung dieser Erhebungen des Untergrundes geschlossen werden.

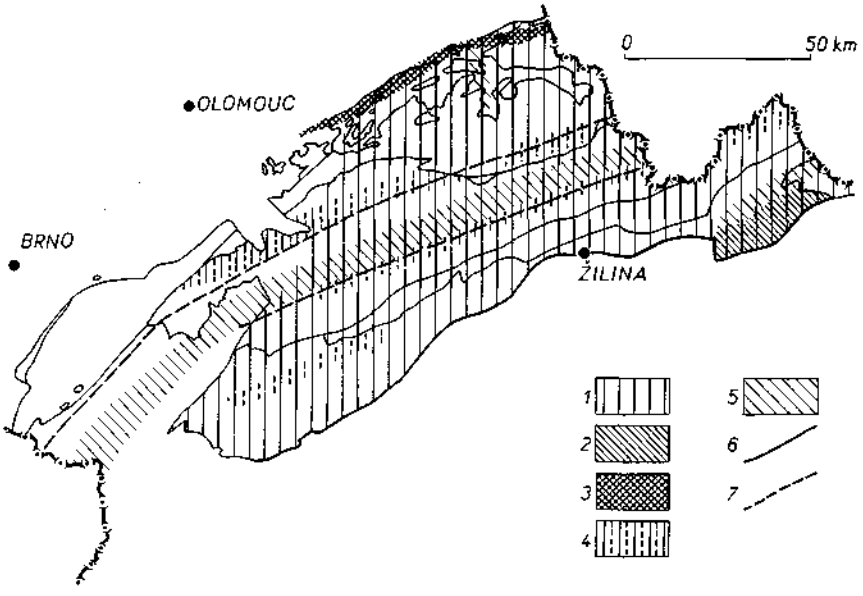


Abb. 7: Tektonische Äußerungen der jungsteirischen Faltungsphase.
(1) Verbreitung der obertortonischen Faltung und Überschiebung, (2) Gebiet der rückschreitenden Überschiebung der Äußeren Karpaten, (3) Verbreitung der „äußeren Einheit" der Karpaten unter dem transgressiven Untertorton, (4) jungsteirische Längselevationen in den Äußeren Karpaten, (5) jungsteirische Längsdepressionen in den Äußeren Karpaten, (7) gravimetrisch festgestellte Längsrücken im Untergrund der Karpaten.

Während der steirischen Bewegungen wurde die subsilesisch-Ždánice-Decke individualisiert, die bereits im Verlauf der savischen Faltungsphase als autochthone Faltenzone den Äußeren Karpaten angegliedert worden war. Bei ihrer Umbildung in eine Überschiebungsdecke entstand auch die äußere Gruppe in ihrem Vorfeld.

Im Zuge der steirischen Faltungsphase entstand auch an der Außenseite der Karpaten im Beskydy-Gebiet die sogenannte äußere Einheit. An der inneren Seite der Äußeren Karpaten erfolgte im SW die Aufrichtung und weiter gegen NO, im Orava-Gebiet, die rückschreitende Deckenaufschiebung der Äußeren Karpaten auf die Zentralkarpaten. Insbesondere die rückschreitende Überschiebung bedeutet eine qualitative Veränderung des geologischen Baues des Westkarpaten, die für die steirische Faltungsphase kennzeichnend ist. Sie ist ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten (M. Mahel, 1963 b).

Die äußere Einheit (V. Homola-E. Hanzlíková, 1955, Z. Roth, 1964 b) ist eine spezifische steirische Form im Bau des äußeren Karpatenrandes. Es ist die Anhäufung der abgetrennten Stirnteile der übergeschobenen Karpaten am Innenrand der sich bildenden untertortonischen Randsenke. Vom obertortonischen Karpatenrand trennt dieses Bauelement das darüber transgredierende Untertorton, auf das die Karpaten erneut übergeschoben sind. Die äußere von den Bauelementen der Těšín-Teildecke, der subsilesisch-Ždánice-Decke und den Schuppen der äußeren Gruppe aufgebaute Einheit konnte im gesamten Beskydy-Abschnitt von Hranice (Z. Roth, 1964 b) bis Goleszów in Polen (K. Tolwiński, 1950, E. Veit, 1953), obwohl nicht ganz zusammenhängend, bewiesen werden (K. Konior-A. Tokarski, 1957).

Die steile Aufrichtung der außerkarpatischen Strukturen am inneren Umfang der Äußeren Karpaten im Váh-Gebiet wird beispielsweise durch die NW-Abgrenzung der Bílé Karpaty-Orava-Einheit im Kysuca-Elevationsabschnitt angedeutet (A. Matejka-Z. Roth, 1949, 1956). Die rückschreitende Überschiebung der Äußeren Karpaten im Orava-Gebiet wird von dem Schichteneinfallen des zentralkarpatischen Paläogens unter die Klippenzone der Äußeren Karpaten, weiter östlich dann vom tektonischen Fenster im Ondava-Hügelland belegt (Z. Stranik-Z. Roth, 1958, Z. Stranik, 1964).

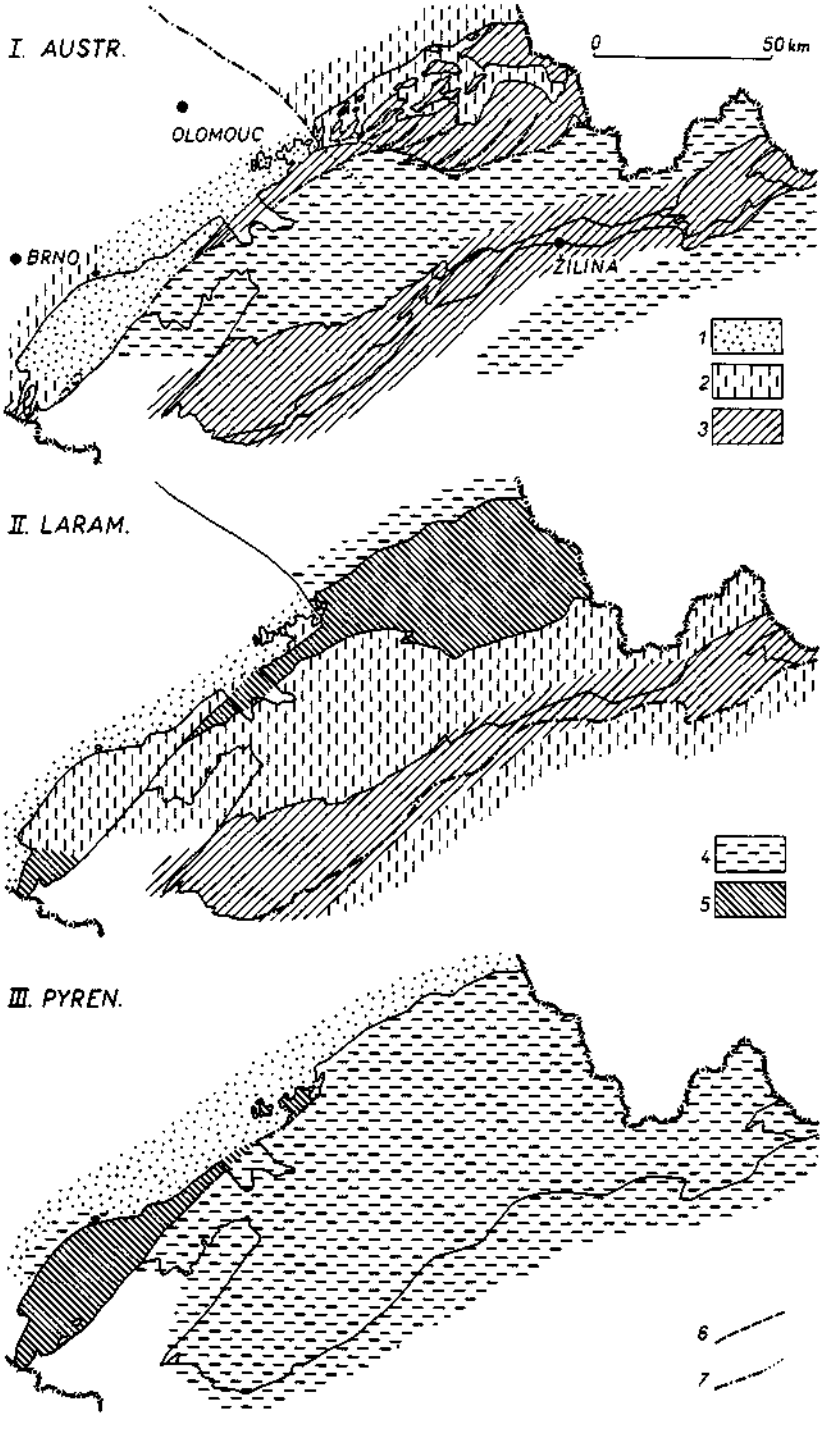
9. Tektonische Entwicklung des Westabschnittes der Äußeren Westkarpaten

Das Sedimentationsgebiet des Westabschnittes der Äußeren Karpaten bildete sich während der Jura im Randgebiet der nordeuropäischen Tafel. Als solches entwickelte es sich bis ins Cenoman. Später (bis ins Obertorton) wurde es allmählich von den anwachsenden Äußeren Karpaten verdrängt. Die Entwicklung des Sedimentationsraumes setzte sich mit veränderlicher Intensität und unter dem abwechselnden Einfluß der Faltung der alpidischen Zone und der vertikalen Schollenbewegungen der nordeuropäischen Tafel fort. In der Entwicklung des Sedimentationsraumes unterscheiden wir drei Strukturstadien, wovon das erste und dritte Stadium einer Randsenke entspricht. Das zweite Stadium unterscheidet sich von diesen durch das gesetzmäßige Hinzutreten einer querverlaufenden Parageosynklinale, die an den Innenwinkel des Tafelrandes anknüpft. Diese Parageosynklinale bildete vorübergehend ein weiteres Strukturelement des Sedimentationsraumes neben der Randsenke.

Den ältesten Deckenbau des Westabschnitts der Äußeren Karpaten bauten die mittelkretazeischen (austrischen) bis altpaläogenen (laramischen) pienidischen Einheiten der Klippenzone auf. Eine beträchtliche Erweiterung des Überschiebungsdeckenbaue durch weitere Überschiebungsdecken kann in der savischen Faltungsphase vor dem Oberburdigal festgestellt werden (T. Buday in

---

Abb. 8: Schema der alpinen Faltungsäußerungen im W-Abschnitt der tschechoslowak. Äußeren Karpaten (die austrische, laramische und pyrenäische Phase).
(1) Gebiet, in dem die Denudation vor sowie nach der Phase stattgefunden hat, (2) heutige Verbreitung der durch die Phase hervorgerufenen transgressiven Ablagerungen der Schichten, (3) heutige Verbreitung der durch die Phase verursachten kurzfristigen Sedimentationslücke, (4) durch die Phase hervorgerufene langfristige Regression, (5) heutige Verbreitung ununterbrochener Sedimentation; (6) die durch die Phase neugebildeten Strukturelemente später nur schwach deformiert, (7) durch die Phase neugebildete Strukturelemente später stark deformiert durch Faltung.


I. AUSTR.
0
50 km
OLOMOUC
BRNO
ŽILINA
1
2
3
II. LARAM.
4
5
III. PYREN.
6
7

J. Kalasek et cons. 1963, A. Matejka—F. Chmelik in T. Buday et cons. 1963, V. Homola—E. Hanzlíková 1955). Die letzten bedeutenden Deckenbewegungen endeten früher im SW- als im NO-Teil unseres Gebiets (T. Buday 1963). Ähnlich wie in Österreich (R. Grill, 1962) endeten auch in Süd-Mähren (in NW-Richtung zumindest in die Umgebung von Slavkov) die Deckenbewegungen am äußeren Karpatenrand im Untertorton. Weiter nach NO setzten sie sich bis ins Obertorton fort. (M. Vašíček, 1950, 1951, J. Paulík-I. Cicha, 1959).

Das Antiklinorium der Klippenzone, welches als spezifische Struktur die ganze Innengrenze der Äußeren Westkarpaten umsäumt, entstand während der laramischen Bewegungen am Anfang des Paläogens am damaligen Südrand der nordeuropäischen Tafel (A. Matejka, 1958). Es ist wahrscheinlich, daß die ursprüngliche Lösung der neoiden Hülle vom Untergrund in den Randpartien der mittelkretazeischen nordeuropäischen Tafel (Entstehung der pienidischen Einheiten) der Ausgangspunkt einer weiteren Sedimentablösung war und die heutigen Strukturzüge der Innengrenze der Äußeren Karpaten prägte. Die Innengrenze der Äußeren Karpaten ist mit dem Antiklinorium der Klippenzone in der gesamten weiteren Entwicklung der Äußeren Karpaten fest verbunden.

Die äußere Karpatengrenze bildete sich dagegen immer von neuem und zwar stets weiter im Vorfeld danach, wie während der Faltungsphasen die Tafelhülle von den Karpaten annektiert wurde.

Die Beifügung der Tafelhülle zu den Karpaten ging im Verlauf der gesamten Entwicklung der Äußeren Karpaten derjenigen des vormesozoischen Tafeluntergrunds voran. Beide Annektionen erfolgten sprungartig während der Faltungsphasen. Die Annektion der Hülle vollzog sich in häufigeren und kürzeren Sprüngen als die des Untergrunds. Der Kreiderand der Tafel wurde im westkarpatischen Abschnitt erst im Obertorton gegen Ende der steirischen Faltungsphase durch einen neuen Rand ersetzt (Z. Roth, 1963). Gleichzeitig mit dieser qualitativen Veränderung erfolgte, wie wir es sahen, die rückschreitende Überschiebung des Innenrandes der Äußeren Karpaten und damit auch ein qualitativer Umschwung im Verhältnis der Äußeren zu den Zentralkarpaten: Von beiden bis dahin gleichwertigen Großstrukturformen wurden die Äußeren Karpaten damals zur strukturell vorherrschenden Großform, zu einem gewissen Eckstein im Bau der Westkarpaten.

Die neoiden Faltenverformungen stehen in diesem Abschnitt der Äußeren Karpaten mit den Faltungsphasen in Verbindung. Bisher sind wenigstens Reste der austrischen, savischen und steirischen Strukturen nachgewiesen worden. Die lamarische und die pyrenäische Faltungsphase werden im wesentlichen nur durch Sedimentationslücken belegt.

Als austrische Strukturen betrachten wir im Einvernehmen mit J. Foldyna (1964) und E. Menciks (1960) Untersuchungsergebnissen die Diagonalstrukturen vom Staré-Hamry-Typ im Gebirge Moravskoslezské Beskydy. Nach J. Foldyna (1964) sind diese Strukturen als Falten an der querverlaufenden erzgebirgisch-streichenden Störungszone innerhalb der Kreideparageosynklinale des Sedimentationsgebietes entstanden.

Savischen Ursprungs sind die Decken der Magura-Gruppe, die silesisch-Těšnovice-Decke und die Grundformen der Falten der subsilesisch-Ždánice-Einheit (Z. Roth-E. Hanzlíková-I. Cicha 1964).

Die laramischen Bewegungen äußern sich als Sedimentationslücke in der Klippenzone. Gemäß den lithologischen Äußerungen waren sie im Westabschnitt der Äußeren Karpaten nicht so heftig wie im Ostabschnitt, wo sich in ihrem Verlauf in der Klippenzone sogar der Deckenbau vollendete (A. MATEJKA-E. HANZLÍKOVÁ, 1962, K. BIRKENMAJER, 1963).

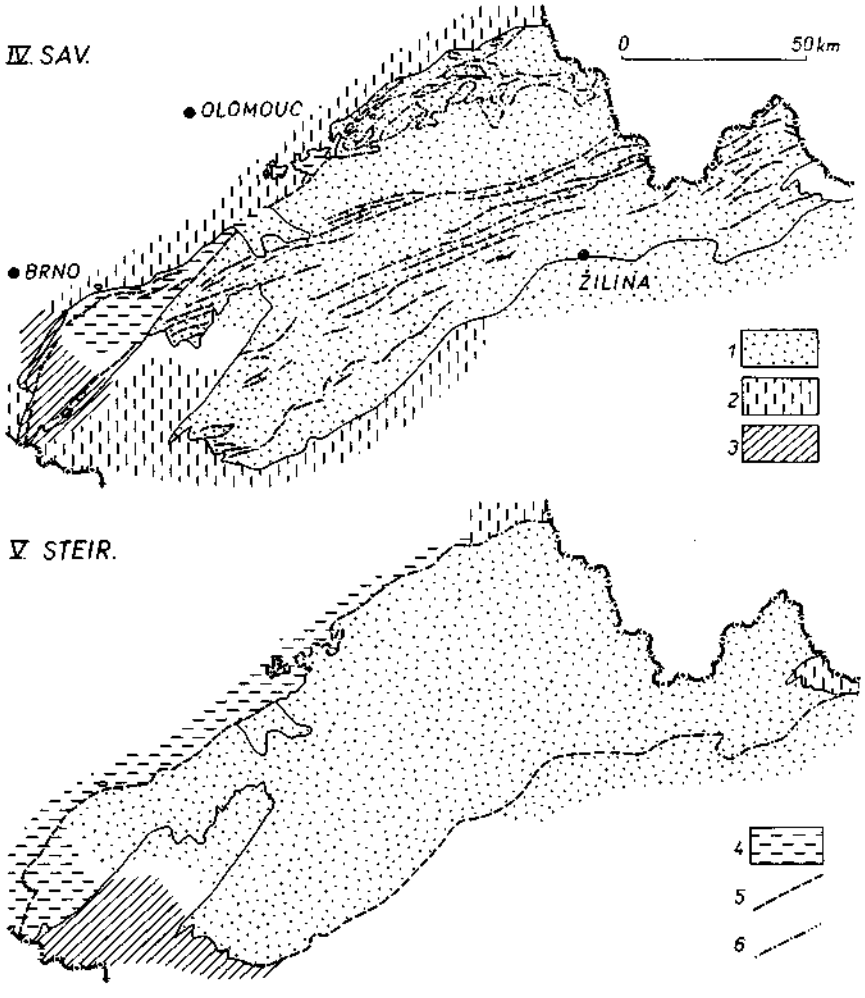


Abb. 9: Schema der alpinen Faltungsäußerungen im W-Abschnitt der tschechoslowakischen Äußeren Karpaten (die savische und steirische Phase).

(1) Gebiet, in dem die Denudation vor sowie nach der Phase stattgefunden hat, (2) heutige Verbreitung der durch die Phase hervorgerufenen transgressiven Ablagerung der Schichten, (3) heutige Verbreitung der durch die Phase verursachten kurzfristigen Sedimentationslücke, (4) durch die Phasenwirkung hervorgerufene langfristige Regression, (5) durch die Phase neugebildete Strukturelemente, später schwach durch Faltung deformiert; (6) durch die Phase neugebildete Strukturelemente später stark durch Faltung deformiert.

Im Gegensatz zu den laramischen Bewegungen, die jedoch im ostslowakischen Abschnitt stärker waren, befand sich der Schwerpunkt der pyrenäischen Bewegungen im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten. Die pyrenäischen Bewegungen zerfallen in den Westkarpaten ziemlich deutlich in ältere und jüngere Bewegungen. Die älteren Bewegungen erfolgten im Oberozän und in der Ostslowakei setzte sich nach ihnen auch in der Magura-Gruppe die Sedimentation in weitem Ausmaß fort (Z. STRANIK, 1964). Im W wurde in ihrem Verlauf in den Sequenzen der Magura-Gruppe und der Vormagura- und silesisch-Těšnovice-Einheit und im Beskydy Abschnitt der subsilesisch-Ždánice-Einheit die Sedimentation meist endgültig abgeschlossen. Die jüngeren pyrenäischen Bewegungen führten die definitive Sedimentationsunterbrechung in der Magura-Gruppe und auch in der Ostslowakei herbei.

Der Umstand, daß die pyrenäische Faltung im Westabschnitt der Äußeren Westkarpaten intensiver als im Ostabschnitt war, wird auch durch den beträchtlichen Konglomeratanteil und deren Charakter in der pyrenäischen Molasse der Ždánice-Hustopeče-Schichten bezeugt (F. PICHA in I. CICHA et cons. 1964).

In den Zeitabschnitten zwischen der savischen und steirischen Faltungsphase stellen wir das Entstehen der stufenförmigen Längsverwerfung im Ždánice-Gebiet. Während der steirischen Bewegungen, die im Ždánice Gebiet kürzer und schwächer waren als im Gebiet von Beskydy, wurden diese Strukturäußerungen zum Teil verformt und verschoben. Die Fortsetzung des steirischen Absinkens der Längsdepressionen und die Emporhebung der Längselevationen kann bis ins Sarmat verfolgt werden.

Schriften

Andrusov, D., 1928: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest (Rés.). — Věstník SGÚ 4, 167—189. Praha.

Andrusov, D., 1964: Das Prinzip der Faltungsphasen und der „Neokatastrophismus" (Rés.). — Geol. sborník 15, 163—165. Bratislava.

Ashgirei, G. D., 1963: Strukturgeologie. — VEB Deutscher Verlag d. Wiss. Berlin.

Benešová, E., Cicha, I., Pícha, F., Řeháková, Z., & Stráník, Z., 1963: Profil durch die Ždánice-Einheit zwischen Velké Pavlovice und Nosislav (Rés.). — Sborník geol. věd G-1, 139—153. Praha.

Birkenmajer, K., 1963: Stratigraphy and Palaeogeography of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. — Studia geol. Polon., 9, 1—380. Warszawa.

Buday, T., 1963: Some Problems of the Origin and Development of the Fault-Structures in the Neogene Carpathian Basins. — Geol. práce, Zprávy 28, 113—120. Bratislava.

Buday, T., et cons., 1963: Vysvětlivky k přehl. geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Gottwaldov. 238 pp. Praha.

Cicha, I., Chmelík, F., Pícha, F., & Stráník, Z., 1964: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Ždánicer und Pouzdřaner Einheit Süd-Mährens. — Mitt. Geol. Ges. 56, 455—468, Wien.

Dlabač, M., 1964: Consideration on the Origin of Nappe-Structure at the Margin of the Carpathian Foredeep in Moravia due to the Gravitational Slides (Summary). — Věstník ÚÚG 39, 37—38. Praha.

Dlabač, M., & Menčík, E., 1964: Geological Structure of the Autochtonous Basement of the Western Part of the Outer Carpathians on the Territory of the Czechoslovak Socialist Republic (Summary). — Rozpravy ČSAV 74/1, 1—59, řada mat.-přír. Praha.

Doležal, J., 1964: Kvantitativní interpretace gravimetrických profilů v oblasti západokarpatského flyše. — MS 68 pp., Geofond. Praha.

Foldyna, J., 1962: Studium puklinatosti a drobné tektoniky v godulských vrstvách. — Kandid. Disertationsarbeit der Bergm. Hochschule MS. Ostrava.

Foldyna, J., 1964: Příčné vrásové struktury v godulském příkrovu. — Habilitationsarbeit der Bergm. Hochschule MS. Ostrava.

Grill, R., 1962: Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1 : 50.000. — 52 pp. Wien.

Hanzlíková, E., Menčík, E., & *Pesl, V.*, 1962: Ein Beitrag zur Kenntnis der Vormagura-Einheit in den Mährisch-schlesischen Beskiden (Rés.). — Geol. sborník 13, 81—90. Bratislava.

Hanzlíková, E., & *Roth, Z.*, 1963 a: Review of the Cretaceous Stratigraphy of the Flysch Zone in West Carpathians. — Geol. sborník 14, 37—81. Bratislava.

Hanzlíková, E., & *Roth, Z.*, 1963 b: Lithofacies, Biofacies and Sedimentary Conditions of the Cretaceous Beds in the Flysch Zone in the Czechoslovak Carpathians. — Geol. sborník 14, 83—108. Bratislava.

Hanzlíková, E., Roth, Z., & *Gabrielová, N.*, 1963: A Note to the Stratigraphy of the Tertiary Sediments of the Bohemian Massif in the Substratum of the Moravia-Silesian. Beskyds. — Geol. sborník 14, 193—207. Bratislava.

Homola, V., 1954: Neue Feststellung über den Aufbau der subsilesischen und Steinitzer Flyschfront (Rés.). — Přírodov. sborník Ostrav. kraje 15, 438—448. Opava.

Homola, V., 1957: Beitrag zur Kenntnis des geologischen Baues der Umgebung von Choryně und Kelč bei Valašské Meziříčí (Rés.). — Přírodov. sborník Ostrav. kraje 18, 200—208. Opava.

Homola, V., & *Hanzlíková, E.*, 1955: Biostratigraphical, Tectonical and Lithological Studies in the Těšín District (Summary). — Sborník Geol. Surv. Czechoslov. 21 (Palaeont.), 317 bis 502. Praha.

Kalášek, J., et cons., 1963: Vysvětlivky k přehl. geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Brno, 256 pp. Praha.

Kodym, O., sen. 1961: Platform Stage of the Development of the Czech Massif. — Tectonic Development of Czechoslovakia, 122—138. Praha.

Konior, K., & *Tokarski, A.*, 1957: Cross-Section of the Structure of Cieszyn. — Bull. Acad. Polon. Sci., Cl. III, 5, 6. Warszawa.

Kozikowski, H., 1953: Budowa geol. okolic Kleczan-Pisarzowej. — Biul. Inst. Geol. 85. Warszawa.

Kruis, B., 1959: Erforschung der senkrechten Bewegungen der Erdkruste in der ČSR (Rés.). — Geodet. a kartogr. obzor 5/47, 149—153. Praha.

Ksiažkiewicz, M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rundschau 45. Stuttgart.

Maheľ, M., 1959: Eine neue Einheit in den Westkarpaten. — Geol. práce 51, 5—52. Bratislava.

Maheľ, M., 1963 a: Several Tectonic Styles, the Influence of Rock Properties and Orientation of Overturns in Central Carpathian Mesozoic. — Geol. práce, Zprávy 28, 39—58. Bratislava.

Maheľ, M., 1963 b: Folding Phases and Formations of the West Carpathian Mesozoic. — Geol. práce, Zprávy 28, 23—38. Bratislava.

Matějka, A., 1949: Étude géologique dans les environs de Valašské Meziříčí. — Sbornik of the State Geol. Survey 16. 2, 643—693. Praha.

Matějka, A., 1958: Secteur de Šariš de la zone des klippes internes entre le Poprad et le Sekčovský potok (tschechisch). — Zprávy o geol. vyzkumech v r. 1957, 146—148. Praha.

Matějka, A., & *Hanzlíková, E.*, 1962: O paleogénu od obce Kňazia na Oravě. — Zprávy o geol. výzkumech v r. 1961. 194—196. Praha.

Matějka, A., & *Chmelík, F.*, 1956: Note sur l'étude géologique de l'aire Čejč-Zaječí (tschechisch). — Zprávy o geol. výzkumech v r. 1955. 122—124. Praha.

Matějka, A., & *Roth, Z.*, 1949: The Geology of the Magura Flysch Group in the Drainage Basin of Kysuca (Summary). — Sborník of the State Geol. Surv. Czechoslov. 16. 2, 521 bis 619. Praha.

Matějka, A., & *Roth, Z.*, 1950: Remark on the Main Tectonic Units of the Magura Flysch in Czechoslovakia (Summary). — Věstník SGÚ, 25, 301—308. Praha.

Matějka, A., & *Roth, Z.*, 1952: A Contribution to the Geology of the Basin of the Upper Ostravice in the Moravo-Silesian Beskydy (Summary). — Sborník State Geol. Surv. Czechosl., 19 (Geol.), 621—649. Praha.

Matějka, A., & *Roth, Z.*, 1956: The Geology of the Magura Flysch Group in the Northern River Basin of the Váh between Bytča and Trenčín (Summary). — Rozpravy ÚÚG, 22, 332 pp. Praha.

Menčík, E., 1960: Východní část Moravskoslezských Beskyd a Pobesskydí, jejich geol. stavba. — MS. Geofond. Praha.

Menčík, E., 1963: Tektonische Gliederung der silesischen Einheit in den Mährisch-schlesischen Beskyden (in Druck). — Warszawa.

Menčík, E., & *Pesl, V.*, 1961: Některé poznámky o mladopliocenních kerných pohybech v oblasti karpatského flyše v povodí toku Moravy. — Zprávy o geol. výzk. v r. 1960, 155—157. Praha.

Nowak, J., 1927: Zarys tektoniki Polski. — Kraków.

Paulík, J., & *Cicha, I.*, 1959: Neogén na území listu gen. mapy Olomouc. — MS Geofond. Praha.

Pesl, V., 1963: Die Vormagura-Einheit auf dem Gebiet der ČSSR (in Druck). — Warszawa.

Plička, M., 1963: Klüften-Kleintektonik im westlichen Teil des karpatischen Flysches auf dem Gebiet der Tschechoslowakei (in Druck). — Warszawa.

Roth, Z., 1957: L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du flysch des Carpates tchécoslovaques. — Congresco geol. internacional, XX a Sesion. Seccion 5, 1, 253 bis 265. Mexico.

Roth, Z., 1959: Schlußfolgerungen der Erläuterungen zu der geol. Karte der Tschechoslowakei 1 : 200.000, Blatt Trstená (NW-Slowakei) (Rés.). — Věstník SGÚ, 34, 379—382. Praha.

Roth, Z., 1960: The Relation of the Sedimentation Area of the Flysch Zone of the Czechoslovak West-Carpathians to the Czech Massif (from the Explantation of the map 1 : 200.000, Sheet Olomouc). (Summary). — Věstník ÚÚG, 35, 383—386. Praha.

Roth, Z., 1961 a: Palaeogeographical Features of the Western Part of Czechoslovak Flysch Zone of the Carpathians from the Point of View of the Relation of the Carpathians to the Bohemian Massif (Summary). — Geol. práce, Zprávy 21, 181—193. Bratislava.

Roth, Z., 1961 b: Structure and Geological Position of Moravo-Silesian Beskyds. — Geol. práce, 60, 68—85. Bratislava.

Roth, Z., 1962 a: Contribution to the Stratigraphy and Palaeogeography of the Subsilesian Group of Beds in Eastern Moravia (Summary). — Sborník Geol. Surv. Czechosl., 27, 447 bis 473. Praha.

Roth, Z., 1962 b: Zu Problemen des Flyschgebietes in den tschechosl. Karpaten (tschechisch). — Geol. práce 63, 5—13. Bratislava.

Roth, Z., 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone der Westkarpaten zum Karpatenvorland und den Zentralkarpaten. — Geol. práce, Zprávy 28, 5—22. Bratislava.

Roth, Z., 1964 a: Zur strukturellen Einteilung der ČSSR (Rés.). — Věstník ÚÚG, 39, 285 bis 288. Praha.

Roth, Z., 1964 b: Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den Mährisch-schlesischen Beskyden und der Mährischen Pforte. — Mitt. d. geol. Gesell. 56, 503—513, Wien.

Roth, Z., et cons., 1962 a: Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Olomouc. — 226 pp. Praha.

Roth, Z., et cons., 1962 b: Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Ostrava. — 292 pp. Praha.

Roth, Z., et cons., 1963: Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1 : 200.000, list Trstená. — 59 pp. Bratislava.

Roth, Z., & *Hanzlíková, E.*, 1965: Der Ursprung des Konglomerats aus der Ždánice- Hustopeče Formation von Strážovice bei Kyjov (Rés.). — Věstník ÚÚG, 40, 5—10, Praha.

Roth, Z., *Hanzlíková, E.*, & *Cicha, I.*, 1964: Ein Profil der Kreide- und Paläogen-Schichten von Tiefbohrungen NP 298, 299 und 300 (zwischen den Gemeinden Mniší und Lichnov, N bis NW von Frenštát p. R.) geführt (Rés.). — Čas. miner. geol. 8, 49—60. Praha.

Schatski, N. S., 1946: Aufbau und Entwicklung der Osteuropäischen Tafel. — Vergleichende Tektonik alter Tafeln I (Übersetzung). — Fortschritte der sowjetischen Geologie, 4, 15 bis 79. Akademie-Verlag. Berlin 1961.

Scheffer, V., 1960: Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basins. — Acta Technica Acad. Sci. Hung., T. 30, 3—4, 423—461. Budapest.

Scheibner, E., 1963: Relationship Between Material and Tectonic Style, and Selective Tectonics in the Klippen-Belt of West-Carpathians. — Geol. práce, Zprávy 28, 59—68. Bratislava.

De Sitter, L. U., 1956: Structural Geology. — New York.

Stille, H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte zum Geol. Jahrbuch, 8, 239 pp. Hannover.

Stránik, Z., 1963: Tectonik Structure of the Southern Part of the Ždánice Unit. — Geol. práce, Zprávy 28, 155—160. Bratislava.

Stránik, Z., 1964: Geologie Čerchovského pohoří a z. části Ondavské vrchoviny (Kand. Disertations-Arbeit). — MS, 113 pp. Geofond. Praha.

Stránik, Z., & *Roth, Z.,* 1958: Note préliminaire sur les études géologiques dans le Čerhovské pohoří et dans la partie occidentale, de Bardejov, de l'Ondavská vrchovina (tschechisch). — Zprávy geol. výzk. v r. 1957, 228—231. Praha.

Świdziński, H., 1956: The Dimensions of the Horizontal Displacements in the Northern Carpathians (Rés.). — Congreso geol. internacional, XX a Sesion. Resumenes de los trabajos presentados, 299. Mexiko.

Tolwiński, K., 1950: The Carpathian Marginal Region. — Acta geol. Polon. Muzeum Ziemi 1, Warszawa.

Turlei, B., 1858: Über Eisensteinablagerungen bei Gaya in Mähren. — Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 6. Wien.

Vašíček, M., 1950: Micropaleontological Evidence of the Late Tertiary Orogenesis in East-Moravia (Summary). Sborník Geol. Surv. Czechoslov., 17 (Palaeont.), 1—12. Praha.

Vašíček, M., 1951: A New Micropalaeontologic Evidence of the Late-Tertiary Orogeny in East Moravia (Summary). — Sborník Geol. Surv. Czechoslov., 18 (to the 60th anniversary of *R. Kettner),* 501—552. Praha.

Veit, E., 1953: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — Neues Jahrb. Geol. und Pal., Abh. 97, 149—188. Stuttgart.

Vyskočil, V., 1956: A Contribution to the Study of the Present Tectonic Movements in Slovakia. — Věstník ÚÚG 31, 224—233. Praha.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt - Sonderhefte

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: 7

Autor(en)/Author(s): Roth Zdenek

Artikel/Article: Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der CSSR 56-85