

BARTOLOMEJ LEŠKO*

K OTÁZKE VÝVOJA KROSNENSKO-MAGURSKÝCH SÉRIÍ FLYŠA NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

О РАЗВИТИИ КРОСНЕНСКО-МАГУРСКИХ ФЛИШОВЫХ
СЕРИЙ В ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ*(Obr. 1 v texte, pril. 1, francúzske resumé)*

Obsahom práce je rozbor faciálnych zmien a vplyvov krosnenskej fácie v prostredí magurského a centrálnokarpatského flyša počas vrchného eocénu a v oligocéne, tektonické začlenenie týchto facií a vzťah krosnenskej fácie k starším paleogénym magurským členom. Z predpolia magurského nasunutia uvádzam faciálny vývoj miešaných, krosnensko-magurských sérií, ich tektonickú pozíciu a vzťah k magurskému príkrovu a k dukelsko-užockým vrásam. Obširnejšie opisujem fakty, ktoré sme v predchádzajúcich prácach (Leško 1958 a Książkiewicz — Leško 1959) obširnejšie nerozviadli.

Veľký prínos k riešeniu problematiky flyša na východnom Slovensku majú výskumy prof. dr. Świdzińského. Jeho záslužnú prácu na tomto poli treba vysoko hodnotiť, pretože aj pomocou nej sme dospeli k dnešným znalostiam o geológii flyša tejto oblasti Karpát.

I. MAGURSKÁ A CENTRÁLNOKARPATSKÁ OBLASŤ

Vo vrchnom eocéne a v oligocéne v dôsledku invázie mora z vonkajšieho, krosnenského bazénu na juh sa medzi vonkajším, magurským a centrálnokarpatským flyšom vytvoril celý rad litofaciálnych prechodov a spoločných facií.

Spoločným stratigraficko-faciálnym členom troch oblastí sú krosnenské vrstvy, ktoré s malými odtienkami vývoja tvoria: centrálnokarpatský typ, označený ako šarišské vrstvy, s prevahou sivožltých slienitých bridlíc, spoločný pre centrálnokarpatskú oblasť Šariša a južný úsek bradlového pásma; typ magurský, označený ako malcovské vrstvy, s litotypmi centrálnokarpatského flyša a dukelsko-užockých vrás, spoločný pre pásmo Malcov — Giraltovce a čiastočne i pre severný pás Belo-

* Dr. B. Leško, Vývojové pracovisko keramickej výroby na Slovensku, Michalovce.

veža—Stropkov v magurskej skupine flyša; dukelsko-užocký typ, charakteristický pre oblasť Inoviec v beňatinskom flyši bradlového pásma, pre pásmo papínske a dukelsko-užocké vrásy.

Menilitové vrstvy sú spoločným stratigraficko-faciálnym členom pre všetky tri flyšové oblasti, spôsobom vývoja však tvoria niekoľko variácií. Jedna z týchto variácií — menilitové vrstvy fácie dukelsko-užockých vrás (s rohovcami a pelokarbonátmi) — vyvíja sa ďalej na juh ešte v pásme tektonických šupín Miková—Snina, v okennej sérii pri Smilne a Nižnom Mirošove, v papínskom pásme a čiastočne (bez rohovcov) v pásme Beloveža—Stropkov a Malcov—Giraltovce—Ohradzany. V posledných dvoch pásmach popri vývoji menilitových vrstiev fácie dukelsko-užockých vrás sa objavuje menilitová sedimentácia taktiež v podobe ojedinele a disperzne vyvinutých centimetrových vložiek menilitových ílovcov, tak vo vrstvách krosnenských, ako aj vo vrstvách papínskych. Vývin menilitových prvkov vo forme vložiek bez rohovcov a pelokarbonátov v plnom rozsahu sa uplatňuje v celom centrálno-karpatskom paleogéne slovenských Karpát a v pásme Malcov—Giraltovce—Ohradzany (Leško 1960a).

Ďalším spoločným členom krosnenského, magurského a centrálno-karpatského flyša sú globigerínové sliene, ktoré sa v centrálno-karpatskom paleogéne vyvíjajú v podloží i v nadloží menilitových vrstiev (Leško 1960). V magurskej oblasti sú vyvinuté často ako červené a hnedočervené sliene v podloží menilitových vrstiev. V dukelsko-užockých vrásach sa zistili na tých miestach, kde vrchné pohy podmenilitového eocénu majú papínsky vývoj.

Papínske vrstvy ako charakteristický, faciálne prechodný člen magursko-krosnenský (Leško 1958) vyvinul sa v pásme Miková—Snina, Beloveža—Stropkov a v synklinoriálnom pásme Kalnej Roztoky dukelsko-užockých vrás. Nenachádzame ich už však v pásme Malcov—Giraltovce, tým menej pri Údole (býv. Ujak) alebo pri Inovciach.

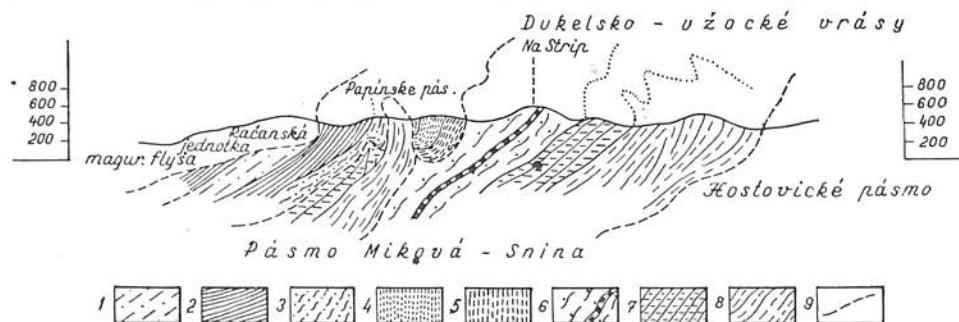
Nižšie, v spodných členoch vrchného eocénu sa prejavuje väčšia diferenciácia v sedimentácii troch flyšových oblastí ako stratigraficky vyššie. Kým zlepenca súlovského typu sú charakteristické pre centrálno-karpatský paleogén, severne od bradlového pásma v magurskom flyši sa vyvinuli celkom podradne v pásme Malcov—Richvald—Giraltovce. Len náznaky tohto vývoja pozorovať v podobe 10 až 20 cm hrubej vložky drobnozrnného zlepenca v pásme Beloveža—Stropkov pri Okruhlom. V severnejších pásmach magurského flyša tento vývoj zlepenca už nepozorovať.

Zlepenca súlovského typu, vystupujúce v pásme Malcov—Giraltovce, majú zhodné nielen litologické zloženie so súlovskými zlepenkami centrálnych Karpát, ale takisto a v plnom rozsahu majú zhodné zloženie biofaciálne. Bieda (1957) uvádza to isté spoločenstvo veľkých foraminifer zo zlepenca pásma Malcov—Giraltovce ako z organogénnych zlepenca a vápencov centrálno-karpatského paleogénu Oravy, Rajeckej kotliny alebo Liptovskej kotliny.

Nie menej charakteristickým spoločným litotypom sú mangánové bridlice, rozšírené takmer vo všetkých paleogénnych depresiách centrálnych Karpát, počínajúc na západe v oblasti Handlovej a Žiliny a končiac na východe v oblasti Hanušoviec. Do magurskej oblasti zasahuje tento typ v tom istom stratigrafickom období ako v centrálnych častiach Karpát, a to vo forme mangánových ílovitých a piesčitých bridlic. Sedimentáciu mangánových hornín pozorujeme ešte v pásme beňatinského flyša pri Inovciach, v severnejších oblastiach magurského flyša v pásme Malcov—Giraltovce a Beloveža—Stropkov, kým v dukelsko-užockých vrásach je už mangánová sedimentácia nevýrazná.

Tektonické pomery

Všetky vrstvy menilitovo-krosnenskej fácie majú v základe všade rovnakú stratigrafickú hodnotu a jednotný vývin, so špecifickým vplyvom tej oblasti, v ktorej sa usadzovali. Z tektonického hľadiska tieto vrstvy tvoria všade synklinálne štruktúry a ležia na starších magurských členoch. Treba však dodať, že všetky menilitovo-krosnenské vrstvy, ktoré ich sprevádzajú, tvoria v porovnaní s typickými magurskými členmi anomálne synklinály. Kým v pásme Beloveža—Stropkov sú menilitovo-krosnenské vrstvy v hrubých črtách tektonicky konformné so zlinskými a belovežskými vrstvami, sledujúc ich tektonické formy, v južnom pásme magurského flyša, v pásme Malcov—Giraltovce, vytvárajú síce synklinálne štruktúry, ale tektonický štýl starších, čisto magurských členov neovplyvňuje tektoniku menilitovo-krosnenských vrstiev a opačne, tieto neovplyvňujú tektoniku magurských členov ani v najbližšom okolí (porov. K s i a ż k i e w i c z — L e š k o 1959). Podobné tektonické pomery zisťujeme v bradlovom pásme severného paleogénneho vývoja, kde menilitovo-krosnenské vrstvy sú od miesta k miestu rôzne tektonicky späté so starším paleogénnym podložíom v popaleogénnej tektonickú jednotku.



Obr. 1. Geologický profil papínskym pásmom a pásmom Miková—Snina: 1. krosnenské vrstvy, 2. menilitové vrstvy, 3. papínske vrstvy, 4. zlinské vrstvy, 5. pestré eocénne vrstvy, 1.—5. papínske pásmo, 6. vrstvy podmenilitového eocénu s pestrými ílovcami, 7. pieskovcové vrstvy z bázy podmenilitového eocénu, 8. kriedové vrstvy, 6.—8. tektonické pásmo Miková—Snina, 9. hlavné tektonické línie.

V dôsledku toho, že invázia krosnenského mora nastala v oblasti magurského flyša na východnom Slovensku po predvrchnoeocénnych tektonických pochodoch, sedimentácia krosnenskej fácie prebiehala už na tektonicky diferencovanom magurskom podklade. Pravdepodobne už počas predvrchnoeocénnych tektonických pohybov bol magurský flyš v základných črtách tektonicky rozrôznený do troch čiastkových jednotiek: kochanovskej, bystrickej a račanskej. Pretože predvrchnoeocénne vrásnivé pochody sa intenzívnejšie prejavili v južných pásmach magurského flyša a naopak vonkajším smerom z Karpát vyznievali, bola menilitovo-krosnenská sedimentácia postupne od severu smerom na juh v pomere k predvrchnoeocénnym vrásnivým pohybom sedimentáciou posttektonickou. O tom, do akej miery boli na východnom Slovensku menilitovo-krosnenské útvary tektonicky zjednotené a sformované do popaleogénnych jednotiek magurskej skupiny flyša, rozhodoval pomer a vzájomný vzťah intenzity predvrchnoeocénnych a pooligocénnych vrásnivých pohybov. Preto menilitovo-krosnenské vrstvy v severnej časti magurského flyša, v pásme Beloveža—Stropkov, prejavujú tektonickú spätosť s račanskou jednotkou a stratigraficky s ňou súvisia. Naproti tomu na juhu magurského flyša pozorujeme buď málo výraznú, alebo vôbec žiadnu tektonickú spojitosť medzi krosnensko-menilitovými útvarmi a kochanovskou, alebo bystrickou jednotkou.

Tektonické pomery menilitovo-krosnenských útvarov v bradlovom pásme javia podobné tektonické črty ako v pásme magurského flyša a boli už opísané inde (Leško 1960b).

II. OBLASŤ KROSNENSKÉHO FLYŠA

V Poľsku, na čiare Grybów—Jaslo, magurský flyš sa ešte tektonicky markantne javí ako celok ďalekosiahle presunutý k severovýchodu na vonkajšie flyšové pásmo, avšak na juhovýchod od tejto čiary pozorujeme postupnú redukciu nasunutia. Svedčí o tom niekoľko javov:

1. Od uvedenej čiary smerom na JV sa okraj magurského nasunutia nápadne otáča k JV až J a na povrch sa vynára nová geologická jednotka vonkajšieho flyša: dukelsko-užocké vrásky.

2. Dukelsko-užocké vrásky sú už podľa pôvodného vymedzenia Świdzińskiho (1934) význačné faciálnym zblížením s magurským flyšovým vývojom (Teisseyre 1930, 1932), ba čo viac, na východnom Slovensku pri severnom okraji magurského nasunutia vystupujú dve tektonické pásma: pásmo šupín Miková—Snina a papínske pásmo s miešanými krosnensko-magurskými faciami, ktoré odtiaľ na SZ vystupujú v magurskom flyši v tektonických oknách.

Pásmo Miková—Snina (Leško 1958) vystupuje južne od pôvodne stanoveného južného okraja dukelsko-užockých vrás a jeho miešaný krosnensko-magurský vývoj nazývame vývojom pichnianskym. Od neho južnejšie je vyvinuté papínske pásmo s miešaným krosnensko-magurským vývojom papínskym.

A. Pichniansky (severný) vývoj

Vplyv magurskej fácie sa v tomto vývoji prejavil pomerne málo výrazne v útvaroch vrchného eocénu. Ostatné útvary až na detaily sú celkom faciálne zhodné s vývojom série dukelsko-užockých vrás. V sérii pichnianskeho vývoja od podložia do nadložia rozlišujeme niekoľko členov.

Inoceramové vrstvy

V tomto vývoji nazývame kriedové vrstvy inoceramovými, a nie lupkovskými, pretože je tu menší vplyv sliezskeho vývoja ako v severnejších pásmach dukelsko-užockých vrás. Podobne ako vo vrásach sú aj tu vyvinuté čierne, tmavomodré ílovce a kremito-vápnité jemnozrné pieskovce, rozdiel je však vo výraznejšom zastúpení „inoceramových“ prvkov. Tie sa prejavujú vo vyšších horizontoch vrstiev, kde tvoria niekoľko 10 m polohy so sivomodrými slieňmi, silne vápnitými pieskvcami a muskovitickými siltovcami.

Hrúbku inoceramových vrstiev tohto vývoja odhadujeme na 200–300 m. Stratigraficky, na základe analógie z dukelsko-užockých vrás ich považujem za (?) cenoman až senón.

Cisňanské vrstvy (Leško — Nemčok — Koráb 1960)

Sú v pichnianskom vývoji len rudimentárne vyvinuté a kartograficky som ich od inoceramových vrstiev nevyčlenil. Rudimentárnosť ich vývoja je pravdepodobne primárna, pretože na niektorých miestach inoceramové vrstvy do nadložia prechádzajú normálne hneď do paleocénnych pieskovcov podmenilitového eocénu. V dukelsko-užockých vrásach sa cisňanské vrstvy vyznačujú vývojom strednozrnných kremitých pieskovcov s vápnitým tmelom a drobnozrnných zlepencov zrna 1×1 cm s prevahou kremeňa nad metamorfovanými horninami. Ílovce sú len podradné a tvoria 10–80 cm vložky v pieskovcových polohách, faciálne sa nelíšia od ílovcov inoceramových vrstiev, avšak nie sú tu vyvinuté čierne a tmavomodré nevápnité ílovce lupkovského typu.

Podmenilitový eocén

Začína sa podobne ako v dukelsko-užockých vrásach:

a) pieskovcovými vrstvami [pieskovce Veľkého Bukovca (Leško 1960a)]. Charakterizuje ich vývoj hrubolavicovitých (40–120 cm) jemnozrnných až strednozrnných málo vápnitých pieskovcov s tenkými vložkami (2–40 cm) nevápnitých, hojne muskovitických, špinavomodrých a špinavozelených, rôzne jemne piesčitých ílovcov. Jemnozrné vápnité ílovité pieskovce sa vyznačujú hojným zastúpením roztrúseného muskovitu. V pieskovcových vrstvách, podobne

ako v pieskovcoch Vel. Bukovca sú vyvinuté aj silne vápnité jemnozrnné pieskovce, k povrchu krivolupenato odlučné. Smerom k nadložíu vápnitosti v pieskovcoch a pieskovcov vôbec náhle ubúda a súvrstvie podmenilitového eocénu sa vyvíja v litofaciálny komplex s prevahou ílovcov nad pieskovcami. Hrúbka pieskovcových vrstiev pásma Miková—Snina je premenlivá, od 50—300 m. Vek: paleocén.

b) Flyšové, prevažne ílovcové vrstvy. Podobne ako v severnejších pásmach dukelsko-užockých vrás sa aj tu oproti inoceramovým vrstvám vyznačujú vývojom pestrjších nevápntých ílovcov. Špinavozelené, sivomodré a sivohnedé nevápnté, jemne muskovitické, lístkovite rozpadávajúce sa ílovce sa striedajú s kremito-vápntými pieskovcami. Sklovité, glaukonitické, kremito-vápnté pieskovce nápadne pripomínajú vplyv fácie zlínskych vrstiev (Leško 1957, 1958), sú obyčajne 10—40 cm hrubé, ojedinele 80—100 cm. Asi 100 m v nadloží pieskovcových vrstiev v prevažne ílovcových vrstvách sa objavujú pestré ílovce vo vložkách 10—60 cm, ktoré častým opakovaním nad sebou vytvárajú niekoľko 10 m hrubé polohy červených a zelených ílovcov. Hrúbka týchto vrstiev v pásme Miková—Snina je od 300—500 m.

S a m u e l (1959) na základe prehľadného biostratigrafického výskumu konštatoval, že vzorky z pichnianskeho vývoja prejavujú oproti vzorkám z vývoja severných pásiem dukelsko-užockých vrás v podmenilitovom eocéne po kvantitatívnej i kvalitatívnej stránke určitú odlišnosť. Podstatná rozdielnosť je vo väčšom počte jedincov, čiastočne i druhov, v spôsobe aglutinácie a v rastovom indexe. Kým mikrofauna severnejších pásiem série dukelsko-užockých vrás je veľmi zakrpatená a hrubo aglutinovaná, v sérii pichnianskeho vývoja dosahuje normálne rozmery a jednotlivé druhy sú jemne aglutinované až hladkostenné. Veľmi významným, i keď počtom k celkovému pomeru vzácnym prvkom sú podľa S a m u e l a (1959) reofaxy, zastúpené druhmi: *Reophax duplex* G r z y b o w s k i, *Reophax elongata* G r z y b o w s k i, *Reophax pilufera* B r a d y, *Reophax gutifera scalaria* G r z y b o w s k i a *Reophax subnodulosa* G r z y b o w s k i. Z ďalších významnejších druhov sú *Cyclamina amplexens* G r z y b o w s k i a *Lituotuba lituiformis* B r a d y. Preto prevažne ílovcové vrstvy, obsahujúce uvedenú mikroasociáciu, zaraďujeme do spodného až stredného eocénu.

Papínske vrstvy (Leško 1958)

Týmto názvom označujeme miešaný krosnensko-magurský vývoj vrstiev vo vrchnom eocéne. Papínske vrstvy sa vyvíjajú v pásme Miková—Snina flyšovými vrstvami s prevahou ílovcov nad pieskovcami vždy nad biostratigrafickým pásmom s *Cyclamina amplexens* G r z y b o w s k i. Sú miešanou krosnensko-magurskou faciou, preto podobne aj litotypy papínskych vrstiev majú miešaný charakter. Vyvinuté sú v nich sivé, sivohnedé vápnité ílovce lastúrnateho rozpadu,

pomerne mäkké sivozelené, nevápnité ílovce a kremito-vápnité glaukonitické jemnozrnné pieskovce a silne vápnité laminované jemnozrnné pieskovce.

Niektoré nevápnité sivohnedé a hnedočierné ílovce s glaukonitickými pieskovcami pripomínajú litotypy zlínskych vrstiev račanskej fácie. Mäkké hnedé a sivé vápnité ílovce a vápnité pieskovce sú celkom zhodné s vývojom litotypov v krosnenských vrstvách, preto tiež Menčík a P e s l (1956) naše papínske vrstvy považovali za krosnenské. Zelené ílovce sú zhodné s vývojom ílovcov v ílovcovo-pieskovcových vrstvách podmenilitového eocénu.

S a m u e l (1958, 1959) z papínskych vrstiev stanovil biostratigrafické pásmo globigerín a globigerinoid s druhmi *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides mexicanus* C u s h m a n, *Globigerinoides trilobus* (R e u s s), *Globorotalia crassata* (C u s h m a n) a iné, preto sme papínske vrstvy zaradili do vrchného eocénu.

Menilitové a krosnenské vrstvy

V pásme Miková—Snina menilitové a krosnenské vrstvy na povrch nevystupujú. Ale v oblasti Sniny a Stakčina, kde sa tektonická línia vyššieho radu medzi pôvodne stanovenými dukelsko-užockými vrásami a pásmom Miková—Snina redukuje na tektonickú líniu nižšieho radu, v synklinálnych pásmach nad papínskymi vrstvami sú vyvinuté menilitové a krosnenské vrstvy. V práci L e š k o — N e m č o k — K o r á b (1960) sme synklinálne pásma tektonicky opísali ako južné štruktúry dukelsko-užockých vrás.

B. Papínsky vývoj

Vyznačuje sa výraznejším vplyvom magurskej fácie na fáciu krosnenskú ako vo vývoji pichnianskom. Magurský vplyv tu výrazne prevláda v strednom, menej vo vrchnom eocéne. Séria sa začína v paleogéne a je reprezentovaná v papínskom tektonickom pásme. Opísal som ju skôr (L e š k o 1958) ako typickú miešanú krosnensko-magurskú sériu. Kriedové útvary na povrchu nie sú známe. Izolované východy kriedových vrstiev pri Nižnom a Vyšnom Zbojnom, pri Valentovciach a pod Uhlskom (483), vystupujúce aj mimo študovaného územia, patria už tektonickému pásmu Miková—Snina, a to antiklinálnej šupine Monastýr-Papín (L e š k o 1958).

Pestré eocéne vrstvy (L e š k o 1958)

Stratigraficky najnižším členom série papínskeho vývoja, ktorý môžeme sledovať na povrchu, sú pestré eocéne vrstvy. Faciálne sa líšia ako od belovežských vrstiev račanskej série, tak aj od pestrých ílovcov podmenilitového eocénu. Kým belovežské vrstvy račanskej fácie sú nepomerne mäkké, ílovce plastické

a menej bridličnaté, pestré ílovce papínskeho vývoja sú tvrdšie a výrazne lístkovitého rozpadu. Pieskovce v pestrých vrstvách papínskeho vývoja pripomínajú celkom vývoj pieskovcov vo vrchných polohách pestrých ílovcov podmenilitového eocénu. Sú obyčajne vyvinuté v 5—10 cm, ojedinele v 60 cm laviciach, sú kremito-vápnité a vápnité, jemnozrné, k povrchu krivolupenaté, na vrstevných plochách hojne muskovitické. Pestré ílovce sa však odlišujú od pestrých ílovcov vrchných polôh podmenilitového eocénu dukelsko-užockej série. V papínskom vývoji sú ílovce hnedočervené a sivozelené, s veľmi hojným drobno roztrúseným muskovitom. Zelené ílovce sivožlté rozvetrávajú a spolu s červenými majú výrazne lístkovitý rozpad. Okrem pestrých ílovcov vystupujú v papínskom vývoji sivé a sivomodré nevápnité ílovce, podobné, aké vystupujú v podmenilitovom eocéne dukelsko-užockých vrás. Pomer ílovcov k pieskovcom v pestrých eocénnych vrstvách je 3 : 1 až 5 : 1 (br : p); hrúbka vrstiev je 150—220 m.

Zlínske vrstvy

Z pestrých eocénnych vrstiev do nadložia sa normálne vyvíjajú zlínske vrstvy, zhodné s vývojom zlínskych vrstiev račanskej fácie. Charakterizuje ich vývoj olivovozelených a hnedozelených, tvrdých, nevápnitých ílovcov, drobne šupinkovitého rozpadu a zelenomodrých, kremito-vápnitých, sklovitých, jemnozrných glaukonitických pieskovcov.

Okrem týchto litotypov sú v zlínskych vrstvách papínskeho vývoja zastúpené vápnité jemnozrné pieskovce (0,10—1 m), sivozelené, sivohnedé a hnedomodré vápnité ílovce s črepovitým až šupinkovitým rozpadom. Glaukonitické pieskovce bývajú obyčajne 5—40 cm hrubé a sklovitého odlomu.

Celková hrúbka zlínskych vrstiev papínskeho vývoja je pomerne menšia ako hrúbka zlínskych vrstiev v magurskej skupine a odhadujem ju na 100—400 m. Vrchná hranica vrstiev je veľmi nenápadná a vediem ju oproti papínskym vrstvám v tých polohách, kde vo vrstvách miznú olivovozelené a hnedozelené tvrdé nevápnité ílovce s glaukonitickými kremito-vápnitými pieskovcami. Pomer ílovcov k pieskovcom vo vrstvách je 5 : 1.

Stratigraficky zaraďujeme zlínske vrstvy papínskeho vývoja do stredného eocénu na základe analógie so stratigrafickým postavením zlínskych vrstiev v račanskej jednotke a vlastnej stratigrafickej pozície v sérii papínskeho vývoja. Sú vyvinuté medzi paleontologicky preukázaným spodným a vrchným eocénom, medzi pestrými eocénymi vrstvami a papínskymi vrstvami.

Papínske vrstvy

Papínske vrstvy sa len nepatrne líšia od papínskych vrstiev pichnianskeho vývoja. Podobne ako tam, aj v papínskom vývoji sú sedimentačným výsledkom

vzájomného vplyvu magurskej a krosnenskej fácie. Sú v nich vyvinuté vápnité, krivolupenaté pieskovce typu krosnenských vrstiev, na plochách s muskovitom, hrubé 5–20 cm. Okrem vápnitých pieskovcov krosnenského typu vystupujú tiež, ale menej často kremito-vápnité pieskovce s glaukonitom, ktoré pripomínajú pieskovce zlínskych vrstiev. Hojne sú vyvinuté sivé, sivohnedé a sivozelené vápnité ílovce, pomerne mäkké, z nich sivohnedé pripomínajú vývoj podobných ílovcov v krosnenských vrstvách, sivozelené s lastúrnatým až šupinkovitým rozpadom vývoj zlínsky. Do nadložia papínskych vrstiev pribúda hnedých, hnedočiernych vápnitých ílovcov, blízkych vývoju menilitových vrstiev. Prechod papínskych vrstiev do menilitových je faciálne veľmi pozvoľný a hranicu medzi nimi určujem podľa vymiznutia kremitých glaukonitických pieskovcov. Hrúbka vrstiev je asi 100–150 m. Pomer pieskovcov k ílovcom je 1 : 5 až 1 : 10.

Papínske vrstvy v papínskom vývoji obsahujú globigerínovú asociáciu, ktorú S a m u e l (1958) považuje za vrchnoeocénne spoločenstvo, s druhmi *Globigerina apertura* C u s h m a n, *Globigerina officinalis* S u b b., *Globigerina bulloides* d'O r b i g n y, *Globigerina aff. pseudoeocenna* S u b b., *Globigerinoides* sp. a iné. Preto aj v papínskom vývoji papínske vrstvy stratigraficky hodnotíme ako vrstvy vrchného eocénu.

Ď u r k o v i č (1960) uvádza na odlíšenie papínskych vrstiev od podmenilitového eocénu dukelsko-užockých vrás tieto kritériá: 1. sporadicky vyvinutá psamitická zložka, kde pomer psamitov k pelitom je asi 1 : 10, 2. výrazná diferenciácia dvoch typov ílovcov, 3. prítomnosť značného množstva piesčitých vápencov, 4. chýbanie hrubých klastík a 5. prítomnosť glaukonitu, až 7 %, v psamitoch.

Menilitové vrstvy

Menilitové vrstvy papínskeho vývoja sa len v podrobnostiach líšia od menilitových vrstiev dukelsko-užockej série (L e š k o 1959). Z papínskych vrstiev sa vyvíjajú pozvoľna vyznievaním sivozelených vápnitých ílovcov a krivolupenatých vápnitých pieskovcov krosnenského typu. Smerom do nadložia sa vždy vo väčšom množstve objavujú sivohnedé, hnedé a nakoniec až čiernohnedé vápnité ílovce, ktoré tu veľmi pripomínajú bridličnatý vývoj krosnenských vrstiev dukelsko-užockej série. Ešte v spodnej časti menilitových vrstiev sa v sprievode hnedých a hnedočiernych vápnitých ílovcov a slieňov objavujú tmavomodré ílovce s vložkami pelokarbonátov a kremitých ílovcov. Až vrchná polovica menilitových vrstiev papínskeho vývoja má celkom menilitový charakter. Sú tu vyvinuté prevažne tmavé, tmavomodré kremité menilitové ílovce, menilitové rohovce s vložkami tmavohnedých, svetlomodro navetrávajúcich vápnitých ílovcov bez pelokarbonátov, a sivohnedých, jemnopiesčitých vápnitých ílovcov. Ako podradná zložka vystupuje v menilitových vrstvách spodných polôh kremitý a vápnitý jemnozrnný pieskovec s glaukonitom. Podľa Ď u r k o v i č a (1960) sa rohovce pod mikro-

skopom javia ako hornina mikrokryštalickej štruktúry. V základnej hmote, čiastočne bituminóznej, nájdú sa ojedinelé tvary, vyplnené chalcedónom. Podľa chemickej analýzy SiO_2 tvorí 92,98 % horniny.

Kremité ílovce čiernej farby Ďurkovič (1960) opisuje ako silicifikovaný siltovec, jemnozrnný, celistvého vzhľadu, s lupienkami muskovitu na vrstevných plochách. Pod mikroskopom pozorovať siltovcovú štruktúru, veľkosť zrna 0,05 mm. Tvar zŕn je hranatý, materiál veľmi dobre vytriedený, kremeň 90–95 % horniny, akcesoricky je prítomný apatit a titanit, z autigénnych minerálov glaukonit. Pelokarbonáty l. c. sú mikrokryštalickej alebo pelitickej štruktúry, ich najčastejšou klastickou prímiesou je kremeň hranatého tvaru, ojedinele je prítomný pyrit. Chemická analýza priniesla toto zloženie: Fe_2O_3 4,14 %, MnO 0,12 %, CaO 34,70 %, MgO 14,33 %, CO_2 42,67 %.

Hrúbku menilitových vrstiev papínskeho vývoja odhadujeme na 200–300 m a stratigraficky ju zaraďujeme do vyššej časti vrchného eocénu, čiastočne do spodného oligocénu (Leško 1960).

Krosnenské vrstvy

V papínskom, miešanom magursko-krosnenskom vývoji sa krosnenské vrstvy faciálne v ničom nelišia od krosnenských vrstiev dukelsko-užockej série. Sú vyvinuté vo fácií prevažne ílovcevej, s vývojom pieskovcov v pomere 1 : 5 i viacej. Pieskovce vystupujú vo vložkách 5–10 cm hrubých, v prostredí sivých, sivomodrých, sivohnedých, pomerne mäkkých, rôzne piesčitých vápnitých ílovcov. Krosnenské bridličky majú jemne roztrúsenú sliedu, sú drobne šupinaté alebo trieskovite rozvetrávajú. Pieskovce sú silne vápnité, jemnozrnné a s výraznou lamináciou, ktorú často zvyrazňuje nahromadenie muskovitu. Okrem pieskovcov v krosnenských vrstvách vystupujú aj laminované vápnité siltovce. Na spodnej strane pieskovcov a siltovcov pozorujeme hieroglyfy žliabkovitého tvaru ako stopy prúdenia pri sedimentácii horniny.

Hrúbku krosnenských vrstiev tohto vývoja nemôžeme dostatočne spoľahlivo odhadnúť, pretože papínske pásmo je z veľkej časti zakryté magurským príkrovom, čím aj krosnenské vrstvy v celom rozsahu nevystupujú na povrch. Stratigraficky ich považujeme za oligocénné a za rovnocenné s krosnenskými vrstvami ostatných pásiem flyšových Karpát.

Flyšové, prevažne pieskovcové vrstvy

Na okolí Malého Pichného severozápadne od Sniny vystupujú v malom plošnom rozsahu pieskovcové vrstvy, aké nepoznáme z iných miest flyša východného Slovenska. Pieskovce týchto vrstiev sú málo vápnité, za čerstva svetlomodré, bez hieroglyfov a nerovností na spodnej strane, hojne muskovitické a málo tmelené.

Lahko rozvetrávajú v žltohnedý piesok. Tvoria lavice cez 1 m mocné. Ílovce sivozelenej a sivej farby sú pomerne mäkké, nepatrne sludnaté a bridličnaté. V nižších polohách vrstiev sa objavujú tvrdé kremito-vápnité pieskovce v laviciach hrubých 10–20 cm. Celé súvrstvie je hrubé 50–100 m a buduje na okolí Pichného kótu Osie (345,8) a Kýčerku.

K stratigrafickému ohodnoteniu vrstiev zatiaľ nemáme nijaké paleontologické dáta. Podľa litofaciálnych a diagenetických znakov vrstiev sa zdá, že sú vrchno-eocénneho až snád' oligocénneho veku.

Aj tektonické postavenie vrstiev je nejasné a zatiaľ nevyriešené. Vrstvy vystupujú pri južnom okraji papínskeho pásma a pri severnom okraji račanskej jednotky, s ktorými sú v tektonickom styku. Domnievame sa, že patria tektonickej šupine niektorej časti z južnejších, vnútornejších pásiem magursko-krosenských sérií.

Tektonické pomery

Pásmo Miková—Snina

Je vyvinuté južne od tektonickej línie Medzilaborce—Svetlice—potok Ternovec, od dukelsko-užockých vrás, vymedzených pôvodne Šwidzińským (1934), líši sa najmä tektonickým štýlom. Kým dukelsko-užocká jednotka je budovaná úzkymi vrásami, pásmo Miková—Snina buduje niekoľko antiklinálnych šupín, diagonálne orientovaných na tektonickú líniu Medzilaborce—Svetlice. Sú to od SZ na JV: 1. antiklinálna šupina javirská (Leško 1958), 2. antiklinálna šupina stribská a 3. pásmo kriedových ostrovčekov (tektonických okien a polookien) Monastýr—Pichné (Leško 1958). Východne od Pichného, kde papínske pásmo tektonicky vyznieva, vynárajú sa kriedové vrstvy a podmenilitový eocén v niekoľkých antiklinálnych šupinách medzi Sninou a Stakčínom. Je to 4. antiklinálna šupina Pripeka (400 m), 5. antiklinálna šupina Hrahorky (427,2 m), 6. antiklinálna šupina Rovenky (416,4 m) a niekoľko plošne nepatrných tektonických šupín južne od Stakčína pri severnom okraji magurského nasunutia.

Na stavbe šupín sa okrem kriedových vrstiev zúčastňujú vrstvy podmenilitového eocénu v zastúpení pestrých ílovcových polôh a papínskych vrstiev. Antiklinálne šupiny sú ležaté alebo až ponorené k JZ a k J, pričom ich severné krídla sú tektonicky úplne vyvalcované pôvodným nasunutím k SV a k S.

Antiklinálne šupiny sa ako celok podľa tektonickej línie Medzilaborce—Svetlice—potok Ternovec nasúvajú na pôvodne vymedzené dukelsko-užocké vrásy. Juhovýchodne od Svetlíc však tektonická línia stráca na intenzite a po severnej, vonkajšej strane stribského antiklinálneho pásma sa v normálnom nadloží inoceramových vrstiev smerom na JV postupne vynára podmenilitový eocén, takže pásmo Miková—Snina sa stribskou antiklinálou tektonicky včleňuje do zväzku dukelsko-užockých vrás. Tektonická línia severne od Sniny, medzi stribskou antiklinálou pásma Miková—Snina a nastážským antiklinálnym pásmom a východ-

nejšie synklinoriálnym pásmom Kalnej Roztoky, je degradovaná na tektonickú líniu a styk, charakterizovaný pre štruktúry dukelsko-užockých vrás.

Smerom na SZ od nášho územia pásmo antiklinálnych šupín pokračuje do oblasti Mikovej a ďalej na poľské územie. Na okolí Mikovej ho môžeme na povrchu sledovať v tzv. *Matějkovej* a *Kodymovej* (1952) okrajovej antiklinále s vývojom inoceramových vrstiev a podmenilitového eocénu, ktorú však uvedení autori mylne včleňujú ako magurskú štruktúru do čela magurského nasunutia. Treba dodať, že spodný oddiel paleogénu, uvádzaný autormi v okrajovom antiklinálnom pásme ako belovežské vrstvy, je podstatne odlišný (podmenilitový eocén) od spodného oddielu paleogénu vnútornejších antiklinálnych pásiem (belovežské vrstvy). Spojením belovežských vrstiev a podmenilitového eocénu dukelsko-užockých vrás v jediný útvar *Matějka* a *Kodym* (1952) nevystihli správne severný okraj magurského nasunutia. V dôsledku toho tiež inoceramové vrstvy, vyvinuté v normálnom podloží podmenilitového eocénu, autori považovali za najspodnejší magurský člen, vystupujúci tu na povrch. Mylne interpretovali nielen tektoniku čela magurského nasunutia a jeho vymedzenia proti dukelsko-užockým vrásam, ba čo viacej, autori si vôbec nepovšimli miešaný, krosnensko-magurský vývoj južných pásiem dukelsko-užockých vrás a ich tektonickú individualitu.

Pásmo Miková—Snina na základe litofaciálneho vývoja, tektonického rázu a postavenia, ako aj charakteru tektonickej línie pri ich severnom okraji treba zaradiť do zväzku dukelsko-užockých vrás v širšom ponímaní, ako ich definoval *Teisseyre* (1932) alebo *Świdziński* (1934, 1947). Do širšieho celku dukelsko-užockých vrás patria v zmysle *Książkiewicza* (1956) i tektonické okná pri Grybowe, Limanowej, Rope a Smilne, a preto niet opodstatnenia z pásma tektonických polookien a okien a z pásma Miková—Snina podľa príkladu *Kožíkowského* (1956) vytvárať novú tektonickú jednotku flyšových Karpát.

Papínske pásmo

Toto pásmo môžeme tektonicky charakterizovať ako vrásu, druhotne, poslednými horizontálnymi pohybmi zošupinatenu a pri plochom nasunutí na pásmo Miková—Snina značne tektonicky vyvalcovanú. O jeho plochom nasunutí v SV svedčia tektonické okná a polookná kriedových vrstiev pásma Monastýr—Pichné, obalené zlínskymi, papínskymi alebo menilitovými vrstvami. Na JV nášho územia sa papínske pásmo končí na pásme Miková—Snina v okolí Pichného, kde sú jeho vrstvy k tektonickým štruktúram pásma Miková—Snina orientované diagonálne.

Južné ohraničenie papínskeho pásma je na našom území dané tektonickou líniou vyššieho radu, pozdĺž ktorej sa naň od JZ nasúva račanská jednotka magurského

flyša. V našej časti územia si voči tejto jednotke papínske pásmo zachováva celkom zrejmu tektonickú individualitu.

Severozápadné pokračovanie papínskeho pásma nie je zatiaľ dostatočne vyjasnené. Podľa priebehu jednotlivých štruktúr sa smerom na SZ osnou depresiou ponára pod račanskú jednotku a zdá sa, že je tektonicky inkorponované do spodných častí magurského flyša. Na území Poľska už vystupuje vo forme tektonického okna pri Światkovej (porov. Książkiewicz — Leško 1959). Papínske pásmo na základe jeho špecifického tektonicko-faciálneho postavenia môžeme považovať sensu stricto za ekvivalent predmagurskej jednotky sliezskych flyšových Karpát (v zmysle Burtan — Sokołowski 1956).

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHY

- Bieda Fr., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. sbor. VIII, č. 1, Bratislava. — Burtan J. — Sokołowski St., 1956: Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krosnieńskiego w Beskidach Zachodnich. Przegląd geol., zes. 10, Warszawa. — Đurković T., 1960: Príspevok k petrografii krosnenského flyša na východ. Slovensku. Geol. práce, Zprávy 17, Bratislava. — Kožíkowski H., 1956: Ropa-Pisarzowa unit, a new tectonic unit of the Polish Carpathians. Inst. Geol., Biul. 110, Warszawa. — Książkiewicz M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geolog. Rundschau 45, zoš. 2, Stuttgart. — Książkiewicz M. — Leško B., 1959: On the relation between the Krosno and Magura Flysch. Bul. d. l'Acad. Pol. d. Sciences, Warszawa. — Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce 46, Bratislava. — Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — Leško B., 1960a: Vývin manilitových vrstiev v Slovenských Karpatoch. Geol. práce, Zprávy 17, Bratislava. — Leško B., 1960b: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. sbor. XI, Bratislava. — Leško B., 1960c: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR, List M-34 XXIV (Snina), Geofond, Bratislava. — Leško B. — Nemček J. — Koráb T., 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — Matějka A. — Kodým O., 1952: Geologie flyš. pásma medzi Dukelským a Lupkovským průsmykem na vých. Slovensku. Geol. sbor. Ústř. úst. geol. XIX, Praha. — Menčík E. — Pesl V., 1956: Geologická stavba východoslovenského flyše mezi Laborcem a Výravským potokem. Sbor. Ústř. geol. XXII, Praha. — Samuel O., 1958: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek zo širšieho okolia Lipovca, Gíraltoviec a Medzilaboriec. Geofond, Bratislava. — Samuel O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek z duklesko-užockých vrás. Geofond, Bratislava. — Świdziński H., 1934. Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses. Warszawa. — Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny Południowych Karpat fliszowych. Inst. Geol. Bul. 37, Warszawa. — Teisseyre H., 1930: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1929 w okolicy Dukli. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. zoš. 3—4, Warszawa. — Teisseyre H., 1932: Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. VII, zoš. 2, Warszawa.

Recenzoval R. Marschalco.

SUR LE DÉVELOPPEMENT DES SÉRIES FLYSCHEUSES
DE KROSNO-MAGURA EN SLOVAQUIE DE L'EST

(Fig. 1 dans le texte, pl. 1)

Dans le présent travail l'auteur passe en revue les changements de faciès et met en évidence l'influence qu'exerça le faciès de Krosno dans l'aire de sédimentation du flysch de Magura et celle du flysch des Karpates centrales pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène; il discute ensuite la question de l'appartenance tectonique de ces faciès et de leur relation avec les formations paléogènes plus anciennes. Il décrit également le faciès des séries mixtes de Krosno-Magura de l'avant-pays de la nappe de Magura, leur position tectonique et leur relation avec la nappe de Magura et les plis de Dukla—Užok.

I. La région de Magura et la région des Karpates centrales

A la suite de l'invasion de la mer qui, venant du bassin extérieur, de Krosno, s'est étendue à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène vers le Sud et le Sud-Ouest, il se forma toute une série de lithofaciès de passage échelonnés entre les faciès de Krosno, de Magura et des Karpates centrales, ainsi que des faciès communs aux trois régions. Envisageons les assises qui, au point de vue stratigraphique et facial, sont les mêmes dans ces trois régions.

1. Les couches de Krosno sont représentées avec des cachets légèrement différents par le type des Karpates centrales appelé couches de Šariš, le type de Magura, connu sous le nom de couches de Malcov et le type de Dukla—Užok.

2. Les couches à ménilites apparaissent dans les trois régions, mais diffèrent légèrement par leur mode de développement. dans la région des plis de Dukla—Užok elles contiennent des niveaux de silex et de pélocarbonates, dans la région de Magura et celle des Karpates centrales on n'observe que des silex rudimentaires et irrégulièrement distribués au sein des assises.

3. Les marnes à Globigérines apparaissent au-dessous et au-dessus des couches à ménilites. Dans la région de Magura, ces marnes, souvent rouges, forment le soubassement des couches à ménilites. Dans la région des plis de Dukla—Užok, on les observe là où la partie supérieure de l'Eocène „sous-ménilitique“ (c'est-à-dire sous-jacent aux couches à ménilites) se présente sous le faciès de Papín.

4. Les couches de Papín offrent un faciès mixte de Magura-Krosno et sont caractéristiques pour le faciès de Pichné et le faciès de Papín des zones internes des plis de Dukla—Užok.

5. Les conglomérats de Súlov. Les conditions qui existaient lors de leur dépôt dans les trois régions flyscheuses étaient bien plus différentes que lors de la sédimentation des membres se plaçant plus haut dans la série stratigraphique. Tandis que dans le Paléogène des Karpates centrales les conglomérats de Súlov ont une large extension et sont souvent puissamment développés, au Nord de la zone des Klippes ils n'occupent qu'une place subordonnée. Dans les bandes septentrionales du flysch de Magura et dans la région des plis de Dukla—Užok ils font défaut.

6. Les schistes manganésifères sont développés dans presque toutes les dépressions paléogènes des Karpates centrales. Dans la région de Magura et les parties centrales des Karpates ils apparaissent dans le même niveau stratigraphique. Dans la région des plis de Dukla—Užok leur sédimentation a été peu prononcée.

La valeur stratigraphique et le développement de toutes les assises du faciès à ménilites et du faciès de Krosno sont, dans leurs grandes lignes, partout les mêmes; leur cachet spécifique

* Dr B. Leško, Laboratoire de recherche des entreprises de l'industrie céramique en Slovaquie, Michalovce.

dépend de la région où s'est produit le dépôt. Dans la région de Magura, ces couches surmontent les membres plus anciens du faciès de Magura et apparaissent toujours dans les synclinaux.

Puisque avant l'Eocène supérieur (avant le Lutétien) les mouvements orogéniques étaient plus intenses dans les bandes sud du flysch de Magura et mouraient vers le bord externe des Karpates, le dépôt des couches à ménilites et du faciès de Krosno devenait au fur et à mesure de sa progression du Nord vers le Sud une sédimentation posttectonique. Jusqu'à quel point, en Slovaquie de l'Est, les formations à ménilites et celles du faciès de Krosno se trouvaient-elles tectoniquement unies et individualisées en unités postpaléogènes, cela dépendait du rapport entre l'intensité des mouvements orogéniques antééocènes supérieurs et celle des mouvements postoligocènes.

II. La région du flysch de Krosno

Au Sud-Est de la ligne Grybów—Jaslo en Pologne, la nappe du flysch de Magura devient de plus en plus réduite, et en Slovaquie orientale, près de son bord, émergent deux zones tectoniques ayant des faciès mixtes de Krosno—Magura — la zone des écaillés Miková—Snina à faciès de Pichné et la zone de Papín à faciès de Papín.

A. Faciès de Pichné (septentrional)

L'influence du faciès de Magura n'est pas très prononcée et ne se manifeste que dans les formations éocènes supérieures. Les autres assises ont à peu près les mêmes faciès que dans la série des plis de Dukla—Užok. Dans la série à faciès de Pichné on distingue de bas en haut: 1. les couches à Inocérames (?Cénomanien—Sénonien), 2. les couches de Cisna (Sénonien supérieur—Paléocène inférieur), 3. l'Eocène „sous-ménilitique" avec assises gréseuses du Velký Bukovec et assises flyscheuses — surtout argileuses — dans le toit (Paléocène supérieur—Eocène moyen), 4. couches de Papín (Eocène supérieur), 5. couches à ménilites et couches de Krosno (partie supérieure de l'Eocène supérieur—Oligocène).

Les couches de Papín représentent le faciès mixte de Krosno—Magura de l'Eocène supérieur (Leško 1958). D'après Samuel (1958), elles comprennent la zone biostratigraphique à Globigérines et Globigérinoïdes et contiennent les espèces *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides mexicanus* Cushman, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia crassata* (Cushman) et autres.

La zone de Miková—Snina diffère de celle des plis de Dukla—Užok distinguée par Świzdźński (1934) principalement par son style tectonique. Elle se compose de plusieurs écaillés anticlinales ayant une orientation diagonale par rapport à la ligne tectonique Medzilaborce—Svetlice. Ces écaillés anticlinales sont couchées ou déversées vers le SW ou le S. Leurs ailes nord ont été complètement étirées lors des premiers mouvements de chevauchement dirigés vers le NE ou le N. Dans leur ensemble, ces écaillés anticlinales ont été poussées suivant la ligne tectonique Medzilaborce—Svetlice sur la zone bordière (de Pasieka—Ślaczka 1959) et la zone de Hostovice des plis de Dukla—Užok. Au Sud-Est de Svetlice, la ligne tectonique devient simplement un contact tectonique, ce qui est un trait caractéristique pour la structure des plis de Dukla—Užok. La zone de Miková—Snina s'intercale donc tectoniquement dans le faisceau des plis de Dukla—Užok.

Vers le NW, la zone de Miková—Snina se continue jusqu'à la frontière tchécoslovaque-polonaise. Dans les environs de Miková on peut la suivre à la surface du sol dans l'anticlinal dit bordier de Matějka—Kodym (1952) et dans les autres écaillés tectoniques que ces auteurs ont tort d'interpréter comme des structures appartenant au front de la nappe de Magura.

Si l'on prend en considération le lithofaciès, le caractère et la position tectoniques de la zone de Miková—Snina, l'allure de la ligne tectonique près de son bord nord, on voit bien que cette zone est à rapporter au faisceau des plis de Dukla—Užok. D'après Książkiewicz (1956) les fenêtres tectoniques de Grybów, Limanova, Ropa et Smilno appartiennent également au

faisceau des plis de Dukla—Užok envisagé dans un sens plus étendu, et Kožíkowski (1956) a tort de créer une nouvelle unité des Karpates flyscheuses pour la zone des fenêtres et semi-fenêtres tectoniques et la zone de Miková—Snina.

B. Faciès de Papín

Ce faciès montre une influence très marquée du faciès de Magura sur le faciès de Krosno principalement dans les dépôts de l'Eocène moyen, moins dans ceux de l'Eocène supérieur. La série débute par le Paléogène (les assises crétacées ne sortent pas à la surface du jour) représenté par les assises éocènes bigarrées (Leško 1956). Celles-ci se distinguent par leur faciès aussi bien des couches de Beloveža de la série de Rača que des assises de l'Eocène „sous-ménilitique“. Age. ?Paléocène—Eocène inférieur. Plus haut, on observe les couches de Zlín (Eocène moyen) normalement développées, et qui sont pareilles aux couches de Zlín du faciès de Rača passant vers le toit aux couches de Papín. Comme dans le faciès de Pichné, ici aussi, l'aire de sédimentation des couches de Papín se trouvait influencée, à l'Eocène supérieur, par le faciès de Magura et par le faciès de Krosno. La série paléogène à faciès de Papín se termine par les couches à ménilites et les couches de Krosno.

Au point de vue tectonique, on peut caractériser la zone de Papín comme un pli réduit en écaillés sous l'influence des derniers mouvements orogéniques et fortement étiré lors du chevauchement horizontal vers le NE sur la zone de Miková—Snina.

Les fenêtres et semi-fenêtres tectoniques où apparaissent les assises crétacées de l'écaille de Monastýr-Pichné enveloppées de couches de Zlín, de couches de Papín ou de couches à ménilites en sont la preuve. Vers le SE, la zone de Papín se termine dans les environs de Pichné sur la zone de Miková—Snina. Sa continuation vers le NW n'a pas encore été établie de façon certaine; dans un travail plus ancien se rapportant à cette région (Matějka—Kodym 1952) on ne trouve aucune indication sur l'existence d'un faciès mixte Krosno—Magura.

D'après le parcours des différentes structures on peut supposer que dans la direction NW la zone de Papín subit une dépression axiale, plonge sous l'unité de Rača et semble s'associer tectoniquement aux parties inférieures du flysch de Magura. En Pologne, elle apparaît sous forme de fenêtre tectonique près de Świątkowa (comp. Książkiewicz—Leško 1959). Prenant en considération la position tectono-faciale spécifique de la zone de Papín, on peut envisager cette dernière comme équivalent sensu stricto de l'unité „antémagurienne“ des Karpates flyscheuses silésiennes.

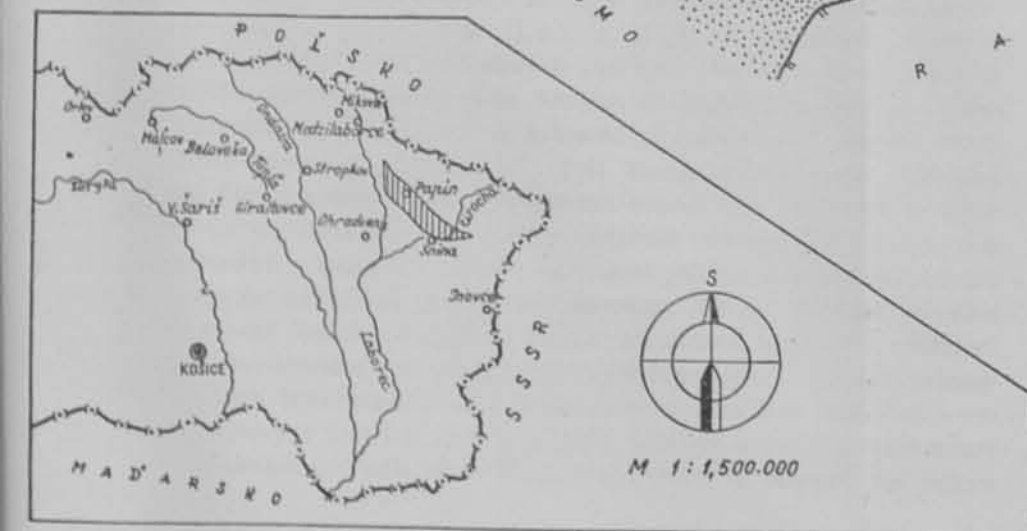
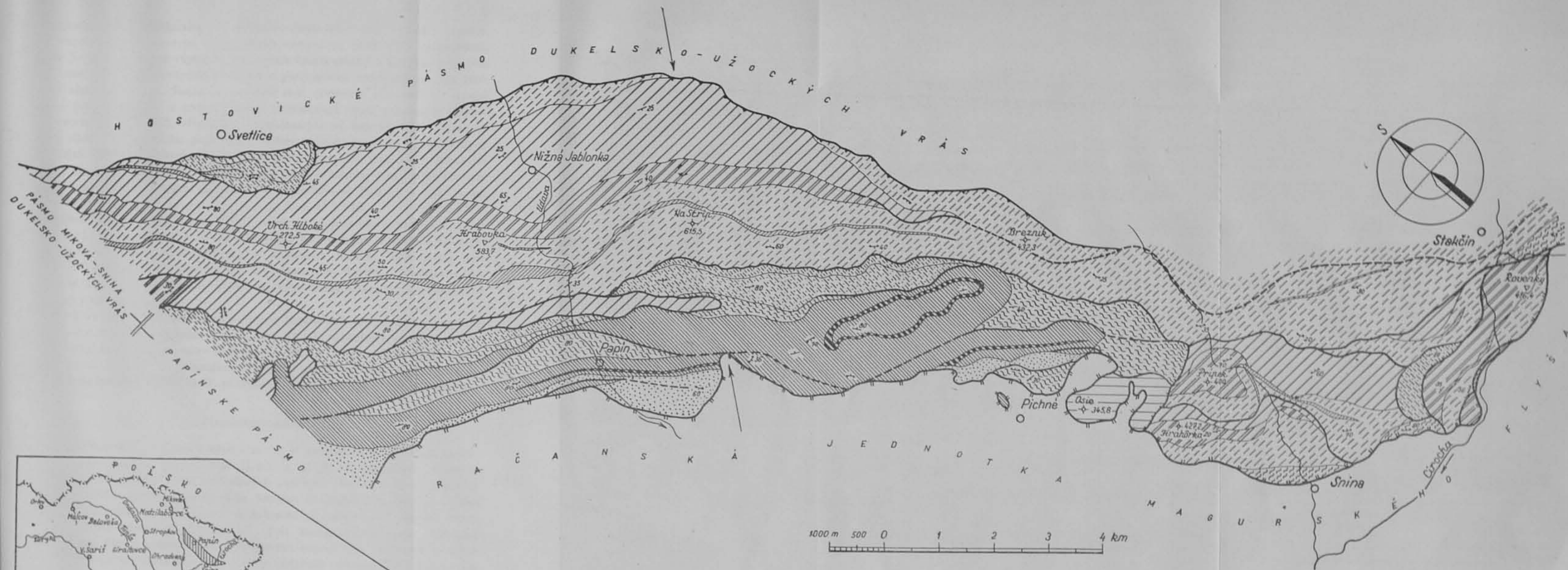
Explications de la figure 1 dans le texte et de la planche 1 hors texte

Fig. 1. Coupe géologique de la zone de Papín et de la zone de Miková—Snina. 1. couches de Krosno, 2. couches à ménilites, 3. couches de Papín, 4. couches de Zlín, 5. couches éocènes bigarrées, 1.—5. zone de Papín, 6. couches de l'Eocène „sous-ménilitique“ avec argillites bigarrées, 7. couches gréseuses à la base de l'Eocène „sous-ménilitique“, 8. couches du Crétacé, 6.—8. zone tectonique de Miková—Snina, 9. lignes tectoniques principales.

Pl. 1. Carte géologique de la zone de Papín et de la zone de Miková—Snina. Zone de Papín: 1. couches de Krosno (Oligocène), 2. couches à ménilites avec niveaux de silex (Eocène sup.—Oligocène), 3. couches de Papín (Eocène supérieur), 4. couches de Zlín (Eocène moyen), 5. couches éocènes bigarrées [Eocène inférieur—(?)Paléocène].

Zone de Miková—Snina: 6. couches de Papín (Eocène supérieur), 7. couches surtout argileuses, 8. argillites bariolées, 9. couches surtout gréseuses, 7.—9. Eocène „sous-ménilitique“ (Eocène moyen—Paléocène), 10. couches à Inocérames—(?)Cénomanién—Sénonien—Paléocène inférieur, 11. couches gréseuses [(?)Eocène supérieur—(?)Oligocène], 12. direction et plongement des couches à hiéroglyphes, 13. ligne de chevauchement de Magura, 14. ligne de chevauchement de la zone de Papín, 15. ligne tectonique suivant laquelle passe la limite entre la zone de Miková—Snina et celle de Hostovice des plis de Dukla—Užok, 16. lignes tectoniques d'ordre inférieur, 17. tronçon de la coupe géologique.

Traduit du slovaque par Valentine Andrusova.



Príl. 1

B. Leško

Geologická mapa papínského pásma a pásma Miková-Snina

Papínske pásmo: 1. krosenské vrstvy (oligocén), 2. menilitové vrstvy s polohami rohevcov (vrchný eocén-oligocén), 3. papínske vrstvy (vrchný eocén), 4. čínske vrstvy (stredný eocén), 5. pestré eocénne vrstvy (spodný eocén-(?)paleocén).

Pásmo Miková-Snina: 6. papínske vrstvy (vrchný eocén), 7. prevažne ílovcové vrstvy, 8. pestré ílovce, 9. prevažne pieskovcové vrstvy, 7.-9. podmenilitový eocén (stredný eocén-paleocén), 10. inoceramové vrstvy-(?)cenoman-senón-spodný paleocén, 11. pieskovcové vrstvy [(?)vrchný eocén-(?)oligocén], 12. smer a úklon vrstiev s hieroglyfmi, 13. línia magurského nasunutia, 14. línia nasunutia papínského pásma, 15. tektonická línia medzi pásmom Miková-Snina a hostovickým pásmom dukeláko-užočkých vrás, 16. tektonické línie nižšieho radu, 17. úsek geologického profilu.