

Bartolomej LEŠKO

## RÉMARQUES SUR L'ÉVOLUTION TÉCTONIQUE DES KARPATES OCCIDENTALES<sup>1)</sup>

(7 Fig.)

### *Uwagi o ewolucji tektonicznej Karpat Zachodnich*

(7 fig.)

Bartolomej Leško: L'évolution tectonique des Karpates occidentales. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 51-1/2: 33-44, 1985 Kraków.

Résumé: Les nouvelles données géophysiques prouvent l'existence d'une stratification horizontale et verticale de la croûte dans les Karpates occidentales. On observe une plaque crustale de 5-12 km d'épaisseur. Sous cette plaque il y a un canal à petites vitesses dans toute l'étendue des Karpates. Le bâti crustal s'explique par l'existence d'une structure profonde en nappes. On donne un aperçu de l'évolution structurale des Karpates occidentales. Enfin, on constate l'influence tectonique de la plate-forme Norde-européenne dans les Karpates.

Mots clés: gravimétrie, sismologie artificielle, structure profonde de la croûte, tectogenèse alpine, Karpates occidentales, Tchécoslovaquie.

Bartolomej Leško: Geologický Ústav Dionýza Štúra, Mlynska Dol. 1, Bratislava, Tchécoslovaquie.

manuscrit reçu: novembre, 1984

accepté: décembre, 1984

Trésé: Nowe dane geofizyczne wskazują na istnienie stratyfikacji poziomej i pionowej skorupy ziemskiej w Karpatach Zachodnich. Zaznacza się płyta krystalna górna o miąższości 5-12 km, pod którą na całej przestrzeni Karpat występuje strefa niskich prędkości sejsmicznych. Taka budowa skorupy może być wyjaśniona przez istnienie głębokiej struktury płaszczwinowej. Podano krótki zarys ewolucji strukturalnej Karpat Zachodnich oraz przedstawiono dane dowodzące, że od górnego miocenu do dzisiaj przejawia się w Karpatach wpływ tektoniczny platformy północno-europejskiej.

Actuellement, pour connaître la structure des Karpates occidentales, il convient de tenir compte des nouvelles recherches sédimentologiques orientées vers le bâti et la provenance des sédiments clastiques (Marschalko *et al.*, 1976; Unrug, 1979; Książkiewicz, 1972), de la disposition spatiale des séquences lithologiques et des segments de la croûte océanique de l'ancienne Téthys mésozoïque (Trümpy, 1971; Debelmas, 1975; Mišik, 1978), des nouvelles données sur le métamorphisme alpin des complexes paléozoïques et mésozoïques (Vrana, 1980; Varga, 1978),

<sup>1)</sup> L'ouvrage présenté à la conférence scientifique „Deux cents années de sciences géologiques à l'Université Jagellonne”.

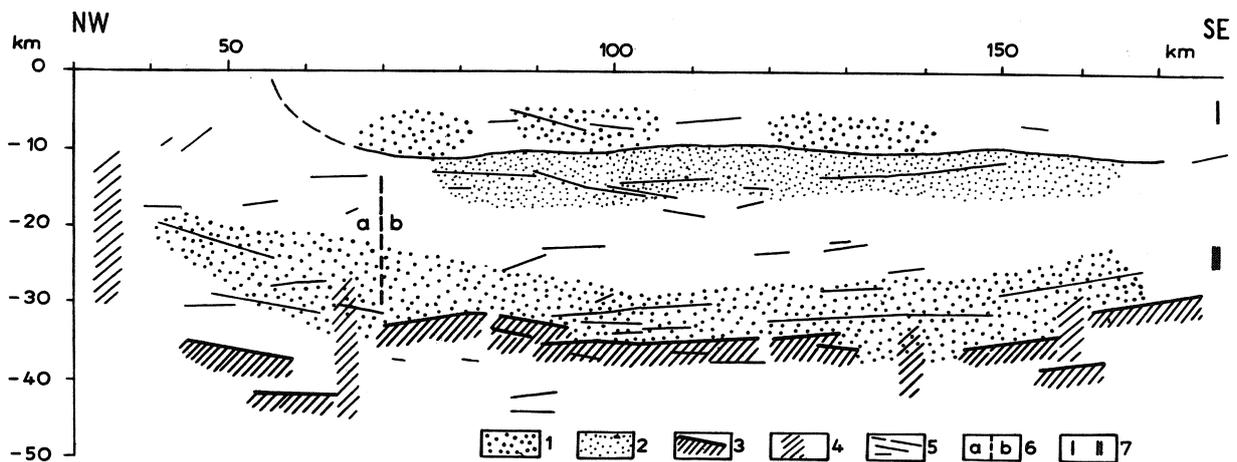


Fig. 1. Subdivision horizontale et verticale de la croûte déduite des mesures sismiques suivant le profil K-III. 1 – zones à vitesses sismiques élevées, 2 – zones de faibles vitesses, 3 – discontinuité de Mohorovičić, 4 – zones profondes (failles), 5 – importantes limites de réfraction, 6a – bloc nord-ouest du socle karpatique, b – bloc sud-est du socle karpatique, 7 – I partie karpatique de la croûte, II socle karpatique sur lequel a chevauché la partie I

Fig. 1. Zróznicowanie poziome i pionowe skorupy ziemskiej na podstawie sondowań sejsmicznych wzdłuż profilu K-III. 1 – strefy podwyższonych prędkości sejsmicznych, 2 – strefy niskich prędkości, 3 – nieciągłość Mohorovičića, 4 – strefy głębokich uskoków, 5 – ważniejsze granice refrakcyjne, 6 – bloki skorupy: a – blok północno-zachodni fundamentu karpackiego, b – blok południowo-wschodni fundamentu karpackiego, 7 – części skorupy: I – część karpacka, II – fundament, na który nasunięta jest część I

de la mise en évidence et de la distinction des orogénèses paléogènes dans la zone des Klippes et dans celle du Flysch (Książkiewicz, Leško, 1959; Leško, Samuel, 1968). Une information complète sur la disposition des unités physiques et, partant, structurales des couches subcrustales et profondes de la croûte a été fournie par les mesures gravimétriques et les explorations sismiques à l'occasion de l'établissement des profils transkarpatiques de la série "K" (Fig. 1). Il ressort de l'allure des vitesses sismiques que la croûte dans les Karpates internes se distingue par un demembrement vertical bien prononcé. Dans sa partie superficielle, elle est caractérisée par un très grand gradient des vitesses extrêmement élevées, sous laquelle on constate un canal de faibles vitesses à des profondeurs de 8–13 km. À un niveau plus bas de la croûte existe une zone à vitesses accrues, de plus de 6,6 km/s. Dans toute l'épaisseur de la croûte, on constat des zones-limites de réflexion, des limites sismiques et la discontinuité de Mohorovičić. Dans la zone du Flysch, cette dernière descend à des profondeurs de 38–42 km et est affectée, au sud, par une faille vertical à rejet de 6–8 km. Dans les Karpates internes, la profondeur de la discontinuité de Mohorovičić varie entre 34 et 36 km et manifeste une tendance à se relever faiblement vers le Sud, en direction du diapir pannonien. Sur la ligne Inovec – Petite Fatra – Tatras de Liptov (Liptovské Tatry), ladite discontinuité présente un bombement dont le sommet est à environ 32 km de profondeur (Leško, Beraněk, Varga, 1980). D'après les données gravimétriques (Šutora, Jánoštik, Leško, 1983) on peut conclure que l'allure verticale anormale de la discontinuité de Mohorovičić entre zone du Flysch et Karpates internes peut être expliquée par une fracture

de la croûte des Karpates occidentales, à la suite de quoi les unités karpatiques subissent des mouvements verticaux dans leurs niveaux subcrustaux et profonds (Fig. 2). Les mouvements provoquent la rupture du Massif de Bohême et sa poussée sous les unités karpatiques vers le S et le SE (Fig. 3) et dans le domaine de l'Inovec, la Petite Fatra et les Tatras occidentales – le chevauchement des unités

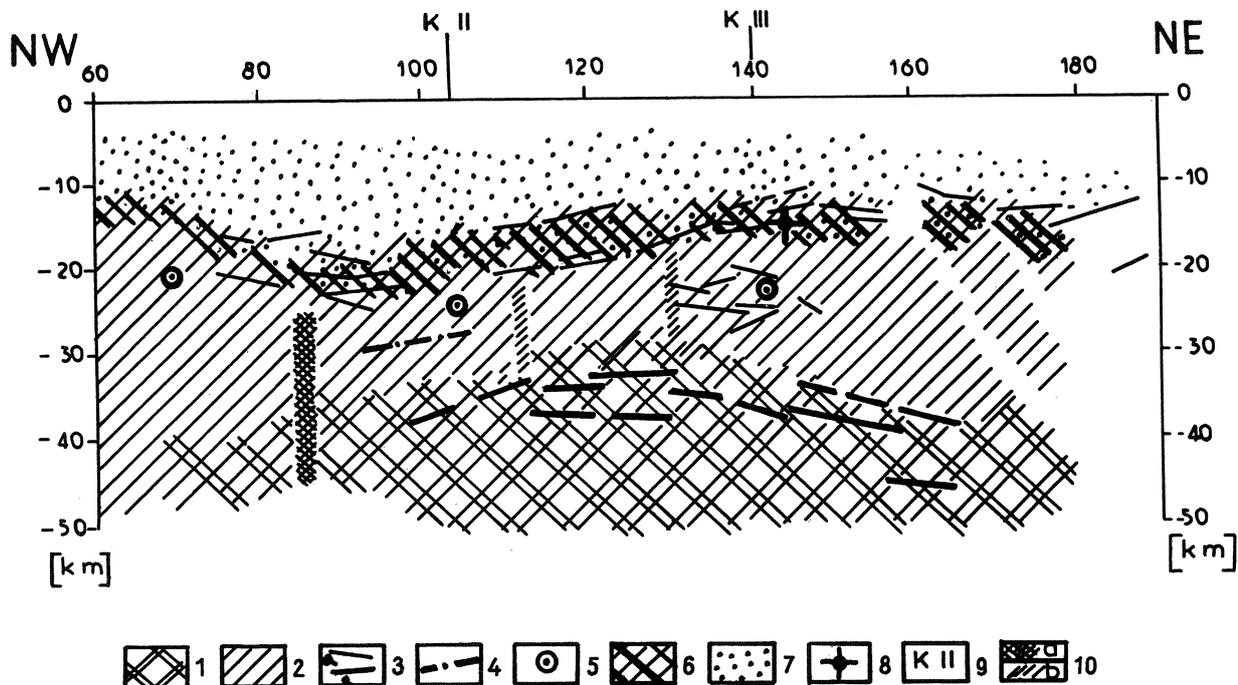


Fig. 2. Coupe schématique du profil sismique 100 R dressée avec utilisation des données gravimétriques (Šutora, Jánoštik, Leško, 1983). 1 – complexes de roches de la partie supérieure du manteau, 2 – complexes de roches granitiques et de l'étage basaltique, de la plate-forme sous-charriée, 3 – disposition des éléments réfléchis par rapport au relief de la discontinuité de Mohorovičić, 4 – disposition des éléments réfléchis par rapport au relief de la discontinuité de Conrad, 5 – profondeur moyenne de l'assise granitique, 6 – complexes de roches de cristallin et de sédiments de la plate-form Nord-européenne, 7 – complexes de roches de provenance géosynclinalne chevauchés sur la plate-form Nord-européenne, 8 – épicentres bien prononcés de tremblement de terre, 9 – désignation des profils sismiques transkarpatiques, 10 – zones de fractures profondes atteignant principalement la partie inférieure de la croûte

Fig. 2. Schematyczny przekrój sporządzony na podstawie profilu sejsmicznego 100 R z wykorzystaniem danych gravimetrycznych (Šutora, Jánoštik, Leško, 1983). 1 – kompleksy skał górnego płaszcza, 2 – kompleksy skał warstwy granitowej i bazaltowej podsuniętej platformy, 3 – rozmieszczenie elementów odbijających odpowiadających powierzchni nieciągłości Mohorovičica, 4 – rozmieszczenie elementów odbijających odpowiadających powierzchni nieciągłości Conrada, 5 – średnia głębokość warstwy granitowej, 6 – kompleksy skał krystaliniku i pokrywy osadowej platformy północnoeuropejskiej, 7 – kompleksy skał pochodzenia geosynklinalnego nasunięte na platformę północnoeuropejską, 8 – hipocentra trzęsień ziemi bardzo wyraźnie zaznaczone, 9 – położenie transkarpaccich profili sejsmicznych, 10 – strefy głębokich uskoków przecinających głównie dolną część skorupy

intrakarpatiques sur celles du Flysch et de la zone des Klippes (Fig. 4). Puisque cette image seismologique est le reflet du processus tectonique final dans les Karpates, nous pouvons en déduire – en respectant, évidemment d'autres observations géologiques – la genèse de la structure des Karpates occidentales.

Parmi des observations, se trouvent, en premier lieu, les résultats des recherches



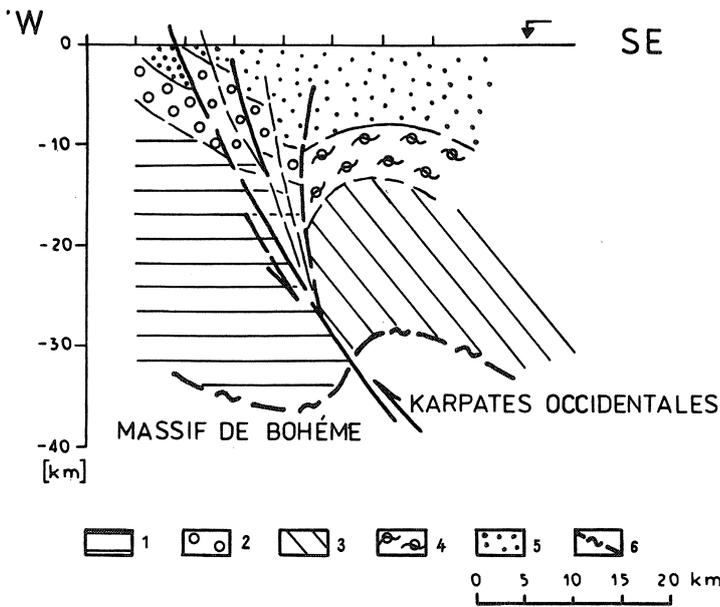


Fig. 4. Structure de la zone de Lednice – contact du Massif de Bohême avec le „massif” des Karpates slovaques. Dressée d’après les données gravimétriques (Šutora, Jánoštik, Leško, 1983). 1 – croûte du Massif de Bohême, 2 – sa couverture sédimentaire, 3 – croûte des Karpates occidentales (du „massif” slovaque), 4 – leur couverture sédimentaire de provenance de la plate-forme, 5 – et de provenance du géosynclinal, 6 – discontinuité de Mohorovičič

Fig. 4. Budowa strefy Lednic – kontakt Masywu Czeskiego z „masywem” Karpat Słowackich według danych grawimetrycznych (Šutora, Jánoštik, Leško, 1983). 1 – skorupa Masywu Czeskiego, 2 – jej pokrywa osadowa, 3 – skorupa Karpat Zachodnich („masywu” słowackiego); pokrywa osadowa skorupy Karpat Zachodnich: 4 – pochodzenia platformowego, 5 – pochodzenia geosynklinalnego, 6 – nieciągłość Mohorovičiča

Fig. 3. Les traits tectoniques au contact du Massif de Bohême avec le système de nappes des Karpates occidentales. 1 – zone de Lednice délimitée dans les profondeurs moyennes de la croûte, 1a – Zone de Lednice délimitée au niveau de la discontinuité de Mohorovičič, 2 – ligne Choč-Inovec délimitée au niveau de la discontinuité de Mohorovičič, 2a – ligne Choč-Inovec délimitée dans les profondeurs de l’activité dynamique, 3 – ligne Štúrovo-Levoča délimitée dans les profondeurs de l’activité dynamique, 3a – ligne Štúrovo-Levoča délimitée dans le segment du freinage calme dynamique, 4 – ligne Rožnava-Rimavská Sobota, 5 – ligne Zemplin-Zagreb dans le segment de l’activité dynamique, 5a – ligne Zemplin-Zagreb dans le segment du freinage calme dynamique, 6 – ligne Gottwaldov-Bánska Štiavnica, 7 – ligne Vel’ké Karlovice-Popradno, 8 – ligne Považska-Tepla-Bánska Bystrica, 9 – ligne Oščadnica-Nová Bystrica, 10 – zone faillée bien prononcée au niveau de la profondeur moyenne de la croûte, 11 – zone faillées bien prononcée de la discontinuité de Mohorovičič, 12 – profil géologique

Fig. 3. Linie tektoniczne w strefie kontaktu Masywu Czeskiego z systemem płaszczowin Karpat Zachodnich. 1 – strefa Lednic wyznaczona na średnich głębokościach skorupy, 1a – strefa Lednic wyznaczona w poziomie nieciągłości Mohorovičiča, 2 – linia Choč-Inovec wyznaczona w poziomie nieciągłości Mohorovičiča, 2a – linia Choč-Inovec wyznaczona na głębokościach aktywności dynamicznej, 3 – linia Štúrovo-Levoča wyznaczona na głębokościach aktywności dynamicznej, 3a – linia Štúrovo-Levoča wyznaczona w segmencie tłumienia dynamicznego, 4 – linia Rožnava-Rimavská Sobota, 5 – linia Zemplin-Zagreb w segmencie aktywności dynamicznej, 5a – linia Zemplin-Zagreb w segmencie tłumienia dynamicznego, 6 – linia Gottwaldov-Bánska Štiavnica, 7 – linia Vel’ké Karlovice-Popradno, 8 – linia Považská-Tepla-Bánska Bystrica, 9 – linia Oščadnica-Nová Bystrica, 10 – strefa uskokuwa dobrze wyrażona w poziomie średnich głębokości skorupy, 11 – strefa uskokuwa dobrze wyrażona w nieciągłości Mohorovičiča, 12 – przekrój geologiczny

sédimentologiques dans la zone du Flysch et celle des Klippes, ainsi que les connaissances acquises sur la disposition palinspastique des séquences lithologiques “ophiolitiques” du Mésozoïque et leur relation avec les diverses unités synchroniques litho-stratigraphiques dans la partie sud des Karpates occidentales. Ces connaissances permettent de retracer l’extension des complexes tectoniques actuels dans le temps et surtout dans l’espace afin d’en déduire la position des bassins de sédimentation primitifs, les régions qui fournissaient le matériel et les directions de transport.

L’origine sédimentaire – volcanoplutonique des séquences lithologiques de la zone des Klippes piénines et l’établissement de leur genèse à partir d’un arc insulaire au cours du Mésozoïque supérieur et du Tertiaire inférieur fournissent des critères importants pour déchiffrer la formation de la structure des Karpates occidentales. Ce n’est pas un hasard que la zone des Klippes n’ait pas subi le sort de la nappe de Magura, élément typique par excellence de la tectonique des Karpates occidentales, mais qu’elle manifeste une liaison avec les unités de provenance sud-penniques – les nappes du Vepor et du Gemer et les équivalents de celles-ci dans

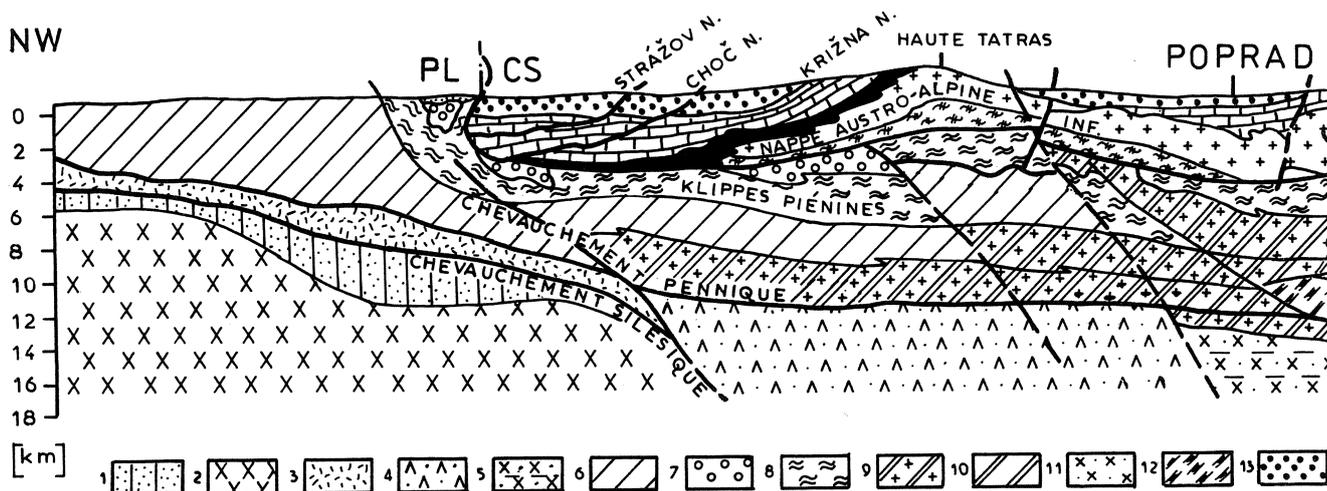


Fig. 5. Coupe géologique profonde. 1 – Séquences sédimentaires, souvent plissées, Paléozoïque-Tertiaire de la couverture de la plate-forme; 2 – plutonites et métamorphites (1 à 2 – Plate-forme de l’avant-pays des Karpates occidentales). Silésique des Karpates occidentales: 3 – complexes allant du Paléozoïque au Miocène, nappes sous-silésienne et silésienne et leurs équivalents, 4 – plutonites et métamorphytes lourdes à déformation alpinotype, 5 – plutonites et métamorphytes légères, séquences sédimentaires paléozoïques à déformation alpinotype recouvrant le soubassement cristallin. Pennique: 6 – Mésozoïque – Paléogène de la nappe de Magura et ses équivalents, 7 – Eocène – Miocène (?) flysch et molasse (complexes postérieurs à la phase illyrienne), 8 – Trias – Crétacé supérieur à style tectonique des Klippes; 9 – granitoides et Cristallin de la zone des Klippes et celle de Magura, 10 – Paléozoïque et Mésozoïque, 11 – granitoides, 12 – masse basiques (7–9 – zone des Klippes piénines, 9–12 – nappes du Vepor, et celle du Gemer et leurs équivalents). Austro-alpin des Karpates occidentales: 13 – couverture, du flysch Paléogène des nappes austro-alpines, 14 – Mésozoïques des nappes moyennes et supérieures, 15 – évaporites, 16 – Trias des Montagnes Centrales hongroises, des montagnes de Bükk, 17 – Paléozoïque supérieur et Mésozoïque des nappes frontales du Cristallin austro-alpin inférieur, 18 – Paléozoïque anchi- et épimétamorphique, 19 – granitoides d’âge varisque et prévarisque, 20 – schistes cristallins d’âge varisque et prévarisque, 21 – masses basiques et lourdes de la croûte varisque inférieure et du manteau supérieur, 22 – roches éruptives oligocène et miocènes de la région du Bassin Pannonien, 23 – croûte inférieure des Karpates occidentales remaniée au cours de l’Oligocène – Miocène

les Karpates orientales. Dans la partie ouest des Karpates, la zone des Klippes se place au bord frontal des nappes austro-alpines, et à l'Est, où ces dernières prennent fin, elle occupe la position marginale des nappes sud-penniques. Par contre, la relation de la zone des Klippes avec les unités nord-penniques n'est pas bien déterminée. Il semble qu'à l'Ouest sa naissance soit liée à l'apparition à la surface de la nappe de Magura près de Vienne, alors qu'à l'Est la zone des Klippes se continue dans une position tectonique inchangée jusqu'à la disparition de la nappe de Magura en Roumanie.

La stratification horizontale de la croûte de l'avant-pays des Karpates occidentales, en passant par la zone du Flysch, vers le centre des Karpates internes, dans le soubassement de la nappe de Magura, nous incite à interpréter le style de la structure de toute la croûte et à chercher l'explication de cette structure (Fig. 5).

Une limitation des considérations géologiques consiste en l'estimation du rétrécissement des zones paléogéographiques tertiaires des Karpates externes, rétrécissement qui provoqua l'ensevelissement de parties importantes des zones tertiaires sous les nappes supérieures en progression des Karpates externes et internes.

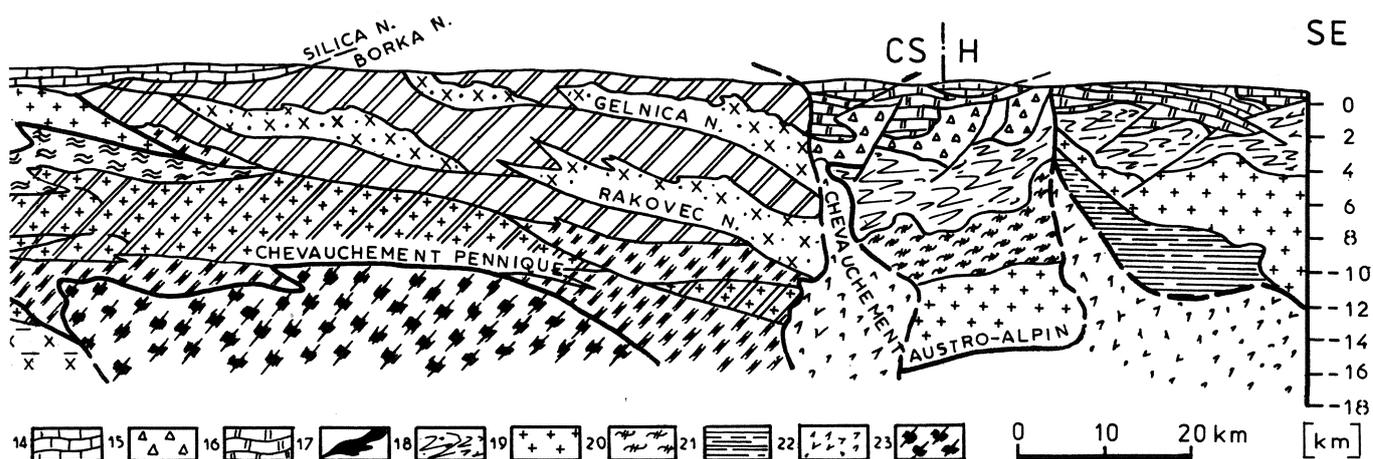


Fig. 5. Głęboki przekrój geologiczny. Platforma przedpola Karpat Zachodnich: 1 – sekwencje osadowe, często sfałdowane, paleozoik – trzeciorzęd pokrywy platformowej, 2 – plutony i metamorfity. Silesik Karpat Zachodnich: 3 – kompleksy paleozoiku – miocenu – płaszczowiny śląska i podśląska i ich odpowiedniki, 4 – plutony i metamorfity ciężkie o alpinotypowej deformacji, 5 – plutony i metamorfity lekkie, sekwencje osadowe paleozoiczne o deformacji alpinotypowej pokrywającej podłoże krystaliczne. Penninik: 6 – mezozoik – paleogen płaszczowiny magurskiej i jej odpowiedniki, 7 – eocen – (?) miocen – flisz i molasa (kompleksy utworzone po fazie iliryskiej), 8 – trias – kreda górna o skałkowym stylu tektonicznym, 9 – granitoidy i krystalinik stref skałkowej i magurskiej, 10 – paleozoik i mezozoik, 11 – granitoidy, 12 – masy bazytów (7–9 – pienińska strefa skałkowa, 9–12 – płaszczowiny weporska i gemerska i ich odpowiedniki). Austroalpinik Karpat Zachodnich: 13 – pokrywa fliszu paleogeńskiego na płaszczowinach austroalpejskich, 14 – mezozoik płaszczowin środkowych i górnych, 15 – ewaporyty, 16 – trias Średniogórza Węgierskiego, gór Bükk, 17 – górny paleozoik i mezozoik płaszczowin czołowych krystaliniku austroalpejskiego dolnego, 18 – paleozoik anchi- i epimetamorficzny, 19 – granitoidy waryscyjskie i przedwaryscyjskie, 20 – łupki krystaliczne waryscyjskie i przedwaryscyjskie, 21 – masy zasadowe i ciężkie dolnej części skorupy waryscyjskiej i górnego płaszczka, 22 – skały eruptywne oligoceńskie i miocieńskie regionu basenu pannońskiego, 23 – dolna skorupa Karpat Zachodnich przemieszczona w czasie od oligocenu do miocenu

Les données que nous possédons ne permettent pas d'admettre, dans les Karpates externes, un englobement quelconque des segments plus anciens de la croûte dans les niveaux subcrustaux, pas même à la limite des Karpates externes et internes. C'est que une telle considération serait en contradiction avec la disposition actuelle des complexes lithostratigraphiques du geosynclinal primitif, et on négligerait le critère basé sur le facteur temporel-historique de l'évolution de la Téthys. Il convient de supposer que dans coupe des Karpates occidentales, la partie essentielle des segments crustaux se soit conservée des époques géologiques et des orogènes antérieures. La disparition des segments crustaux n'a eu lieu que dans la région du Bassin Pannonien, en liaison avec l'érosion subcrustale et le diapirisme du manteau.

L'analyse des données géologiques et géophysiques obtenues amène à la supposition que l'évolution de la tectonique des Karpates occidentales se soit produite de la façon suivante (Fig. 6).

Les zones paléogéographiques des Karpates internes ont subi des déformations des avant l'Albien (Leško, Varga, 1980). Les mouvements orogéniques, probablement à caractère chevauchant, ont affecté non seulement la pile mésozoïque carbonatée de l'Austroalpin mais aussi son soubassement paléozoïque et cristallin, ainsi que les parties internes, c'est-à-dire méridionales, de la zone de sédimentation pennique des Karpates. À la suite de ces mouvements se sont formées des nappes, chevauchant vers l'avant-pays septentrional, qui, en ce temps était peu différencié (le domaine piénin d'alors est aujourd'hui incorporé dans la zone des Klippes). La présence de sédiments d'âge crétacé supérieur et paléocène en la zone des Klippes prouve que les nappes en progression ne recouvrent que partiellement la zone paléogéographique piénine des Klippes. La progression des nappes causa la déformation et le métamorphisme dynamique (Vrána, 1980) des séquences lithologiques penniques formées au cours du Jurassique et du Crétacé supérieur (métamorphites de haute pression et magmatites calcaréo-alcalines). Actuellement, on en observe les vestiges soit sous forme de nappes dans les structures sud-penniques des Karpates occidentales, soit sous forme de blocs "exotiques" dans les conglomérats de la zone des Klippes, au sein des séquences du Flysch et du Wild-flysch, où ils étaient fournis par les parties frontales des nappes sud-penniques en progression sous la charge des nappes supérieures de l'Austro-alpin.

Dans le sillon longitudinal situé près de la partie nord, c'est-à-dire externe, du domaine pennique et la couverture miogéosynclinale de la plate-forme Nord-européenne, il n'y a pas eu de mouvements (méditerranéens) au Crétacé moyen, sauf, peut-être, une formation de plis à grand rayon de courbure. La sédimentation s'y poursuivait sans dérangement encore au Crétacé supérieur (Vašiček, 1979) avec évolution alternante de faune méditerranéenne et boréale.

Les traits particuliers de la sédimentation — des complexes de Wildflysch principalement — et la composition pétrographique des blocs le long du bord externe de la zone des Klippes piénines prouvent l'intense activité tectonique dans ce bassin longitudinal nouvellement formé à partir du Paléogène inférieur et qui a duré jusqu'au Lutétien supérieur, voire au Priabonien.

Le bord sud de la partie nord-pennique du géosynclinal était entouré de barrières

NE

SW

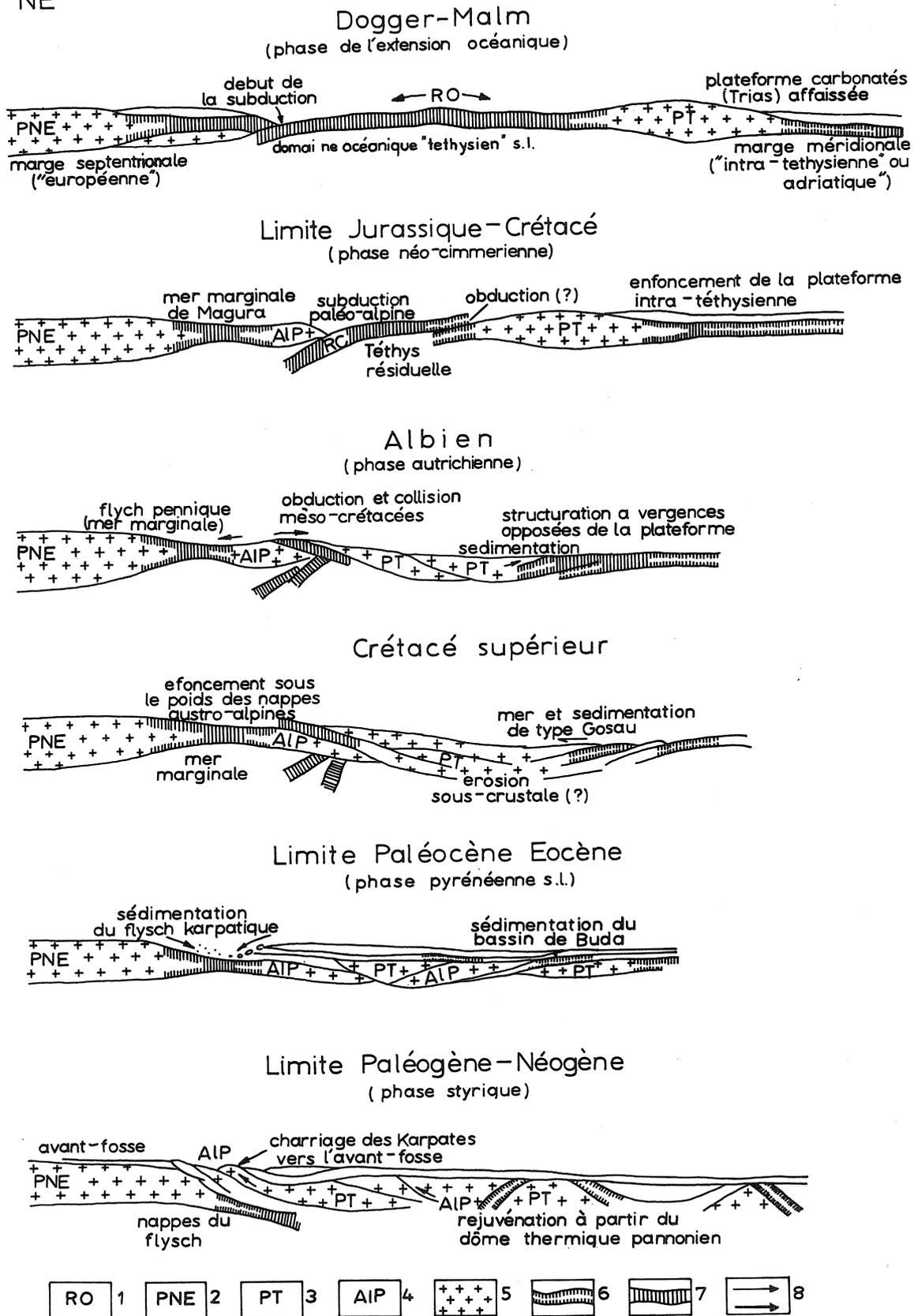


Fig. 6. Modèle d'évolution géodynamique des Karpates occidentales. 1 – ride océanique, 2 – plate-forme Nord-européenne, 3 – plate-forme „intra téthysienne” ou „adriatique”, 4 – arc insulaire penninque (intra-penninque), 5 – croûte continentale, 6 – croûte intermédiaire, 7 – croûte océanique, 8 – sens des déplacements tectoniques et celui de transports sédimentaires

Fig. 6. Model ewolucji geodynamicznej Karpat Zachodnich. 1 – grzbiet oceaniczny, 2 – platforma północnoeuropejska, 3 – platforma „śródtetydzka” czyli „adriatycka”, 4 – łuk wyspowy penniński (intrapenniński), 5 – skorupa kontynentalna, 6 – skorupa przejściowa, 7 – skorupa oceaniczna, 8 – kierunki transportu tektonicznego i sedymentacyjnego

récifales dont on ne connaît pas actuellement d'équivalents autochtones en surface, on les trouve en forme de blocs qui sont étrangers au milieu flyschéux dans lequel ils se trouvent aujourd'hui. Il est peu probable que ces barrières se soient formées au bord externe de l'Austroalpin chevauchant vers la zone piénine puisque rien n'y indique la genèse des récifs. Cette conclusion s'impose si l'on envisage les conditions au sein du système plissé' chevauchant, qui possède des séquences flyscheuses

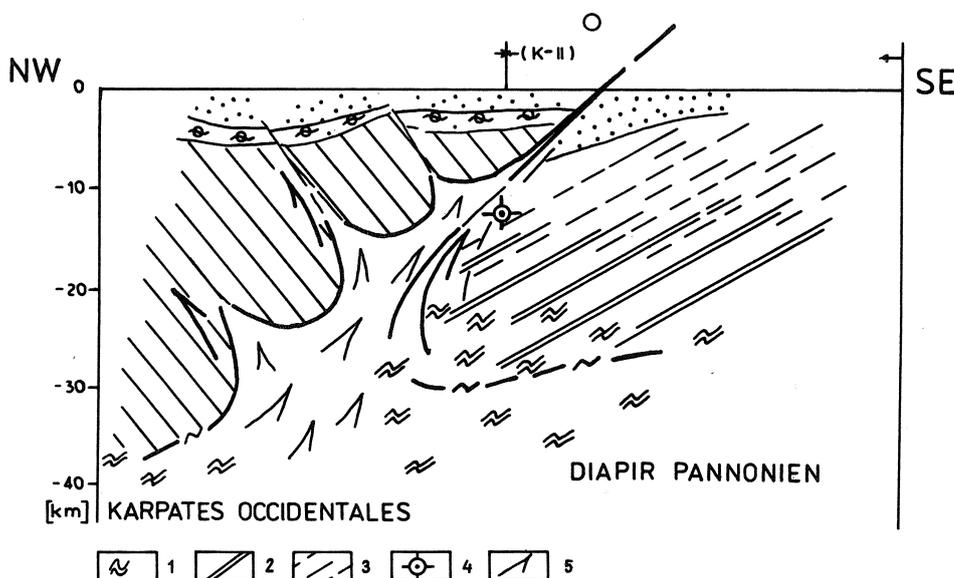


Fig. 7. Structure de la zone Štúrovo – Levoča, caractère du contact avec le diapir pannonien. 1 – complexe de roches de la partie supérieure du manteau, 2 – étage basaltique, 3 – complexes de roches granitiques et cristallines, 4 – hypocentres de tremblement de terre, 5 – complexes de roches basiques.

Les autres explications – Fig. 4

Fig. 7. Budowa strefy Štúrovo – Levoča, charakter kontaktu z diapirem pannońskim. 1 – kompleks skał górnego płaszczca, 2 – warstwa bazaltowa, 3 – kompleks skał granitowych i metamorficznych, 4 – hipocentra trzęsień ziemi, 5 – kompleksy skał zasadowych. Pozostałe objaśnienia patrz fig. 4

de même âge dans les dépressions internes des Karpates. Le matériel y était fourni uniquement par les nappes austro-alpines et, partiellement, du Sud, par les nappes sud-penniques qui affleuraient déjà. Les calcaires récifaux formaient vraisemblablement un récif-barrière le long des îles, séparées du système de nappes austro-alpines des Karpates centrales par de profondes dépressions probablement établies le long de profondes failles. Les calcaires récifaux ne sont connus que comme olistolites dans le Flysch entourant la zone des Klippes, et la trouvaille de zoophytes révèle l'existence de profondeurs bathyales dans ledit bassin flyschéux. Ceci indiquerait un rétrécissement considérable de la partie supérieure de la croûte.

Cette zone de sédimentation nord-piénine des Klippes était séparée en ce temps des nappes austro-alpines par la zone haute que constituait la zone des Klippes puisque, dans le Paleogène inférieur, les sédiments clastiques à grain grossier ne contiennent ni calcaires de type Wetterstein ni calcaires de type Guttenstein de l'Austro-alpin, mais bien du Jurassique, du Danien et du Montien provenant de la périphérie, en proie à l'érosion, de son propre bassin de sédimentation.

Mélange de sédiments clastiques d'origine pennique et austro-alpine, brisure

et érosion des parties marginales du bassin, redépôt des sédiments clastiques avec olistolites récifaux de la plate-forme continentale — tout indique l'existence d'intenses processus tectoniques dans les parties du Pennique, voire du Silica (Leško, Varga, 1980), qui n'avaient pas été plissées au cours du Crétacé.

Lors de la phase orogénique paléogène, la formation des nappes austro-alpines et penniques s'est, probablement, achevée dans les Karpates internes, ce qui donna une impulsion au mouvement gravitationnel de ces nappes, qui s'est étendu vers le N par-dessus la région paléogéographique de la zone des Klippes jusqu'à la région occupée primitivement par le Flysch de Magura. Lors de la progression générale en direction des parties externes des Karpates les unités sud-penniques ont chevauché, par places, les parties internes des nappes austro-alpines inférieures, par exemple le long de la ligne de Čertovica et celle de Šturovo — Levoča (Fig. 7).

Les régions de la zone des Klippes et de Magura n'ont été affectées, en même temps que la partie sud du Silesique, que par les mouvements saviques, à l'origine de la formation des nappes qui ont chevauché l'avant-pays de la plate-forme Nord-européenne en même temps activée, ce qui eut pour conséquence que la zone de sédimentation du Silica cessa d'exister. Les nappes du Flysch entraînent, par places, les sédiments mésozoïques sous-jacents, par exemple les complexes du Crétacé inférieur et du Jurassique qui affleurent dans la zone du Flysch en Moravie (Pavlovske vrchy, Hluk, Štramberk et autres). D'après les résultats des mesures gravimétriques, on peut supposer que les mouvements miocènes aient affecté non seulement les séquences flyscheuses mais aussi leur soubassement — l'épi-plateforme paléozoïque-mésozoïque — qui acquit des structures en nappes. Actuellement, celles-ci sont ensevelies sous les nappes nord-penniques et, en partie, sud-penniques et austro-alpines des Karpates occidentales.

Au Miocène supérieur, les mouvements se manifestèrent en premier lieu dans la partie externe du Flysch nord-pennique et dans le Silésique le long du bord interne de la plate-forme et dans le toit du Silésique tectoniquement activé. Au cours des mouvements miocènes, les sédiments de la plate-forme et de son soubassement formèrent des plis, des nappes, des écaillés dans l'avant-fosse karpatique. Sur celles-ci chevauchèrent ensuite les nappes du Silésique dont le déplacement atteint à l'W 40–60 km. À cette époque, les nappes du Pennique et de l'Austro-alpin se sont non seulement différenciées verticalement, en formant des horsts et des grabens dans les Karpates internes avec de 1 000 à 5 000 m de rejet, mais, avant tout, elles effectuèrent, par suite du rétrécissement de la largeur primitive des Karpates externes, un déplacement horizontal "en bloc", en même temps que le bord tectoniquement engagé de la plate-forme Nord-européenne.

On constate que sur toute la superficie de la croûte les Karpates sont démembrées, le long des zones tectoniques, en une série de blocs conformément au plan tectonique du massif de Bohême. Ce fait prouve que dès le Miocène supérieur et encore de nos jours l'influence tectonique de la plate-forme Nord-européenne est manifestée dans les Karpates. Ce style tectonique du type plate-forme est bien prononcé dans la partie interne des Karpates occidentales où il prédomine sur le style du type plis-chevauchements. La cause principale de ce phénomène est la puissance rela-

tivement faible (3–5 km) de la couverture des complexes lithologique provenant du géosynclinale primitif qui recouvre le substratum (socle) — la plate-forme Nord-européenne.

Traduit du slovaque  
par Valentina Andrusova

#### BIBLIOGRAPHIE – WYKAZ LITERATURY

- Beranek B., Leško B., Mayerova M. 1979. Interpretation of seismic measurements along the trans-Carpathian profile K III. *Geodynamic investigations in Czechoslovakia*, Veda, 201–204, Slovak Acad. Sci., Bratislava.
- Debelmas J. 1975. *Geologie de la France*, II: 295–540, Doin, Paris.
- Książkiewicz M. 1972. Karpaty (w:) Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, 3: 1–228, Wyd. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., Leško B. 1959. On the relation between the Krosno and Magura flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 7: 773–780, Warsaw.
- Leško B., Samuel O. 1968. The geology of the East Slovakian Flysch, 7–245, *Slov. Akad. Ved*, Bratislava.
- Leško B., Varga I. 1980. Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance, *Miner. Slov.* 12, 2: 97–130, Bratislava.
- Leško B., Beranek B., Varga I. 1980. Cisaillements horizontaux profonds sous les Karpates occidentales à la lumière des connaissances géophysiques. *Rev. Géol. Dynamiq.* 22,4–5: 255–266, Paris.
- Leško B., Ibrmajer I. 1983. Geological explanation to seismic investigations in the Liptovska Kotlina basin with regard to crude oil occurrences. *Miner. Slov.* 15, 2: 117–128, Bratislava.
- Marschalko R. 1973. Sedimentologicky vyskum paleogennych zlepenčov bradloveho pasma a prilahlych tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (vychodne Slovensko). *Nauka o zemi, Geologica*; 10: 145.
- Marschalko R., Mišík M., Kamenický L. 1976. Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angranzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty, sér. geol.* 1: 7–124, Bratislava.
- Marschalko R., Mišík M., Samuel O. 1980. Postavenie bradloveho pasma vo vyvoji Západných Karpat. *Mater. XXIII celost. geol. konfer. Slov. Geol. Spol., Geol. Ustav D. Štura*, 97–126, Bratislava.
- Mišík M. 1978. Niektore paleogeografické problémy bradloveho pasma (in:) *Paleogeografický vyvoj Západných Karpat, Geol. Ustav D. Štura*, p. 147–159, Bratislava.
- Sandulescu M. 1975. Éssai de synthése structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France* 17, 3: 299–358, Paris.
- Ślącicka A. 1971. The Geology of the Dukla Unit. *Biul. Inst. Geol.* 43: 1–97, Warszawa.
- Šutora A., Jánošík M., Leško B. 1983. Geofizikalni pruzkum flysoveho pasma a vnitrokarpatських jednotek v zapadnej casti Slovenska. Manuscript (unpublished), Arch. Geol. Ust. D. Štura, Bratislava.
- Trümpy R. 1971. Stratigraphy in mountain belts. *Q. J. Soc. London* 126: 293–318, London.
- Unrug R. 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 49: 3–21, Kraków.
- Varga I. 1978. Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Miner. Slov.* 10,5: 385–441, Bratislava.
- Vašiček J. 1979. Cephalopodenfauna der Silesischen Einheit und ihre paläogeographische Bedeutung. *Geol. Zb., Geol. Carp.*
- Vrána S. 1980. Newly formed Alpine garnets in metagranitoides of the Veporides in relation to the structure of the central zone of the West Carpathians. *Čas. Miner. Geol.* 25, 1: 41–54, Prague.