

|                             |                |              |            |           |            |                   |                                      |
|-----------------------------|----------------|--------------|------------|-----------|------------|-------------------|--------------------------------------|
| Sborník<br>geologických věd | Geologie<br>49 | Str.<br>5–32 | 10<br>obr. | –<br>tab. | 9<br>přfl. | ČGÚ<br>Praha 1999 | ISBN 80-7075-350-1<br>ISSN 0581-9172 |
|-----------------------------|----------------|--------------|------------|-----------|------------|-------------------|--------------------------------------|

## Geologická minulost Pavlovských vrchů

### Die geologische Vergangenheit der Pollauer Berge

ZDENĚK STRÁNÍK<sup>1</sup> - PAVEL ČTYROKÝ<sup>2</sup> - PAVEL HAVLÍČEK<sup>2</sup>

Předloženo 20. října 1998

*Key words: Lithostratigraphy, Tectogenesis, Palaeogeography, Mesozoic, Tertiary, Quaternary, Pavlovské vrchy Hills*

STRÁNÍK, Z. - ČTYROKÝ, P. - HAVLÍČEK, P. (1999): Geologická minulost Pavlovských vrchů. – Sbor. Geol. Věd, Geol., 49, 5–32. Praha.

**Výtah:** Pavlovské vrchy jsou chráněnou krajinnou oblastí (CHKO Pálava) a biosférickou rezervací (BR) UNESCO s řadou přírodních památek a chráněných území. Malebný horský ráz dávají Pavlovským vrchům skalní masivy ernstbrunnských vápenců (?hauteriv–titon), které jsou oproti okolním siliciklastickým sedimentům svrchní křídly až neogénu mnohem odolnější vůči destrukčním exogenním činitelům. Geologicky náležejí Pavlovské vrchy vnější (menilito-krosněnské) skupině příkrovů flyšového pásma, karpatské předhlubni a vídeňské pánvi. Mocně je vyvinut kvartérní pokryv. Mezozoické sedimenty jsou uloženy moře Tethys.

Flyšové pásmo v Pavlovských vrších je tvořeno ždánickým a pouzdřanským příkrovem. Jejich siliciklastické sedimenty středního eocénu až spodního miocénu mají převážně flyšový charakter. Na hranici paleogén/neogén (sávská orogeneze) a karpat/baden (štýrská orogeneze) byly tyto sedimenty vrásněny a příkrovově sunuty k SZ na platformní předpolí. Délka přesunutí prokázaná vrty je v Pavlovských vrších 10 km. Její skutečná velikost bude přinejmenším o řád větší. Pohybem příkrovů byly odloučeny z autochtonního podkladu útržky mezozoika a začleněny jako tzv. bradla do stavby ždánického příkrovu. Na ernstbrunnských vápencích bradel, místy s vyvinutým hardgroundem, se zachovaly relikt transgesivně uloženého klementskeho souvrství (coniac–turon), které do nadloží plynule přechází (bez hiátu) do pálavského souvrství (campan–coniac). Složitá příkrovová stavba má zejména v čele příkrovů šupinovitý charakter (imbricated stack). Starší (helvetská) orogeneze ve svrchním oligocénu, která se významně uplatnila v magurském příkrovu, vyvolala ve ždánickém prostoru změnu v sedimentaci.

Na hranici paleogén/neogén došlo před čelem sávských příkrovů na flexurním prohybu platformy k založení karpatské předhlubně. Ve spodním miocénu bylo moře předhlubně propojeno přes flyšové příkrovy s mořem vnitrokarpatkých pánví. Vrásněním téměř nedotčené spodnomiocenní sedimenty v týlové části příkrovů představují nesené pánve a dokládají piggy-back mechanismus při vzniku příkrovů.

Za štýrské orogeneze byly flyšové příkrovy přesunuty přes spodnomiocenní výplň vnitřní části předhlubně. Čela příkrovů byla vzdvižena a dodávala materiál do spodnobadenských klastik předhlubně. Východně od bradel Pavlovských vrchů došlo ve středním badenu na levostranných strike-slip zlomech ke vzniku vídeňské pánve charakteru „pull-apart basin“.

Kvartérní pokryv Pavlovských vrchů tvoří pleistocenní fluvialní sedimenty (písčité štěrky) v několika výškových úrovních a deluviální a eolické sedimenty (spraše, naváté písky) s fosilními půdami PK I–X. Časté jsou v nich kryogenní jevy. Spolu s předkvartérním podkladem jsou postiženy sesuvy.

<sup>1</sup>Český geologický ústav, Leitnerova 22, 602 00 Brno

<sup>2</sup>Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha 1

### 1. ÚVOD

Pavlovské vrchy jsou bezesporu jedním z krajinařsky nejpoutavějších území Moravy. Pro svou jedinečnou přírodní krásu, bohatá společenstva endemických druhů flóry a fauny je Pálava vyhledávaným územím milovníků přírody. Proto byla v r. 1976 vyhlášena chráněnou krajinnou oblastí (CHKO) a o deset let později biosférickou rezervací UNESCO. Jádrem CHKO Pálava jsou vápencové masivy s národní přírodní rezervací Děvín.

Tuto práci lze považovat za podrobné textové vysvětlivky ke geologické a přírodovědné mapě Pavlovských vrchů, kterou v r. 1995 vydal Český geologický ústav ve spolupráci se Správou CHKO Pálava (ČTYROKÝ et al. 1995b).

Pavlovské vrchy náležejí geograficky Mikulovské vrchovině (BALATKA et al. in CZUDEK ed. 1972). Vyznačují

se horským reliéfem, který výrazně kontrastuje s plochými povrchovými tvary Dunajovických vrchů na Z a Milovické pahorkatiny na V. Malebný horský ráz dávají Pavlovským vrchům skalní masivy – tzv. „bradla“ – jurských ernstbrunnských vápenců, které jsou oproti okolním nepřilíživě zpevněným siliciklastickým třetihorním sedimentům podstatně odolnější vůči denudačním účinkům exogenních činitelů. Projevuje se to ostrou změnou sklonu svahu na styku těchto hornin. Rozdílný sklon svahu na Z a V bradel určuje geologická stavba. Sklon v svahu je víceméně souhlasný s úklonem vrstev ernstbrunnských vápenců, které u bradla Děvín upadají přibližně pod úhlem 45° k JV. Strmé skalnaté stěny na Z bradel, vytvořené odlamováním k JV skloněných vápencových vrstev, mají charakter výrazných skalních srázů (IVAN - KIRCHNER 1996). Ploché vrcholové části velkých bradel (Děvín, Stolová hora, Kotel) jsou nejspí-

še denudačními zbytky středomiocenního zarovnaného povrchu, který vznikl procesy mořské abraze a byl silně přemodelován v pozdějším období geomorfologického vývoje Pavlovských vrchů. Do různé nadmořské výšky se dostaly části tohoto povrchu rozlámáním, výzdvihy a poklesy podél zlomů, vzniklých po badenu (IVAN 1969). V Lisských vrších (Leiser Berge) ve hřbetu Falkensteinu Dolního Rakouska rozlišuje RIEDL (1960) dva výškově rozdílné zarovnané povrchy. Vyšší povrch (450 m), kterému připisuje posávské stáří a subaerický původ, a nižší povrch (400 m), který je mladší a vznikl abrazní činností miocenního moře v badenu. Jeho pojetí však nelze aplikovat na Pavlovské vrchy, protože tomuto názoru neodpovídá téměř stometrový výškový rozdíl zarovnaného povrchu bradel Děvín (550 m) a Stolová hora (458 m). Nejvyšší nadmořské výšky dosahuje v Pavlovských vrších vrchol bradla Děvín.

## 2. PŘEHLED VÝZKUMŮ

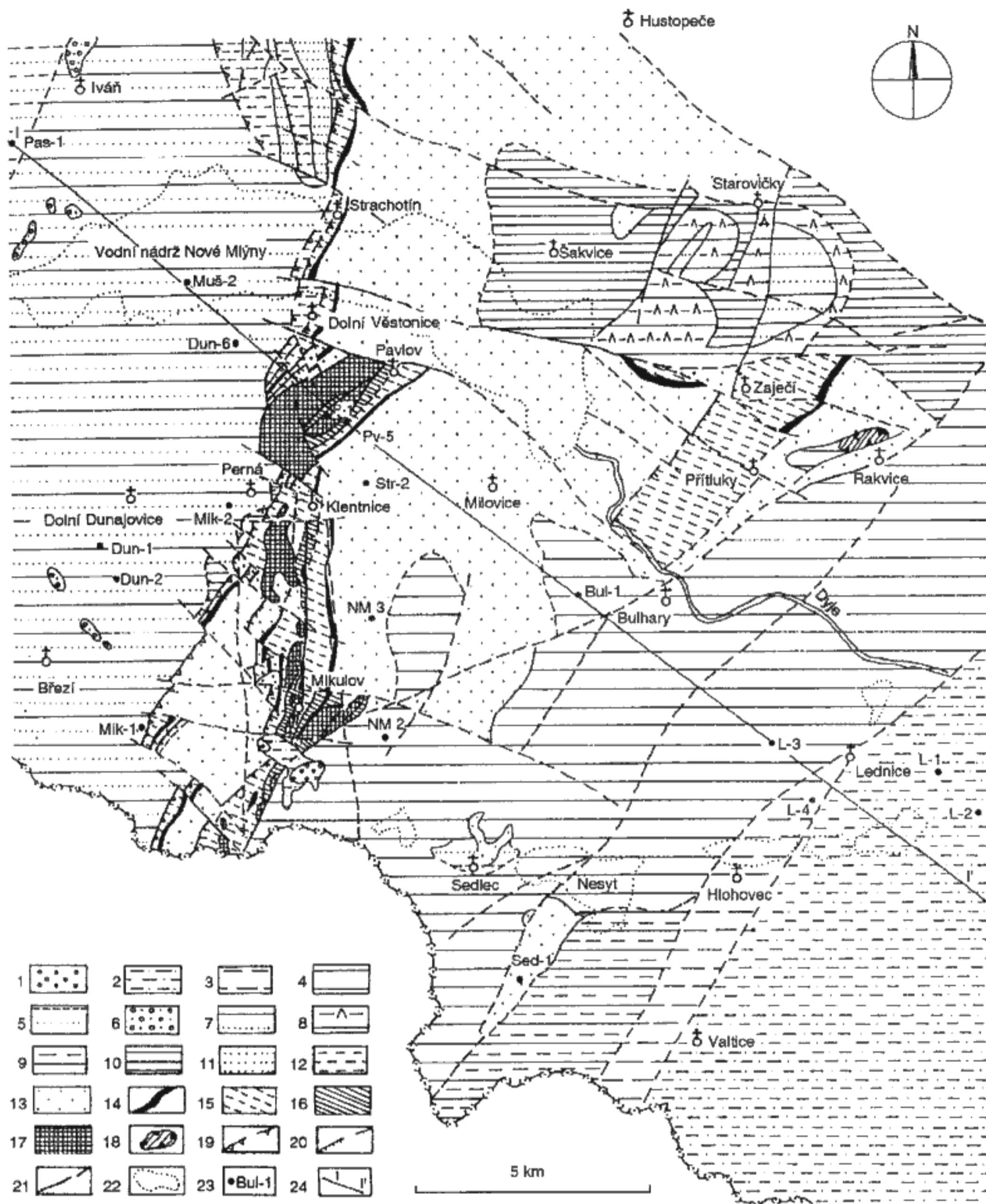
První přírodovědný údaj z Pavlovských vrchů pochází od HERTODA (1659), který popsal z Mikulova nález „stehna zkamenělého jednorožce.“ V roce 1829 zavedl A. BOUÉ pro vápence Pavlovských vrchů a zóny Waschbergu název ernstbrunnský vápenec. SUESS (1852) uvádí z Mikulova svrchnokřídového hlavonožce *Belemnites mucronata*. Ernstbrunnské vápence považoval ZITTEL (1868, 1870) za tithon, odlišný od alpského tithonu a srovnával je s jurou s. Německa. HAUER (1869) se zmiňuje o křídových vrstvách s inoceramem na Děvíně a Turoldu, připomínající sedimenty české křídly. Gastropody a mlže svrchního badenu na z. okraji vídeňské pánve z lokalit Kienberg, Mušlov (Muschelberg) a od Nového rybníku (Portzteich) studoval HOERNES (1856). RZEHAK (1895) uvádí od Dolních Věstonic němčické vrstvy a od Bavor, Pavlova, Mikulova a Bulhar hustopečské slíny. Roku 1896 se zmiňuje o menilitových vrstvách u Turoldu. Podrobněji se zabýval RZEHAK paleogénem ždánické jednotky a miocénem karpatské předhlubně v práci z r. 1902–1903. Ke znalostem o vývoji jury, křídly a paleogénu a o geologické stavbě Pavlovských vrchů významně přispěl ABEL (1899). Od Klentnice popsal klentnické vrstvy a svrchnokřídové sedimenty z Mikulova nazval podle nálezu Suessova belemnita mukronátovými vrstvami. V téže práci se zmiňuje o šupinovitě stavbě bradla Děvín. Roku 1910 vydal ABEL první geologickou mapu 1 : 75 000 Pavlovských vrchů, list Hustopeče–Mikulov (Auspitz–Nikolsburg). Ve 20. až 30. letech se geologií Pavlovských vrchů soustavně zabýval K. JÜTTNER. V řadě svých prací (1922, 1929, 1938b, 1939 aj.) dospěl shodně s pracemi výše uvedených autorů a s pracemi PETRASHECKA (1920), SCHÖNA (1925/1926), GLAESSNERA (1931) a dalších k poznatkům, které jsou velmi blízké současnému znalostem o stratigrafii a stavbě Pavlovských vrchů. V roce 1940 vydal JÜTTNER podrob-

nou geologickou mapu Pavlovských vrchů 1 : 25 000 včetně vysvětlujícího textu a písemné dokumentace k mapě lokalit. V práci z r. 1942 věnoval pozornost sesuvným územím na svazích Pavlovských vrchů. Odlišný názor na stavbu a původ jurských bradel oproti Jüttnerovi zastával STEJSKAL (1931, 1933, 1934, 1935). Považoval je za tektonické trosky čejské série, kterou řadil do magurského příkrovu. Některé jeho výše uvedené práce a práce WOLDŘICHA a STEJSKALA (1934, 1937) pojednávají o sesuvných územích Pavlovských vrchů. Studium fauny a flóry mezozoických a kenozoických sedimentů se zabývala řada autorů. Výsledky jejich prací jsou uvedeny v příslušných kapitolách.

Geologický výzkum a mapování Pavlovských vrchů, které prováděl v 50. a 60. letech Český geologický ústav, jsou shrnuty ve vysvětlivkách (KALÁŠEK et al. 1963) a v mapě M-33-XXIX Brno (BUDAY et al. 1963). V letech 1961–1962 byly jurské, křídové a paleogenní sedimenty v Pavlovských vrších podrobně geologicky mapovány v měřítku 1 : 10 000 (MATĚJKA - STRÁNÍK 1961b). Litologicky, petrograficky a mikrobiostratigraficky byly vyhodnoceny strukturní a ložiskové vrty na Děvíně, Stolové hoře, Svatém kopečku a Janišově vrchu (STRÁNÍK et al. 1962) a četné inženýrskogeologické vrty pro vodní dílo Mušov-Nové Mlýny (MATĚJKA 1965). Hlavní výsledky těchto manuskriptů jsou zveřejněny v pracích autorů (MATĚJKA - STRÁNÍK 1961a; STRÁNÍK 1963; ELIÁŠ 1962, 1963, 1992; HANZLÍKOVÁ 1965).

V posledních dvou desetiletích bylo území Pavlovských vrchů nově podrobně geologicky mapováno pro edice map 1 : 25 000 a 1 : 50 000. Sedimenty ždánické a pouzdřanské jednotky mapoval Z. Stráník, vídeňské pánve a karpatské předhlubně P. Čtyroký a P. Pálenský. Sedimentologický výzkum mezozoických hornin provedl M. Eliáš. Studium fauny a flóry v sedimentech Pavlovských vrchů se zabývali E. Hanzlíková, P. Čtyroký, J. Čtyroká, H. Eliášová, V. Molčíková, Z. Řeháková, S. Čech, M. Bubík, L. Švábenická a B. Hamršmíd. Nové poznatky z těchto výzkumných prací jsou uvedeny v příslušných kapitolách.

Rozsáhlé archeologické výzkumy v Pavlovských vrších, započaté po druhé světové válce, iniciovaly i výzkum kvartéru a výzkumy geomorfologické. Studium spraší, fosilních půd, fluvialních a svahových sedimentů je předmětem prací mnoha autorů (KNOR et al. 1953; KLÍMA 1958, 1983, 1987; KLÍMA et al. 1962; BRČÁK 1970; KUKLA 1975; BALATKA et al. 1974; ZEMAN et al. 1980; HAVLÍČEK - KOVANDA 1985; HAVLÍČEK 1991, 1996; HAVLÍČEK et al. 1994; SMOLÍKOVÁ 1991a, 1991b; SVOBODA et al. 1991; ADAMOVIČ - HAVLÍČEK 1996; CÍLEK - ZANDER 1996; HRADLOVÁ 1996). Stratotyp spraší v bývalé cihelně v Dolních Věstonicích studovala řada zahraničních specialistů. Pylovou analýzou datovali spraše URBAN a KÜTTEL (1985), termoluminiscenčně ZÖLLER et al. (1994), racemizací aminokyselin OCHES (1994) a magnetostratografií OCHES a BANNERJEE (1995). Výzkumem krasu na Turoldu se zabývali BOSÁK et al. (1984).



1. Geologická mapa Pavlovských vrchů (bez kvartéru).

Neogén vídeňské pánve, karpatské předhlubně, pouzdřanské a ždánické jednotky (1–10): 1 – ?pont, 2 – pannon, 3 – sarmat, 4 – svrchní a střední baden (hrušecké vrstvy a sedlečské štěrky), 5 – spodní baden (těgl), 6 – bazální a okrajové štěrky spodního badenu, 7 – karpát (Laa souvrství), 8 – karpát–ottnang (pavlovické souvrství), 9 – ottnang–eggenburg (úvalské souvrství), 10 – eggenburg (šakvické slíny); pouzdřanská jednotka (11–12): 11 – křepické souvrství, 12 – boudečské slíny a pouzdřanské souvrství; ždánická jednotka (13–17): 13 – ždánicko-hustopečské souvrství (eger), 14 – menilitové souvrství (oligocén), 15 – němčické souvrství (spodní oligocén–střední eocén, v zóně Čejč-Zaječí i starší – eocén–maastricht), 16 – pálavské a klementske souvrství (campan–turon), 17 – ernstbrunnské vápence a klentnické souvrství (?hauteriv–?oxford), 18 – tektonické trosky magurského příkrovu (zlínské souvrství); obecné symboly: 19 – linie příkrovového přesunutí (ověřené, předpokládané), 20 – linie přesmyků (ověřené, předpokládané), 21 – zlomy (ověřené, předpokládané), 22 – vodní nádrže a rybníky, 23 – význačné vrty, 24 – linie geologického řezu.

K objasnění stavby autochtonního podkladu flyšových příkrovů v Pavlovských vrších přispěly hluboké vrty a seizmické profily, prováděné v rámci naftově geologického ocenění této oblasti (MOŘKOVSKÝ 1962; STRÁNÍK et al. 1968, 1979; THON - ADÁMEK 1974; ADÁMEK 1979, 1986; ŘEHÁNEK 1978, 1984; BIMKA 1984; JIŘÍČEK 1983). Komplexní naftově geologické zhodnocení území provedli ŠPIČKA (1976), CHMELÍK et al. (1981) a CHNYKIN et al. (1986).

### 3. GEOLOGICKÝ VÝVOJ V MEZOZOIKU A TERCIÉRU

Na horninové skladbě Pavlovských vrchů se podílejí sedimenty mezozoika a kenozoika. Mezozoické a terciérní sedimenty náležejí třem regionálně geologickým celkům Západních Karpat: příkrovům flyšového pásma, karpatské předhlubni a vídeňské pánvi (viz obr. 1). Flyšové příkrovy jsou tvořeny převážně sedimenty mezozoika a paleogénu, karpatská předhlubeň a vídeňská pánev sedimenty neogénu (obr. 2). Jsou to vesměs mořské uloženiny Tethydy, resp. Paratethydy, která se rozprostírala mezi eurasijskou a africko-indickou pevninou od Atlantiku až po Himálaj. Sedimenty karpatských příkrovů se uložily v pouzdřanském a ždánickém sedimentačním prostoru, které byly situovány daleko na JV od dnešního místa výskytu těchto sedimentů. Za horotvorných pohybů na hranici paleogén/neogén (sávská orogeneze) byla sedimentární výplň ždánického prostoru vyvrátněna. Spodnomiocenní moře proniklo z tethydni oblasti dále k SZ na platformní předpolí do nově založeného prostoru karpatské předhlubně. Ve vnitřní části předhlubně se uložily až 1000 m mocné sedimenty o stratigrafickém rozsahu eggenburg-karpat. Koncem spodního miocénu za štýrské orogeneze byly sedimenty pouzdřanského a ždánického prostoru silně vrátněny, zcela odloučeny od autochtonního podkladu a dalekosáhle sunuty v podobě střižných příkrovů směrem přes spodnomiocenní sedimenty vnitřní části karpatské předhlubně. Příkrovovými pohyby byl postižen i autochtonní podklad. Dokládají to tektonické útržky mezozoických hornin tzv. bradla, začleněná do stavby ždánického příkrovu. Linie čela příkrovů probíhá po z. úbočí Pavlovských vrchů od Dolních Věstonic přes Pernou a Bavory do z. okraje Mikulova. Postorogenní sedimenty spodního badenu předhlubně nebyly v Pavlovských vrších zjištěny. V denudačních reliktech jsou v Dunajovických vrších transgresivně uložené na spodním miocénu předhlubně.

Ve vídeňské pánvi, která zasahuje do oblasti Pavlovských vrchů svým z. okrajem, jsou rozlišovány dva sedimentační cykly: spodnomiocenní cyklus charakteru „piggy-back basin“ (SEIFERT 1996) a středomiocenní až svrchnomiocenní cyklus charakteru „pull-apart basin“ (ROYDEN 1985).

## 4. GEOLOGICKÉ JEDNOTKY MEZOZOIKA A TERCIÉRU

### 4.1. Ždánická jednotka

**Klentnické souvrství** (tithon–?oxford; 155 až 142 Ma BP) je nejstarší jednotkou v Pavlovských vrších. Charakterizují je šedé až černošedé vápnité jílovce a slíny se slabými vložkami klastických vápenců. Ve spodní části profilu je souvrství výlučně pelitické, ve vyšší části se objevují vápence, které převládají v nejsvrchnějších částech souvrství (MATĚJKA - STRÁNÍK 1961a). Mikrofaciálně jsou pelity tvořeny rhaxy a jehlicemi hub. Klastické karbonáty mají různé typy mikritových vápenců s krinoidy. Vápence jsou často silicifikovány a dolomitizovány (ELIÁŠ 1962, 1992). Fauna a flóra klentnického souvrství obsahuje četné ramenonožce rodu *Terebratula* a *Rhynchonella*, měkkýše rodu *Pecten*, *Lima*, hlavoňce rodu *Lytoceras*, *Opelia*, *Pseudovirgatites* a ježovky rodu *Apiocrinus*. Většina fosilií pochází z opuštěného lomu jv. od Horních Věstonic. Zkameněliny klentnického souvrství studovala řada autorů. Nejvýznamnější jsou práce MATZKY (1934), BACHMAYERA (1957) a ANDRUSOVA (1959). Amonity nově revidoval VAŠČEK (1971) a ZEISS (1977). Mikrofaunu z pelitů klentnického souvrství ze zářezu cesty v sedle Soutěsky studoval POKORNÝ (1959). HANZLÍKOVÁ (1965) stanovila ve vrtech Pálava-1 na Děvině a Pálava-3 na Stolové hoře čtyři regionální biostratigrafické zóny (z. haplofragmií, z. brotzení, z. nodosarií a z. ochuzených foraminifer) svrchního tithonu až ?oxfordu. Ve vápnitém nanoplanktonu v sedle Soutěsky převládá podle HAMRŠMÍDA (1991) rod *Ellipsogelosphaera*.

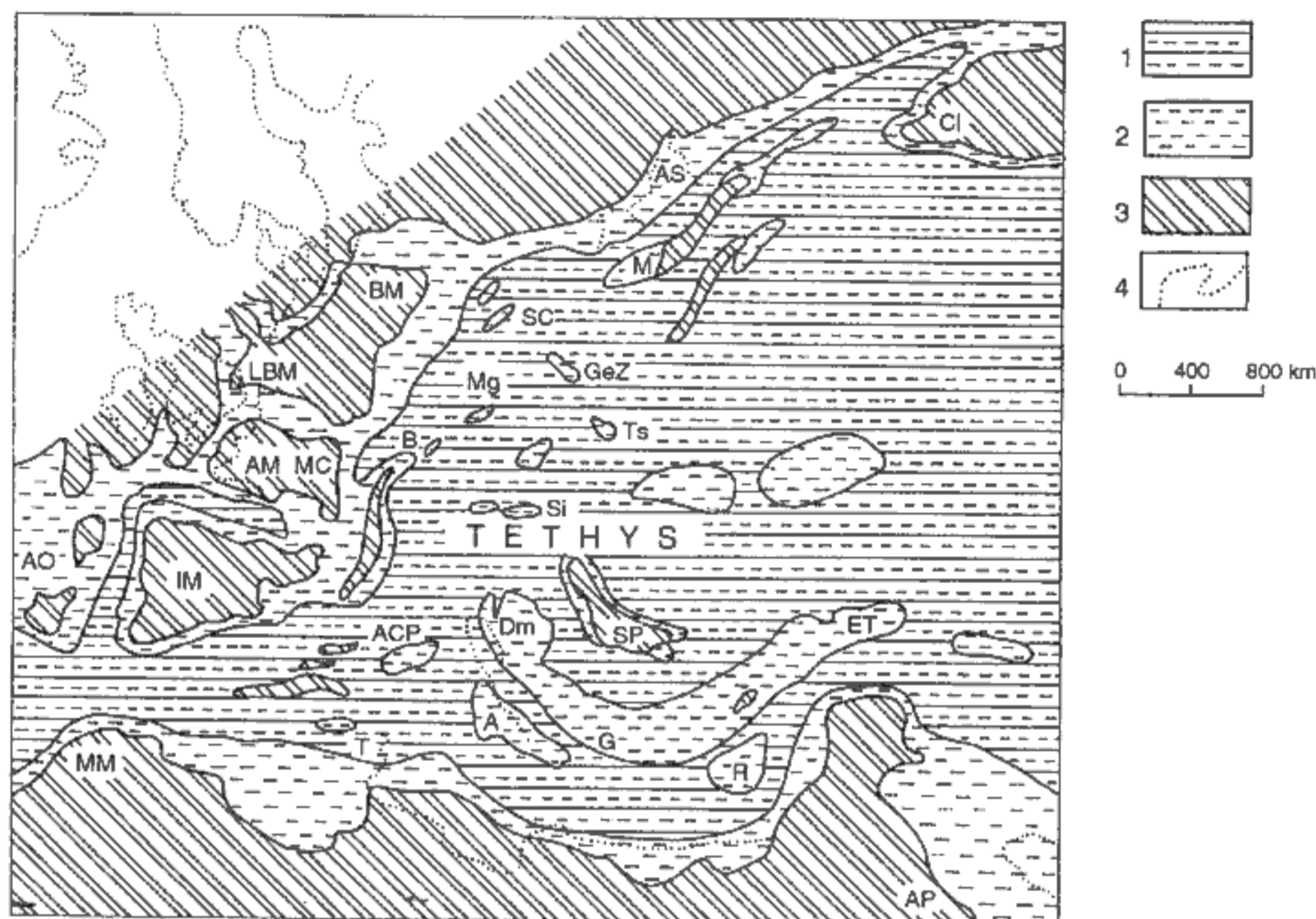
Klentnické souvrství se uložilo v batyálu několika set metrů hlubokého moře. Tmavá barva a relativně vysoký obsah organické hmoty svědčí o anoxickém, špatně větraném sedimentačním prostředí. Souvrství, jmenovitě jeho spodní část, představuje pánevní sedimenty ždánického sedimentačního prostoru, který ležel jv. od pavlovské karbonátové plošiny (ELIÁŠ 1992). Neúplnou mocnost klentnického souvrství (naspodu tektonicky redukováného) odhadujeme na 200 m. Podloží souvrství není známo.

**Ernstbrunnské vápence** (?hauteriv–tithon) se pozvolna vyvíjejí z podložního klentnického souvrství. Charakterizují je světle hnědavě šedé až bělavě šedé biodetritické vápence. Ve spodních polohách převládají brekciovité vápence a vápencové brekcie. Vápencové klasty zpravidla decimetrové velikosti vzácně dosahují místy rozměrů bloků až několik metrů velkých. Mezerní hmotu brekcií tvoří zelenošedé a tmavošedé vápnité jílovce až jílovité vápence. Ve svrchní části ernstbrunnských vápenců dominují tlustě lavicovité jemnozrné mikritové vápence, proměnlivě dolomitizované.

Fosilie ernstbrunnských vápenců jsou špatně zachovalé a stratigraficky málo průkazné. Makrofaunu studovali zejména MATZKA (1934), BACHMAYER (1957),

| Ma<br>BP | SKUPINA | ODDĚLENÍ | STUPEŇ    |            | AUTOCHTON                |                   | VNĚJŠÍ (MENILITO-KROSNĚNSKÁ) SKUPINA PŘÍKROVŮ |                   | VÍDEŇSKÁ PÁNEV            |     |
|----------|---------|----------|-----------|------------|--------------------------|-------------------|---|-------------------|---------------------------|-----|
|          |         |          | obecný    | regionální | karpatská předhlubeň     |                   | pouzdránská jednotka                          | ždánická jednotka | pískový blok              |     |
| 7,0      |         |          | messin    | ? pont     |                          |                   |   |                   | pískový blok              |     |
| 11,5     |         |          | lorion    | pannon     |                          |                   |   |                   | pískový blok              | 25  |
| 13,5     |         |          | sarraval  | sarmat     |                          |                   |   |                   | ilja a organ. váp.        | 50  |
| 15,5     |         |          | langh     | baden      |                          |                   |   |                   | hrůškové vrstvy           | 455 |
| 17,5     |         |          | burdigal  | karpal     | lanzenendorfská série    | stýrská orogeneze |   |                   | stýrsky-lanžhotské vrstvy |     |
| 19,0     |         |          |           | ottnang    | Laa souvrství            |                   |   |                   | ?                         |     |
| 22,5     |         |          | eggenburg |            | rzhakové vrstvy          |                   |   |                   | úvalské souvrství         |     |
| 23,0     |         |          |           |            | peřická sekvence         |                   |   |                   |                           |     |
| 31,5     |         |          | akvitan   |            | bazální sekvence         |                   |   |                   |                           |     |
| 33,0     |         |          | chat      | eger       | a glaukonitické pískovce | transgrese        |   |                   |                           |     |
| 36,0     |         |          | rupel     | kiscal     |                          |                   |   |                   |                           |     |
| 56,0     |         |          |           |            | výzdvih a eroze          |                   |   |                   |                           |     |
| 65,0     |         |          |           |            |                          |                   |   |                   |                           |     |
| 95,0     |         |          |           |            |                          |                   |   |                   |                           |     |
| 105,0    |         |          |           |            |                          |                   |   |                   |                           |     |

2. Litostratigrafie a tektonostratigrafie vnější (menilito-krosněnské) skupiny příkrovů na jižní Moravě jižně od vranovického příkopu.



3. Paleogeografické rozšíření tethydního moře koncem jury (svrchní tithon, před 138–135 mil. let) (podle FOURCADA et al. 1995). Tethydní moře se rozprostíralo mezi pevninami Laurasií (Severní Amerika, Evropa, Asie) a západní Gondwanou (Jižní Amerika, Afrika, Arábie) se středozemním prahem (iberský poloostrov, Krym) uprostřed. Klima bylo teplé (tropické), na pevnině aridní až semiaridní. Sedimentace probíhala v hlubokém moři (batyál–abysál) charakterizovaném radiolarity, alodapickými vápenci aj. V mělkém moři (litorálu, neritiku) se uložily mělkovodní vápence s rify na karbonátových plošinách.

1 – pevnina, 2 – okrajová a vnitřní mělká (epikontinentální) moře, 3 – hluboké moře, 4 – obrysy dnešní souše; A – Apulie, ACP – apenninská karbonátová plošina, AM – armorický masiv, AO – Atlantský oceán, AP – Arabský poloostrov, AS – Aralské jezero, B – Briançonský hřbet, BM – Český masiv (Bohemian Massif), CI – Centrální Írán, Dm – Dalmácie, ET – Východní Taurus (East Taurus), G – Gavrovo, GeZ – gétycká zóna, IM – iberský masiv, LBM – londýnsko-brabantský masiv, M – Moesie, MC – Massif Central, Mg – Magura, MM – marocká meseta, R – Rhodos, SC – slezský hřbet (kordiléra), Si – silicikum, SP – Serbo-Pelagonian, T – Tunisko, Ts – Tisia.

ANDRUSOV (1959) a ZEISS (1977). Uvádějí z nich rameonozce, hojně ve svrchní části spodní etáže lomu na Turoldu, gastropody rodu *Natica*, *Nerinea*, mlže rodu *Diceras*, *Isoarca* a středo- až svrchnotithonské amonity s význačným druhem pro střední tithon *Subplanites contiguous*. Korálovou faunu zastupují podle ELIÁŠOVÉ (1984) rody *Stylosmilia*, *Thecosmylia*, *Actinarea*. Pocházejí z mělkovodní pavlovské karbonátové plošiny, na které se vyskytovaly drobné korálové útesy. Jejich rozrušováním byla korálová fauna spolu s karbonátovým detritem snášena do ždánického prostoru (ELIÁŠ 1981). Typickým mikrofaciálním prvkem ernstbrunnských vápenců jsou řasy rodu *Girvanella*, *Solenopora* aj. Relativně vzácně se vyskytují foraminifery. Stratigraficky cenné jsou mikroorganismy incertae sedis. ELIÁŠ a ELIÁŠOVÁ (1984) usuzují podle nálezu druhů *Cadosina semiradiata olzae* a *Colomosphaera heliosphaera*, že sedimentace ernstbrunnských vápenců probíhala až do spodní křídly (hauterivu). Celková mocnost ernstbrunnských vápenců je 120 m.

Klentnické souvrství a ernstbrunnské vápence jsou

progradující sekvencí, vyznačující se růstem mocnosti a hrubnutím vrstev do nadloží. Karbonátový detrit těchto souvrství se ukládal z gravitačních toků při v. okraji pavlovské karbonátové plošiny, která na Z lemovala ždánický sedimentační prostor (ELIÁŠ 1968, 1992). Vznik rifů na karbonátových plošinách v Tethydě souvisel s globálním poklesem mořské hladiny ve svrchním tithonu. Klima bylo teplé (tropické), na pevnině semiaridní až aridní. Tethydní moře se rozkládalo mezi Laurasií a Gondwanou (obr. 3).

**Klementske souvrství** (střední coniac–svrchní turon; 90 až 87 Ma BP) je výsledkem globální mořské transgrese, jejíž počátek spadá do cenomanu. Název zavedl GLAESSNER (1931) podle obce Klement v zóně Waschbergu v Dolním Rakousku. Na základě inoceramové fauny je zařadil do svrchního turonu. Vztah k nadložním mukronátovým vrstvám (dnešní pálavské souvrství) vykládal stratigrafickým hiátem ve spodním senonu. Tento názor se tradoval až do 90. let. Nové údaje o litologickém vývoji a stratigrafii svrchnokřídových sedimentů přinesl vrt Pavlov-5, situovaný na v. svahu bradla Dě-

vín. Vrt prokázal plynulý vrstevní sled mezi klementským a pálavským souvrstvím a nepotvrdil hiát ve spodním senonu (STRÁNÍK et al. 1996).

V Pavlovských vrších je klementske souvrství známo z bradel Děvína, Turoldu, Svatého kopečku a Šibeničnicku, kde spočívá transgresivně na ernstbrunnských vápencích. Jeho maximální mocnost, zjištěná v horní šupině bradla Děvín vrtem Pavlov-5, je 32 m. Na ostatních lokalitách se klementske souvrství vlivem denudace zachovalo v menších mocnostech. Na Turoldu a Děvíně souvrství transgreduje na zkorodovaný a limonitizovaný nerovný povrch ernstbrunnských vápenců karbonátovou sekvencí až 5 m mocnou. Tvoří ji žlutavě šedé a světle šedé biomikritové vápence s příměsí jílu a glaukonitu (ELIÁŠ 1963). Vápence uzavírají šmouhy zelenavě šedého a šedého vápnatého jílovce. Na fosilie je sekvence chudá. Na Svatém kopečku je vyvinut na povrchu ernstbrunnských vápenců hardground s hojnými stopami po činnosti organismů. Karbonátová sekvence tam prakticky chybí, zastupuje ji slabá poloha zeleného jílu s vrstvičkou glaukonitického písku.

Nadložní psamiticko-pelitickou sekvenci klementskeho souvrství charakterizují světle šedé, jemně až středně zrnité vápnaté pískovce s příměsí jílu a glaukonitu. Jsou prokládány vložkami šedých písčitých vápnatých jílovců. Ve spodní části sekvence jsou časté hlízy, místy šňůrovitě uspořádané, silicifikovaných a dolomitizovaných vápenců a drobné konkrece prachovitěho pyritu. Sedimenty jsou silně postiženy bioturbací. GLAESSNER (1931) uvádí z psamiticko-pelitické sekvence bradla Děvín inoceramovou faunu s druhy *Inoceramus latus* a *I. inconstans rotundatus* a z Turoldu *I. annulatus*, kterou zařadil do svrchního turonu (GLAESSNER 1937). Z Děvína nově určil S. Čech (in STRÁNÍK et al. 1996) druhy nejvyššího svrchního turonu *Mytilloides carpaticus*, *M. labiatoiformis* a *Inoceramus cf. costellatus*. Ve vyšší části souvrství na Turoldu byly nalezeny druhy *Cremonoceramus brogniarti* a *C. waltersdorfensis* z hranice turon/coniac. Z nejvyšších poloh souvrství ve vrtu Pavlov-5 pochází indexový druh zóny středního coniacu *Cremonoceramus crassus*.

Psamiticko-pelitická sekvence se vyznačuje oproti karbonátové sekvenci kvantitativním i kvalitativním obohacením mikrofosilií. Mikrofaunu sekvence studovali POKORNÝ (1959), BENEŠOVÁ (in MATĚJKA - STRÁNÍK 1961a) a HANZLÍKOVÁ (1960). Na základě foraminifer ji zařadili ke svrchnímu turonu. HANZLÍKOVÁ (in BUDAY et al. 1967) dokládá i přítomnost coniacu. Foraminiferový plankton svrchního turonu až spodního coniacu určil z této sekvence BUBÍK (in STRÁNÍK et al. 1996). Ze stratigraficky významných druhů uvádí *Archaeoglobigerina cretacea*, *Marginotruncana marginata* a *Dicarinella primitiva*, které jsou doprovázeny vysoce diverzifikovaným foraminiferovým bentosem. Nanofosilie psamiticko-pelitické sekvence studovala ŠVÁBENICKÁ (in HAMRŠMÍD ed. 1991), ŠVÁBENICKÁ (1992) a ŠVÁBENICKÁ (in STRÁNÍK et al. 1996). Charakterizují je druhy *Eiffe-*

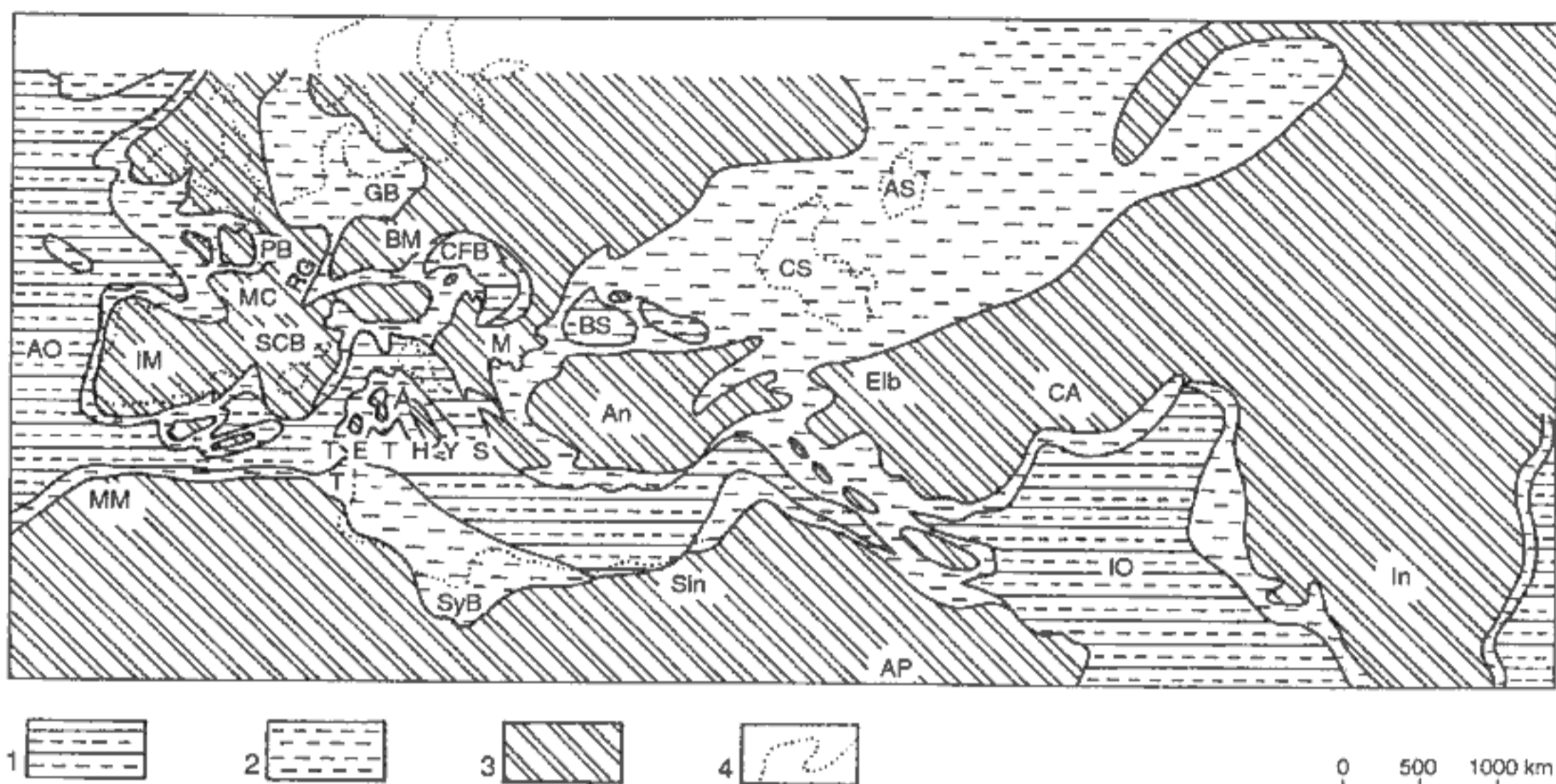
*lithus eximius*, *Marthasterites furcatus*, *Kamptnerius magnificus* aj. se stratigrafickým rozsahem od nejvyššího turonu až po coniac.

Klementske souvrství se uložilo v oblasti pevninského šelfu až svahu v málo prokysličeném prostředí moře, které se během sedimentace postupně prohlubovalo. Litofaciálně mu odpovídá spodní část písčito-glaukonitové série v autochtonu (ŘEHÁNEK 1978). Inoceramová fauna souvrství vykazuje příbuznost s březenským souvrstvím české křídly. Ve společenstvech mikrofosilií jsou přítomny jak druhy typické pro boreální, tak tehydní bioprovincii.

**Pálavské souvrství** (svrchní campan–vyšší coniac; 87 až 73 Ma BP), dřívě označované jako mukronátové vrstvy (ABEL 1899), se vyvíjí z podložního klementskeho souvrství. Litologicky je charakterizováno šedými vápnatými jílovcí, zelenavě šedě zvětrávajícími, s proměnlivou písčitou příměsí. Slabé vložky pískovců o mocnosti do několika málo centimetrů jsou vzácné. Rovněž projevy bioturbace jsou oproti klementske souvrství méně časté. Jílovce obsahují bohatou mikrofaunu, kterou GRILL (in JÜTTNER 1942), POKORNÝ (1958), SLAVÍKOVÁ (in MATĚJKA - STRÁNÍK 1961b), HANZLÍKOVÁ (in BUDAY et al. 1967) a JURÁŠOVÁ (in ČTYROKÝ et al. 1990) zařadili do svrchního senonu (maastricht–campan). Nově pak zhodnotil foraminiferovou mikrofaunu BUBÍK (in STRÁNÍK et al. 1996) a zařadil ji do campanu až coniacu. Nejvyšší coniac dokládají druhy *Stensioeina exculpta* a *S. gracilis*. Hranici coniac/santon určuje první výskyt druhu *Gavelinella stelligera*. Nástup globotruncanového planktonu s druhy *Globotruncana linneiana*, *G. arca* a *G. bulloides* prokazuje vysoký santon. Na hranici santon/campan vymírá druh *Marginotruncana pseudolinneiana*. Druhy *Contusotruncana plummerae*, *C. patelliformis* a *Globotruncana rosetta* náleží zóně *Globotruncana ventricosa* nejvyššího spodního až svrchního campanu. Nejvyšší spodní campan dokládá bentózní druh *Gavelinella montelerensis*.

Ve vápnatém nanoplanktonu zjistila ŠVÁBENICKÁ (1992, in STRÁNÍK et al. 1996) ve spodní části souvrství první výskyt *Micula decusata*, která spolu se zánikem acme druhu *Marthasterites furcatus* definuje nejvyšší coniac, resp. hranici coniac/santon. Santon dokládá sukcese druhů *Rheinhardtites anthroporus* a *Lucianorhabdus ex gr. cayeuxii*. Pro hranici santonu a campanu jsou významné druhy *Orastrum campanensis* a *Aspidolithus parvus*. Spodní campan charakterizuje druh *A. parvus constrictus*. Ve svrchní části pálavského souvrství nastupují druhy *Monomarginatus quaternarius* a *Arkhangelskiella cymbiformis*, které odpovídají nejvyššímu spodnímu campanu. Nejmladšími dosud zjištěnými druhy na typové lokalitě souvrství jsou *Ceratholithoides aculeus* a *Quadrum sissinghii*, které náležejí nižšímu svrchnímu campanu.

Typovou lokalitou pálavského souvrství je spodní úsek turistické cesty vedoucí ze soutěsky na Děvín.



4. Paleogeografické rozšíření tethydního moře v oligocénu (svrchní rupel) před 30–28 mil. let (podle LORENZE et al. 1993). Tethydní moře se rozprostíralo mezi africkou a euroasijskou pevninou. V důsledku kolize kontinentálního typu došlo k výraznému snížení mořské hladiny. Hlubokomořská sedimentace byla značně plošně omezena na prostor dnešního Středomořího moře spojeného průlivy s Atlantským a Indickým oceánem. Převládala terigenní sedimentace (flyšového a molasového typu) vyvolaná zvýšeným přínosem siliciklastického materiálu z vyzdvižených kontinentů. Podnebí je charakterizováno silným ochlazením.

1 – souše, 2 – okrajová a vnitřní mělká (epikontinentální) moře, 3 – hluboká (batyál–abysál) moře, 4 – obrysy dnešní pevniny; A – Apulia, An – Anatolie, AO – Atlantský oceán, AP – Arabský poloostrov, AS – Aralské jezero (Aral Sea), BM – Český masiv (Bohemian Massif), BS – Černé moře (Black Sea), CA – centrální Afganistan, CFB – karpatské flyšové pánve (Carpathian Flysch Basins), CS – Kaspické jezero (Caspian Sea), Elb – Elbrus, GB – německá pánev (German Basin), IM – Iberská meseta, In – Indie, IO – Indický oceán, M – Moesie, MC – Massif Central, MM – marocká meseta, PB – pařížská pánev (Paris Basin), RG – rýnský prolom (Rhine Graben), SCB – sardinsko-korsický blok, Sin – Sinaia, SyB – syrská pánev, T – Tunisko.

Souvrství je rozšířeno po v. svazích bradel Pavlovských vrchů od Pavlova až do Mikulova. V Mikulově bylo zastiženo příležitostnými odkryvy. Mocnost pálavského souvrství v Pavlovských vrších přesahuje 90 m. S nadložním němčickým souvrstvím se stýká tektonicky. Pálavské souvrství lze faciálně i stratigraficky srovnávat se svrchní jílovcovou částí písčito-glaukonitové série v autochtonní svrchní křídě. V příkrovech flyšového pásma jsou mu ekvivalentní jílovcové sekvence frýdeckého souvrství podslezské jednotky.

Sedimenty pálavského souvrství se uložily ve vnější části ždánického sedimentačního prostoru v oblasti šelfu a pevninského svahu. Prostředí bylo mírně anoxické. V průběhu jeho sedimentace došlo v campanu k maximálnímu prohloubení ždánického prostoru, které však nedosahovalo hloubky batyálu. Přítomnost nanofosilií nízkých zeměpisných šířek naznačuje dokonalou komunikaci sedimentačních prostorů tethydní oblasti.

**Němčické souvrství** je zastoupeno v Pavlovských vrších jen svými mladšími (spodní oligocén–střední eocén; 50 až 35 Ma BP) členy. Starší členy (spodní eocén až mastricht) chybějí. Jejich nepřítomnost, která je častým jevem v čele ždánického příkrovu s. od řeky Dyje, je nejspíše výsledkem tektonické redukce na bázi příkrovu (robotage basal). Souvrství se vyznačuje naprostou převa-

hou pelitů. Vápnité a nevápnité jílovce zelené, šedé, hnědé a červené barvy se střídají ve šmouhách a slabých polohách, nebo jsou vzájemně mramorovaně skvrnité. Vzácné jsou slabé vložky jemně až středně zrnitých písčivců. Zcela ojediněle byla pozorována čočkovitá tělesa slepenců. Místy se vyskytují konkrece a čočkovité vložky rezavě a černošedě zvětralých FeMn pelokarbonátů.

Pelity němčického souvrství mají relativně bohatou mikrofaunu. SLAVÍKOVÁ (1960), HANZLÍKOVÁ (in STRÁNÍK et al. 1962) a nově JURÁŠOVÁ (in ČTYROKÝ et al. 1990) a HANZLÍKOVÁ (in HAVLÍČEK et al. 1992a) z nich uvádějí globigerino-globorotaliový plankton s druhy *Porticulosphaera (Globigerinapsis) mexicana*, *Globigerinapsis index*, *Globigerinita unicava unicava*, *Globorotalia aequa*. Doprovázejí je aglutinové druhy s *Cyclammmina amplexans*. Uvedená společenstva zařazují do středního až svrchního eocénu.

V nejvyšší části němčického souvrství jsou vyvinuty šešorské slíny (VIALOV 1951), dříve označované jako globigerinové slíny. Jsou to hnědavě šedé a béžové, silně vápnité jílovce až slíny s podřadnými vložkami milimetrové až centimetrové mocnosti zelenošedých vápnitých jílovců a tmavě šedých nevápnitých jílovců. Obsahují bohatý foraminiferový plankton z okruhu biostratigrafických zón *Globigerina tapuriensis* a



*G. praesaepis*, který náleží nejvyššímu svrchnímu eocénu až spodnímu oligocénu. Celková mocnost šešorských slínů nepřesahuje 30 m.

Němčické souvrství je tvořeno sedimenty širého moře, uloženými v hloubkách pod 300 m. Nepatrný přínos psamitického materiálu svědčí o omezené činnosti proudů. Poloha zelenošedých jílovců v nejvyšším eocénu, charakterizovaná hlubokovodními aglutinovanými foraminiferami, ukazuje na anoxickou sedimentaci v afortické zóně batyálu. Šešorské slíny s mohutným rozvojem teplomilného foraminiferového planktonu jsou sedimenty vysoce temperovaného otevřeného moře, odpovídajícího mořím dnešních subtropů až tropů. Mocnost němčického souvrství je okolo 300 m.

**Menilitové souvrství** (oligocén; 35 až 28 Ma BP) je charakteristickou litostratigrafickou jednotkou pro vnější (menilito-krosněnskou) skupinu flyšového pásma Karpat. Považujeme je za významný event v sedimentaci, vyvolaný globálními klimatickými a orogenními změnami, které se udály na severní polokouli přibližně před 35 Ma. V důsledku silného ochlazení a šikmé kolize mezi africkým a eurasijským kontinentem došlo k výraznému snížení mořské hladiny a k zásadním změnám v konfiguraci pevnin a moří. Spojení Tethydy s Atlantickým a Indickým oceánem bylo omezené. Hlubokomořská sedimentace byla vázána na úzké příkopy. V oblastech mělkého moře převládala terigenní sedimentace se zvýšeným přínosem siliciklastického materiálu z vydvížených kontinentů (obr. 4).

Menilitové souvrství je litologicky velmi pestré. V jeho vrstevním sledu jsou od podloží do nadloží rozlišovány podrohovcové a rohovcové vrstvy, dynowské slínovce a šitbořické vrstvy (STRÁNÍK 1981).

Podrohovcové vrstvy se pozvolna vyvíjejí ze šešorských slínů. Pevládají v nich světle hnědé vrstevnaté vápnité jílovce s rybí faunou. Do nadloží přecházejí max. 50 cm mocnou polohou hnědých nevápnitých, slabě silicifikovaných jílovců v rohovcové vrstvy.

Rohovcové vrstvy se vyznačují smolně černými, hnědě a bělavě zvětrávajícími laminovanými silicity. Jejich proužky a vložky o mocnosti několika centimetrů až decimetrů oddělují slabé vložky prokřemenělých tmavých jílovců a břidlic. S výjimkou rybí fauny jsou rohovcové vrstvy prakticky bezfosilní.

Dynowské slínovce v jejich nadloží jsou světle hnědé vrstevnaté slínovce až vápence se šupinami a kosterními zbytky ryb. Mají chudou mikrofaunu intervalové subzóny *Subbotina angiporoides* spodního oligocénu (HANZLÍKOVÁ in HAVLÍČEK et al. 1992a). Spodnooligocenní stáří dokládá i vápnitý nanoplankton s hojným druhem *Reticulofenestra ornata*, který je kladen do zóny NP 23, tj. do spodního rupelu (KRHOVSKÝ in STRÁNÍK et al. 1991).

V šitbořických vrstvách převažují hnědé a zelenošedé nevápnité jílovce, které se vzájemně střídají a zastupují ve vložkách a šmouhách. Uzavírají laminy světle šedého, často limonitizovaného písku. Naspodu vrstev jsou

místy vyvinuta skluzová tělesa se závalky a bloky podložních vrstev. V horní části šitbořických vrstev jsou vyvinuty vložky okrových vápnitých sideritů. Hojně jsou přítomny sádrovce a žluté a rezavé výkvěty síranů (zejména jarosit). V mikrofauně šitbořických vrstev dominuje nepříliš bohatý globigerino-globorotaliový plankton s druhy *Globigerina ampliapertura*, *G. angiporoides* a *Globorotalia suteri* vysokého spodního oligocénu. Svrchnímu oligocénu náležejí podle HANZLÍKOVÉ (in ČTYROKÝ et al. 1990 a in HAVLÍČEK et al. 1992) indexový druh *Globorotalia opima opima* z vyšší části vrstev.

V menilitovém souvrství převažují pelagické a hemipelagické mořské sedimenty uložené v hloubkách batyálu na úpatí kontinentálního svahu. Mořské prostředí bylo anoxické, blízké hlubokovodní sedimentaci Černého moře. Silicity a slínovce se ukládaly při nízké činnosti proudů a nepatrném přínosu klastického materiálu. Spojení s otevřeným mořem bylo omezené. Skluzová tělesa s klasy na bázi šitbořických vrstev jsou výsledkem submarinní eroze, vyvolané zvýšenou dynamikou pánve (STRÁNÍK 1981). KRHOVSKÝ a DJURASINOVIC (1993) a KRHOVSKÝ (1996) nazvali tento jev bazální šitbořickou událostí. Spojují ho s eustatickým poklesem mořské hladiny a připisují mu v rámci Tethydy (Karpaty, Kavkaz) regionální význam. Celková mocnost menilitového souvrství nepřesahuje na jižní Moravě 100 m.

**Ždánicko-hustopečské souvrství** (eger; 27 až 21 Ma BP) je nejmladším členem ždánické jednotky. Vyznačuje se střídáním psamitů a pelitů. Na základě jejich vzájemného poměru jsou v něm vydělovány litofacie psamitická, psamiticko-pelitická a pelitická.

Psamitickou litofacií charakterizují pískovce a prachovce, které jsou světle šedé a šedé, žlutavě šedě zvětrávající, vápnité, světle slídnaté, slabě zpevnělé, často gradačně zvrstvené. Ve spodních částech silnějších lavic jsou pískovce masivní, ve vyšších částech rovněž i proudově čeřinově nebo konvolutně laminované. Jejich lavice dosahují mocnosti až několik málo metrů. PAUL (1890) použil pro tuto litofaci název ždánický pískovec (Steinitzer Sandstein). Vápnité jílovce, pokud vůbec jsou přítomny, obsahují vysokou prachovou příměs a tvoří proužky a slabé vložky. Místy jsou v pískovcích šmouhy a nepravidelná tělesa slepenců. Význačnou lokalitou této litofacie je opuštěný lom při sv. okraji Milovic.

V pelitické litofaci dominují šedé, žlutavě, zelenavě a šedě zvětrávající vápnité, prizmaticky dělitelné jílovce. Pískovce a prachovce tvoří laminy a slabé vložky a jsou přítomny v podřízeném množství. Ve svrchní části souvrství jsou vyvinuty světle šedé, nezřetelně vrstevnaté vápnité jílovce až slíny, které RZEHAČ (1881) nazval hustopečskými slíny (Auspitzer Mergel). Hojně jsou v čele ždánického příkrovu při z. okraji Mikulova.

Psamiticko-pelitická (flyšová) litofacie je tvořena rytmickým střídáním pískovců ždánického typu a vápnitých jílovců.

Jednotlivé litofacie se v profilu ždánicko-hustopeč-

ského souvrství rychle střídají a laterálně zastupují. Psamitická litofacie je silně rozšířena ve spodní části souvrství.

Ždánicko-hustopečské souvrství je poměrně chudé na fosilie. Ve vápnatých jílovcích, jmenovitě ve slínech hustopečského typu, určila JURÁŠOVÁ (in ČTYROKÝ et al. 1990; HAVLÍČEK et al. 1992a) společenstva drobných globigerin a stratigraficky málo průkazný bentos (*cibicidi*, *ammonie*, *boliviny* aj.). Významné planktonní druhy jsou *Globigerina praebulloides*, *G. ampliapertura*, *G. officinalis* aj. Vápňitý nanoplankton charakterizuje druh *Coccolithus unipelagicus* z hranice oligocénu a miocénu. Doprovázejí ho ojedinělé výskyty druhů *Discoaster* cf. *druggi*, *Helicosphaera ampliapertura* a *Reticulofenestra excavata*, které odpovídají spodnomiocenní zóně NN-2.

Ždánicko-hustopečské souvrství se uložilo v hloubkách neritika. Bentózní složka mikrofauny ukazuje na mírně anoxické mořské prostředí se sníženou salinitou. Rytmičké střídání, často flyšového charakteru, faciální proměnlivost a velká mocnost souvrství (1250 m), uloženého v relativně krátké době, svědčí o rychlé sedimentaci, silné činnosti proudů a intenzivní subsidenci dna pánve. Tyto jevy jsou odrazem helvetské orogeneze ve svrchním oligocénu, za které došlo k významným změnám na s. okraji Tethydy. Převážně pelagická a hemipelagická sedimentace menilitového souvrství byla vystřídána sedimentací turbiditů ždánicko-hustopečského souvrství. Změnu v horninové skladbě zdrojových oblastí dokládá monominerální granátové složení těžkých minerálů oproti polyminerálnímu (zirkon-granát-staurolit) složení v němčickém a menilitovém souvrství. Přítomnost hornin magurského flyše ve valounovém materiálu slepenců ždánicko-hustopečského souvrství ukazuje, že sedimentární výplň magurského prostoru na jihovýchodní Moravě byla za helvetské orogeneze vyvrátněna a v podobě embryonálního příkrovu přesunuta do sousedství ždánického sedimentačního prostoru (viz obr. 9a). Pro tento názor svědčí i přínos klastického materiálu od JV, doložený studiem sedimentárních struktur a prostorovým rozložením litofacií ve ždánicko-hustopečském souvrství. Klastický materiál přinášený z orogenního pásma zaplňoval ve svrchním oligocénu ždánický prostor nejspíše formou podmořského kužele, který postupoval k jeho vnějšímu okraji (STRÁNÍK 1983).

## 4.2. Pouzdřanská jednotka

Při s. okraji Tethydy, na vnější straně ždánického prostoru, tj. blíže k platformnímu předpolí, se ve svrchním eocénu až spodním miocénu ukládaly sedimenty pouzdřanské jednotky. V Pavlovských vrších vystupují v nesusvislých tektonických šupinách před čelem ždánického příkrovu mezi Dolními a Horními Věstonicemi a sv. od Perné. Jsou členěny na pouzdřanské souvrství, boudecké slíny a křepické souvrství. Pod ždánickým příkro-

vem byly sedimenty pouzdřanské jednotky zastiženy hlubokým vrtem Strachotín-2 (ADÁMEK 1986).

**Pouzdřanské souvrství** (oligocén–nejvyšší eocén; 37 až 24 Ma BP) má ve spodní části hnědé silně vápnité jílovce a slíny s proměnlivou příměsí prachu, která je uspořádána do čočkovitých lamin. Pro tuto vápňitou sekvenci se užívá název pouzdřanské slíny (Pausramer Mergel), zavedený RZEHAEM (1895). Ve svrchní části souvrství převládají hnědé nevápňité jílovce s hojným sádrovcem a se žlutými a rezavými síranovými výkvěty. KRHOVSKÝ (1981) je označil jako uherčické jíly.

Sedimenty pouzdřanského souvrství se uložily v nepřliš hlubokém moři (mělčí batyál) s periodicky sníženou salinitou a omezeným spojením s širým mořem. Tmavá barva souvrství, relativně vysoký obsah organické hmoty a hojný sádrovec, který společně se síranovými výkvěty vznikl rozkladem pyritu v zóně zvětrávání, ukazují na sedimentaci v anoxickém mořském prostředí se slabou činností proudů.

**Boudecké slíny** (eggenburg–svrchní eger; 24 až 19 Ma BP) charakterizují světle šedé, bělavě a okrově zvětrávající, nezřetelně vrstevnaté slíny s konkrecionálními vložkami vápňitých dolomitů. Obsahují bohatou mikrofaunu a nanofosilie, jejichž biostratigrafické zpracování na lokalitách v Pavlovských vrších není dosud ukončeno. Boudecké slíny jsou pelagity, které se uložily nad CCD v zóně batyálu. Sedimentace byla relativně pomalá, 1 mm za 50 let (STRÁNÍK et al. 1981). Stejnou rychlost sedimentace udává LISITZIN (1972) pro radiolario-foraminiferové kaly podmořských hřbetů v oblasti Atlantiku.

**Křepické souvrství** je v Pavlovských vrších nejmladším vrstevním členem pouzdřanské jednotky. Jsou to zelenošedé a hnědošedé nevápňité jílovce s příměsí prachu a limonitizovanými vložkami prachovců. Nově byly zjištěny ve výkopech pro telekomunikční kabely mezi Pernou a Klentnicemi. Podobný litologický charakter mají sedimenty ve svrchní části vrtu Perná-1 (ČTYROKÁ et al. 1986).

## 4.3. Předterciární autochton

Podklad flyšových příkrovů a karpatské předhlubně v Pavlovských vrších je tvořen krystalinickým fundamentem a sedimenty jury a křídly. Horniny těchto útvarů tam nikde nevystupují na povrch. Prokázány byly řadou hlubokých vrtů hlavně Moravských naftových dolů Hodonín. Krystaliniku náležejí různé typy proterozoických granitoidů (amfibolicko-biotitický granit, křemitý granodiorit aj.) brunovistulika (DUDEK 1980). Jurské sedimenty transgresivně uložené na krystaliniku mají v Pavlovských vrších peliticko-karbonátový (pánevní) vývoj. Směrem k SZ v okolí Mušova (vrt Mušov-1) vývoj laterálně přechází do karbonátového vývoje tethydního šelfu. Na našem území je nejstarším sedimentem peliticko-karbonátového vývoje grestenské souvrství doggeru,

zastižené vrtem Strachotín-2. V Dolním Rakousku na vrtu Porrau-2 jsou v grestenském souvrství liasového stáří proudy melafyrových vulkanitů. Na grestenském souvrství doggeru spočívají klastické nikolčické vrstvy a nadložní vranovické vápence a dolomity. Nikolčickými vrstvami začíná v malmu nový sedimentační cyklus. Severozápadně od Pavlovských vrchů jimi nasedá karbonátový vývoj jury přímo na krystalinikum. Tento trend ukazuje na postupnou transgresi jurského moře z Karpat směrem k SZ na platformní předpolí. V nadloží nikolčických vrstev a vranovických vápenců a dolomitů jsou vyvinuty v peliticko-karbonátovém vývoji mikulovské slínovce, kurdějovské a kobylské vápence. Mikulovské slínovce (tithon–oxford) lze litologicky i stratigraficky srovnávat s klenčíckým souvrstvím, kobylské a částečně i kurdějovské vápence s ernstbrunnskými vápenci Pavlovských vrchů. Mikulovské slínovce se uložily v dílčí pánvi na SZ od ždánického sedimentačního prostoru mezi brněnskou a pavlovskou karbonátovou plošinou (ELIÁŠ 1992). Svrchnojurské vápence brněnské karbonátové plošiny vystupují na povrch v denudačních reliktech ve v. okolí Brna na Stránské skále, Bílé hoře a Švédských šancích.

Ve vyšší spodní křídě moře z jižní Moravy ustoupilo do Karpat. K nové mořské záplavě došlo až koncem spodní křídly v albu. Jejím výsledkem jsou onkoidové novomlýnské vápence, které byly zjištěny u Mikulova vrtem Nové Mlýny-2 (ŘEHÁNEK 1984; ADÁMEK 1986). V Českém masivu vápence a slínovce albu popsali z Kuřimi KRYSTEK a SAMUEL (1978). V bradlech Pavlovských vrchů nebyly sedimenty albu zjištěny.

Svrchnokřídová písčito-glaukonitová série (ŘEHÁNEK 1978) byla pod příkrovy v Pavlovských vrších zastižena vrty Sedlec-1 a Strachotín-2. Trasgresivně spočívá na kurdějovských vápencích tithonu. Její vztah k novomlýnským vápencům albu není objasněn. Sedimenty této série se uložily za globální mořské záplavy, která v cenomanu začala pronikat z Tethydy do jv. okraje evropské platformy.

#### 4.4. Miocén karpatské předhlubně

Počátkem miocénu, před 22,5 mil. let, byla na flexurním prohybu jv. okraje evropské platformy před čely flyšových příkrovů založena deprese, do které v eggenburgu proniklo moře z prostoru Karpat. Vzniklá pánev – karpatská předhlubeň – je pokračováním alpské předhlubně v předpolí Alp z Rakouska. Na Moravě pokračuje předhlubeň po vnější straně karpatských příkrovů do Polska, Ukrajiny a Rumunska. Ve spodním miocénu komunikovalo moře předhlubně přes orogenní pásmo flyšových Karpat s mořem vnitrokarpatkých depresí. Tato rozsáhlá transevropská mořská pánev z.-v. směru, označovaná jako Paratethys, se rozprostírala v době největší mořské transgrese od ústí řeky Rhôny v předpolí Západních Alp až na Kavkaz a Zagros v Asii.

V oblasti karpatské předhlubně, která zabírá z. část Pavlovských vrchů, jsou rozšířeny především spodnomiocenní sedimenty eggenburgu, ottnangu a karpatu. Značná část těchto sedimentů je pohřbena pod přesunutými flyšovými příkrovy. Z vyšších miocenních stupňů je zastoupen baden svými bazálními klastiky.

V karpatské předhlubni a v oblasti příkrovů vnějšího flyše na Mikulovsku provedly MND, Hodonín v posledních desetiletích přes 30 hlubokých vrtů, z nichž některé přinesly cenné poznatky o vrstevním sledu spodního miocénu. Tento vrtný průřez byl vyvolán nalezením ložiska zemního plynu na struktuře u Dolních Dunajovic.

#### Eggenburg (22,5–19 Ma BP)

Před čelem flyšových příkrovů mezi Dolními Dunajovicemi a Mušovem trasgreduje spodní miocén na karbonátech autochtonního mezozoika polohou bazálního slepence, mocnou okolo 100 m, a glaukonitického písčivce. Vrtem Dunajovice-1 bylo na bázi miocénu objeveno ložisko zemního plynu o objemu 1,25 miliard m<sup>3</sup> (THON - ADÁMEK 1974; ADÁMEK 1979).

V nadloží leží až 500 m mocná sekvence vápnitých jílovců, jílu a prachovců, bohatá na hlubokomořskou mikrofaunu eggenburgu. Tyto sedimenty vycházejí na povrch v okolí Bavor a Perné v tektonických šupinách a troskách, vyvlečených zpod příkrovů. Ve svrchní části tohoto souvrství byla ve vrtu Dunajovice zjištěna tenká vložka vulkanického tufitu. Předpokládáme, že by mohla odpovídat ryolitovému tufitu a tufitickým jílům eggenburgu ve Znojmě, v nichž byla nalezena mořská fauna a bohatá suchozemská flóra (BATÍK - ČTYROKÝ et al. 1982; ČTYROKÝ - BATÍK et al. 1995; KNOBLOCH 1969). Velký vzrůst fosilních měkkýšů a složení i charakter společenstev mikrofauny v těchto sedimentech svědčí o tom, že moře eggenburgu bylo teplé, subtropické až tropické, a mělo dokonalé spojení jak na Z do středomořské oblasti, tak i na V do vod Indického oceánu.

Koncem eggenburgu došlo k podstatnému a náhlému zhoršení mořského spojení se světovým oceánem a rozpadu původně celistvé mořské Paratethydy na řadu dílčích pánví. Příčinou této změny mohly být výzdvihy pásemných pohoří v Eurasii (Alpy, Karpaty, Dinaridy, Kavkaz, Tauridy) nebo pokles hladiny světového oceánu. Mořské pánve ve střední Evropě ke konci eggenburgu a na počátku ottnangu začaly ztrácet spojení se světovým oceánem, silně se v nich snižovala salinita a mnohé z nich se staly vnitrozemskými pánvemi.

#### Ott nang (19–17,5 Ma BP)

Sedimenty ottnangu charakterizují šedé a hnědošedé jílovce s rybími zbytky. Obsahují proměnlivé množství prachové příměsi a četné vložky písků. Mocnost těchto sedimentů, doložená vrty, dosahuje u Mikulova až

500 m. Jsou to tzv. spodní písčité vrstvy, kladené ADÁMEKEM (1979) a JIŘÍČEKEM (1983) do spodního karpátu. Vyznačují se velmi chudou mořskou a brakickou mikrofaunou a odpovídají rzhakiovým vrstvám ottnangu (ČTYROKÝ et al. 1990). Uvedené rozdílné názory na stratigrafické zařazení těchto vrstev i stanovení hranice ottnangu a karpátu tkví v podobném složení mikrofauny a prakticky ve stejných podmínkách sedimentace, které panovaly v Paratethydě ke konci ottnangu a na začátku karpátu.

Ve spodním ottnangu si Paratethys udržela charakter uzavřeného moře. Teprve v jeho vyšší části došlo k obnovení mořského spojení s alpskou předhlubní a dále na Z se Středozemním mořem. Spojení bylo obnoveno i s východním Středomořím. Oběma těmito mořskými cestami pronikly do původně stagnantních brakických vod staršího ottnangu alpsko-karpatské předhlubně nové mořské prvky fauny a flóry (obr. 5).

### Karpat (17,5–16,5 Ma BP)

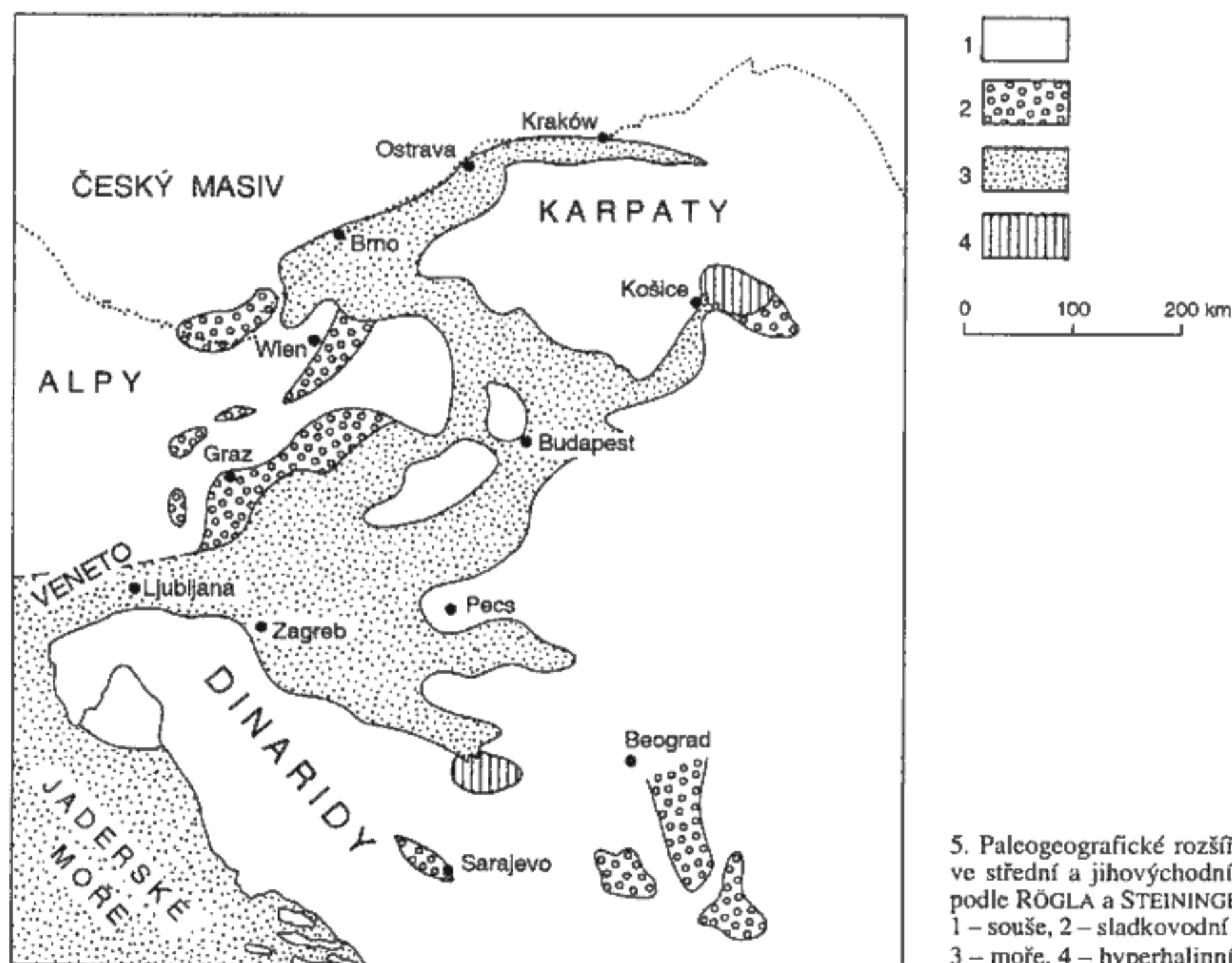
Karpatem začíná nový sedimentační cyklus. Kritériem pro jednoznačné určení jeho začátku, tj. pro stanovení hranice ottnang/karpat, je objevení nových společenstev dírkovců charakterizovaných vůdčími druhy *Uvigerina graciliformis* a *Pappina parkeri breviformis*.

Za nejstarší sedimenty karpátu na Mikulovsku považujeme písčitou sekvenci, která odpovídá Jiříčkově zóně B spodního karpátu (JIŘÍČEK 1983). Ve vrtu Mikulov-1

sekvence dosahuje 275 m. V pelitických polohách této sekvence s polobrakickou až brakickou mikrofaunou, s rybími zbytky a rozsivkami uvádí JIŘÍČEK (l. c.) ve vrtech u Dolních Dunajovic první výskyty druhu *Uvigerina graciliformis*. V jejich nadloží jsou vyvinuty vápnité vrstevnaté jílovce s laminami prachů – tzv. šlíry. Jsou to mořské sedimenty, dosahující mocnosti okolo 350 m. JIŘÍČEK (l. c.) je zařazuje do své zóny C karpátu. Svrchní karpát zastupuje asi 500 m mocné svrchní souvrství písků (ADÁMEK 1979) nebo aleuriticko-pelitické souvrství karpátu (BIMKA et al. 1984), které jsou totožné se zónou D karpátu JIŘÍČKA (l. c.). Vyznačují se střídáním šedých a nazelenalých vrstevnatých vápnitých jílu a jílovců, prachovců a písků, vzácně i pískovců. V Pavlovských vrších zabírají tyto sedimenty převážnou povrchovou část území předhlubně.

Sedimenty karpátu jsou dokonale odkryty v okolí staré cihelny v Dolních Dunajovicích, v cihelně Wienerberger, a.s., v Novosedlech a v terasách v Dunajovických vrších s. od Břeží. Je pro ně typická naprostá převaha granátu (60–90 %) v těžkých minerálech (NOVÁK in ČTYROKÝ et al. 1990).

Ve společenstvech foraminifer karpátu na Mikulovsku je možné rozlišit tři typy biocenóz. První je tvořena bohatými společenstvy bentózních a planktonických dírkovců, které charakterizují druhy *Pappina parkeri breviformis*, *Uvigerina graciliformis*, *U. ex. gr. acuminata*, *Caucasina aff. schischinskyae*, *Bulimina striata*,



5. Paleogeografické rozšíření moří v karpátu ve střední a jihovýchodní Evropě (upraveno podle RÖGLA a STEININGERA (1983)).  
1 – souše, 2 – sladkovodní a terestrické pánve,  
3 – moře, 4 – hyperhalinní moře s evaporitami.

*B. elongata*, *B. dilatata dilatata*, *B. hebes*, *B. fastigia*, *Globigerina ciperoensis ottangiensis*, *G. opinata opinata*, *G. praebullodes*, *G. concinna*, *Globorotalia obesa*, *Globocassidulina oblonga* aj. Druhá paleocenóza představuje silně ochuzená společenstva dírkovců se zakrnělými drobnými nebo pyritizovanými schránkami. Toto společenstvo se v profilech vápnitých jílovců mnohonásobně vertikálně střídá se společenstvem prvního typu. Změny ve složení společenstev jsou zřejmě odrazem neklidné sedimentace karpátu, spojené s tektonickou aktivitou v orogenním pásmu. Třetí paleocenóza karpátu, typická pro polohy písků a prachů, náleží mělkovodním společenstvům dírkovců s rody *Elphidium*, *Ammonia* a *Quinqueloculina* (ČTYROKÁ 1980); ČTYROKÁ (in ČTYROKÝ et al. 1990).

V sedimentech svrchního karpátu zjistila MOLČKOVÁ (1981) bohatý nanoplankton, náležející svrchní části zóny NN-4 a spodní části NN-5. U Perné RZEHAČ (1902) zjistil bohatá společenstva fosilních mořských rozsivek, které nově revidovala ŘEHÁKOVÁ (in ČTYROKÝ et al. 1990).

#### Baden (16–12,5 Ma BP)

Sedimenty spodního badenu jsou na Z od Pavlovských vrchů zachovány v denudačních reliktech ve vrcholové části Dunajovických vrchů. Na sedimentech karpátu jsou tam transgresivně uložena bazální klastika, představovaná hrubozrnnými, vzácně až balvanitými písčitémi štěrky a hrubě až středně zrnitými, často křížově zvrstvenými písky. Jsou to uloženy příbřežních mořských valů a mořských delt, které vznikly v závěrečné fázi karpátu a na počátku badenu. Charakteristickým znakem štěrků je karbonátový bělavý povlak na valounech. Ve valounovém materiálu převažují obvykle z 60–80 % karbonáty, vápence a dolomity bílé, šedé až černé barvy. Mikroskopické studium valounů prokázalo, že jde převážně o vápence jurské, pocházející z tzv. brněnské karbonátové plošiny. Pozoruhodné jsou závalky a bloky až 10–20 m velké, světle až tmavě šedých, většinou slídnatých prachovitých jílovců. Většina těchto velkých klastů obsahuje mikrofaunu karpátu. Klasty byly derivovány a následně gravitačně přemístěny do štěrků badenu nejspíše z vyzdvižených čel příkrovů (ČTYROKÝ 1993b). Stáří bazálních štěrků je doloženo mikrofaunou s vůdčími spodnobadenskými druhy *Uvigerina macrocarinata* a *Orbulina suturalis*. Pochází z poloh šedých a zelenošedých vápnitých jílovců a jemnozrnných vápnitých písků, které se z. od Přerovských vrchů prstovitě vkládají do těles štěrků.

Spodním badenem končí v karpatské předhlubni na Mikulovsku sedimentace mořského miocénu.

Z úložních poměrů a vývoje sedimentů karpátu a badenu soudíme, že vrásnění a s ním spojené sunutí příkrovů za štýrské orogeneze probíhalo alespoň částečně pod mořskou hladinou. Důkazem o lokálním přerušení sedimentace mezi karpatem a spodním badenem jsou fosilní

zvětraliny, zjištěné na povrchu karpátu ve vrtech u Drnholce (MOŘKOVSKÝ 1962) a durifikovaný horizont na píscích karpátu v podloží spodnobadenských klastik v terasách nad novosedelskou cihelnou (ČTYROKÝ et al. 1990) a na Ořečové hoře u Březí v Dunajovických vrších (BŘEZINOVÁ et al. 1973).

#### 4.5. Neogén vídeňské pánve

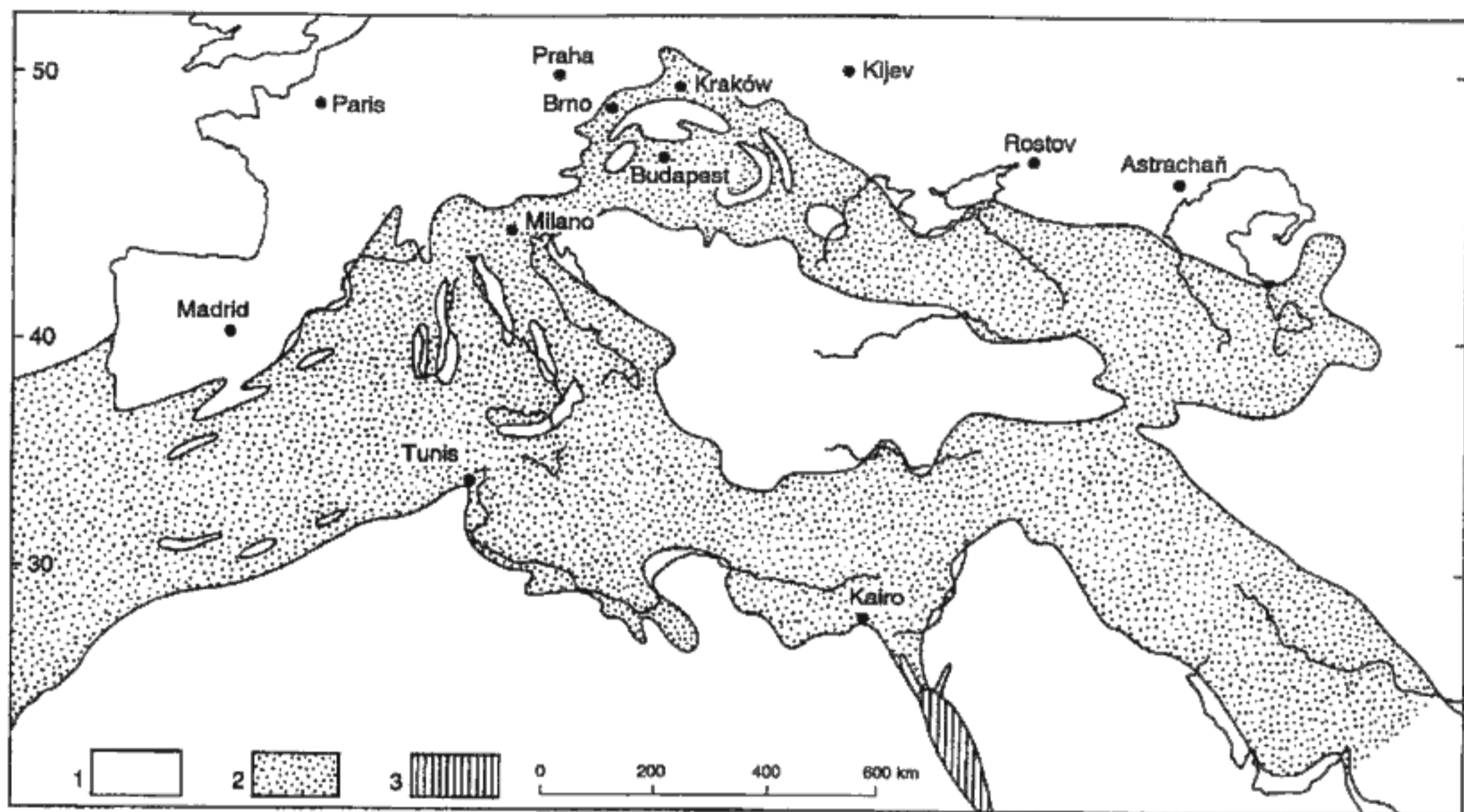
Na V od bradel Šibeničnicku a Svatého kopečku a vrcholové části Milovické pahorkatiny vznikla počátkem středního badenu, tj. asi před 15 Ma, poklesem podél tenzních sinistrálních „strike-slip” zlomů okrajového mikulovsko-falkensteinského a bulharského systému, vídeňská pánev charakteru „pull-apart basin” (Royden 1985). V Pavlovských vrších se na předneogenním podloží, tvořeném ždánickým příkrovem, uložily sedimenty badenu. Sedimenty spodního miocénu (úvalské souvrství eggenburgu a ottangu) tam nebyly zjištěny. Vyskytují se až v okolí Sedlce, Valtic, Lednice a Úval. Jsou transgresivně a diskordantně uloženy na ždánickém a magurském příkrovu a představují nesenou „piggy-back” pánev (SEIFERT 1996).

#### Baden (16,5–13,5 Ma BP)

Sedimenty spodního badenu zastupují vápnité jíly (téglly), místy s podřadnými prachovci a písky. ŠPIČKA (1966) pro ně zavedl název lanžhotské vrstvy. Jejich výchozy byly zjištěny v Pavlovských vrších jen v Sedlci. Na v. svazích jurských bradel byly nejspíše destruovány při pohybech ker podél z. okrajových zlomů vídeňské pánve. Dosahují mocnosti kolem 300 m.

Sedlecké štěrky středního badenu leží diskordantně na ždánicko-hustopečském souvrství s. od obce Sedlec (ČTYROKÝ 1993). Představují výnosový kužel chaoticky uspořádaných hrubozrnných štěrků s převahou nepracovaných valounů flyšových pískovců. Mocnost štěrků nepřesahuje 50 m.

Hrušecké vrstvy středního až svrchního badenu zastupují bělošedé organodetrické a řasové vápence s vložkami okrových až bělavých, hrubě až středně zrnitých písků. Při v. okraji Šibeničnicku ve výkopech pro bunkry ČSA byly řasové vápence vztyčeny do vertikální pozice (JÜTNER 1939). Směrem k V do pánve se tyto vrstvy zastupují s šedými vápnitými jíly a jílovcí. Mělkovodní řasové vápence, písky a jíly obsahují lokálně bohatou mořskou mikrofaunu a schránky mořských měkkýšů. Na tvorbě vápenců se podílejí především stélky mořských červených řas rodu *Lithophyllum*. Zbytek tvoří drť zoárií mechovek, malých kolonií mechovek a mnoha dalších fragmentů schránek mořských bezobratlých. Ve v. okolí Mikulova se u střediska zemědělského družstva sedimenty středního badenu laterálně zastupují s mělkovodními písky s vložkami jílovců, v nichž byla zjištěna brakická společenstva dírkovců a měkkýšů. Ze stejných vrstev v pískovnách (např. v Čuja-



6. Paleogeografické rozšíření moří ve spodním badenu v Evropě (upraveno podle RÖGLA a STEININGERA, 1983).  
1 – souše, 2 – moře, 3 – hyperhalinní moře s evapority.

nově pískovně) v katastrech „Velké Sady“ a nad „Valtickou silnicí“, nyní již zavezených a aplanovaných, byly nalezeny bohaté kosterní zbytky suchozemských savců (PIASICKENBERG 1934; JÜTTNER 1939, 1940; ČTYROKÝ 1989). Předpokládáme, že brakické prostředí se vytvořilo při ústí řeky, kterou byly splavovány kostry uhynulých savců do plážových písků středobadenského moře.

Vyšší část hrušeckých vrstev, která náleží svrchnímu badenu, zastupují řasové a písčité vápence, vápnité písky, prachovce a vápnité prachovité jílovce. Jsou dobře odkryty v etážích pro vinice na z. svahu návrší Kienberg nad údolím Mušlovského potoka v. od Mikulova. Obsahují hojné misky a ulity miocenních měkkýšů (HOERNES 1856, 1870; TEJKAL 1956). Fauna z lokality Kienberg (v českém pravopisu často i jako Kinberk nebo Kienberk) nechybí v žádném významném přírodovědném muzeu střední Evropy.

Paleontologické lokality na Kienbergu jsou na seznamu přírodních památek CHKO Pálava a sběry na nich je možno provádět pouze po dohodě se správou CHKO v Mikulově. Schránky mořských měkkýšů se vyskytují v tomto souvrství i na území SPR a PP „Na Mušlově“, v lomech řasových vápenců na návrší „Skalky“ a v okolí „Studánkového vrchu“. Maximální mocnost hrušeckých vrstev při z. okraji vídeňské pánve je kolem 150–200 m.

Velmi bohaté fauny mořských bezobratlých, zejména ulity a misky tropických mořských měkkýšů, často ještě se zachovalým zbarvením na povrchu, dosvědčují, že badenské moře vídeňské pánve bylo velmi teplé a mělo přes oblast v. Tethydy dokonalé spojení s Indickým oceánem.

### Sarmat (12–10 mil. Ma BP)

Sedimenty sarmatu na Mikulovsku jsou reprezentovány zelenými vápnitými i nevápnitými jíly a vzácně i biodetritickými vápenci s měkkýší faunou středního sarmatu. Jsou odkryty na česko-rakouské státní hranici u Valtic na návrší „Chrastiny“, známém také jako „Rajsna“.

V sarmatu pokračovalo přerušení spojení Paratethydy se světovými oceány, které započalo koncem badenu. Výsledkem bylo výrazné změlčení a pronikavé snížení salinity mořské vody. Většina dříve bohatých mořských bezobratlých vyhynula a přežily pouze mořské a brakické euryhalinní druhy. Sarmatské vnitrozemské pánve, jež se rozkládaly ze střední Evropy až do střední Asie, svým charakterem a faunou připomínají dnešní Kaspické a Aralské jezero.

### Pannon (10–8,5 Ma BP)

Ve v. části města Mikulova se v denudačních reliktech pod Svatým kopečkem a při staré silnici k hraničnímu přechodu do Rakouska zachovaly sedimenty pannonu. Jsou to jemnozrné písky a prachovce se vzácnými polohami štěrků. Byly v nich nalezeny bohaté zbytky koster vymřelých savců, chobotnatce *Dinotherium giganteum*, prakoně *Hipparion* a podivného drápatého kopytníka *Chalicotherium goldfussi*. V katastru Pod bažantnicí („Am Brennhügel“) byly tyto sedimenty v minulosti otevřeny řadou pískoven, které již neexistují. Nesly různé názvy, jako „Pískovna u pruského hřbitova“ nebo

Brunnerova pískovna (ABEL 1910; JÜTTNER 1939, 1940; ČTYROKÝ 1989).

V pannonu (po úplném vyslazení sarmatského moře) zůstala ve střední Evropě rozsáhlá vnitrozemská jezera, ve kterých se vyvinula endemická fauna bezobratlých, zejména měkkýšů rodů *Congeria*, *Lymnocardium* a *Melanopsis*.

### ?Pont (8,5–5 Ma BP)

V nadloží pannonských sedimentů leží hrubozrnné štěrky a písky s barevně výraznou rezavou nebo narudlou prachovou základní hmotou. V období vzniku těchto sedimentů pokročila degradace někdejšího pannonského jezera. Předpokládáme, že tyto rezavě zbarvené sedimenty vznikly v říčním nebo říčně-jezerním prostředí. Nalezla se nich, zejména v někdejší pískovně v Nádražní ulici v Mikulově u domu č. 14, bohatá fauna savců, která se příliš neliší od společenstva savců pannonu. Jsou odtud uváděny kosterní zbytky rodů *Dinotherium*, *Chalicotherium* a nosorožce *Brachypotherium* (JÜTTNER 1938; PIA - SICKENBERG 1934). Předpokládáme, že tyto štěrky jsou mladší než zóna E pannonu v pojetí PAPPÁ (1951). Odpovídají nejspíše části dubňanského souvrství vídeňské pánve, dříve kladené do svrchního pannonu a nyní s pochybnostmi řazené do pontu. Těmito uloženými končí v oblasti Pavlovských vrchů neogenní sedimentace ve vídeňské pánvi.

## 5. KVARTÉR

Oblast Pavlovských vrchů prodělala ve čtvrtohorách složitý geologický vývoj. Podél Dyje, tekoucí přibližně již dnešním údolím Věstonické brány, vznikala terasový systém fluvialních akumulací od spodního pleistocénu až po holocén. Mocný je rovněž pokryv pleistocenních spraší a sutí na svazích vápencových masivů (HAVLÍČEK et al. 1994; ČTYROKÝ et al. 1995b).

### Pleistocén

Z období spodního pleistocénu se zachovaly reliktu fluvialních písčitých štěrků o relativní výšce báze  $\pm 40$  m (přibližně 206 m n. m.), dokládající tehdejší širokou nivu Dyje (HAVLÍČEK - KOVANDA 1985; HAVLÍČEK et al. 1992a). V Dolních Věstonicích byla ve svahu j. od opuštěné cihelny odkryta terasa s fluvialními písčitými štěrky. Ve valounovém materiálu převažují dokonale zaoblené až zaoblené valouny křemene (43,3 %) nad navětralými pískovci (18 %), krystalickými břidlicemi (16,8 %) a granitoidy (16,3 %). Z těžkých minerálů jsou v písčité frakci nejhojnější amfiboly, korodované granáty a opakní minerály. Povrch štěrků je místy rozbrázděn erozivními rýhami, vyplněnými nadložními sprašemi a půdními sedimenty, nebo je překryt zelenošedými zahliněnými fluvialními písky a prachy, které nejspíše představují

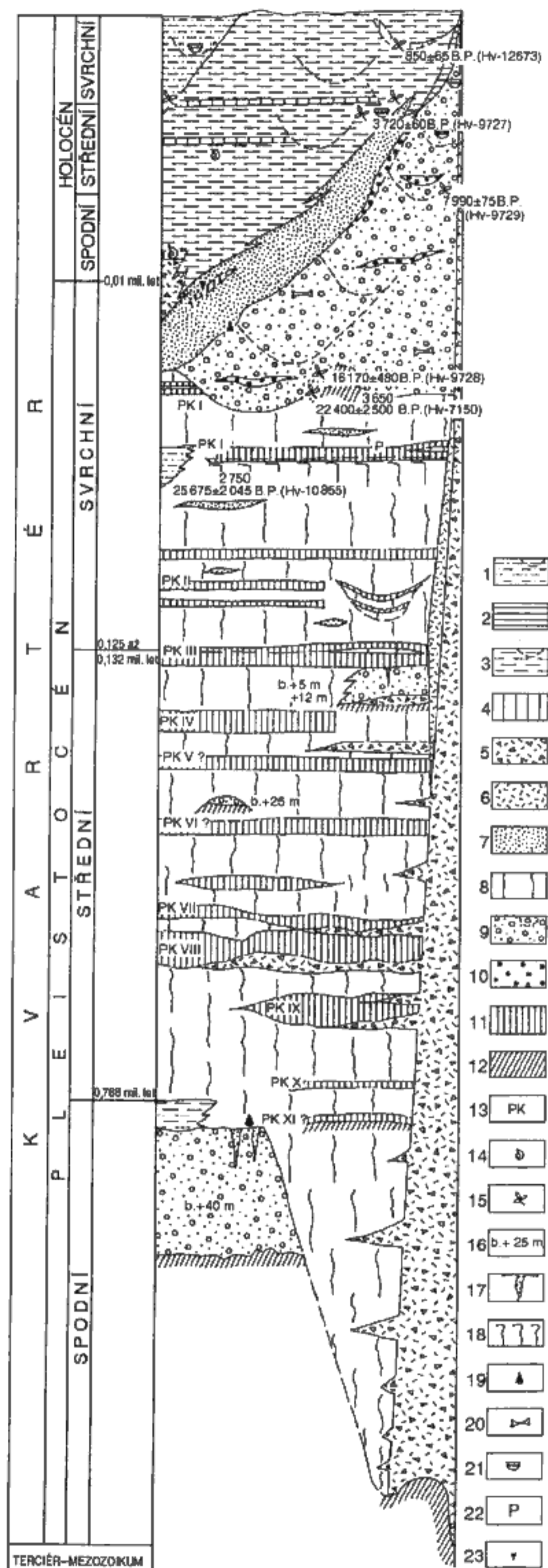
v Pavlovských vrších nejstarší zachované spodnopleistocenní povodňové hlíny (HAVLÍČEK 1991). Tato akumulace odpovídá plošně rozsáhlejším fluvialním písčitém štěrku u Milovic, Pouzdřan a Popic, které mají obdobné složení valounového materiálu a těžkých minerálů. Svrchní část tohoto fluvialního souvrství je postižena četnými kryogenními jevy. Nejzajímavější jsou pseudomorfozy po ledových klínech, zemní klíny vyplněné navátým pískem a složené mrazové klíny, často s výplní deluvioeolických sedimentů. Existenci permafrostu dokládá intenzivní mrazové trhání povrchu terénu při velmi nízkých zimních teplotách, kdy průměrná roční teplota byla nižší než  $0^\circ\text{C}$  (CZUDEK et al. 1992).

Po uložení popsaných fluvialních písčitých štěrků a písků došlo k sedimentaci šedobílých sladkovodních slínů, vzniklých nejspíše ve starých říčních ramenech Dyje (Bulhary). Zástupci terestrických druhů kvartérních měkkýšů (zejména columellová fauna se zástupci rodu *Pisidium*) a ostrakodi ukazují na extrémně studené klima ve spodním pleistocénu.

Na svazích Pavlovských vrchů vznikala i složitá smíšená souvrství spraší a vápencových sutí včetně přemísťovaných třetihorních zvětralých jíílů a jílovců. Sedimentace spraší neprobíhala bez hiátů. Dokládají to četná erozní rozhraní, sesuvy a soliflukce, a v neposlední řadě i nálezy fosilních půd, jako doklad teplých, interglaciálních výkyvů ve spodním, případně začátkem středního pleistocénu (obr. 7 a 8). Jde o silně vyvinuté a zvětralé zdvojené půdy ze skupiny plastosolů (rubefikované braunlehmny). Většina půd je vysoce polygenetická. Po dosažení braunlehmového stadia probíhalo červené nebo hnědé ozemnění, vyúsňující v tvorbu humózního horizontu A. Následovalo pseudooglejení, mechanické porušení, tvorba hlinopísků a svahovin, další pseudooglejení a závěrečná rekalcifikace. Popsané půdy se naposledy tvořily v teplých obdobích mindelského glaciálu (tj. začátkem středního pleistocénu). Nejmladší půdní komplex (dále PK) odpovídá PK VII, střední PK VIII a nejstarší PK IX. Z pedostratigrafického hlediska uvažuje SMOLÍKOVÁ (1991a) o vyšším stáří (střední nebo spíše až spodní pleistocén).

Glaciální klimatická období během spodního a patrně i středního a svrchního pleistocénu vyvolala tvorbu spraší a intenzivní mrazové zvětrávání jurských vápenců, zejména ve vrcholových částech Pavlovských vrchů. Po obvodu vápencových masivů vznikaly izolované věžovité skály, osypy, soliflukční proudy, svahové sedimenty a mrazové drtě (HAVLÍČEK - KOVANDA 1985; ČTYROKÝ et al. 1995). Jejich přemísťování po svazích se dalo soliflukcí, táním sněhu a činností větru. Ten transportoval drobný, mrazem uvolněný klastický materiál do závětrných míst. Tak např. v Pavlově vzniklo více než 12 m mocné, konformně se svahem zvrstvené polycyklické souvrství drobné vápencové sutě s prachovitou mezihmotou typu grèzes lités, s více než sedmi rezavě hnědými polohami půdních sedimentů.

Ve středním pleistocénu se vytvořily dvě terasy fluvial-



ních písčitéch štěrků o dvou výškových úrovních: starší s bází v relativní výšce 25 m (Bulhary) a mladší až ± 12 m, tzv. hlavní terasa (Dolní Věstonice, Strachotín, Bulhary). Často jsou překryty mladšími sprašemi, svahovými sedimenty a místy navátými písčými.

Ve studených obdobích pokračovala sedimentace sutí a spraší s hojnou malakofaunou. Její středopleistocenní stáří bylo potvrzeno studiem racemizace aminokyselin (OCHES - MCCOY 1995). V teplých interglaciálních vznikaly fosilní půdy ve složitých půdních komplexech PK IV–VII. V Sedlci u Mikulova (HAVLÍČEK et al. 1994) se zachovalo sprašové souvrství s řadou hiátů, solifluované polohy, fosilní půdy a drobná mulda vyplněná svrchopleistocenní spraší se dvěma iniciálními černozemními půdami. Je zde vyvinuto nejméně 5 PK, zahrnujících 10 fosilních vysoce polygenetických plastosolových půd (rubefikované, hnědě ozemněné a illimerizované braunlehmy a zemité rotlehm). Tento profil odpovídá nejméně 5 interglaciálům a dokládá dlouhotrvající a složitý průběh středního, event. konce spodního pleistocénu(?). Paleomagnetické měření datuje bázi tohoto sprašového komplexu na 700 000 BP (ústní sdělení T. Forstera), což odpovídá normální paleomagnetické epoše Brunhes. Na známé gravettské a aurignatienské stanici v Milovicích byl zjištěn ve spraších parautochtónní hnědě ozemněný, sekundárně mírně pseudooglejený braunlehm (PK VII?). Ve vinici sz. od Milovic jsou ve sprašovém profilu patrně 3 středopleistocenní půdní komplexy PK III, IV?, V? (MACOUN in HAVLÍČEK, v tisku). Sedimenty a fosilní půdy téhož stáří jsou přítomny i pod dnem opuštěné cihelny v Dolních Věstonicích, kde jsou vrty ověřeny fosilní půdy a půdní sedimenty PK IV? a V? (BRČÁK 1970; ZEMAN in HAVLÍČEK - KOVANDA 1985).

Koncem předposledního glaciálu ve středním pleistocénu vznikaly po obou březích Dyje terasy s bází ± 3 až ± 1 m relativní výšky. Na jejich povrchu se místy uchovaly spraše nebo zvětralý půdní horizont PK III. Po ukončení pedogeneze byla celá oblast počátkem posledního glaciálu ve svrchním pleistocénu postižena mohutným promrznutím. Dokládají to mrazové klíny a hrance, porušující jednak PK III, jednak povrch podložních fluvialních sedimentů a pěnovce, jejichž tvorba byla ukončena vývojem černé mulové rendziny (Pavlov písčivina,

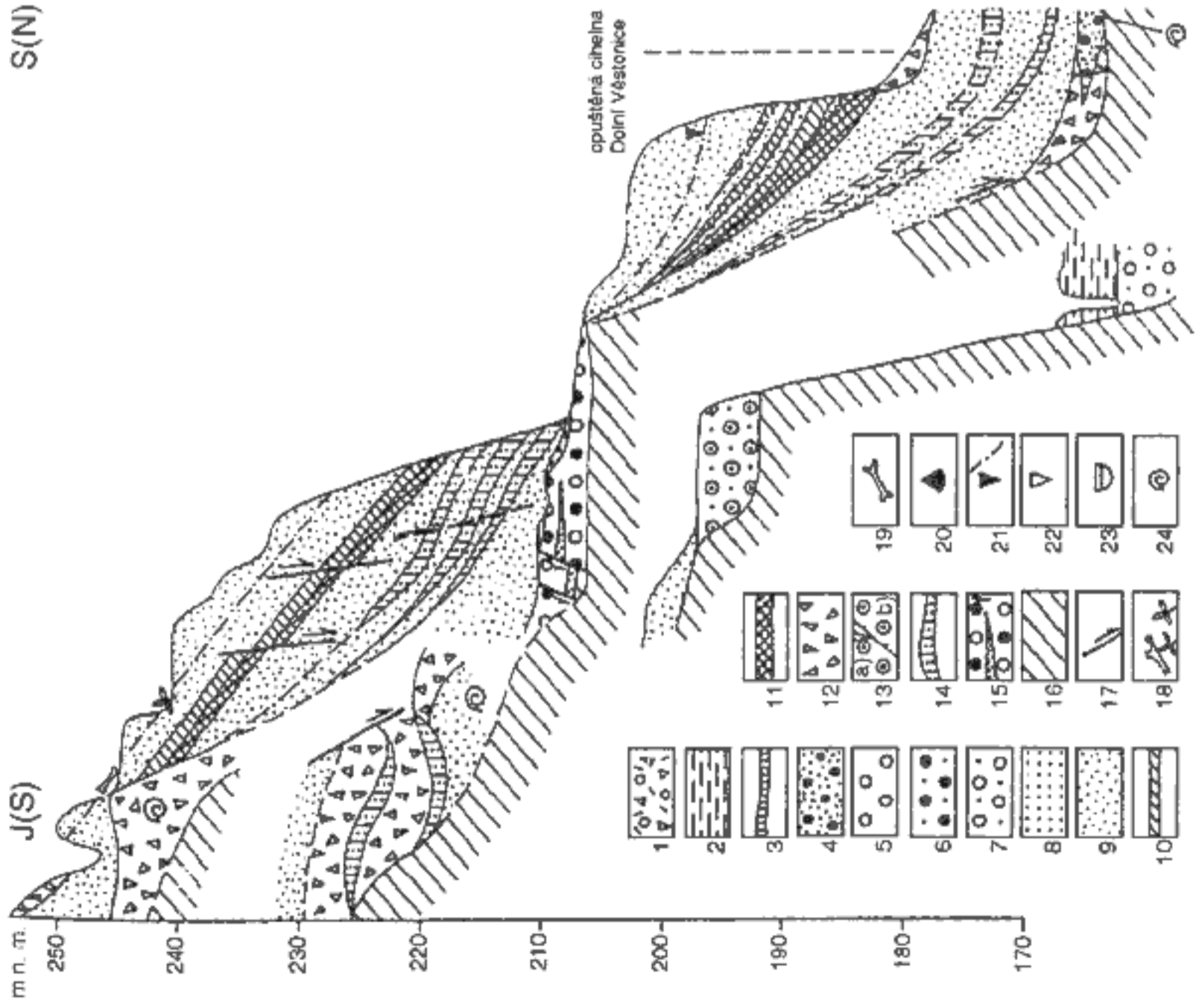
7. Stratigrafické schéma kvartéru Pavlovských vrchů a blízkého okolí (CHKO Pálava).

1 – organické sedimenty, 2 – deluviofluvialní sedimenty, 3 – fluvialní písčito-hlinité sedimenty (povodňové hlíny), 4 – subfosilní půdy, 5 – jíly, hlíny, písky, sutě, 6 – mrazové drtě s polohami půdních sedimentů a písčitého spraší, 7 – naváté písky, 8 – spraše, 9 – fluvialní písčité štěrky, 10 – fluvialní písky, 11 – fosilní půdy, 12 – předkvartérní sedimenty (terciér a jura), 13 – půdní komplexy, 14 – malakofauna, 15 – uhlíky, zuhelnatělá dřeva, 16 – relativní výška báze teras, 17 – mrazové klíny s výplní navátých písků, popř. smíšených, deluvioecolických sedimentů, 18 – spraše postižené soliflukčními procesy, 19 – hrance, 20 – osteologický materiál (kosti, zuby), 21 – archeologické nálezy (keramika), 22 – archeologické nálezy (paleolit), 23 – archeologické nálezy (mezolit).



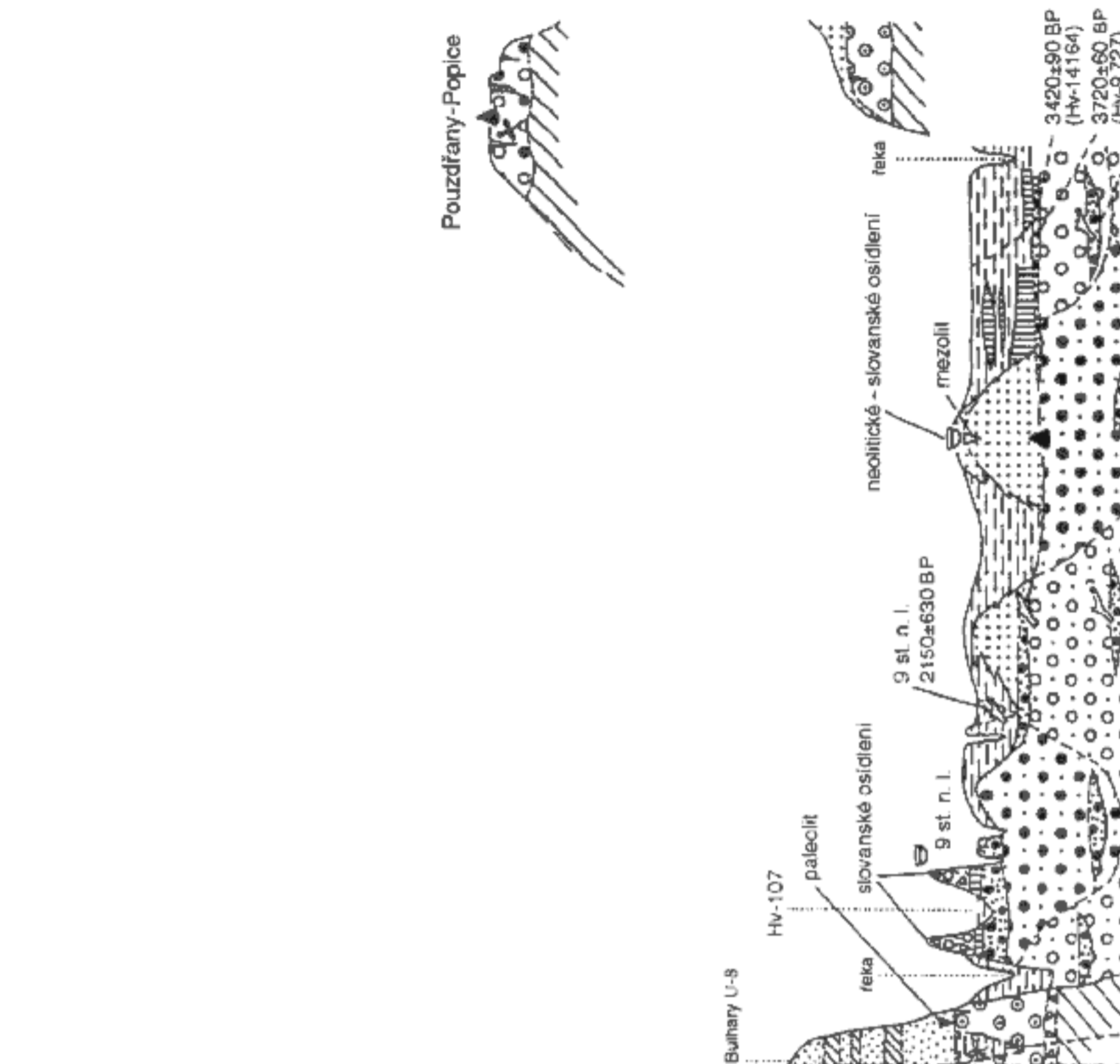
m n. m. 250  
240  
230  
220  
210  
200  
190  
180  
170

J(S)



m n. m. 185  
180  
170  
160

S(N)



8. Schematicky zobrazená stavba hlavních typů kvartérních sedimentů a pohřbených (fossilních) půd v oblasti Pavlovských vrchů.  
1 – navážka, valy z období slovanského osídlení, 2 – povodňové hlíny, 3 – subfossilní půdy (holocén), 4 – fluvialní písky se štěrkem, 5 – fluvialní písčité šterky, ukládané v meandrujícím toku (holocén), 6 – starší fluvialní písčité šterky, ukládané v meandrujícím toku (svrchní pleistocén až holocén), 7 – nejstarší fluvialní písčité šterky ve dně údolní nívy (svrchní pleistocén), 8 – naváté písky, 9 – spraše, 10 – černozemě (svrchnopleistocenní interstadiální fosilní půdy), 11 – parahnědozemě (interglaciální fosilní půdy – PK III R/W), 12 – svahové sedimenty, jily se sutí a balvany jurských vápenců, místy mající charakter až mrazových dřív, 13 – fluvialní písčité šterky (střední pleistocén): a) dvě risské akumulace s kryogenními jevy (kryoturbace, mrazové klíny), b) mindel? (ev. starší?), 14 – stredo- až spodnopleistocenní fosilní půdy (PK IV – IX), 15 – spodnopleistocenní fluvialní písčité šterky s ččkami písku o relativní výšce báze +40 m, s kryogenními jevy na povrchu (zejména mrazové klíny), 16 – sedimenty předkvartérního stáří (terciér, jura, ev. svrchní křída), 17 – subsidenční a převážně sesuvné poruchy ve spraších, fosilních půdách a fluvialních písčítých štercích, 18 – uhlíky, zuhelnatělá dřeva a prokřemenělé úlomky kmenů stromů, 19 – osteologické nálezy (kosti a zuby), 20 – hrance, 21 – artefakty pavlovienu, čerchovaná čára – předpokládaný povrch v tomto období, 22 – artefakty mezolitu, 23 – keramika, 24 – malakofauna pleistocenního stáří.

Dolní Věstonice v trati „Nad cihelnou“). Na risských spraších se na mnoha místech vyvinuly parahnědozemě (horizont Bt) PK III s černozezemním horizontem A na povrchu, např. v opuštěné cihelně v Dolních Věstonicích (HRADLOVÁ 1996).

V období posledního glaciálu ve svrchním pleistocénu se tvořily sutě a nejmladší spraše, ve kterých v interstadiálech vznikly 2–3 černozezemě (PK II) v Mikulově, Dolních Věstonicích i jinde a mladší hnědozem PK I v Dolních Věstonicích, na povrchu s artefakty a lidskými kostrami z období pavlovienu (25 000 ± 150 až 27 660 ± 80 BP, Gr. N. 13 962). V nadloží gravetské kulturní vrstvy a v aurignatské vrstvě a v jejím podloží jsou vyvinuty iniciální pseudogleje u Milovic a Dolních Věstonic (SMOLÍKOVÁ 1991a,b). Nejmladší spraše s hojnou malakofaunou chladného rázu (tzv. columellová fauna) jsou plošně nejrozšířenějším kvartérním sedimentem Pavlovských vrchů.

Ve svrchním pleistocénu byla středopleistocenní terasa porušována meandrujícím tokem Dyje. V opuštěných ramenech se zachovaly organické sedimenty (hnilokaly, slatinné zeminy aj.). Podle pylové analýzy a radiometrického datování ve vrtu Bulhary (Hv-10 855) odpovídají tyto usazeniny poslednímu interstadiálu, tj. době 25 675 ± 2 750 až ± 2 045 BP.

Chemické složení spraší v Pavlovských vrších je značně jednotné (ADAMOVIČ - HAVLÍČEK 1996). Obsah karbonátů kolísá v rozmezí 8–24 %. Vedle kalcitu ( $\text{CaCO}_3$ ) je přítomen i dolomit ( $\text{MgCaCO}_3$ ) v množství od 0,4 do 5,5 %. Spraše z archeologické lokality Milovice se odlišují pouze zvýšenými hodnotami MgO a nižšími koncentracemi zirkonu. Středopleistocenní spraše v Dolních Věstonicích pod PK III mají oproti spraším svrchnopleistocenním vyšší písčitou příměs. Obsah stopových prvků jsou si blízké, určitý rozdíl je jen v obsahích Zr a Ti. Nejmladší spraše v Dolních Věstonicích nad kulturní vrstvou pavlovienu mají ve srovnání s podložní spraší větší podíl písčité složky, nižší obsah karbonátů a vyšší koncentraci titanu.

Pro konec pozdního glaciálu a nástup holocénu je charakteristická sedimentace navátých písků v nivě Dyje. Jejich tvorba dosáhla vrcholu v dryasu III, tj. před 12 100 až 11 700 lety. Tyto eolické sedimenty tvoří duny – tzv. hrůdy. Leží na povrchu fluvialních písčitých štěrků, které vyplňují dno údolní nivy. Nejmladší štěrky u Břeclavi a Lanžhota (mimo zájmové území) se uložily podle radiokarbonového datování v období 16 170 ± 480 BP (vrt Hv-9728) až 22 400 ± 3650 až ± 2500 BP (vrt Hv-7150), což odpovídá poslednímu náporu severského zalednění. Jejich sedimentace, resp. resedimentace pokračovala až do holocénu (7990 ± 75 BP, Poštorná, vrt Hv-9729; obr. 8). Na těchto dunách, jako významných strategických a hospodářských polohách, vznikala již od mezolitu sídliště („Na pískách“ v Dolních Věstonicích). Jejich osídlení probíhalo s různě dlouhými hiáty až do slovanského období (slovanské pohřebiště „Na pískách“ v Dolních Věstoni-

cích, Vysoká zahrada u Dolních Věstonic z 12. stol., Strachotíngrad, duna pod Pavlovem v trati „Horní pole“ se sídelní kontinuitou kultur od lineární keramiky po časně slovanské období; HAVLÍČEK - PEŠKA 1992).

Během pleistocénu došlo k opakovaným vertikálním pohybům masivu Pavlovských vrchů. Dokládá to narušení původně jednotného odvodňovacího systému bradla Turoid, spojené s fosilizací horní jeskyně počátkem středního pleistocénu. Tamní nálezy interglaciálních faunistických společenstev středního pleistocénu jsou pro poznání kvartérní paleogeografie Pavlovských vrchů velmi významné (BOSÁK et al. 1984).

## Holocén

V nejmladším období čtvrtohor, holocénu, vznikaly kromě již zmíněného převívání navátých písků a resedimentace fluvialních písčitých štěrků v nivě Dyje nejmladší, převážně středo- a svrchnoholocenní fluvialní písčitohlinité sedimenty (povodňové hlíny), které zcela zarovnaly údolní nivu. Po zvýšení povodňové aktivity od konce doby hradištní v 10. a zejména 12. stol. se staly duny neobyvatelnými a opevněná sídliště se přesunula již definitivně mimo zaplavované nivy. Vývoj povodňových hlín nebyl plynulý. Vyznačuje se různě dlouhými hiáty v sedimentaci, spojenými s erozí a vznikem subfossilních půd. Geneticky jde o půdy semiterestrické, a to glejové nebo nivní. Např. v nivě Dyje u Nejdku je pod 3 m vysokým slovanským valem na povrchu fluvialních písčitých štěrků autochtonní silikátová půda – paternie. Odpovídá fluvizemím a obsahuje keramiku z období spodního neolitu až Velké Moravy (9. stol.). Subfossilní půdy jsou často seskupeny do složitých nivních sledů – katen, které se vyznačují zákonitou stavbou, charakterizovanou dvojicí glejových, příp. i jiných semiterestrických půd na bázi a dvojicí slaběji vyvinutých nivních půd v nadloží. Subfossilní půdy jsou převážně velmi mladé. Pro jejich tvorbu stačilo maximálně několik málo set let. Stratigraficky odpovídají nejvyššímu střednímu a svrchnímu holocénu (HAVLÍČEK - SMOLÍKOVÁ 1994). Na povrchu údolní nivy Dyje jsou často nápadná slepá ramena, vyplněná svrchnoholocenními hnilokaly a slatinnými zeminami; např. začátek vyplňování slepého ramene na s. okraji Dolních Věstonic je doložen nálezem celé nádoby a střepů keramiky z období Velké Moravy.

Mimo údolní nivu probíhaly na svazích Pavlovských vrchů plošné splachy a ron. V občasně protékaných bočních údolích se ukládaly deluviofluvialní sedimenty se slabě vyvinutými subfossilními holocenními půdami. V kapsách jurských vápenců vznikly na spraších holocenní černozezemě a na vápnitých sutích rendziny.

Zvláštním a charakteristickým jevem na svazích Pavlovských vrchů jsou sesuvy. Vznikají často na rozhraní vápencových sutí s jílovitou mezerní hmotou a podložních zvětralých a zvodnělých terciálních jílovců. Převládají se-

suvy plošně rotační a proudové. Pohyb je zpravidla pomalý a má povahu ploužení. Sesuvná aktivita je doložena v průběhu trvání celého kvartéru až do současné doby. Největší sesuvné území o rozloze 38 ha je v Dolních Věstonicích u budovy Povodí Dyje. Menšího rozsahu jsou sesuvná území u Klentnice, Horních Věstonic, Pavlova aj. Evidenci sesuvů s návrhem ochranných opatření se zabývali JÜTTNER (1942) a WOLDŘICH a STEJSKAL (1934). O recentních sesuvech u Pavlova a Dolních Věstonic se zmiňují HAVLÍČEK a KOVANDA (1985) a HAVLÍČEK (1995).

Na utváření současné morfologie Pavlovských vrchů se podílel i člověk, bohužel často nešetrným způsobem. V současné době je nežádoucí lidský zásah, díky aktivitám spojeným s ochranou přírody, silně omezen.

## 6. ZÁVĚREM O GEOLOGICKÉ STAVBĚ

Stavba Pavlovských vrchů je výsledkem složitého tektonického vývoje, kterým v terciéru prošlo flyšové pásmo a jv. okraj evropské platformy. Během tohoto vývoje se střídala období relativního tektonického klidu s obdobími zvýšené tektonické aktivity. V době maxima tektonické aktivity byly sedimenty vrásněny, odloučeny od staršího podkladu (décollement) a příkrovově sunuty na platformní předpolí. V důsledku výzdvihu zvrásněné oblasti došlo k přeložení tethydního moře do nově založených prostorů na vnějším okraji orogenního pásma. Během geologického vývoje se tento proces několikrát opakoval. Horotvornými pohyby byly tyto nové prostory postupně anektovány do orogenního pásma. Ždánický prostor, jehož sedimenty mají podstatné zastoupení v horninové skladbě Pavlovských vrchů, byl postižen prvním vrásněním na hranici paleogén/neogén, tj. asi před 23 miliony let (sávská orogeneze).

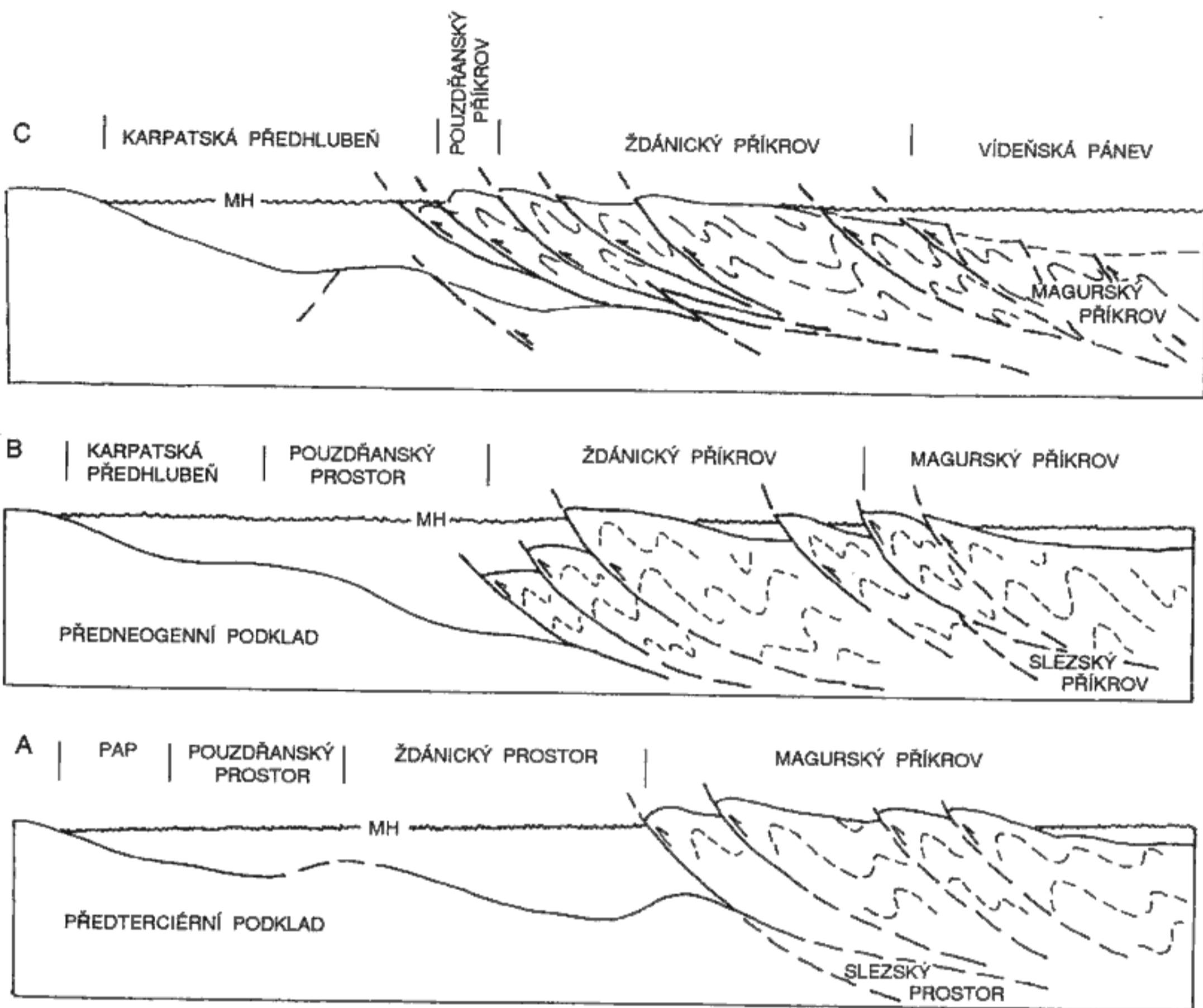
Starší orogeneze, které se významně uplatnily ve vnitřnějších oblastech orogenního pásma (magurský flyš), vyvolaly ve ždánickém prostoru jen změny v sedimentaci, např. nástup krosněnské sedimentace za helvetské orogeneze.

Projevy sávské orogeneze jsou namnoze zastřeny účinky pozdější, velmi intenzivní štýrské orogeneze. Předpokládáme, že za sávské orogeneze byla sedimentární výplň ždánického prostoru vyvrásněna a vytvořena sávská forma ždánického příkrovu. Odezvou sávských orogenních pohybů v pouzdřanském prostoru byla mořská ingrese ve spodním miocénu. Nakupení sávských příkrovů v orogenním pásmu vyvolalo na jv. okraji evropské platformy flexurní prohyb, na kterém byla založena karpatská předhlubeň. Moře z prostoru Karpat proniklo do předhlubně v eggenburgu (obr. 9).

Následná orogeneze štýrská v nejvyšším spodním miocénu, tj. asi před 16 miliony let dala území Pavlovských vrchů podobu dnešní geologické stavby (obr. 10). Sávsky deformované sedimenty embryonálního ždánického příkrovu byly opětovně vrásněny a spolu se sou-

časně vrásněnými sedimenty pouzdřanského prostoru sunuty přes spodní miocén předhlubně. Sunutí příkrovů probíhalo alespoň místy pod mořskou hladinou. Vznikl bezkořený příkrovový systém se složitou imbrikovanou stavbou (imbricated stack). V Pavlovských vrších je tato stavba zvláště jurskými bradly, které jsou tektonickými útržky odloučenými z předterciérního autochtonního podkladu a začleněnými do čela a spodních strukturních pater ždánického příkrovu. Potvrzena byla i šupinovitá stavba bradla Děvín (ABEL 1899; SCHÖN 1925–1926; JÜTTNER 1933). Útržek spodního miocénu, zjištěný mezi šupinami bradla Děvín vrtem Pálava-1 v hl. 147,2 m (STRÁNÍK 1963), datuje štýrské stáří imbrikované stavby ždánického příkrovu. Stanovení místa, odkud byla bradla odloučena, je velmi nesnadné. Nepřítomnost bradel v pouzdřanské jednotce s velkou pravděpodobností nasvědčuje, že bradla byla odloučena z předterciérního podkladu ždánického prostoru, který ležel daleko na JV od jejich dnešního výskytu v Pavlovských vrších. Na jeho umístění usuzujeme na základě palimpsestické a paleogeografické analýzy širší oblasti, založené na výsledcích vrtů. Vrt Bulhary-1 zjistil ve ždánickém příkrovu v hl. 319,0–326,0 m šupinu autochtonního paleogénu. Prokázal tím, že délka štýrského přesunutí v Pavlovských vrších je větší než vzdálenost vrtu od čela příkrovu (8,5 km). Severně od Dyje je vrtně doložená délka příkrovového přesunutí více než dvojnásobná. Vrt Kobylí-1, který je tam vzdálen 19 km od čela příkrovu, zastihl ve stavbě ždánického příkrovu šupinu pouzdřanské jednotky. Z paleogeografické analýzy s. okraje Tethydy v paleogénu je nejvýše pravděpodobné, že ždánický prostor ležel v oblasti Malých Karpat. Úhrnná délka sávského a štýrského přesunutí bude pak přinejmenším o řád větší, než je prokázáno vrtů. Tento předpoklad podporuje i vrt Berndorf-1 v rakouských Východních Alpách, který ve vzdálenosti 40 km od čela příkrovů zastihl v podkladu příkrovů autochtonní paleogén (WACHTEL - WESSELY 1981).

V karpatské předhlubni jsou autochtonní miocenní sedimenty uloženy subhorizontálně. Jen před čelem příkrovů jsou jejich spodnomiocenní vrstvy často tektonicky deformovány (např. vrásky v zářezu silnice Brno–Mikulov u Dolních Dunajovic). U Bavor a Perné byly zjištěny tektonické trosky a šupiny sedimentů eggenburgu, vyvlečené z podloží příkrovů. V Pavlovských vrších mají spodnomiocenní sedimenty pod příkrovy omezené rozšíření. Dokládá to nepřítomnost autochtonního spodního miocénu ve vrtech Strachotín-2 a Mikulov-2, které jsou situovány v blízkosti v. okraje bradel Děvína a Svateho kopečku. Rovněž vrtů vzdálenější od čela příkrovů (Bulhary-1 a Sedlec-1) nezastihly spodnomiocenní sedimenty v podloží příkrovů. Předpokládáme, že v. omezení spodního miocénu tvoří falkensteinsko-mikulovský hřbet v autochtonním podkladu příkrovů. V závěru štýrské orogeneze na hranici karpat/baden byla čela flyšových příkrovů vyzdvižena a erozivně destruována (se-



### 9. Paleotektonický vývoj oblasti v oligocénu až spodním badenu.

A. Vyšší oligocén (helvetská orogeneze), před 25 mil. let. V důsledku kolize kontinentálního typu africké a evropské platformy došlo k zásadní přestavbě orogenního pásma. Sedimenty magurského prostoru byly vyvrásněny a vysunuty na jižní Moravě do sousedství ždánického prostoru, ve kterém orogenetické pohyby vyvolaly změnu v sedimentaci (nástup krosněnské litofacie). Moře externějších prostorů (pouzďřanského a autochtonního paleogénu) úzce komunikovalo s prostorem ždánickým.

B. Hranice paleogén/neogén (sávská orogeneze) před 20 mil. let. Helvetsky deformované sedimenty magurského příkrovu a sedimentární výplň ždánického prostoru byly vyvrásněny. Vzniklá sávská forma ždánického příkrovu spolu s magurským příkrovem byly sunuty na předpolí. V týlu těchto příkrovů vznikly „nesené“ (piggy-back) spodnomiocenní pánve. V pouzdřanském prostoru probíhala nepřerušovaná sedimentace. Před čelem příkrovů na flexurním prohybu platformy byla založena karpatská předhlubeň.

C. Hranice karpat/baden (štýrská orogeneze) před 16,5 mil. let. Sedimenty pouzdřanského prostoru byly vyvrásněny a založen byl pouzdřanský příkrov. Akreční prizma flyšových příkrovů bylo sunuto „en bloc“ přes spodnomiocenní výplň karpatské předhlubně. Vrásnění a příkrovový pohyb proběhly alespoň místy pod hladinou moře. Z autochtonního podkladu ždánického prostoru byly odloučeny útržky mezozoika a začleněny do stavby ždánického příkrovu. Čela příkrovů se částečně vynořila a následně byla silně erodována a destruována. Moře předhlubně bylo propojeno nejspíše průlivy přes flyšové příkrovy s vnitrokarpatkými pánvemi.

PAP – prostor autochtonního paleogénu, MH – mořská hladina.

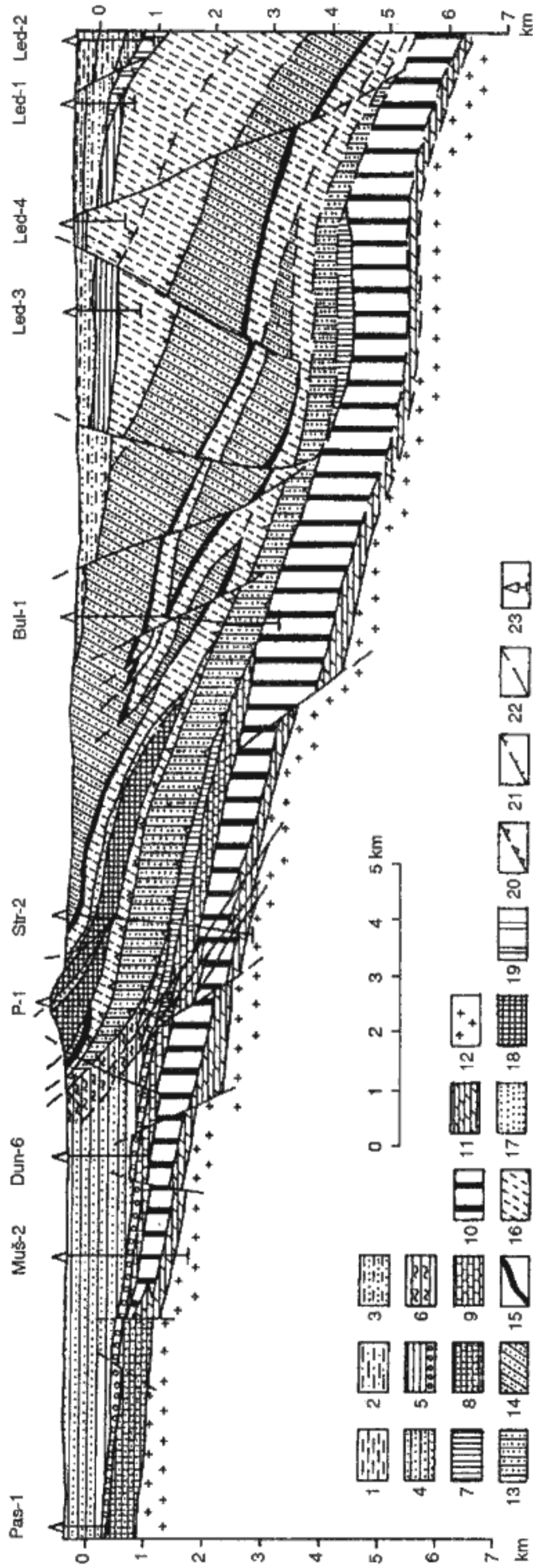
dimentární klasty karpatu v bazálních štěrcích badenu u Novosedel, Nového a Starého Přerova).

Na stavbě území se významně podílejí zlomy. Zřetelně se uplatňuje zlomový systém sz.-jv. až z.-v. směru, který segmentuje vrásou stavbu příkrovů do příčných ker. Příčné zlomy jsou dobře patrné v lomu na Tuoldu, kde stupňovitě porušují ernstbrunnské vápence a klementske souvrství. Z ostatních zlomů výrazně porušují stavbu podélné zlomy sv.-jz. a kosé zlomy s.-j. směru.

Podélné zlomy na v. straně Pavlovských vrchů náležejí falkensteinsko-mikulovskému a bulharskému zlomovému systému. Západní okrajový zlom falkensteinsko-mikulovského systému probíhá po v. straně bradla Šibeničnicku. V katastru někdejší mikulovské bažantnice se lomí a směřuje podél v. okraje bradla Svatého kopečku k Bulharům, kde se spojuje s hlavní větví bulharského zlomového systému. Hlavní zlomy obou systémů mají charakter sinistrálních „strike-slip“ zlomů (ROTH 1980).

SZ (NW)

JV (SE)



10. Geologický řez Pavlovskými vrchy Pasohlavky–Děvín–Lednice zobrazuje složitou geologickou stavbu, která vznikla za helvetských a štýrských horotvorných (orogenetických) pohybů. Charakterizují je flyšové příkrovy (magurský, ždánický a pouzdřanský), ploše přesunutě k SZ, přes mezozoický a spodnomiocenní autochtonní pokryv evropské platformy. Stavbu příkrovů tvoří soustava šupin, tzv. imbricated stack, která vznikla mechanismem piggy-back. Dokazuje to na příkrovech naložený spodní miocén v jv. části řezu. Přesmyky postihují i autochtonní podklad. Příkrovová stavba a autochtonní podklad jsou porušeny četnými zlomy.

Neogén vídeňské pánve a karpatké předhlubně (1–6): 1 – pannon, 2 – sarmat, 3 – baden, 4 – karpat, 5 – oltňang-eggenburg, naspedu s bazálními klastiky, 6 – zvrásněný spodní miocén před čelem příkrovů; předtercierní autochtonní pokryv platformy (7–11): 7 – svrchní křída, 8 – karbonátový vývoj mezozoika; pelitico-karbonátový vývoj mezozoika (9–11): 9 – kurdějovské vápence, 10 – mikulovské slínovce, 11 – vranovické vápence a dolomity, nikolčické vrstvy a grestenské souvrství; 12 – krystalinikum; příkrovy flyšového pásma (13–19): 13 – pouzdřanský příkrov; ždánický příkrov (14–18): 14 – ždánicko-hustopečské souvrství (eger), 15 – menilitové souvrství (oligocén), 16 – němčické souvrství (spodní oligocén–maastricht), 17 – pálavské a klementske souvrství (campan–turon), 18 – ernstbrunnské vápence a kientnické souvrství (?hauteriv–?oxford), 19 – magurský příkrov, 20 – linie přesunutí příkrovů (ověřená a předpokládaná), 21 – linie přesmyků (ověřená a předpokládaná), 22 – zlom (ověřený a předpokládaný), 23 – vrty.

Předpokládáme, že v hloubce se přimykají k bazální ploše příkrovů (STRÁNÍK et al. 1993). Tyto zlomy se rozhodujícím způsobem podílely na „pull-apart“ charakteru vídeňské pánve ve středním badenu (ROYDEN 1985). Subhorizontální rýhování a striace na zlomových plochách ernstbrunnských vápenců ukazují, že podél některých s.-j. zlomů, např. zlomu při v. úpatí Děvína, došlo k bočním pohybům (STRÁNÍK et al. 1996). Tyto zlomy se významně uplatnily v s.-j. konfiguraci jurských bradel v Pavlovských vrších.

*K tisku doporučil M. Eliáš*

## LITERATURA

- ABEL, O. (1899): Studien in der Klippengebiete zwischen Donau und Thaya. I. Pollau-Schweinbarth (Aufnahmebericht). – Verh. Geol. Reichsanst., 1898, 284–287. Wien.
- (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ung. Monarchie, 1 : 75 000, NW, Gr. Nr. 85, Zone 10, Koll. XV, Bl. Auspitz u. Nikolsburg. – 1–40. Wien.
- ADÁMEK, J. (1979): Plynové ložisko Dolní Dunajovice a geologická stavba jižní části karpatské předhlubně. – Zem. Plyn Nafta, 24, 1, 1–22. Hodonín.
- (1986): Geologické poznatky o stavbě mezozoika v úseku Jih, jihovýchodních svahů Českého masivu. – Zem. Plyn Nafta, 31, 4, 453–484. Hodonín-Gbely.
- ADAMOVIČ, M. - HAVLÍČEK, P. (1996): Chemické složení jihomoravských spraší. Chemical composition of the south Moravian loess (34-12 Pohořelice, 34-13 Dyjákovice, 34-14 Mikulov, 34-21 Hustopeče, 34-22 Hodonín, 34-23 Břeclav). – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1995, 9–14. Praha.
- ANDRUSOV, D. (1959): Geológia československých Karpát. Díl II. – 376 s. Bratislava.
- ARKEL, J.W. (1956): Jurassic geology of the World. – Edinburgh – London.
- BACHMAYER, F. (1957): Das Mesozoikum der niederösterreichischen Klippen. – Z. Dtsch. geol. Gesell. 109/2, 659–660. Hannover.
- BALATKA, B. - CZUDEK, T. - DEMEK, J. - IVAN, A. - KOUSAL, J. - LOUČKOVÁ, J. - SLÁDEK, J. - STEHLÍK, O. - ŠTELCL, O. (1972): Geomorfologické členění ČSR. (In CZUDEK, T., ed.) – Stud. geogr., 23, 5–95. Brno.
- BALATKA, B. - CZUDEK, T. - DEMEK, J. - IVAN, A. - SLÁDEK, J. (1974): Geomorfologické poměry Pavlovských vrchů a jejich okolí. – Sbor. Čs. Společ. zeměp., 79, 1–10. Praha.
- (1978): Geomorfologická mapa Pavlovských vrchů a jejich okolí. – Geogr. úst. Čs. akad. věd. Brno.
- BATÍK, P. et al. (1995): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 33-242 Hnanice. – 1–25. Čes. geol. úst. Praha.
- BATÍK, P. - ČTYROKÝ, P. et al. (1982): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 34-131 Šatov. – 1–68. Ústř. úst. geol. Praha.
- BIMKA, J. et al. (1984): Závěrečná zpráva o vyhledávacím vrtu Nový Přerov-2. – MS, Morav. naft. doły. Hodonín.
- BOSÁK, P. et al. (1984): Krasové jevy vrchu Turoid u Mikulova. – Stud. ČSAV, 5, 84, 1–105. Praha.
- BOUÉ, A. (1829): Résumé des observations d' A. Boué sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et Carpathes. – Journ. Géol., 1, 1–74. Paris.
- BRČÁK, J. (1970): Kvartérní sedimenty Věstonické brány. – MS Rigor. práce Univ. J. E. Purkyně. Brno.
- BŘEZINOVÁ, D. - HAVLÍČEK, P. - ZEMAN, A. (1973): Die geologische Position der verkieselten Hölzer im Tal der Dyje. – Čas. Mineral. Geol., 18, 2, 179–184. Praha.
- BUDAY, T. et al. (1963): Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXIX Brno. – Ústř. úst. geol. Praha.
- (1967): Regionální geologie ČSSR, Díl II, Západní Karpaty, 2. – Ústř. úst. geol., 651 s. Praha.
- CICHA, I. - SENEŠ, J. - TEJKAL, J. et al. (1967): Die Stufe M<sub>3</sub> (Karpatien). Die Karpatische Serie und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie u. Neostatotypen, I. – Vyd. Slov. akad. vied, Bratislava.
- CÍLEK, V. - ZANDER, A. (1996): Nové poznatky o podloží cihelny v Dolních Věstonicích. – Geol. Výzk. na Moravě a ve Slezsku v roce 1995, III., 2–4. Brno.
- CZUDEK, T. (ed.) (1972): Geomorfologické členění ČSR. – Stud. geogr., 23. Brno.
- CZUDEK, T. - HAVLÍČEK, P. - MINAŘKOVÁ, D. (1992): Mrazové klíny ve fluvialních štěrcích na jižní Moravě. – 21. mikulovské sympozium 1991, 263–282. Brno.
- ČTYROKÁ, J. (1980): Biostratigrafická a faciální analýza miocénu předhlubně a revize úseku Jih. – MS Geofond. Praha.
- ČTYROKÁ, J. - ČTYROKÝ, P. (1991): Bericht 1990 über geologischen Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 9 Retz. – Jb. Geol. Bundesanst., 134, 3, 454–456. Wien.
- ČTYROKÁ, J. - ČTYROKÝ, P. - MOLČÍKOVÁ, V. - STRÁNÍK, Z. (1989): Litologie a biostratigrafie miocénu ve vrtu Perná-1 u Mikulova na Moravě. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1986, 32–34. Praha.
- ČTYROKÝ, P. (1989): Pannonian and ?Pontian at the SW margin of the Vienna Basin near Mikulov (Moravia, Czechoslovakia). – Věst. Ústř. Úst. geol., 64, 5, 257–265. Praha.
- (1993a): Lower/Middle Miocene structural evolution of the overthrust of the Western Carpathians in South Moravia (Czech Republic). – Paleontologia i Evolutio, 1992, 24–25, 335–339. Sabadell.
- (1993b): Nové údaje o stratigrafii miocénu na listu 34-23 Břeclav. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1992, 18–21. Praha.
- (1996): Bericht 1995 über Aufnahmen im Miozän und Quartär auf Blatt 23 Hadres. – Jb. Geol. Bundesanst. Wien.
- ČTYROKÝ, P. - BATÍK, P. et al. (1982): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 34-113 Znojmo. – Ústř. úst. geol., 1–80 s. Praha.
- ČTYROKÝ, P. - HAVLÍČEK, P. - PÁLENSKÝ, P. - STRÁNÍK, Z. (1995a): Geologická historie Pavlovských vrchů na jižní Moravě. – Ochrana přírody, 50, 10, 323–326. Praha.
- ČTYROKÝ, P. - HAVLÍČEK, P. - STRÁNÍK, Z. - PÁLENSKÝ, P. - MATUŠKA, J. - UNGER, J. (1995b): Geologická a přírodovědná mapa CHKO a BR Pálava, 1 : 25 000. – Čes. geol. úst. Praha.
- ČTYROKÝ, P. - MOLČÍKOVÁ, V. (1988): Relikty neogénu na krystaliniku Českého masivu na listu Podmolí 33-242. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985, 37–39. Praha.
- ČTYROKÝ, P. et al. (1990): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 34-142 Mikulov. – Ústř. úst. geol., 1–100. Praha.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement of the outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. – Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat.-přír. Věd, 90, 1–85. Praha.
- ELIÁŠ, M. (1962): Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu klenčnických vrstev a ernstbrunnských vápenců. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1961, 196–198. Praha.
- (1963): Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu turonských klementsých vrstev v Pavlovských vrších. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1962, 201–203. Praha.
- (1981): Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. – Sbor. geol. Věd, Geol., 35, 75–144. Praha.
- (1992): Sedimentology of the Klentnice Formation and the

- Ernstbrunn Limestone (Ždánice-subsilésian unit of the Outer West Carpathians). – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 67, 3, 179–192. Praha.
- ELIÁŠ, M. - ELIÁŠOVÁ, H. (1984): Facies and Paleogeography of the Jurassic in the Western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35, 75–144. Praha.
- FOURCADE, E. et al. (1993): Late Tithonian (138–135 Ma BP). In: DECOURT, J. - RICOU, L. E. - VRIENLYNCK, B. (eds.): Atlas Tethys Paleoenvironmental maps. – *Explan. Not.*, 307 p. France.
- GLAESSNER, M. (1931): Geologische Studien in der äusseren Klippenzone. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 81, 84–97. Wien.
- (1937): Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. – *Petroleum.*, 33, 1–84. Berlin.
- GRILL, R. (1958): Über den geologischen Aufbau des Außer-alpinen Wiener Beckens. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1958, 1, 44–54. Wien.
- HAMRŠMÍD, B. (ed.) (1991): Excursion guide, 4th INA Conference. – *Mor. naft. dolj. Hodonín.*
- HANZLÍKOVÁ, E. (1965): The Foraminifera of the Klentnice Beds (Malm). – *Sbor. geol. Věd., Paleont.*, 5, 39–106. Praha.
- (1972): Carpathian Upper Cretaceous Foraminifera of Moravia (Turonian-Maastrichtian). – *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 39, 1–160. Praha.
- HAUER, F. (1869): Geologische Übersichtskarte der Österreichischen Monarchie. Blatt III – West Karpaten. – *Jb. Geol. Reichsanst.*, 19, 485–566. Wien.
- HAVLÍČEK, P. (1991): Dolní Věstonice II – nová významná kvartérně geologická lokalita. – *Acta Univ. Carol., Geol., Kettner Vol.*, 3–4, 283–288. Praha.
- (1995): Geologické posouzení okolí bývalé cihelny v Dolních Věstonicích. – *MS, Archiv Čes. geol. úst. Praha.*
- (1996): Významné sprašové lokality jižní Moravy. – *Geol. Výzk. na Moravě ve Slezsku v roce 1995, III.*, 9–11. Brno.
- (v tisku): Geologické poměry okolí archeologické lokality Milovice, okres Břeclav. – *Morav. muz. Brno.*
- HAVLÍČEK, P. - ČTYROKÝ, P. - PÁLENSKÝ, P. - STRÁNÍK, Z. (1994): Geologická mapa ČR, 1 : 50 000 34-23 Břeclav. – *Čes. geol. úst. Praha.*
- HAVLÍČEK, P. - KOVANDA, J. (1985): Nové výzkumy kvartéru v okolí Pavlovských vrchů. (Neue Quartärforschungen in der Umgebung der Hügelkette.) – *Sbor. geol. Věd, Antropozoikum*, 16, 21–59. Praha.
- HAVLÍČEK, P. - PEŠKA, J. (1992): K osídlení dun v soutokové oblasti Moravy s Dyjí. – *Jižní Morava*, 239–245. Brno.
- HAVLÍČEK, P. - SMOLÍKOVÁ, L. (1994): Vývoj jihomoravských niv. (Evolution of south Moravia flood plain.) – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 69, 1, 23–40. Praha.
- HAVLÍČEK, P. - SMOLÍKOVÁ, L. - KOVANDA, J. - BRŮZOVÁ, E. (1994): Loess complex near Sedlec (Southern Moravia). (Sprašový komplex u Sedlce (jižní Morava).) – *Antropozoikum*, 21, 5–18. Praha.
- HAVLÍČEK, P. et al. (1992a): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSFR 1 : 25 000, 34-124 Pouzdřany. – *Čes. geol. úst.*, 1–84. Praha.
- (1992b): Základní geologická mapa ČSFR 1 : 25 000, 34-124 Pouzdřany. – *Čes. geol. úst. Praha.*
- HERTOD, J. F. (1659): *Tartaromastix Moraviae.* – Wien.
- HÖRNES, M. (1856, 1870): Die fossilen Mollusken des Tertiärbekens von Wien. I. Univalvia, II. Bivalvia. – *Abh. Geol. Reichsanst.*, 2, 3. Wien.
- HRAĐILOVÁ, J. (1996): Mikromorfologické studium sprašového profilu posledního interglaciálu a časného glaciálu v Dolních Věstonicích. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 71, 1, 57 až 68. Praha.
- CHMELÍK, F. et al. (1981): Komplexní geologické přehodnocení úseku Jih. – *MS, Archiv Čes. geol. úst. Praha.*
- CHNYKIN, V. I. et al. (1986): Zpráva o vědecko-výzkumných pracích provedených v rámci kontraktu č. 55-183/27 800 „Racionální a vědecky zdůvodněné zaměření geologicko-průzkumných prací na ropu a plyn na území ČSR na období 1987–1990 a následující léta“. – *MS, Ústř. úst. geol. Praha.*
- IVAN, A. (1969): Příspěvek k otázce geneze a stáří plochých vrcholových částí vápencových bradel Pavlovských vrchů. – *Zpr. Geogr. Úst. ČSAV*, 6, 3, 1–6. Brno.
- IVAN, A. - KIRCHNER, K. (1996): Nové poznatky o geologii Pavlovských vrchů. – *Geol. výzk. Morav. Slez. v Roce 1995*, 11–13. Brno.
- JIRÍČEK, R. (1983): Geologická stavba spodního miocénu čelní hlubiny v úseku Jih. – *Zem. Plyn Nafta*, 28, 2, 197–212. Hodonín.
- JÜTTNER, K. (1922): Entstehung und Bau der Pollauer Berge. – Verlag A. Bartsch, Nikolsburg.
- (1929): Exotische Einschlüsse im Alttertiär der Pollauer Berge. – *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 5, Praha.
- (1933): Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. – *Verh. Naturforsch. Ver.*, 64, 15–31. Brünn.
- (1938a): Das Neogen des unteren Thaylandes. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1938, 201–224. Wien.
- (1938b): Das Südende des mährisches Flysches. – *Verh. Naturforsch. Ver.*, 69, 46–72. Brünn.
- (1939): Aufschlüsse als geologische Dokumente im unteren Thaylande. – *Jb. Reichsanst. Bodenforsch., Zweigstelle Wien*, 89, B, 3–4. Wien.
- (1940): Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thaylandes. – *Mitt. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien*, 1, 1–57. Wien.
- (1942): Beiträge zur Geologie des Gebietes der Pollauer Berge. – *Niederdonau Natur und Kultur*, 16, Wien-Leipzig.
- KALÁŠEK, J. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXIX Brno. – *Ústř. úst. geol. Praha.*
- KLÍMA, B. (1958): Příspěvek ke stratigrafii nejmladšího sprašového pokryvu. – *Anthropozoikum* 7, 111–143. Praha.
- (1983): Dolní Věstonice, tábořiště lovců mamutů. – *Academia, Památník naší minulosti*, 12, 1–178. Praha.
- (1987): Mladopaleolitický trojhrob v Dolních Věstonicích. – *Archeologické rozhledy*, 39, 241–254. Praha.
- KLÍMA, B. - KUKLA, J. - LOŽEK, V. - DE VRIES, H. (1962): Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter Wisternitz). – *Anthropozoikum* 11, 93–145. Praha.
- KNOBLOCH, E. (1969): Tertiäre Floren von Mähren. – *Morav. Muz. a Muz. spolek. Brno.*
- KNOR, A. - LOŽEK, V. - PELÍŠEK, J. - ŽEBERA, K. (1953): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1945–1947. – *Monumenta Archeologica*, 2, 1–88. Praha.
- KRHOVSKÝ, J. (1981): Mikrostratigrafické korelace vnějších jednotek flyšového pásma a vliv eustatických změn na jejich paleogeografický vývoj. – *Zem. Plyn Nafta*, 26, 4, 665–688. Hodonín.
- (1996): Spodnomiocenní bazální šitbořická událost, korelace sekvenční hranice ve ždánické jednotce a v sz. Předkavkazí. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v Roce 1995*, 68–69. Brno.
- KRHOVSKÝ, J. - DJURASINOVIČ, M. (1993): The nannofossils chalk layers in the early Oligocene Šitbořice Member in Velké Němčice (The Menilitic Formation, Ždánice unit, South Moravia.) – *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 1, 33–53. Hodonín.
- KRYSTEK, I. - SAMUEL, O. (1978): Výskyt kriedy karpatského typu severně od Brna (Kuřim). – *Geol. Práce, Spr.*, 71, Bratislava.
- LORENZE, C. et al. (1993): Late Rupelian (30 to 20 Ma). In:

- DECOURT, J. - RICOU, L. E. - VRIENLYNCK, J. (eds.): Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. – Explan. Not., 307 p. France.
- LISITZIN, A. F. (1972): Sedimentation in the world ocean. With Emphasis on the Nohea Distribution and Behavior of Marine Suspensions. – (Spec. Publ. Soc. econ. Paleontologists Mineralogists). Tulsa.
- MATĚJKA, A. (1965): Zpráva o geologickém výzkumu terénu východně od Pavlovských vrchů. – MS, Archiv Čes. geol. úst. Praha.
- MATĚJKA, A. - STRÁNÍK, Z. (1961a): Poznámky ke geologii Pavlovských vrchů. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1960, 153–154. Praha.
- (1961b): Zpráva o geologickém výzkumu Pavlovských vrchů, část I. – MS, Archiv Čes. geol. úst. Praha.
- MATZKA, K. (1934): Die Fossilien der Juraklippen der Pollauer Berge. – MS, Disertační práce.
- MOLČKOVÁ, V. (1981): Vápnitý nanoplankton karpátu z hydrogeologických vrtů v jz. části karpatské předhlubně na Moravě. – Zem. Plyn Nafta, 26, 4, 711–718. Hodonín.
- MOŘKOVSKÝ, M. (1962): Poznámky ke geologickým poměrům okolí Vranovic v jižní části Vněkarpatské pánve. – Čas. Mineral. Geol., 7, 1, 47–51. Praha.
- OCHES, E.A. (1994): Aminostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of Central European loess deposits. – MS, Geol. Dissert. 277 p. Univ. of Massachusetts, USA.
- OCHES, E. A. - MCCOY, W. D. (1995): Aminostratigraphy of Central European loess/cycles: introduction and data. – Geolines, 2, 34–86. Praha.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Gesell., 39/41, 99–193. Wien.
- PAUL, C. M. (1890): Reisenbericht aus Mähren. – Verh. Geol. Reichsanst., 11, 213–214. Wien.
- PETRASCHECK, W. (1920): Tektonische Untersuchungen am Alpen und Karpatenrande. – Jb. Geol. Staatsanst., 70. Wien.
- PIA, J. - SICKENBERG, O. (1934): Katalog der österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. – Denkschr. Naturhist. Mus. Wien, Geol. Paläont., 4, 1–544. Leipzig - Wien.
- POKORNÝ, V. (1958): K určení stáří křídových uloženin na Pavlovských kopcích. – Čas. Mineral. Geol., 3, 3, 299–315. Praha.
- (1959): Příspěvek mikropaleontologie k řešení tektoniky Pavlovských kopců. – Čas. Mineral. Geol., 4, 1, 40–45. Praha.
- (1973): The Ostracoda of the Klentnice Formation (Tithonian?), Czechoslovakia. – Rozpr. Ústf. Úst. geol., 40, 1–107. Praha.
- RIEDL, H. (1960): Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. – Mitt. Österr. geogr. Gesell., 102, 65–76. Wien.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – Mitt. Österr. Bergb., 65–73. Wien.
- RÖGL, F. - STEININGER, F. F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu den Mediterran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus., 85 A, 135–163. Wien.
- ROTH, Z. (1980): Západní Karpaty – terciární struktura střední Evropy. – Knih. Ústf. Úst. geol., 55, 128 s. Praha
- ROYDEN, L. H. (1985): The Vienna Basin: A thin-skinned pull-apart basin (In: BIDDLE, K. T., CHRISTIE-BLICK, M., eds.). – Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 37, 319–338. Tulsa.
- RZEHA, A. (1881): Über die Gliederung und Verbreitung des Oligocän südlich von Gr. Seelowitz in Mähren. – Verh. Geol. Reichsanst., 211–216. Wien.
- (1894): Über das angebliche Vorkommen von Miocänbildungen in der Umgebung von Auspitz. – Verh. Geol. Reichsanst., 1893, 366–368. Wien.
- (1895a): Das Alter des Pausramer Mergels. – Verh. Geol. Reichsanst., 1894, 363–365. Wien.
- (1895b): Die Niemtschitzer Schichten. – Verh. Naturforsch. Ver., 34. Brünn.
- (1896): Geologisch-paleontologische Mitteilungen aus dem Franzesmuseum. – Ann. Mus. Franciscei Brun. Brno.
- (1902–1903): Die Tertiärformation der Umgebung von Nikolsburg in Mähren, I, II. – Zeitschrift. Mähr. Landesmus., 3, 28–61, 53–79. Brno.
- (1910): Menilitische auf der Westseite der Pollauer Berge. – Verh. Geol., Reichsanst., 1909. Wien.
- ŘEHÁNEK, J. (1978): Mikrofacie a mikrofauna (Incertae sedis) písčito-glaukonitové série svrchní křídly z podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. – Zem. Plyn Nafta, 23, 327–345. Hodonín.
- (1984): Nález mořského svrchního albu Českého masivu na jižní Moravě. – Geol. Práce, Spr., 81, 87–101. Bratislava.
- SCHAFFER, F. X. (1910–1912): Das Miozän von Eggenburg. – Abh. Geol. Reichsanst., 22/1, 22/2. Wien.
- SEIFERT, P. (1996): Sedimentary-tectonic development and Austrian hydrocarbon potential of the Vienna Basin. (In: WESSELY, G. - LIEBEL, W., eds.). – Geol. Soc. EAGE, 456 p. London.
- SCHÖN, H. (1925/1926): Zur Tektonik der Pollauer Berge. – Verh. Naturforsch. Ver., 60. Brünn.
- SIEBER, R. (1932): Eine Fauna der Grunder Schichten von Gunterdsdorf und Immendorf in Niederösterreich (Bezirk Hollabrunn). – Verh. Geol. Bundesanst., 1932, 7–9, 107–122. Wien.
- SLAVÍKOVÁ, K. (1960): Mikrobiostratigrafické zhodnocení vzorků z oblasti Mikulov. – MS, Archiv Ústf. úst. geol. Praha.
- SMOLÍKOVÁ, L. (1991a): Paleopedologický výzkum na lokalitě Milovice (okres Břeclav). – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1990, 163–164. Praha.
- (1991b): Plastosoly na lokalitě Dolní Věstonice II. – Acta Univ. Carol., Geol., Kettner, 1, 3–4, 289–302. Praha.
- STEJSKAL, J. (1931): Svážná území na Pavlovských vrších. – Sbor. Čes. Akad. zeměd., 6A. Praha.
- (1933): Slepence ždánické serie na jižní Moravě. – Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 2. Praha.
- (1934): Geologická stavba Pavlovských vrchů na jižní Moravě. I. Stratigrafie. – Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 10. Praha.
- (1935): Geologická stavba Pavlovských vrchů na jižní Moravě. II. část. – Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 11. Praha.
- STRÁNÍK, Z. (1963): Tectonic structure of the southern part of Ždánice unit. – Geol. Práce Spr., 10, 155–160. Bratislava.
- (1981): Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu na Moravě. – Zem. Plyn Nafta, 26, 1, 9–18. Hodonín.
- (1983): Outer Carpathians in South Moravia. In: SAMUEL, O. - GAŠPARIKOVÁ, V. (eds.) – 18th European Coll. on micropaleontology. – Geol. Úst. D. Štúra, 167–175. Bratislava.
- STRÁNÍK, Z. - ADÁMEK, J. - CYPRIŠ, V. (1979): Geologický profil karpatskou předhlubní, flyšovým pásmem a vídeňskou pánví v oblasti Pavlovských vrchů. – Tektonické profily Západních Karpat, Geol. úst. D. Štúra, 7–12. Bratislava.
- STRÁNÍK, Z. - BENEŠOVÁ, E. - PÍCHA, F. (1968): Geologie hlubinného vrtu Bulhary-1. – Sbor. geol. Věd, Geol., 13, 75–131. Praha.
- STRÁNÍK, Z. - BUBÍK, M. - ČECH, S. - ŠVÁBENICKÁ, L. (1996): The Upper Cretaceous in South Moravia. – Věst. Čes. geol. Úst., 71, 1, 1–30. Praha.
- STRÁNÍK, Z. - BUBÍK, M. - HAMRŠMÍD, B. (1991): I.D.H.: Locality: Soutěska, Pavlovské vrchy Hills. In: HAMRŠMÍD, B. (ed.): Excursion Guide, 4th INA Conference. – Knih. Zem. Plyn Nafta, 13, 83–85. Hodonín.



- STRÁNÍK, Z. - DVOŘÁK, J. - KREJČÍ, O. - MÜLLER, P. - PRÍCHYSTAL, A. - SUK, M. - TOMEK, Č.: The Contact of the North European Platform with the West Carpathians. – J. Czech. Geol. Soc., 38, 1–2, 21–29. Praha.
- STRÁNÍK, Z. - HANZLÍKOVÁ, E. - ELIÁŠ, M. (1962): Zpráva o geologickém výzkumu Pavlovských vrchů. Část II. – MS, Archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- STRÁNÍK, Z. - KRHOVSKÝ, J. - BRZOBOHATÝ, R. - HAMRŠMÍD, B. (1991): II: The Western Carpathians in South Moravia. In: HAMRŠMÍD, B. (ed.): Excursion Guide, 4th INA conference. – Mor. naft. doly. Hodonín.
- SUESS, E. (1852): Ueber Belemniten aus dem Bohrloche aus der Gegend von Nikolsburg in Mähren. – Jb. Geol. Reichsanst. Wien.
- SVOBODA, J. - KOVANDA, J. - MOOK, W. G. - ŠILAR, J. - SMOLÍKOVÁ, L. - SVOBODOVÁ, A. - TOMÁŠKOVÁ, S. (1991): Dolní Věstonice II – Western Slope. – Études et Recherches Archéologiques de l'Université de Liège, 54, 1–101. Liège.
- ŠPIČKA, V. (1966): Paleogeografie a tectogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. – Rozpr. Čes. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 76, 12, 1–117. Praha.
- (1976): Hlubinná geologická stavba autochtonu na jižní Moravě a jeho perspektivnost na ropu a plyn. – Sbor. geol. Věd, Geol., 28, 7–128. Praha.
- ŠVÁBENICKÁ, L. (1992): Upper Cretaceous Nannofossils from the Klement Formation (Flysch Belt of the West Carpathians, Czechoslovakia). – Knih. Zem. Plyn Nafta, 14a, I, 189–205. Hodonín.
- ŠVÁBENICKÁ, L. - STRÁNÍK, Z. - BUBÍK, M. (1991): Turolid quarry. In: HAMRŠMÍD, B. (ed.): INA conference, Excursion Guide. – Knih. Zem. Plyn Nafta, 13, 75–83. Hodonín.
- TEJCAL, J. (1956): Mlži z tortonských písků z Kinberku u Mikulova. – Sbor. Ústř. Úst. geol., Paleont., 22, 229–319. Praha.
- THON, A. - ADÁMEK, J. (1974): Stav a perspektivy průzkumných prací na struktuře u Dolních Dunajovic. – Zem. Plyn Nafta, 19, 3, 409–413. Hodonín.
- URBAN, J. - KÜTTEL, B. (1985): Jungquartäre Vegetations- und Bodenentwicklung Lößgebieten Europas. – MS, Disert. práce, 1–290, Knih. Geol. úst. AV ČR. Praha.
- VAŠIČEK, Z. (1971): Die makropaleontologische Untersuchung von Bohrkernen aus dem Mesozoikum des Untergrunds in Südmähren. – Věst. Ústř. Úst. geol. 46, 2, 83–91. Praha.
- VJALOV, O. S. (1951): Zameščanija o palogenovom fliše Borislava. – Dokl. Akad. Nauk SSSR, Nov., ser. 77, 3, 465–468. Moskva.
- WOLDŘICH, J. - STEJSKAL, J. (1934): Geologický profil hlinišťem a svážením v cihelně u Dolních Věstonic na Moravě. – Věda pŕŕ., 15, 5, 129–137. Praha.
- (1937): Geologický profil hlinišťem a svážením v cihelně u Dolních Věstonic na Moravě. – Fingelwald, 10. Liberec.
- ZEISS, A. (1977): Some ammonites of the Klentnice Beds (Upper Tithonian) and remarks on correlation of the uppermost Jurassic. – Acta geol. pol., 27, 369–386. Warszawa.
- ZEMAN, A. et al. (1980): Zpráva o přehledném výzkumu kvartéru a geomorfologie v úseku Jih se zaměřením na morfostrukturní analýzu pro vyhledávání ložisek přírodních uhlovodíků. – MS, Archiv Čes. geol. úst. Praha.
- ZITTEL, K. (1868): Paleontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreideformation im Gebiete der Karpaten, Alpen und Apenninen. – Stuttgart.
- (1870): Die Fauna der älteren cephalopodenführenden Tithonbildungen. – Paleont. Mitt. Mus. Bayer. Staates. München.
- ZÖLLER, L. et al. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – Quat. Sci. Rev., 13, 465–472.

## Die Geologische Vergangenheit der Pollauer Berge

*(Zusammenfassung des tschechischen Textes)*

ZDENĚK STRÁNÍK - PAVEL ČTYROKÝ - PAVEL HAVLÍČEK

Vorgelegt am 20. Oktober 1998

Die Pollauer Berge zählen zu den schönsten Naturgebieten Südmährens. Im Jahre 1976 sind sie deshalb zum Naturschutzgebiet erklärt (CHKO Pálava) und 10 Jahre später ins Netz der biosphärischen Reservationen unter der Betreuung der UNESCO einbezogen worden. Ihre morphologische Dominante sind vor allem die aus weiter Ferne sichtbaren, weissen und harten Ernstbrunner Kalk. Diese Kalk gesamt mit der unterlagernden Klentnice Schichtenfolge sind in den Pollauer Bergen die ältesten Gesteine die inmitten tertiärer Flyschsedimente am Rand der karpatischen Flyschzone auftauchen.

Das Alter einzelner sedimentären Formationen und der Bau der Pollauer Berge wurden seit der Hälfte des vorigen Jahrhunderts von ganzen Generationen mährischer, tschechischer und österreichischer Geologen und Paläontologen studiert. Später sind diese klassischen Studien durch eingehende geophysikalische Untersuchungen und Tiefbohrungen ergänzt worden.

Die mesozoische Klentnice Schichtenfolge (Tithon–?Oxford), die Ernstbrunner Kalke (?Hauteriv–Tithon) und die oberkretazischen Klementer und Pálava Schichtenfolgen (die ehemaligen Mukronatenschichten) wurden in warmem Meer am Rand der Tethys, zwischen dem euroasiatischen und dem afrikanischen Festland abgelagert.

Der Ždánice (Steinitz) und Pouzdřany (Pausram) Ablagerungsraum, in dem der paläogene Flysch und die flyschartigen Ablagerungen entstanden, befand sich ursprünglich weiter östwärts von seiner heutigen Position. Während der gebirgsbildende Bewegungen an der Paläogen/Neogen Grenze (Savische) wurden die Ablagerungen des Ždánice Ablagerungsraumes gefaltet. Diese Phase Bewegungen verliefen mindestens zum Teil unter dem Meeresspiegel. Die

ältere orogenetische Bewegungen in Oberoligozän (Helvetische Phase), bei denen der Magura Flysch gefaltet wurde und als embryonale Decke in der Nachbarschaft des Ždánice Ablagerungsraumes das Liefergebiet (Antritt der Krosno-Litofacies) dargestellt. Auf der Flexurbiegung des Festlandes vor der Stirn der savischen Decken hat die miozäne Karpatische Vortiefe entstanden, die schon seit dem Untermiozän vom Meer überschwemmt wurde. Dieses Meer war ein Bestandteil der alpenkarpatischen Vortiefe, die sich vom Alpenvorland und Karpatenvorland von Rhône in Frankreich nach Deutschland, Schweiz, Österreich, Mähren, Polen, Ukraine, Rumänien und weiter nach Osten in den Kaukasus und Taurus ausstreckte. An der Karpat/Baden Grenze (16,5 Ma BP) kam es zu einer intensiven Faltung und Deckenüberschiebung über die untermiozäne Füllung der Vortiefe. Während dieser Bewegungen wurden die mesozoischen Gesteine (die Klentnice Schichtenfolge, Ernstbrunner Kalk, die Klementer und Pálava Schichtenfolge) von dem autochthonen Fundament des Ždánice Sedimentationsraumes abgerissen und in den Bau der Ždánice-Decke eingeschleppt. Diese Schuppen-Struktur entstand durch „piggy-back“ Mechanismus, dessen Beweis ruhig abgelagertes Untermiozän auf den Flyschdecken ist. Nach Angaben der Tiefbohrungen beträgt die gesamte Überschiebungsamplitude der Flyschdecken in den Pollauer Bergen westwärts ungefähr 10 km. Nach diesem revolutionären tektonischen Vorfall, der auch ein kurzfristiges Unterbrechen der Sedimentation verursachte, kam es im Unterbadens zur neuen Meeres transgression. Von der aufgehobenen Stirn der Flyschdecken wurden große Tonsteinblöcke in die Randschotter des Unterbadens der Vortiefe geschüttet. Ende des Unterbadens begann eine dauernde Regression des Meeres in der karpatischen Vortiefe.

Östlich der Pollauer Berge entstand im Mittelbadens entlang des Falkenstein-Nikolsburg- und des Bulhary-Störungssystems (mit einer sinistralen horizontalen Verschiebung) das „pull-apart“ Wiener Becken. Dieses wurde im Mittel- und Oberbadens wieder von warmem Meer überschwemmt, in dem sich mächtige Sande, sandige Tone und fossilreiche organodetritische Kalke abgelagerten. Ende des Badens ist dieses Meer mit dem Weltozean verbunden worden und ist im Sarmat ein verschlossenes brackisches Meer geworden. Dieses Meer wurde allmählich süß und an seiner Stelle entstand im Pannon ein ausgedehnter See, in dem sich in Nikolsburg an Skelettreste grosser Säugetiere reiche Schotter und Sande abgelagerten.

Im Quartär wiesen die Pollauer Berge und ihre Umgebung eine sehr interessante Entwicklung auf. Es wurden hier fluviatile Sedimente, Hangablagerungen und besonders äolische Sedimente bewiesen, in Form von Löss, äolischen Sanden und auch fossilen Böden (PK I–IX), die im Laufe des Pleistozäns und Holozäns entstanden. Ausser seiner komplizierten geologischen Entwicklung, ist dieses Gebiet auch wichtig für archäologische Studien (Ansiedlungen aus dem Aurignacien, Pavlovien-Periode der Mammutjäger, Mesolithikum, Neolithikum bis zur Gegenwart). Während des Quartärs entstanden hier die einzigartigen Ökosysteme der heutigen Biosphärischen Reservation der Pollauer Berge.

*Přeložili autoři*

## Erläuterungen zu den Abbildungen

1. Geologische Karte der Pollauer Berge (ohne Quartär). Neogen des Wiener Beckens, der Karpatische Vortiefe, der Pouzdřany und Ždánice Einheiten (1–10): 1 – ?Pont, 2 – Pannon, 3 – Sarmat, 4 – Ober- bis Mittelbadens (Hrušky Schichtenfolge), 5 – Unterbadens (Tegl), 6 – Rand- und Basalschotter des Unterbadens, 7 – Karpat (Laaer Serie), 8 – Karpat bis Ottnag (Pavlovice Schichtenfolge), 9 – Ottnag bis Eggenburg (Úvaly Schichtenfolge), 10 – Eggenburg (Šakvice Mergel); Pouzdřany (Pausram) Einheit (11–12): 11 – Křepice Schichtenfolge, 12 – Boudky Mergel und Pouzdřany Schichtenfolge; Ždánice (Steinitz) Einheit (13–17): 13 – Ždánice-Hustopeče (Steinitz-Auspitz) Schichtenfolge (Eger), 14 – Menilit Schichtenfolge (Oligozän), 15 – Němčice Schichtenfolge (Unteroigozän bis Obereozän, in Čejč-Zaječí Zone Eozän bis Maastricht), 16 – Pálava und Klement Schichtenfolgen (Campan bis Turon), 17 – Ernstbrunner Kalk und Klentnice Schichtenfolge (?Hauteriv bis ?Oxford), 18 – tektonische Klippe der Magura Decke (Zlín Schichtenfolge); allgemeine Symbole: 19 – festgestellte und vermutete Linie der Decke, 20 – festgestellte und vermutete Linie der Schuppenüberschiebung, 21 – festgestellter und vermuteter Bruch, 22 – Wassersperren und Teiche, 23 – wichtige Bohrungen, 24 – Linie des geologischen Profils.

2. Lithostratigraphie und Tektonostratigraphie der äußeren (Menilit-Krosno) Einheiten in Südmähren (s. von Vranovice Graben).

3. Paläogeographische Verbreitung des Tethys-Meeres am Ende des Jura (Obertithon) 138 Ma BP (nach FOURCADE et al. 1993). Das Tethys-Meer wurde zwischen den Kontinenten von Laurasien (N. Amerika, Europa und Asien) und West-Gondwana (S. Amerika, Afrika und Arabien) verbreitet. Es wurde durch die Mittelmeerschwellen (Iberische und Krim Halbinseln) geteilt. Das Meer war tropisch-warm, auf dem Kontinent arid bis semiarid. Die Sedimentation verlief stellenweise in tiefem Meer (Bathyal- und Abyssalzone) und wurde von Radiolariten und feinklastischen (alodapischen) Karbonaten charakterisiert. Stellenweise entstanden in seichtem Milieu (karbonatische Plattformen) Rifffalke und Seichtwasserkarbonate.

1 – Festland, 2 – epikontinentales Meer, 3 – Tiefmeer, 4 – Umriss des heutigen Festlands, A – Apulien, ACP – Karbonatplateau der Apenninen, AM – Armorische Masse, AO – Atlantischer Ozean, AP – Arabische Halbinsel, AS – Aralsee, B – Briançonne Schwelle, BM – Böhmisches Massiv, CI – Zentral Iran, Dm – Dalmatien, ET – Ost Taurus, G – Gavrovo, GeZ – Getische Zone, IM – Iberische Masse, LBM – London-Brabantische Masse, MC – Massif Central, Mg – Magura, MM – Marokanische Meseta, R – Rhodos,

SC – Silesische Schwelle, Si – Silizikum, SP – Serbo-Pelagonian, T – Tunesien, Ts – Tisia.

4. Paläogeographische Verbreitung des Tethys-Meeres im Oligozän (Oberrupel) 30–28 Ma BP (nach LORENZE et al. 1993). Das Tethys-Meer wurde zwischen Afrika und Eurasien verbreitet. Infolge der Kollision des Kontinent-Kontinent Typus wurden viele Festlandblöcke aufgetaucht und es kam zur Senkung des Meeresspiegels. Die tiefe Meeressedimentation war auf das Gebiet des heutigen Mittelmeeres begrenzt und mit dem Atlantischen und Indischen Ozean durch die Meeressenge verbunden. Die terrigene Sedimentation (vom Flysch und Molasse Typus) dominierte. Das Klima war durch mässige Abkühlung charakterisiert. 1 – Festland, 2 – epikontinentales Meer, 3 – Tiefsee (Bathyal- bis Abyssalzone), 4 – Umriß des heutigen Festlands, A – Apulien, An – Anatolien, AO – Atlantischer Ozean, AP – Arabische Halbinsel, AS – Aralsee, BM – Böhmisches Massiv, BS – Schwarzes Meer, CA – Zentralafghanistan, CFB – Karpatische Flysch-Becken, GB – Germanisches Becken, CS – Kaspische Meer, Elb – Elbrus, IM – Iberische Meseta, In – Indien, IO – Indischer Ozean, M – Moesien, MM – Marokkanische Meseta, MC – Massiv Central, PB – Pariser Becken, RG – Rheingraben, SCB – Sardinio-Korsischer Block, Sin – Sinaia, SyB – Syrtisches Becken, T – Tunesien.

5. Paläogeographische Verbreitung der Meere im Karpat in Mittel- und Südosteuropa (nach RÖGL - STEININGER, 1983). 1 – Festland, 2 – kontinentale und Süßwasserbecken, 3 – Meere, 4 – hyperhaline Meere mit Evaporiten.

6. Paläogeographische Verbreitung der Meere im Unterbadener Europa. (nach RÖGL - STEININGER, 1983); 1 – Festland, 2 – Meere, 3 – hyperhalines Meere mit Evaporiten.

7. Stratigraphisches Schema des Quartärs der Pollauer Berge und nahere Umgebung (Naturschutzgebiet Pálava).

1 – organische Sedimente, 2 – deluvio-fluviatile Sedimente, 3 – fluviatile sandig-lehmige Sedimente (Schwemmlerme), 4 – subfossile Böden, 5 – Tone, Lehme, Sande, Schutt, 6 – Frostschutt mit Lagen von Bodensedimenten und sandigen Lössen, 7 – äolische Sande, 8 – Löss, 9 – fluviatile Sandschotter und fluviatile Schotter, 10 – fluviatile Sande, 11 – fossile Böden, 12 – vorquartäre Sedimente (Tertiär und Jura), 13 – Bodenkomplexe, 14 – Malakofauna, 15 – Kohlenreste, verkohlte Holzreste, 16 – relative Basishöhe der Terrassen, 17 – Frostkeile mit äolischen Sanden oder gemischten deluvio-äolischen Sedimenten ausgefüllt, 18 – von Solifluktion betroffene Löss, 19 – Dreikanter, 20 – ostäologische Funde (Knochen, Zähne), 21 – archäologische Funde (Keramik), 22 – archäologische Funde (Paläolithikum), 23 – archäologische Funde (Mesolithikum).

8. Schematisch dargestellter Bau der Haupttypen von Quartärsedimenten und fossilen Böden im Bereich der Pollauer Berge. 1 – Aufschüttungen, Wälle aus der Periode slawischer Ansiedlung, 2 – Schwemmlerme, 3 – subfossile Böden (holozänen Alters), 4 – fluviatile Sande mit Schotter, 5 – fluviatile Sandschotter, abgelagert in einem mäandrierenden Fluß (Holozän), 6 – ältere fluviatile Sandschotter, abgelagert in einem mäandrierenden Fluß (oberpleistozänen bis holozänen Alters), 7 – die ältesten fluviatilen Sandschotter am Grund der Talau (oberpleistozänen Alters), 8 – äolische Sande, 9 – Löss, 10 – Schwarzerden (oberpleistozäne interstadiale fossile Böden), 11 – Parabraunerden (interglaziale fossile Böden – PK III R/W), 12 – Hangablagerungen, Tone mit Schutt und Blöcken jurassischer Kalksteine, stellenweise frostschuttartig, 13 – fluviatile Sandschotter (Mittelpleistozän): a) zwei risszeitliche Akkumulationen mit kryogenen Erscheinungen

(Kryoturbation, Frostkeile), b) Mindel ? (oder älter ?), 14 – mittel- bis unterpleistozäne fossile Böden (PK IV–IX), 15 – unterpleistozäne fluviatile Sandschotter mit Sandlinsen von relativer Basishöhe + 40 m, mit kryogenen Erscheinungen an der Oberfläche (meistens Frostkeile), 16 – prä-quartäre Sedimente (Tertiär, Jura, eventuell Oberkreide), 17 – Subsidenzstörungen und Rutschstörungen in den Lössen, fossilen Böden und den fluviatilen Sandschottern, 18 – Kohlenreste, verkohlte Holzreste und verkieselte Bruchstücke von Stämmen, 19 – ostäologische Funde (Knochen und Zähne), 20 – Dreikanter, 21 – Artefakte des Pavlovien, *strichpunktiert* – vermutete Oberfläche in diesem Zeitraum, 22 – Artefakte des Mesolithikums, 23 – Keramik, 24 – Malakofauna pleistozänen Alters.

9. Paläotektonische Entwicklung des Gebietes von Oberoligozän bis Unterbaden.

A. Oberoligozän (Helvetische Orogenese), 25 Ma BP. Die Kollision (Kontinent-Kontinent) zwischen dem afrikanischen und europäischen Festland führte zu grundsätzlicher Umgestaltung in der orogenen Zone. Die Ablagerungen des Maguraraumes wurden gefaltet und als embryonale Decke über die Silesische Decke in die Nachbarschaft des Ždánice (Steinitz) Raumes verschoben. In diesem Raum kam es während der Bewegungen zur Sedimentationsveränderung (Antritt der Krosno-Lithofazies). Das Meer der externeren Räumen (Pouzďřany und autochthones Paläogen) wurde mit dem Ždánice Raum eng verbunden.

B. Paläogen/Neogen Grenze (Savische Orogenese), ca 20 Ma BP. Die durch Helvetische Orogenese deformierte Sedimente der Magura-Decke und die Füllung des Ždánice (Steinitz) Raumes wurden gefaltet. Die savische Form der Ždánice Decke gemeinsam mit der Magura Decke wurden weiter nach NW verschoben. Im Pouzďřany (Pausram) Raum setzte eine die ununterbrochene Sedimentation fort. Im Hinterland der Flyschdecken entstanden die untermiozäne „piggy-back“ Becken. Vor der Stirn der savischen Decken auf der Flexurbiegung des Festlandes entstand die Karpatische Vortiefe.

C. Karpat/Baden Grenze (Steierische Orogenese), 16,5 Ma BP. Die Füllung des Pouzďřany (Pausram) Raumes wurde gefaltet. Das Accretionprisma der Flyschablagerungen wurde „en bloc“ über die untermiozänen Sedimente der Vortiefe verschoben. Die Faltung und Deckenüberschiebung verliefen mindestens zum Teil unter dem Meeresspiegel. Während dieser tektonischen Bewegungen wurden von dem autochthonen Fundament des Ždánice (Steinitz) Ablagerungsraumes Fragmente der mesozoischen Gesteine abgerissen und als Klippen in den Bau der Ždánice Decke eingeschleppt. PAP – das Gebiet des autochthonen Paläogens, MH – meerespiegel.

10. Geologisches Profil durch die Pollauer Berge längs der Linie Pasohlávky (Weissteten)–Děvín (Maidenberg)–Lednice (Eisgrub) stellt einen sehr komplizierten geologischen Bau dar der während der helvetischen, savischen und steierischen gebirgbildenden (orogenetischen) Bewegungen entstand. Dieser Bau ist von den Flyschdecken (Magura Decke, Ždánice (Steinitz) Decke und Pouzďřany (Pausram) Decke) gebildet, die über die jurassischen und untermiozänen autochthonen Sedimente des europäischen Festlands verschoben worden sind. Im südöstlichen Teil des Profils zeigt über den Decken anladenes Untermiozän den „piggy-back“ Charakter seiner Ablagerungsräume auf. Der Deckenbau ist von tektonischen Schuppen gebildet, die von den Brüchen gestört sind. Die Überschiebungen und Brüchen betreffen auch den autochthonen Untergrund der Flyschdecken. Neogen des Wiener Beckens und der Karpatischen Vortiefe (1–6): 1 – Pannon, 2 – Sarmat, 3 – Baden, 4 – Karpat, 5 – Ottomány bis Eggenburg, 6 – gefaltete Untermiozän; vortertiäre autochthone Plat-

formsedimente (7–11): 7 – Oberkreide, 8 – karbonatische Entwicklung des Mesozoikums; pelit-karbonatische Entwicklung des Mesozoikums (9–11): 9 – Kurdějov Kalke, 10 – Mikulov (Nikolsburg) Mergel, 11 – Vranovice Kalke und Dolomite, Nikolčice Schichten und Grestener Schichtenfolge; 12 – Kristallin; Flyschdecken (13–19): 13 – Pouzdřany Decke, Ždánice Decke (14–18): 14 – Ždánice-Hustopeče Schichtenfolge (Eger), 15 – Menilit Schichtenfolge (Oligozän), 16 – Némčice-Schichtenfolge (Unteroligozän bis Maastricht), 17 – Pálava und Klementer Schichtenfolgen (Campan bis Turon), 18 – Ernstbrunner Kalk und Klentnice Schichtenfolge (?Hauteriv bis ?Oxford), 19 – Magura Decke; allgemeine Symbole: 20 – festgestellte und vermutete Linie der Flyschdecken, 21 – festgestellte und vermutete Linie der Überschiebung, 22 – festgestellter und vermuteter Bruch, 23 – Bohrungen.

## Erläuterungen zu den Beilagen

### Beil. I

1. Aufgelassener Steinbruch im Ernstbrunner Kalk auf dem Svatý kopeček (Heiliger Berg).
2. Blick von Stolová hora (Tafelberg) auf den Růžový vrch (Rosenberg) mit der Ruine Siroťčí hrádek. Im Hintergrund Děvín (Maidenberg) mit der Ruine Dívčí hrady (Maidenburg); im Vordergrund eine isolierte Kulisse von Ernstbrunner Kalk Hřebenáč bei Klentnice. *Foto Z. Stráník.*

### Beil. II

1. Karstfenster in dem Ernstbrunner Kalk auf dem Růžový vrch (Rosenberg).
2. Isolierte Türme von Ernstbrunner Kalk mit der Ruine Siroťčí hrádek. *Foto P. Čtyroký.*

### Beil. III

1. Pittoreske Kulisse Kočičí skála (Bottichstein) von Ernstbrunner Kalk; ein Naturdenkmal. *Foto P. Čtyroký.*
2. Blick vom Svatý Kopeček (Heiliger Berg) über Mikulov (Nikolsburg) auf den Kozí hrádek und Turoid mit aufgelassenem Steinbruch; ein Naturschutzgebiet. *Foto Z. Stráník.*

### Beil. IV

1. Soutěska (Klause) und die Kulisse von Ernstbrunner Kalk des Děvín (Maidenberg; untere Klippenschuppe mit transgressiv gelagerter Oberkreide). *Foto Z. Stráník.*

2. Kulisse von Ernstbrunner Kalk am touristischen Weg von Soutěska (Klause) nach Děvín (Maidenberg). Die Kalke der oberen Klippenschuppe sind steil über die Oberkreide verschoben. *Foto J. Bárta.*

### Beil. V

1. Transgressiv gelagerte Klementer Schichtenfolge der Oberkreide auf dem Ernstbrunner Kalk im aufgelassenen Steinbruch Turoid. Die Kalke und die Klementer Schichtenfolge sind durch Brüche, die steil nach N fallen, versetzt. *Foto Z. Stráník.*
2. Die sandigen Tone und Mergel von Karpat in der Wand der Ziegelgrube „Wienerberger A. G.“ in Novosedly. *Foto P. Čtyroký.*

### Beil. VI

1. Die Wand in der Weingärtenetagen auf dem S. Hang der Kopeček 259 m. Die Schotter des Unterbadens. *Foto P. Čtyroký.*
2. Frostkeil in den fluviatilen Schottern des Mittelpleistozän (Risszeit); Hauptterasse bei Nejdeč. *Foto P. Havlíček.*

### Beil. VII

1. Dolní Věstonice – die Wand einer aufgelassener Ziegelgrube am Ostrand des Dorfes. Die typischen Löss-Ablagerungen des Unter-Pleistozän mit den fossilen Böden PK I–III.
2. Horní Věstonice – aufgelassener Steinbruch südöstl. von der Gemeinde. Eine 8 bis 10 m mächtige, mit dem Hang konform gelagerte Schichtenfolge von Kalksteinschutt und Löss. *Foto V. Prokop.*

### Beil. VIII

Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). NW Abhang der Poller Berge, links oben die Talflur der Thaya vor dem Anlassen des Nové Mlýny Wasserspeichers. Der Pfeil zeigt Ziegelei mit eisernen oberpleistozänen Lösshorizont und fossilen Böden („Kalendář věků“ – der Kalender der Zeitalter). *Luftbild von M. Bálek.*

### Beil. I

1. Blick vom Süden auf Stolová hora (Tafelberg); Nationalpark Naturreservat. Am Ostfuß sind die aufgelassene Steinbrüche des Ernstbrunner Kalk, am NW Fuß die isolierten Türme von demselben Kalk.
2. Transgression der Oberkreide (Klementer Schichtenfolge) über dem Ernstbrunner Kalk mit dem Hardground im Steinbruch Turoid am Svatý Kopeček (Heiliger Berg).
3. Hardgroundfläche mit Lebensspuren im Ernstbrunner Kalk im aufgelassenen Steinbruch auf dem Svatý kopeček (Heiliger Berg). *Foto Z. Stráník.*