



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

114

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 114**

Vedecký redaktor

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. F. Bakoš, PhD., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. A. Klukanová, CSc., RNDr. M. Kohút, CSc., RNDr. J. Maglay, RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. M. Ondrášik, PhD., RNDr. A. Nagy, CSc., RNDr. P. Šiman, PhD.

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2008



GEOLOGICKÉ PRÁCE

S P R Á V Y

114

Obsah

- Kováč, M., Hudáčková, N., Hlavatá, J., Sopková, B., Grigorovič, A. A., Halásová, E., Kováčová, M., Kováčová, P., Sliva, L. a Baráth, I.:* Miocénne usadeniny vo vrtoch z regiónu Záhorská nížina: sedimentológia, biostratigrafické zaradenie a prostredie depozície _____ 7
- Kováč, M., Grigorovič, A. A., Baráth, I., Beláčková, K., Fordinál, K., Halásová, E., Hók, J., Hudáčková, N., Chalupová, B., Kováčová, M., Sliva, L. a Šujan, M.:* Litologické, sedimentologické a biostratigrafické vyhodnotenie vrtu ŠVM-1 Tajná _____ 51

Miocénne usadeniny vo vrtoch z regiónu Záhorská nížina: sedimentológia, biostratigrafické zaradenie a prostredie depozície

MICHAL KOVÁČ¹, NATÁLIA HUDÁČKOVÁ¹, JANA HLAVATÁ¹, BOHUSLAVA SOPKOVÁ¹, AIDA ANDREJEVA-GRIGOROVIC³, EVA HALÁSOVÁ¹, MARIANNA KOVÁČOVÁ¹, PATRÍCIA KOVÁČOVÁ¹, ĽUBOMÍR SLIVA¹ a IVAN BARÁTH²

¹Katedra geológie a paleontológie, PriF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³Institut Geologičnych Nauk NAN Ukrainy, O. Gončareva 55a – b, 01 601 Kiev, Ukraina

Abstrakt. Štúdium miocénnych sedimentov vo vrtoch Holič 6 (H-6), Gbely 139 (G-139), Kúty 43 (K-43), Kúty 45 (K-45), Malacky 93 (M-93), Malacky 101 (M-101), Dúbrava 47 (D-47), Dúbrava 48 (D-48) a Suchohrad 32 (S-32) malo za cieľ spresniť vek usadenín biostratigrafickými metódami a definovať vývoj a rozmiestnenie rôznych depozičných prostredí v čase usadzovania jednotlivých vrstiev a súvrství slovenskej časti Viedenskej panvy. Biostratigraficky boli definované morské usadeniny otanangu až vrchného bádenu a brakické usadeniny sarmatu a panónu. Okrem panvovej, viac-menej monotónnej sedimentácie predovšetkým pelitických facií sa na architektúre výplne panvy podieľajú v podstatnej miere depozičné prostredia delt, plytkovodných príbrežných facií – aluviálnych, lagunárnych a litorálnych, facií riasových bioherm, búrkových usadenín – tempestitov – a i. Nachádzajú sa v morskom alebo brakickom vývoji a menia sa v čase i priestore. Zdrojom klastického materiálu boli predovšetkým vyzdvihujúce sa pohoria v okolí panvy, horský reťazec Východných Álp a Západných Karpát. Štúdium palynologických spektier vo vrtných jadrách poskytlo cenné informácie o paleoklíme v oblasti Viedenskej panvy. Klímu počas spodného a stredného miocénu môžeme definovať ako subtropickú a vo vrchnom miocéne ako subtropickú až teplú, miernu. Počas sledovaného časového intervalu egenburg až panón sa zaznamenali obdobia zvýšenej a zníženej humidity.

Kľúčové slová: Viedenská panva, miocén, biostratigrafia, depozičné prostredie, paleoekológia, paleoklíma, paleogeografia

Viedenská panva: geodynamický vývoj, miocénna výplň a jej litostratigrafia

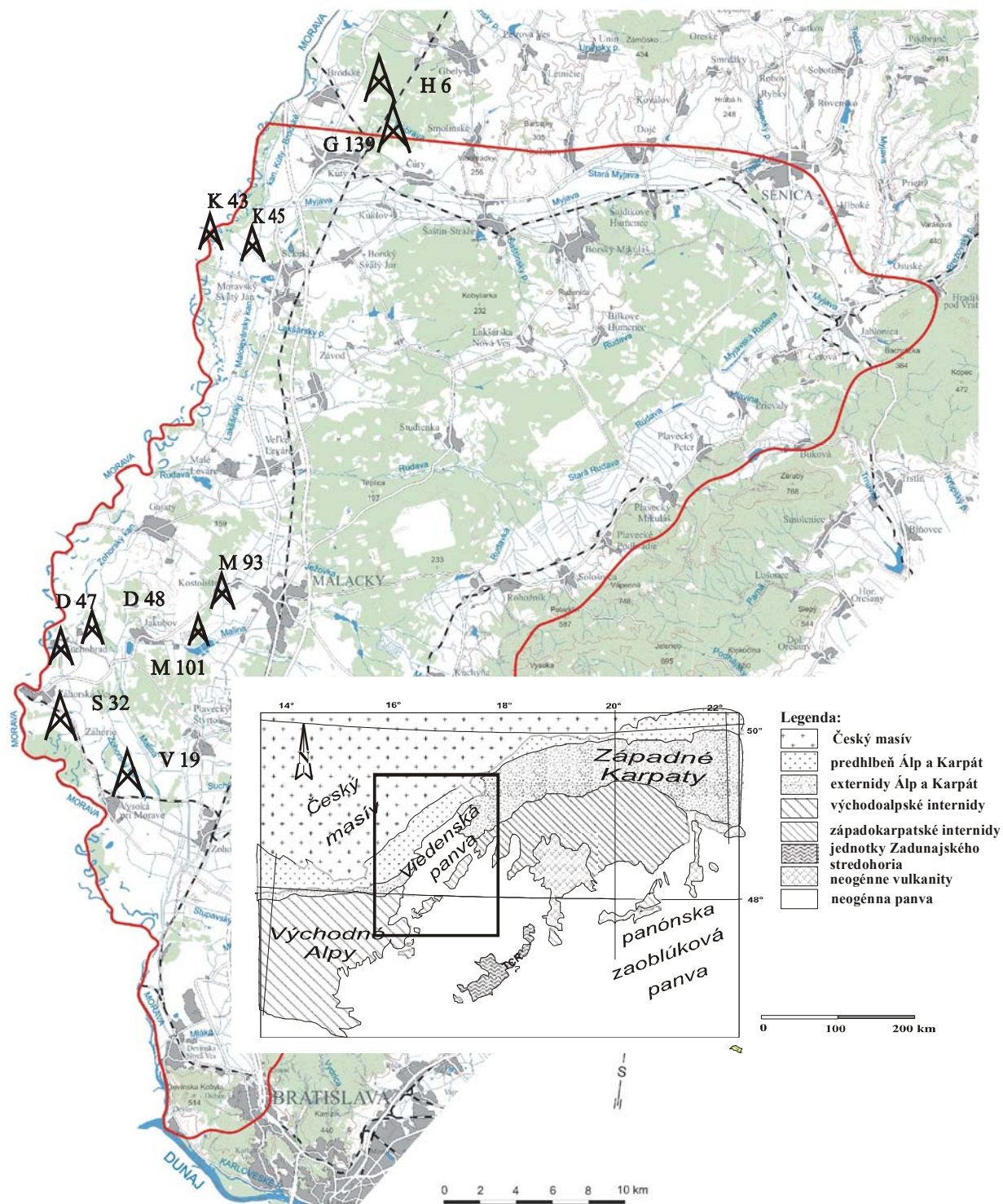
Záhorská nížina sa nachádza na území Viedenskej panvy situovanej v oblasti alpsko-karpatského styku (obr. 1). Podložie panvy na území Slovenska tvoria tektonické jednotky flyšového pásma vonkajších Západných Karpát, Severných Vápencových Álp, jednotky centrálnych Východných Álp a centrálnych Západných Karpát.

Napriek tomu, že Viedenská panva bola opísaná ako typická panva typu „pull-apart“ (Royden, 1985; Fodor et al., 1999), jej tektonická história dokumentuje spodnomiocénne depocentrá typu „piggy-back“ a strižných brázd (Marko et al., 1990; Kováč et al., 1998), ako aj stredno- a vrchnomiocénny vývoj panvy typu „graben & horst structure“ v extenznom režime (Kováč, 2000; Kováč et al., 2004). Neogénna sedimentárna výplň v najhlbších častiach panvy dosahuje hrúbku až 5 500 m (Killényi a Šefara – eds., 1989). Zastúpené sú predovšetkým miocénne usadeniny veku egenburg až panón (obr. 2).

Počiatkový rifting Viedenskej panvy sa viaže na tektonický únik západokarpatského orogénu z východoalpskej kolíznej oblasti (Ratschbacher et al., 1991a, b). Nasledujúce, synriftové štádium zahŕňa vznik grabenov a hrastí v strednom miocéne v paleonapätovom poli s extenziou orientovanou v smere SZ – JV. Postriftové štádium reprezentuje vrchnomiocénna subsidencia panvy v rovnakom režime (Lankreijer et al., 1995).

Vývoj Viedenskej panvy, resp. štruktúrny vývoj oblasti styku Českého masívu, Východných Álp a Západných Karpát sa výrazne odzrkadľuje vo vývoji riečnej siete ako hlavného zdroja klastických sedimentov zaplňajúcich sedimentačný priestor bazénu. Spodnomiocénne deltové systémy ústili do panvy predovšetkým z juhu, z alpskej oblasti (rakúske súvrstvie aderklaa). Neskôr, od stredného miocénu sa na západnom okraji vytváral mohutný deltový systém (Suchohrad – Matzen – Gajary), nazývaný aj delta paleo-Dunaja. V rovnakom čase sa vytváral aj deltový systém na severnom okraji panvy, odvodňujúci územie vyzdvihujúceho sa flyšového pásma (delta paleo-Moravy).

Z paleogeografického hľadiska Viedenská panva reprezentovala sz. záliv Centrálnej Paratetydy, mora, ktoré pokrývalo nielen územie panónskeho systému zaoblúkových paniev, ale aj čelnú predhlbeň karpatského orogénu. Do spodného bádenu reprezentovala Viedenská panva práve územie prepojenia týchto dvoch uvedených morských oblastí. Od stredného bádenu sa stala zálivom epikontinentálneho mora, prepojeným s panónskou oblasťou cez Eisenstadtskú panvu a Ödenburskú bránu (prieliv) na JV, Devínsko-hainburskú bránu (prieliv) na východe a Jablonickú bránu (prieliv) na SV (obr. 3). Spojenie Centrálnej Paratetydy s Mediteránom cez Transtetydny koridor (prieliv) na území Slovinska a Chorvátska sa uzatvoril v strednom bádene, do konca vrchného bádenu sa predpokladá morské spojenie smerom na východ cez oblasť Východnej Paratetydy (Rögl, 1998; Harzhauser a Piller, 2007; Kováč et al., 2007). Sarmatský sedimentačný priestor Centrálnej Paratetydy (vrátane Viedenskej panvy) už má znaky izolácie od otvoreného mora so špecifickým zložením brakickej morskej vody (Pisera, 1996) a endemickou morskou faunou a flórou (Harzhauser a Piller, 2007). Vrchnomiocénna izolácia viedla až k úplnému osladeniu sedimentačného prostredia koncom panónu.



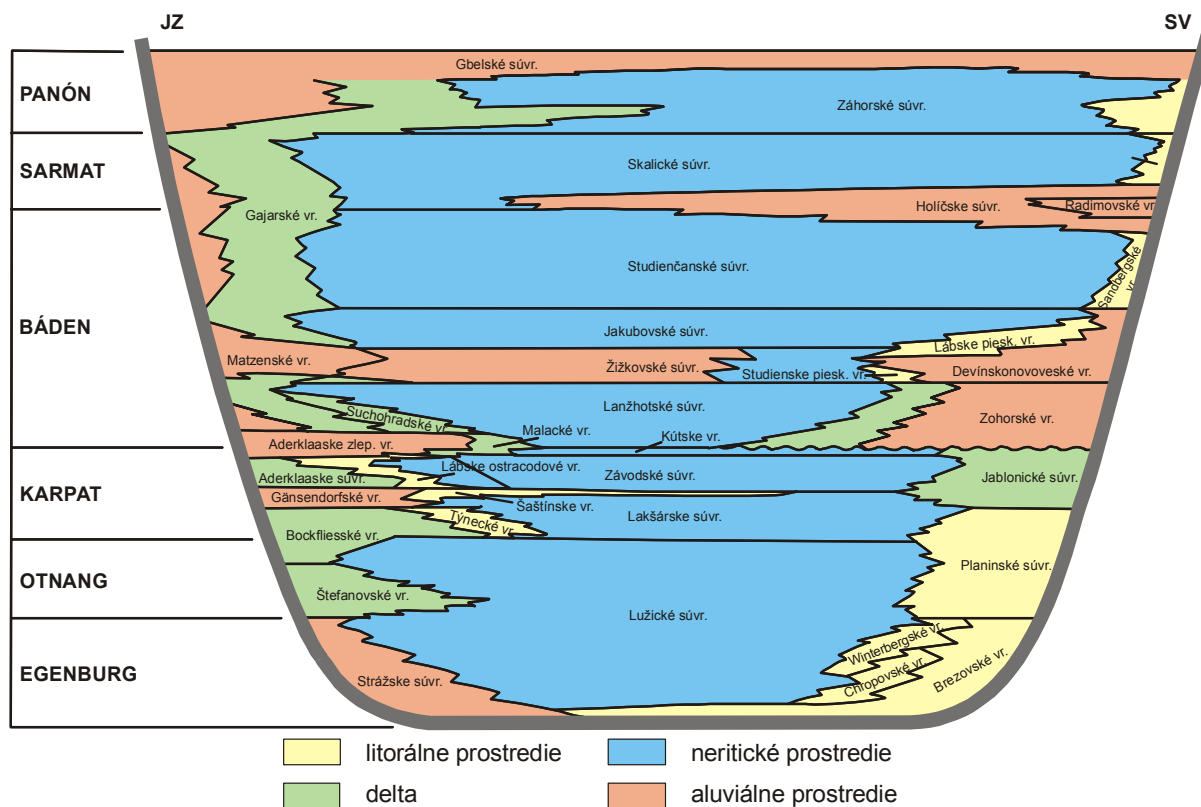
Obr. 1 Geologická pozícia Viedenskej panvy a regiónu Záhorská nížina. Vyznačené sú vrty v miocénnych usadeninách, ktorých jadra sa spracovali na PriF UK: Holíč 6 (H6), Gbely 139 (G139), Kúty 43 (K43), Kúty 45 (K45), Malacky 93 (M93), Malacky 101 (M101), Dúbrava 47 (D47), Dúbrava 48 (D48), Suchohrad 32 (S32), Vysoká 19 (V19).

Z hľadiska klimatických zmien v oblasti Viedenskej panvy (ale aj Centrálnej Paratetýdy) v spodnom miocéne prevládalo teplé subtropické podnebie, pričom vo vrchnom bádane sa skončilo strednomiocénne klimatické optimum (Böhme, 2003). Napriek tomu však môžeme ešte v sarmate toto prostredie charakterizovať ako subtropické, s postupným prechodom do teplej miernej klímy počas vrchného miocénu (Kvaček et al., 2006).

Litostratigrafické jednotky miocénnej výplne Viedenskej panvy

Egenburg a otnang (21,5 – 17,5 mil. rokov)

Najstaršiu časť sedimentárnej výplne Viedenskej panvy tvoria usadeniny egenburského a otnanského veku. Sedimenty sa vyznačujú dvojakým faciálnym vývojom: pelitic-kým a konglomerátovo-piesčitým (Buday et al., 1965).



Obr. 2 Litostratigrafické jednotky výplne Viedenskej panvy s vyznačením hlavných typov sedimentárnych prostredí (podľa Barátha et al., 2001)

Pelitický, panvový vývoj v západnej a severnej časti Viedenskej panvy (Mistelbach, Hodonín až Senica) reprezentuje **lužické súvrstvie** (Špička, 1969). Tvoria ho prevažne sivé vápnité íly, miestami s telesami pieskov a pieskovecov, ktoré diskordantne a transgresívne prekývajú predterciérne podložie (Jiříček a Seifert, 1990). Egenburské sedimenty dosahujú hrúbku 350 m a otnanské sedimenty 100 m. Spodná časť súvrstvia egenburského veku obsahuje asociáciu morskej mikrofauny s *Bathysiphon* – *Cyclammina*. Otnanský, brakický vývoj vrchnej časti súvrstvia charakterizuje prítomnosť mikrofauny spoločenstiev s *Cibicides* – *Elphidium* (Kováč a Hudáčková, 1997).

Okrajový vývoj alebo usadeniny deltového pôvodu predstavujú tieto členy: v piesčitom vývoji štefanovské vrstvy a v konglomerátovom vývoji chropovský, brezovský a dobrovodský zlepenc.

Brezovský zlepenc (egenburg) tvoria konglomeráty s prevahou karbonátových obliakov (Buday, 1955). Hruboklastický vývoj sa strieda s pieskovecami a pieskami. Prevláda karbonátický tmel. Maximálna hrúbka je 150 m.

Dobrovodský zlepenc (egenburg) budujú najmä konglomeráty a brekcie tvorené prevažne triasovými dolomitmi a v menšej miere jurskými a kriedovými vápenkami pochádzajúcimi z príkrovovej stavby centrálnych Západných Karpát a bradlového pásma (Kováč et al., 1993).

Chropovský zlepenc (egenburg) je rozšírený na sv. okraji Viedenskej panvy. Dosahuje maximálnu hrúbku 100 m. Z litologického hľadiska ho tvoria prevažne jemnozrné konglomeráty a hrubozrné pieskovce (Buday et al., 1965). Zdrojovou oblasťou obliakov je bielokarpatská jednotka magurského flyšu (Vass, 2002). Klasty sú tvorené alterovanými pieskovecami, miestami bridli-

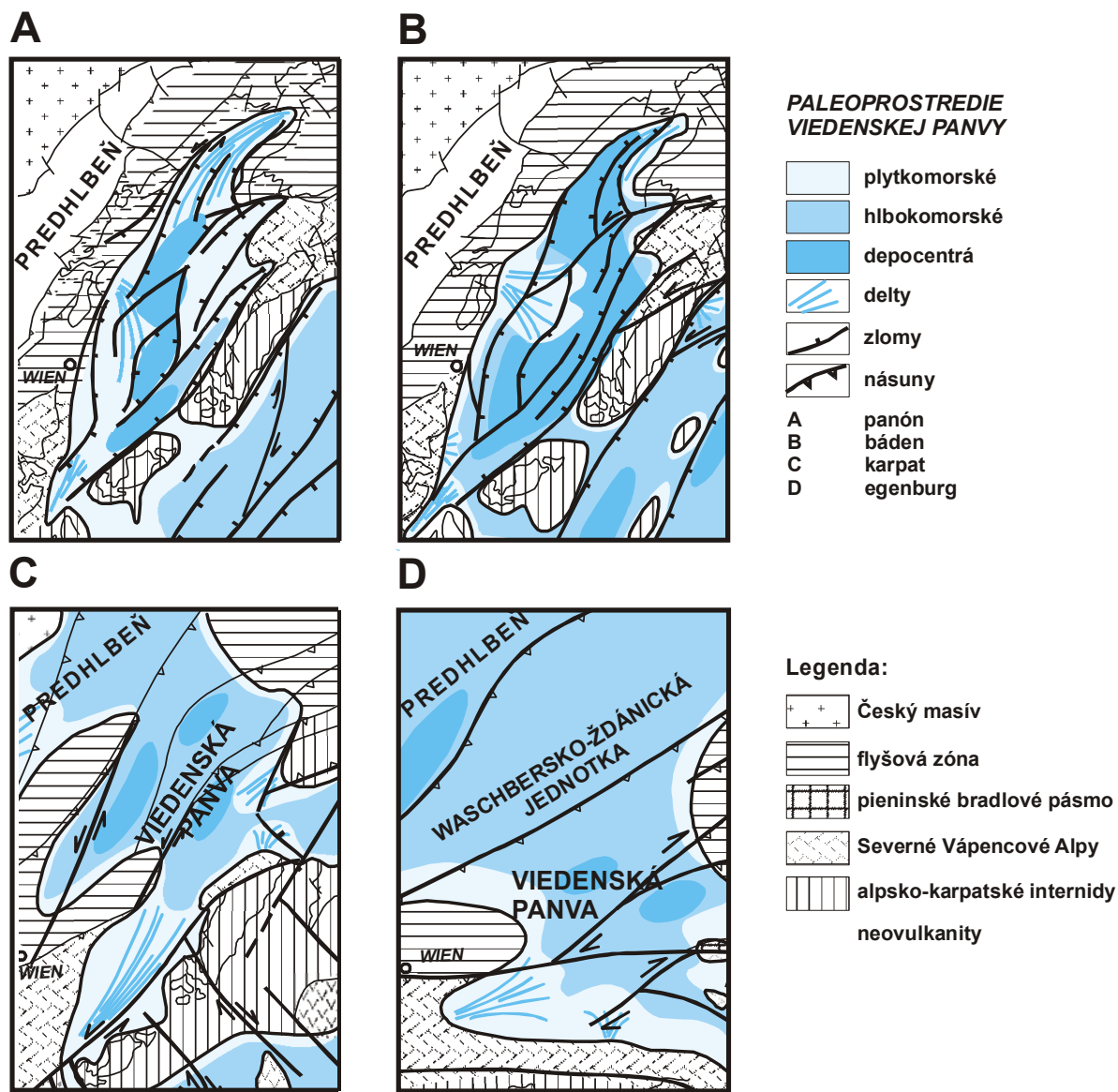
cami. Tmel je vápnitý a piesčitý. V chropovskom vývoji takmer úplne chýba pelitická zložka (Buday et al., 1965).

Štefanovské vrstvy (egenburg/otnang) sa nachádzajú uprostred lužického súvrstvia a reprezentujú piesčitý člen deltového pôvodu. Prvýkrát ho opísal Buday (1955). V práci Vassa (2002) sú štefanovské vrstvy označené ako „hodonínsky piesok“ tvorený jemnozrnými pieskami a pieskovecami s brakickou mikrofaunou. Jeho maximálna hrúbka je 150 m.

Planinské súvrstvie (otnang/spodný karpát) je známe z oblasti Dobrovodskej kotliny a pri severnom okraji Malých Karpát (Kováč et al., 1992). Tvoria ho prevažne anoxické piesčito-ílovité sedimenty zastúpené prachovcami a ílovcami tmavej farby, často obsahujúce pyrit. Okrajovú a bazálnu fáciu tvoria gradačne zvrstvené cykly sedimentov: zlepenc/brekcia – pieskovec – prachovec – ílovec. Smerom do nadložia sa vyskytuje svetlosivý ílovec s laminami prachu a s piesčitým popraškom na vrstevových plochách. Lokálne na báze súvrstvia je dobre vytriedený polymiktný zlepenc a telesá sklzových štruktúr. Vrchnú časť tvorí rozpadavý prachovo-vápnitý pieskovec a ílovec. V rakúskej časti Viedenskej panvy sa v tomto období usadzovali **bockfliesské vrstvy** (Sauer et al., 1992).

Karpát (17,5 – 16,4 mil. rokov)

Karpatské obdobie charakterizuje sedimentácia v panve typu „pull-apart“ (Royden, 1985). V severnej, slovenskej a českej časti Viedenskej panvy sa v tomto období uložilo lakšárske a závodské súvrstvie (Špička, 1969) s charakteristickou morskou mikrofaunou *Uvigerina graciliformis* (Cicha a Rögl, 2003 in Brzobohatý et al.,



Obr. 3 Paleogeografická schéma miocénneho vývoja Viedenskej panvy (upravené podľa Kováča, 2000)

2003). Ich ekvivalentom v rakúskej časti panvy je pelitické súvrstvie **laa** (Špička, 1969).

Spodné, **lakšárske súvrstvie** dosahuje hrúbku 600 až 900 m. Po prvýkrát ho opísali Špička a Zapletalová (1964) ako sivý vápnitý rozpadavý ílovec a prachovec, ktoré sa usadili v hlbokomorskom prostredí. Pelity laterálne prechádzajú do striedania ílovca a pieskovca. V súvrství sú aj vrstvičky kyslého tufu a bentonitu (Vass, 2002). Lakšárske súvrstvie je korelovateľné s pelitickým súvrstvom laa a s nižšou časťou súvrstvia aderklaa v rakúskej časti panvy (Jiříček a Seifert, 1990).

Závodské súvrstvie usadené v nadloží lakšárskeho súvrstvia opísali Špička a Zapletalová (1964). Tvori ho sivý vrstvitý íl/ílovec s nepravidelnými telesami piesku/pieskovca. Miestami sa nachádzajú vrstvičky slieňa až belavosivého vápenca. Súvrstvie je chudobné na morskú faunu, miestami vykazuje znaky zníženia salinity až osladenie depozičného priestoru. Závodské súvrstvie je rozšírené najmä v okolí Závodu, jeho ekvivalenty sú aj v rakúskej časti v okolí Matzenu. Maximálna hrúbka je 1 000 m (Vass, 2002).

Na báze lakšárskeho súvrstvia vystupuje **týnecký piesok** (Buday, 1955), jemno- až strednozrnný piesok/vápnitý pieskovec až zlepenec s maximálnou hrúbkou 300 m. V rakúskej časti panvy laterálne prechádza do **gänsendorfských vrstiev** a do spodnej časti **súvrstvia laa**.

Šaštínsky piesok je bazálny člen závodského súvrstvia (Špička a Zapletalová, 1964). Litologicky pripomína týnecký piesok a tvorí ho jemno- až strednozrnný piesok až vápnitý pieskovec. Podobne ako týnecký piesok sa usadil v prostredí delty, ktorá vstupovala do Viedenskej panvy z juhu – z rakúskeho územia. Dosahuje maximálnu hrúbku 400 m.

Prietržské vrstvy (Baňacký et al., 1996) predstavujú rytmickú sedimentáciu striedania pieskovca a ílovca. Miestami sa vyskytujú aj vrstvičky kyslého tufu. Strednozrnné pieskovce majú pozitívne gradačné zvrstvenie. Sú rozšírené na sv. okraji panvy.

Okrajový člen lakšárskeho a závodského súvrstvia je **jablonický zlepenec** hrubý 200 – 300 m, polymiktný, s dobre opracovanými obliakmi pestrého zloženia (Buday, 1955; Kováč, 1986). Usadil sa v prostredí delty až

litorálu a považuje sa za ekvivalent súvrstvia *aderklaa* v rakúskej časti panvy.

Lábske vrstvy (lábske ostrakódové vrstvy) (Buday, 1955) predstavujú laterálny ekvivalent závodského súvrstvia a súvrstvia *aderklaa* v rakúskej časti panvy. Striedajú sa v ňom vápnité ily s vápnitými pieskami usadené v čele delty. Vrstvy dosahujú hrúbku maximálne 100 m.

Spodný bádén (16,4 – 15 mil. rokov)

Spodnobádenské **lanžhotské súvrstvie** prvýkrát opísal Špička (1966). Reprezentujú ho vápnité ily a ílovec (tzv. tégel) dosahujúce maximálnu hrúbku 800 m. Hlavná pelitická masa súvrstvia nebola definovaná ako samostatný člen. Biostratigraficky sa súvrstvie zaraďuje do vrchnej lagenidovej zóny (v zmysle Grilla, 1943).

Hruboklastické sedimenty na báze lanžhotského súvrstvia reprezentujú **kútske vrstvy** (Špička, 1966). Sú rozšírené najmä v okolí Malaciek, Břeclavi a v kútskej priekope. Tvorí ich štrk/zlepenec vrátane brekcie a piesok/pieskovec s prechodom do pestrých pelitov s anhydritom.

Stredný bádén (15,0 – 13,6 mil. rokov)

Jakubovské súvrstvie (Špička, 1966) tvorí prevažne sivý vrstvovitý vápnitý íl/ílovec a prachovec s nepatrnými piesčitými telesami, vrstvami kyslého tufu a s biohermami a biostrómami riasového vápenca a amfisteginového piesku (lábsky obzor opísaný Budayom, 1955). Súvrstvie obsahuje spoločenstvo biozóny *Spiroplectamina carinata*, resp. zóny aglutinancií (v zmysle Grilla, 1941). Okrajové členy jakubovského súvrstvia zastupujú: žižkovské vrstvy, suchohradské, matzenské a lábske piesky a devínskonovoveské vrstvy.

Spodnú časť **žižkovských vrstiev** (Buday, 1955) tvorí jemno- až hrubozrnny piesok/pieskovec a štrk/zlepenec s obliakmi flyšových hornín. Smerom do nadložia prechádza do monotónnych pestrých pelitov so šošovkami piesku. Hrúbka vrstiev je od niekoľko desiatok metrov až po niekoľko stoviek metrov. Tieto vrstvy lagunárneho pôvodu vystupujú najmä v severnej časti panvy.

V severnej časti panvy lagunárnu žižkovskú formáciu prekrývajú vrstvy **lábskych pieskov** so zástupcami rodu *Amphistegina* (Buday, 1955). Tieto vrstvy reprezentujú typický transgresívny systém šelfových piesčitých barov. Obsahujú početnú skupinu litorálnych morských fosílií (Kováč et al., 2004).

V juhozápadnej a centrálnej časti panvy vystupujú piesčité telesá usadené v prostredí delty (paleodelty Dunaja), označované ako **suchohradské** (Kreutzer, 1986) a **matzenské** piesky (Wiesender, 1960; Kreutzer, 1986). Usadili sa v nadloží sedimentov spodnej a vrchnej lagenidovej zóny (v zmysle Grilla, 1943) a dosahujú hrúbku až 600 m, pričom matzenské piesky predstavujú len vrchnú, transgresívnu časť.

Devínskonovoveské vrstvy (Vass et al., 1988) sú rozšírené na sz. úpätí Malých Karpát a dosahujú hrúbku 200 – 400 m. Tvorí ich zlepenec a brekcia s piesčitým matrixom a výnimočne piesok s utopenými obliakmi a fragmentmi hornín. Obliaky, úlomkový materiál aj matrix pochádzajú prevažne z malokarpatských granitoidov.

Vrchný bádén (13,6 – 12,7 mil. rokov)

Sedimenty vrchného bádenu sú zastúpené panvovými pelitmi **studienčanského súvrstvia** (Vass, 2002), ktoré prvý opísal Špička (1966) ako studiencke súvrstvie. Vrstvový sled tvoria sivé vápnité ily/ílovec, ktoré prechádzajú do marginálnych pieskov (sandberské vrstvy). Súvrstvie dosahuje maximálnu hrúbku v kútskej priekope, takmer 900 m. Najrozšírenejšie je v centrálnej časti Viedenskej panvy. Biostratigraficky sa súvrstvie zaraďuje do bulimino-bolivínovej biozóny (v zmysle Grilla, 1941).

Sandberské vrstvy sa usadili na východnom okraji Viedenskej panvy (Baráth et al., 1994). Na báze sú vrstvy brekcií a zle vytriedených štrkov tvorených fragmentmi a obliakmi hornín mezozoického podložia. Vyššie sa nachádza šikmo zvrstvený žltosivý piesok s lumachelami mäkkýšov, telesami a vrstvami drobnozrného štrku, resp. brekcie a piesčitého vápnitého ílu a lavice a bochníky riasových vápencov. V terminálnej časti sandberských vrstiev sa nachádzajú brekcie a brekciovité vápence. Vrstvy ležia diskordantne na mezozoickom podloží a postupne laterálne prechádzajú do pelitov. Sandberské vrstvy dosahujú maximálnu hrúbku 100 m. Sú rozšírené najmä v okolí Devínskej Novej Vsi na západnom okraji Bratislavy.

Na juhozápadnom okraji panvy ako okrajový člen studienčanského súvrstvia vystupujú **gajarské vrstvy** (Vass, 1989). Ide prevažne o piesčité sedimenty, resp. telesá piesku striedajúce sa s vrstvami vápnitého ílu až prachu. Sú vyvinuté najmä v okolí Matzenu a Zwerndorfu. Vrstvy dosahujú hrúbku niekoľko 100 m. V slovenskej časti Viedenskej panvy sú rozšírené pozdĺž rakúsko-slovenskej hranice, a najmä v okolí Gajár.

Sarmat (12,7 – 11,5 mil. rokov)

Sarmatský sedimentačný cyklus (Kováč et al., 2004) v rámci modernej sekvenčnej stratigrafie delíme na dva cykly nižšieho rádu reprezentujúce spodný a vrchný sarmat (Harzhauser a Piller, 2004).

Spodný sarmat na území Slovenska reprezentuje **holičské súvrstvie** dosahujúce hrúbku 500 – 1 000 m (Vass, 2002). Prevládajúci litotyp súvrstvia sú sivé vápnité ily/ílovec až prachovec s vrstvami piesku/rozpadavého pieskovca. Súvrstvie je rozšírené najmä v z. a sz. časti Viedenskej panvy (Baňacký et al., 1996). Stratigraficky tieto usadeniny zaraďujeme do biozóny *Elphidium reginum* (zóna veľkých elfidií) a biozóny *Elphidium hauerinum* (v zmysle Grilla, 1941).

V nadloží holíčskeho súvrstvia vystupuje **skalické súvrstvie** s hrúbkou niekoľko 100 metrov, ktoré sa usadilo počas vrchného sarmatu (Elečko a Vass, 2001). Súvrstvie zastupuje jemno- až stredozrnny piesok/pieskovec s horizontálnym, čerinovým a šikmým zvrstvením. Na bázach pieskovcových lavíc býva hojná fauna lastúrnikov, miestami tvoriaca lumachely. Skalické súvrstvie je rozšírené v severnej časti Viedenskej panvy. Stratigraficky ho zaraďujeme do biozóny *Nonion granosum* (Grill, 1941).

Panón (11,5 – 7,1 mil. rokov)

Vo vrchnom miocéne sa usadilo staršie, **bzenecké súvrstvie** a mladšie, **čárske súvrstvie** (Bartek, 1989). Depozíciu bzeneckého súvrstvia charakterizuje plytké

brakické prostredie uzavretého zálivu Centrálnej Paratetydy. Čárske súvrstvie má charakter sedimentácie v brakickom prostredí až v prostredí osladeného jazera. Obe súvrstvia sú budované ílmi a pieskami s hrúbkou dosahujúcou miestami 500 až 1 000 m (Špička, 1969; Kováč et al., 1998). Ich členmi sú **kyjovské a dubnianske vrstvy**, ktoré sa vyznačujú prítomnosťou lignitových slojov. Kyjovské vrstvy sú členom bezeneckého súvrstvia a dubnianske vrstvy členom čárskeho súvrstvia.

Biozonácia Viedenskej panvy

Princípy biozonácie

Termín biozonácia predstavuje rozdelenie sedimentárnej výplne panvy na zóny podľa obsahu fosílií. Biozóna podľa definície North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN) je teda základná biostratigrafická jednotka charakterizujúca sedimentárne teleso na základe obsahu fosílií.

Biostratigrafická jednotka je stanovená len v takom prípade, ak je možné definovať diagnostickú črtu alebo vlastnosť, na základe ktorej bola definovaná. Biostratigrafické jednotky sú teda objektívne jednotky postavené na správnej identifikácii fosílnych taxónov. Môžu byť postavené na základe jediného taxónu, na kombinácii taxónov, na relatívnej abundancii, na špecifickej morfolologickej črte alebo na kombinácii niektorých z mnohých črt vo vzťahu k obsahu a rozloženiu fosílií vo vrstve. Rovnaký interval môže byť zónovaný rozdielne v závislosti od výberu diagnostického kritéria alebo rôznej skupiny fosílií. To znamená, že v rovnakom intervale môže byť viac typov biozón, môžu mať medzi sebou prerušenia alebo vertikálne či horizontálne presahy. Biostratigrafické jednotky sú odlišné od akýchkoľvek iných stratigrafických jednotiek, pretože fosílie, ktoré obsahujú, ukazujú evolučnú zmenu fauny či flóry počas geologického času. Takéto zmeny nie sú opakovateľné, a teda fosílna spoločenstvá určitého veku sú odlišné od fosílnych spoločenstiev iného veku.

Pre oblasť Západných Karpát sa vypracovalo niekoľko typov biozonácií (sú to najmä zóny rozsahu a zóny spoločenstva), definovaných na základe výskytu fosílií dierkavcov. Tieto zóny sa korelovali so zónami definovanými podľa iných druhov fosílií: vápneného nanoplanktónu, ostrakód, mäkkýšov, mikroflóry a tiež cicavcov. Ich porovnávaním sa vytvorili biostratigrafické škály neogénnych výplní paniev Západných Karpát, ako aj usadenín Centrálnej Paratetydy.

Najpoužívanejšie biostratigrafické členenie neogénnych usadenín vychádza z bentických dierkavcov nájdených v sedimentoch Viedenskej panvy a v alpsko-karpatsko-panónskej oblasti má dlhú tradíciu (Grill, 1941, 1943). Pre stredný miocén sa toto členenie doteraz často používa, hoci nie je vhodné na korelačné účely so vzdialenejšími oblasťami, napríklad s Mediteránom. Pre spodný miocén neboli definované presné zóny, bola spomenutá iba typická fauna vyskytujúca sa v sedimentoch (Grill, 1948). Tento fakt odzrkadľuje aj rozdelenie neogénu, ktoré historicky nezodpovedalo súčasnému rozdeleniu na burdigal, helvét a tortón oproti rozdeleniu na egenburg, otnang, karpát, bádén a sarmat (Seneš, 1971).

Na základe pôvodného členenia charakterizuje Grill (1948) v spodnom miocéne burdigal (egenburg) batysifónovým a cyklaminovým spoločenstvom a spodný helvét

(otnang) cibicidovo-elfidiovým spoločenstvom (Grill, 1943). V karpate (vrchný helvét) Grill spoločenstvo dierkavcov necharakterizoval. Tortón rozdelil na spodnú a vrchnú lagenidovú zónu (spodný bádén; Grill, 1943), zónu aglutinancií (*Spiroplectammina carinata*) (stredný bádén; Grill, 1941) (zóna *Spirorutilus carinatus* v súlade s NACSN), bulimínovo-bolivínovú a rotáliovú zónu (*Ammonia vienensis* v súlade s NACSN) (vrchný bádén; Grill, 1941). V sarmate boli určené tieto zóny: brakická fauna s *Ammonia beccarii*, zóna veľkých elfidií, zóna *Elphidium hauerinum* a zóna *Nonion granosum* (Grill, 1941) (*Porosonion granosum* v súlade s NACSN). Na základe najnovších výskumov sa však ukazuje, že uvedené delenie stredného miocénu vychádzajúce z ekostratigrafie môže byť z hľadiska presného určenia veku usadenín zavádzajúce (Hudáčková et al., 2003).

Moderné princípy biozonácie miocénu v Západných Karpatoch zosumarizovali a uplatnili Cicha et al. (1975). V rámci aktivít RCMNS (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy) tak bolo vypracované biostratigrafické členenie podľa všetkých dostupných skupín fosílnych organizmov a vytvorila sa aj synoptická stratigrafická tabuľka (**obr. 4**). V miocéne Centrálnej Paratetydy sa vyčlenili zóny CPN (1 až 27) na základe výskytu planktonických a bentických foraminifer a lastúrníčiek (v zmysle Cichu et al., 1975). Biozonácia na základe vápneného nanoplanktónu sa používa v zmysle Martiniho (1971) a zóny sa označujú NN. V neogénnych sedimentoch Západných Karpát ich prvá uplatnila Lehotayová (1975).

V tejto práci sa využívajú najmä zóny podľa planktonických foraminifer: pre egenburg, otnang a spodnú časť karpatu *Globigerinoides quadrilobatus* – *Globoquadrina dehiscens* (CPN 4), pre spodný bádén zóna *Praeorbulina* – *Orbulina suturalis* (CPN 6/7), pre stredný bádén zóna s *Globigerina decoraperta* a *Globigerina druryi* (CPN 8) *Globoturborotalita decoraperta* a *Globoturborotalita druryi* v súlade s NACSN) a vo vrchnom bádéne zóna s *Velapertina* (CPN 9). Počnúc sarmatskou izoláciou sa v Centrálnej Paratetyde končí možnosť využívať na zónovanie planktonické dierkavce a pokračujú zóny podľa bentických foriem dierkavcov navrhnuté Grillom (1941) a upravené Cichom et al. (1975).

Biozóny Viedenskej panvy

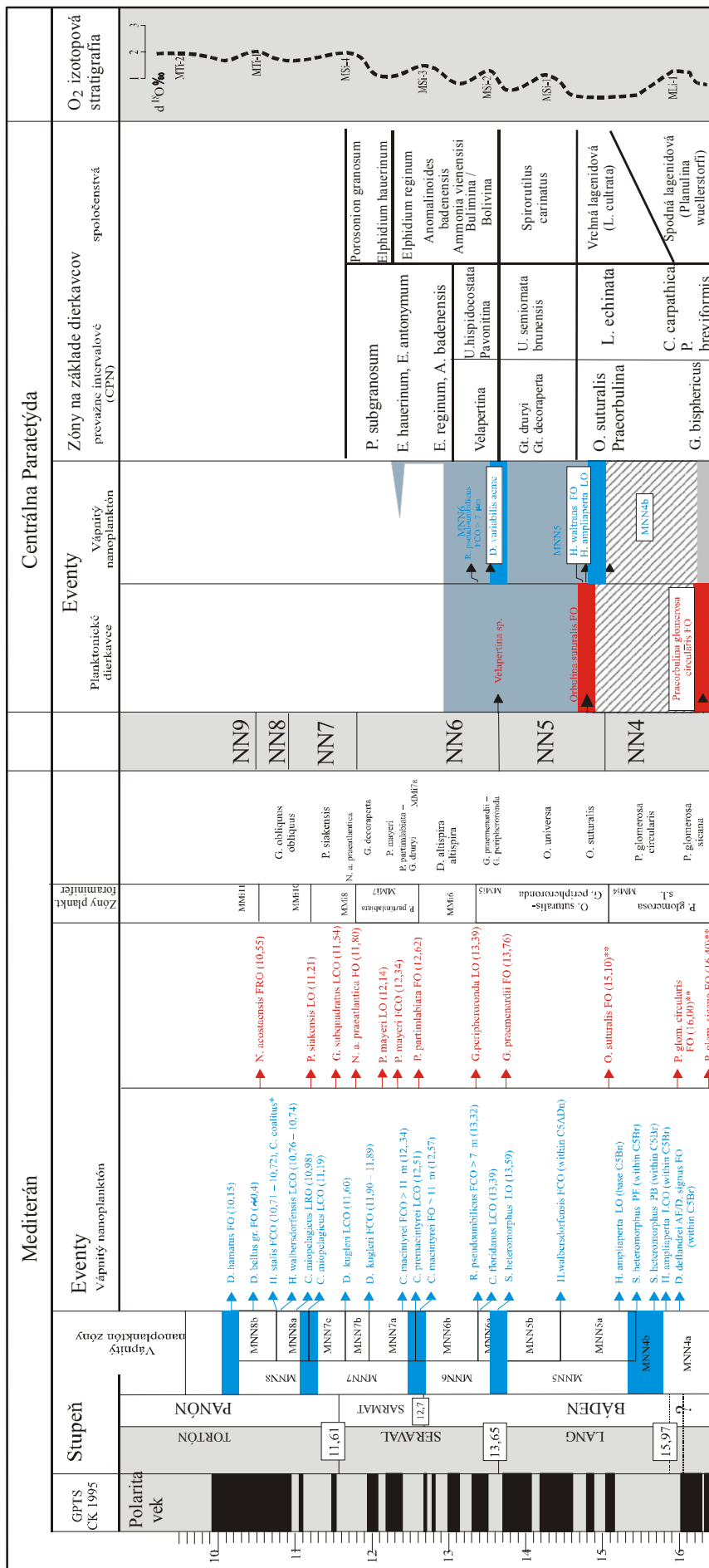
Miocénne biozóny Viedenskej panvy sú vytvorené na základe bohatého výskytu bentických dierkavcov v sedimentoch (Grill, 1941, 1943, 1948). Bohatý výskyt dierkavcov v sedimentoch Západných Karpát však nebýva pravidlom, skôr výnimkou. Pri štúdiu vrtného materiálu, často iba výplachových úlomkov, sa stáva, že máme spoločenstvá vytriedené, znečistené alebo sedimenty nepochádzajú z morského sedimentačného prostredia, ale bolo prevrátené okrajové prostredie či prostredie so špecifickými typmi fauny (deltový sediment, plážová časť, riasový alebo koralový rif či rampa). Iba zriedkavo, v ideálnom prípade sa dajú získať spoločenstvá všetkých opísaných biozón.

Zóny v práci Cicha et al. (1975) sú nedostatočne korelované s nanoplanktonovými zónami, preto sa pri porovnaní so súčasnými výsledkami a originálom tabuľky vyskytujú nedorozumenia (obr. 4 vs. obr. 5). V prípade možnosti používame na určenie veku biostratigrafický

number of zones	Basic microbiozones	Benthonic foram. zones	Nanno-plankton zones	Ostracoda zones	Oligohaline - brachyhaline Mollusca zones	Pectinid zones	Pisces (otholites)	Vertebrata (excl. pisces)	Macroflora "zones"	Palynological "zones"	Diatom zones	Time m.y. Central para tethys	Age - Stage Central Paratethys	Age - Stage East Paratethys	Blow 1969 Plankt. zones	Martini 1971 nanno plankton zones	Age - Stage Mediter-ranean
4,5,9,23		4,5,21,23	12,13	9	9, 20	1,17	2	6	3, 10,11,14, 18	7,15	16	19, 22					
23	C. candonaeformis L. scharapovae				Sphaerium Gasirocopta				Hajnačka Etouaires					Rumanian	Akschgylian		
22	C. candida P. marchica				V. suessi V. sadleri				C. aff. sempervirens					Datian	Datian Kimmerian	NN 16-18	Astian Piacenzian
21	C. acranasuta B. dorsoacuta				C. croatica C. rhomboidea									Pontian	Pontian	NN 19/21	Zanclean
20	C. balcanica C. lobata				C. zahalkai C. digifera				A. ducalis F. heidingeri	Arcktertiary flora NAP				F		NN 12	
19	C. unguiculus C. praebalcanica				D. primiformis D. auricularis									E 2,3			
18	C. sublittoralis L. reticulata				C. subglobosa longitesta									E, 1	Meotian	N18	Messinian
17	H. hieroglyphica A. recta				C. partschi globosatesta					Absence of the tropical flora Quercus, Fagus, NAP		7.6- 9.1		D			
16	C. tuberculata C. sulcata				C. hoernesii									Pannonian C	Khersonian	NN 11	
15	H. auriculata H. lorentheyi pannonica				C. ornithopsis									B	Bessarabian		
14	C. tuberculata costata H. nodosa			see zones 14 - 23	M. impressa s.l.							10.7		A			
13	P. subgranosum			C. pokornyi C. jánoscheeki Cyprideis A. notata	R. carasi Maetra s.l. C. polioioanei							11.0				N 17	
12	E. hauerinum E. antoninum			L. fragilis X. sera	E.d. podolica A. sarmatica		Ot. insectus	La Grive				11.3 (13.9)	Sarmatian	Volhynian Buglovan	N 16	NN 10	Tortonian
11	E. reginum C. badenensis	see zones 10 - 13		C. hungarica A. mehesi A. plana A. sarmatica	M. sarmatica M. angulata E. trigonula A. reflexa				Q. pseudocastanea							NN 9?	
9	Velapertina	U. hispido- costata Pavonitina	?	Ph. farkasi			Ch. elini	Lampanyctus latirostratus Ot. rumanus		Alnus, Ulmus, Betula, Pinus, Tilia, Sequoia		13.9 - 15.6	Kossovian	konkian Karaganian	N 15 N 14?	NN 8? NN 6-7	
8	G. druryi G. decoraperta	P. elongata U. semionata brunensis	NN 6/7	F. spinulosa Ph. tarchanensis				Sansan	F. attenuata					Badenian Wieliczian	Chokrakian	N 13	Serravallian
7	Orbulina suturalis Pracorbulina	L. echinata	NN 5	T. hystrix E. alexanderi			F. besseri	Neudorf Spalte 1, 2	M. amygdalaeformis			15.1 - 17.7		Tarchanian		NN 5	Langhian
6	G. sicanus	C. karpatica U. parkeri breviformis		C. parcuminata L. variolata			F. pasinii	Lampanyctus carpaticus	Lagenmoser Frant. Lázne							N 8	
5	G. quadrilobatus trilobus G. dehiscentis	C. budayi M. intermedia	NN 4 NN 2/3	F. triabellii C. olivangensis N. helvetica C. reversa	Rzehakia	Chl. hermansenii Chl. gngas	Dapalis formosus D. curvirostris	Orechov La Romeu Tuchelice Wint. wes	E. detecta L. princeps L. hemeici	Mediter. flora Tropic flora		20.7				N 7	Burdigalian (sensu Lyon 1971)
4	G. quadrilobatus primordium	M. gunteri	NN 1	C. hermi H. d. grekofi		F. carryensis	Argyropelecus polci	Laugnac Haslach				21.9	Ottangian	Kotzachurian		NN 4 NN 2-3	
3	G. opima opima Globigerinoides	M. complanata M. formosensis	NP 25	H. helvetica N. rara		Ch. decusata		Paulhiac Weissenburg	C. partschii L. medomontanum	Tropic. flora, Arcktertiary elem. (Alnus, Ulmus)		25	Eggenburgian	Sakaraulian	N 5/6	NN 1	Aquitanian
2	G. ampliapertura		NP24/29	H. helvetica C. punctatella		Ch. picta (partly)		Coderet Gaimersheim				30.5				NN 25 NN 24 25-	Bormidian Chattian
1																	

- references
- | | | | | | |
|---------------|---------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|
| 1. Baldi | 5. Čtyrtek | 9. Jiříček | 13. Molčíková | 17. Senes | 21. Vaňová |
| 2. Brzobohatý | 6. Fejfar | 10. Knobloch | 14. Němejc | 18. Sitár | 22. Vass |
| 3. Bůžek | 7. Gabrielová | 11. Kvaček | 15. Pländerová | 19. slávik | 23. Zapletalová |
| 4. Cícha | 8. Holý | 12. Lehotajová | 16. Řeháková | 20. Švagrovský | |

Obr. 4 Synoptická stratigrafická tabuľka (podľa Cíchu et al., 1975, neupravené)



Obr. 5 Stratigrafická tabuľka, upravené podľa: Iaccari et al., 2002; Andrejeva-Grigorovič et al., 2001; Hudáčková et al., 2003; Cicha et al., 1975; Grill, 1941, 1943.

horizont (event), teda prvý (FO, FAD) alebo posledný (LO, LAD) výskyt určitých fosílií, ktorý bol dobre vekovo (absolútne) definovaný (obr. 5).

Egenburské usadeniny centrálnej časti Viedenskej panvy tvorené morskými pelitickými sedimentmi by v ideálnom prípade mali obsahovať spoločenstvo bentických dierkavcov obsahujúce množstvo aglutinovaných typov dierkavcov s výraznou dominanciou hlbokovodných typov zložených z kremitých ihlic hubiek druhu *Bathysiphon filiformis* SARS, hlbokovodných zástupcov *Cyclamina*, *Haplophragmoides*, *H. vasiceki pentacamerata* C. et Z. spolu s množstvom lagenidových typov dierkavcov. Z planktonických druhov je to najmä *Globigerinoides trilobus* (REUSS) a *Globigerina praebulloides* BLOW. Takéto spoločenstvo (spodná časť lužického súvrstvia) je dokumentované iba v moravskej časti panvy v depresiách okolo oblasti Lužice – Hodonín. V slovenskej časti Viedenskej panvy takáto klasická fácia zatiaľ nebola dokumentovaná. Egenburské sedimenty sa vyskytujú v hlbokých vrtoch okolo Štefanova, Lábu a Studienky, pričom vrtné jadrá obsahujú najmä usadeniny s výrazným zastúpením lagenidových dierkavcov ako *Lenticulina* sp. div. Veľmi často sa vyskytujú spoločenstvá plytkovodných foriem dierkavcov – *Cibicides* a *Ammonia* – a málo diverzifikované spoločenstvo nanofosílií s výraznou dominanciou druhov *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY a *Thoracosphaera* sp., zriedkavo *Discoaster druggii* BRAMLETTE et WILCOXON, *Sphenolithus disbelemnus* FORNACIARI et RIO, *S. dissimilis* BUKRY et PERCIVAL, *S. compactus* BACKMAN, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN) STRADNER, *S. conicus* BUKRY, *Orthorhabdus serratus* BUKRY, *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, *T. challengerii* PERCH – NIELSEN, *T. milowii* BUKRY, *Reticulofenestra minuta* ROTH, *R. haqii* BACKMANN, *Helicosphaera ampliaperata* BRAMLETTE et WILCOXON, *H. granulata* (BUKRY et PERCIVAL) JAFAR et MARTINI a *H. carteri* (WALLICH) KAMPTNER. Pre egenburské sedimenty je charakteristická prítomnosť redeponovaných druhov nanoplanktónu s prevahou paleogénnych taxónov (Andrejeva-Grigorovič et al., 2001). Asociáciu egenburského nanoplanktónu zaraďujeme k zóne NN2 *Discoaster druggii*.

V otnanských usadeninách Viedenskej panvy by sme v ideálnom prípade našli na báze morský vývoj sedimentov, tzv. „robulový šlír“, charakteristický výskytom druhov foraminifér ako *Amphicyrina ottangensis* (TOULA), *Sigmoilopsis ottangensis* ROEGL a *Bolivina matejkai* (C. et Z.). Z planktonických dierkavcov sú veľmi časté *Cassigerinella boudecensis* POKORNÝ, *C. spinata* RÖGL a *Globigerina ottangensis* RÖGL (vrty z oblasti Cunín). Následné splytenie sedimentačného prostredia reprezentuje „cibicidovo-elfidiový šlír“ bohatý na zástupcov rodov *Cibicides*, *Elphidium* a *Bolivina*. Najvrchnejšiu časť vrstvového sledu tvoria faunisticky ochudobnené usadeniny s obsahom veľmi nenáročného taxónu *Silicoplacentina* sp. (najvrchnejšia časť lužického súvrstvia).

V usadeninách otnanského veku by v ideálnom prípade mala byť obsiahnutá diverzifikovaná asociácia vápnitého nanoplanktónu zóny NN3, FAD (prvý výskyt) *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE – WILCOXON s dobre zachovanými druhmi ako *Sphenolithus belemnus*, *S. disbelemnus*, *S. dissimilis*, *S. compactus*, *S. moriformis*, *Orthorhabdus serratus*, *Helicosphaera ampliaperata*, *H.*

scissura MILLER, *H. intermedia* MARTINI, *H. mediterranea* MILLER, *Reticulofenestra haqii*, *R. minuta*, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH a *Triquetrorhabdulus milowii*. Vzácné sú prítomné aj druhy ako *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER a *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY et BLACK) LOEBLICH et TAPPAN, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus* a *Thoracosphaera* sp.

Usadeniny karpatského veku z dierkavcov charakterizuje bohatá bentická fauna s *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN. (FAD), *Pappina primiformis* (PAPP et TURN.), aglutinovanými hlbokovodnými typmi *Cyclamina karpatica* C. et Z., *Bathysiphon taurinensis* SACCO a planktonickými druhmi *Globigerina bulloides* ORB., *G. diplostoma* REUSS, *Paragloborotalia acrostoma* (WEZEL) a *P. mayeri* (CUSH et ELLISOR), typická pre sedimenty lakšárskeho súvrstvia. Spodná hranica stupňa karpát v Centrálnej Paratetyde je biostratigraficky definovaná na základe vápnitého nanoplanktónu posledným výskytom (LAD) *Sphenolithus belemnus*. Leží v nanoplanktónovej zóne NN4 *Helicosphaera ampliaperata* (Martini, 1971; Rögl et al., 2003).

Biostratigrafické definovanie karpátu v praxi býva veľmi zložitá. V sedimentoch sz. časti Viedenskej panvy, kde je vyvinuté iba lakšárske súvrstvie, by sme prešli až šiestimi rozličnými typmi spoločenstiev dierkavcov. V juhovýchodnej časti usadeniny lakšárskeho súvrstvia prechádzajú do sedimentov závodského súvrstvia. Na báze sú sedimenty sterilné na morskú faunu dierkavcov, smerom do nadložja sa striedajú z hľadiska výskytu fauny veľmi bohaté sedimenty so sterilnými vrstvami s obsahom pyritizovaných rozsievok a rybami zvyškami patriace k ostrakodovým lábskym vrstvám.

Spodnobádenské usadeniny v Centrálnej Paratetyde definujeme na základe prvého výskytu zástupcov rodu *Praeorbulina* OLSON. Sú známe napríklad zo Štajerskej panvy (Rögl et al., 2002; Spezzaferri, 2004). Vo Viedenskej panve však zástupcov tohto planktonického rodu dierkavcov nachádzame iba v spoločenstve so zástupcami rodu *Orbulina*. Usadeniny s touto asociáciou dierkavcov definuje Grill (1943) ako vrchnú lagenidovú zónu. Spoločenstvo vrchnej lagenidovej zóny obsahuje najmä druhy *Lenticulina echinata* (ORB.), *Planularia antillea ostraviensis* VAŠIČEK, *P. dentata* (KARR.), *Uvigerina macrocarinata* PAPP et TURN., *Praeorbulina* sp. div. a *Globorotalia* sp. div. Takéto spoločenstvo sa najtypickejšie vyskytuje v južnej časti Viedenskej panvy. Bádenské spoločenstvá vápnitých nanofosílií sú bohaté na rozličné druhy a na báze môžu obsahovať nanoflóru zóny NN4. V spodnobádenských sedimentoch Viedenskej panvy sú zastúpené druhy *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *Helicosphaera waltrans* THEODORIDIS, *H. carteri*, *H. walbersdorffensi* MÜLLER, *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* a zriedkavo aj druhy *Discoaster exilis* MARTINI et BRAMLETTE, *D. variabilis* MARTINI et BRAMLETTE a *D. deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL podzóny NN5a (Andrejeva-Grigorovič et al., 2001).

Strednobádenské sedimenty sa v severnej časti Viedenskej panvy vyskytujú diskordantne na karpatských sedimentoch a obsahujú spoločenstvo foraminifér zóny aglutinancií. V zóne aglutinancií (zóna *Spiroplectamina*

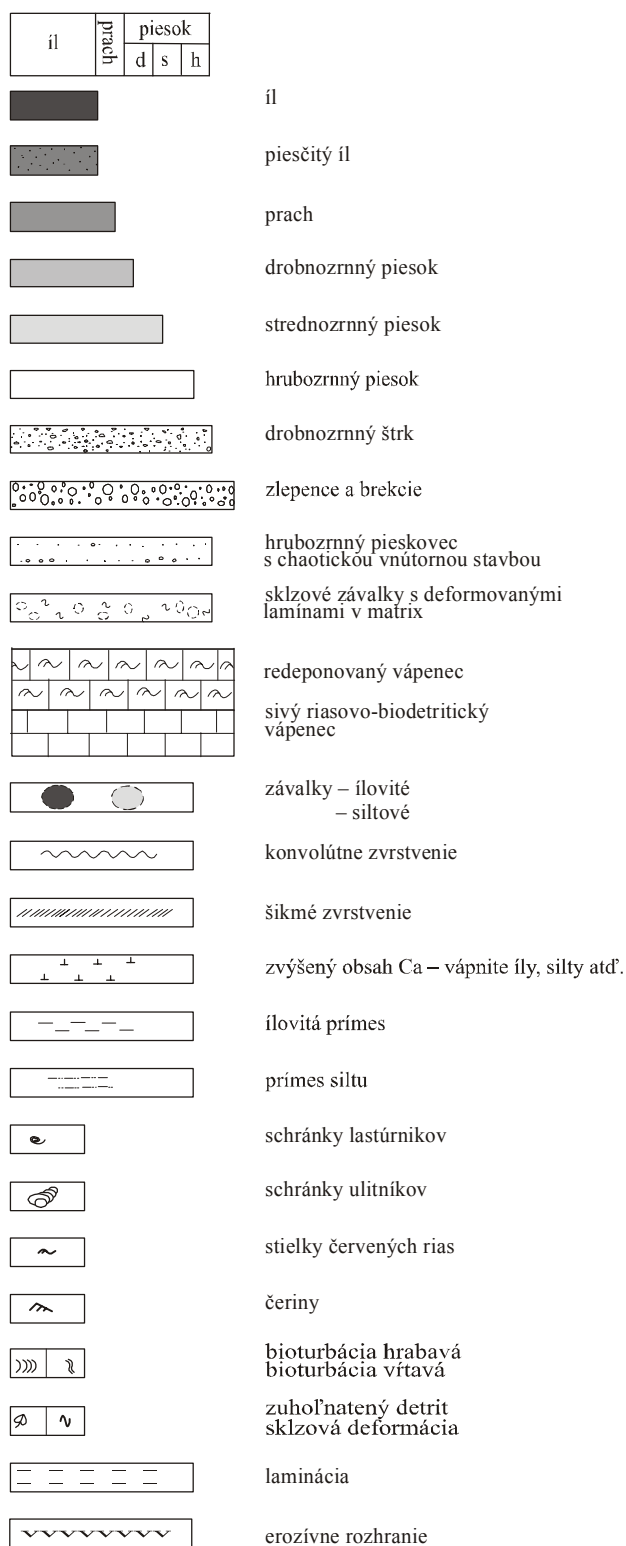
carinata, CPN zóna 8 – *Globigerina decoraperta*, *G. druryi*) sa masovo vyskytujú aglutinované druhy dierkavcov, najmä *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Pseudotriplasia* sp. div., *Alveolophragmium crassum* (RSS.), *Cyclammina* sp. div., *Martinottiella* sp. div a iné. Zóna je týmto spoločenstvom veľmi charakteristická, aj keď sa môže vyskytovať v závislosti od faciálneho vývoja tak v strednom, ako aj vo vrchnom bádene. Indexové dierkavce v prípade stredného bádenu sú planktonické formy ako *Globoturbotalita druryi* (AKERS) a *G. decoraperta* (TAKAYANAGI et SAITO), ktoré sa v spoločenstve vyskytujú vzácné. Nanoplanktonové spoločenstvo je opäť veľmi bohaté. Obsahuje druhy charakteristické pre zónu NN5b *Helicosphaera walbersdorfensis*/*Sphenolithus heteromorphus* a NN5c *Discoaster brouweri*/*Sphenolithus heteromorphus* so *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Calcidiscus premacintyreii*, *Hayella challengeri* (MÜLLER) THEODORIDIS, oválne formy druhu *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON a iné. Spoločenstvo s ojedinelými exemplármi *Sphenolithus heteromorphus* a časťami druhmi *Discoaster exilis*, *D. brouweri* TAN, *D. petaliformis* MOSHKOVITZ et EHRlich, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *H. carteri* var. *wallichii* (LOHMANN) THEODORIDIS a *Sphenolithus abies* DEFLANDRE bolo zaradené k zóne NN5c (Andrejeva-Grigorovič et al., 2001).

Pre vrchnobádenské usadeniny je charakteristické málo diverzifikované spoločenstvo dierkavcov, ktoré znášajú zníženie kyslíka pri dne. Toto spoločenstvo sa strieda s výskytom výlučne planktonického spoločenstva dierkavcov, tvoreným najmä varietami druhu *Globigerina bulloides* ORB. V spoločenstve typickým pre vrchný bádene (buliminovo-bolivínová biozóna; Grill, 1941) nachádzame najmä bentické dierkavce rodov *Bolivina* [*B. dilatata* REUSS., *B. dilatata maxima* C. et Z., *B. tortuosa* (BRADY), *B. pokornyii* C. et Z.], *Bulimina* (*B. elongata* ORB., *B. elongata longa* ORB., *B. striata* ORB., *B. marginata* ORB., *Praeglobobulimina pupoides* ORB.), *Uvigerina* (*U. semiornata* ORB., *U. bellicostata* LUCZKOWSKA, *U. acuminata* HOS.), *Pappina* [*P. neudorfensis* (TOULA), *P. parkeri* (KARRER)] a iné. Smerom do nadložia aj laterálne sa spoločenstvo mení na ochudobnené brakické spoločenstvo s dominanciou rodu (rotálová zóna; Grill, 1941). Na báze vrchného bádenu sa spoločenstvo vápnitých nanofosílií (zóna NN6) podobá spoločenstvu podzóny NN5c (s výnimkou chýbania druhu *Sphenolithus heteromorphus*). Lokálne pozorujeme výskyt akme druhu *Sphenolithus abies* a prvé objavy *Triquetrorhabdulus rugosus* BRAMLETTE et WILCOXON a *T. rioi* OLAFSSON. V mladších sedimentoch vrchného bádenu sú v spoločenstvách nanofosílií zvýšené počty exemplárov druhu *Calcidiscus premacintyreii*, pozorujeme horizonty s výraznou hojnosťou *Holococcolithus macroporus* (DEFLANDRE) ROTH a tiež horizont s početnými exemplármi *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN et BRAARUD) DEFLANDRE a *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE in DEFLANDRE and FERT. V najmladších sedimentoch vrchného bádenu nachádzame menšie formy nanofosílií, ktoré charakterizujú zhoršené podmienky na ich výskyt. Z pohľadu nanoplanktonovej asociácie sedimenty vrchného bádenu obsahujú najmä druhy rodu *Reticulofenestra* (*R. minuta*, *R. haqii* BACKMANN, *R. pseudoumbilicus*), *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphae-*

ra walbersdorfensis, *Helicosphaera carteri* var. *wallichii*, *Umbilicosphaera rotula* (KAMPTNER) VAROL, *Rhabdosphaera sicca* (STRADNER) a *Syracosphaera pulchra* LOHMANN.

Usadeniny sarmatského veku obsahujú druhovo chudobné spoločenstvo dierkavcov. Rozlíšenie sedimentov spodného sarmatu od sedimentov najvrchnejšieho bádenu je z paleontologického hľadiska často veľmi ťažké, pretože úplne miznú stenohalinné planktonické druhy dierkavcov. Spoločenstvo tvoria euryhalinné plytkovodné formy, ktoré majú široký stratigrafický rozsah. Pre zmeny obsahu solí vo vodách je sťažovaná aj možnosť určenia veku na základe izotopového zloženia schránok. Už vo vrchnom bádene mizne možnosť korelácie sedimentov s mediteránnou oblasťou na základe planktonických dierkavcov, v sarmate sa planktonické dierkavce prakticky nevyskytujú (obr. 5). V sedimentoch sarmatu sa teda opierame o nástup nových druhov bentických dierkavcov ako *Anomalinoidea dividens* LUCZKOWSKA, *Elphidium reginum* (ORB.), *Nodobacularella* sp., *Articulina sarmatica* (KARRER) a ďalšie (Cicha et al., 1998). Takéto brakické plytkovodné spoločenstvo nachádzame v centre panvy a predstavuje spodnosarmatskú zónu *Elphidium reginum* (veľkých elfidií), ktorú vystrieda zóna *Elphidium hauerinum*, obsahujúca omnoho chudobnejšie spoločenstvo dierkavcov s drobnými miliolidnými typmi [*Quinquelocilina akneriana rotunda* GERKE, *Spiroloculina consobrina* (ORB.), *Triloculina* sp. div.] a drobnejšími elfidiami. Smerom do nadložia postupne pribúdajú jedince druhov rodu *Porosonion*, tvoriace vo vrchnom sarmate monošpecifické spoločenstvá zóny *Porosonion granosum*. Nanoplanktonové spoločenstvá sarmatských usadenín sú všeobecne veľmi špecifické a korelujú sa so zónou NN6 a NN7 (Martini, 1971). Vyvíjajú sa endemické spoločenstvá, monošpecifické asociácie s *Braarudosphaera bigelowii* a *Braarudosphaera bigelowii parvula* STRADNER, *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY et BRAMLETTE), s veľkými exemplármi *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Perfocalcinella fusiformis* BÓNA a *Sphenolithus abies* (Baráth et al., 2006), ktoré sú svedectvom o výraznej zmene paleoekologických podmienok.

V panónskych sedimentoch sa dierkavce takmer nenachádzajú. Na niektorých lokalitách sa našli druhy primitívnych aglutinovaných typov ako *Miliammina subvelatina* (VENGLINSKI), *Trochammina kibleri* (VENGLINSKI) a *Saccamina* sp. V brakických vrchnopanónskych sedimentoch, ktoré sú na mikrofaunu veľmi chudobné, sa našli bohaté spoločenstvá dinoflagelát *Spiniferites bentorii*, *S. pannonicus* a zástupcovia rodov *Chytroeisphaeridia* a „*Gonyaulax*“. Na ich základe môžeme panónske sedimenty, v ktorých sa našli, zaradiť do biozón vytvorených *Spiniferites bentorii oblongus* a *Spiniferites bentorii pannonicus* (Súto-Szentai a Fuchs, 1991; Hudáčková, 1995). Vo Viedenskej panve v sivých a sivozelených íloch bze-neckého súvrstvia vystupujúcich v hlinisku tehelne v Gbe-loch sa zistilo spoločenstvo vápnitých nanofosílií s druhmi *Syracosphaera pulchra*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. minuta* ROTH, *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIČ, *N. cf. jervovici* BÓNA et GÁL, *Noelaerhabdus* sp. spolu s veľkým množstvom rozsievok. Spomenutú asociáciu možno korelovať so zónou NN10 (v zmysle Martiniho, 1971; Kováč et al., 2005).



Obr. 6 Jednotné vysvetlivky k opisom profilov vrtných jadier

Miocénne usadeniny vo vrtoch z Viedenskej panvy

V oblasti Viedenskej panvy sa z dôvodu prospekcie a ťažby uhl'ovodíkov realizovalo množstvo vrto, ktoré poskytujú informácie o zastúpení miocénnych usadenín v jej sedimentárnej výplni. Štúdiom vrtných jadier napomáha poznať vývoj depozičných systémov v čase a priestore, spresňuje poznatky o rozličných paleoprostrediach depozície a definuje vek sedimentov biostratigrafickými metódami.

Prevrtaný miocénny vrstvomý sled v rozsahu regionálnych stupňov egenburg až panón bol podkladom detailného opisu vrtných jadier zameraného na sedimentológiu, biostratigrafiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosílnych organizmov a na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín. Na Katedre geológie a paleontológie PriF UK sa okrem iných spracovali jadrá z vrto: Holíč 6 (H-6), Gbely 139 (G-139), Kúty 43 (K-43), Kúty 45 (K-45), Malacky 101 (M-101), Dúbrava 47 (D-47), Dúbrava 48 (D-48), Vysoká 19 (V-19), Suchohrad 32 (S-32), Malacky 93 (M-93), ktorých charakteristika je v nasledujúcej časti. Na začiatku kapitoly sú uvedené jednotné vysvetlivky k litologickým profilom vrtných jadier (obr. 6). Každý opis vrtu má jednotné členenie, ktoré obsahuje: stratigrafický rozsah vrtu, sedimentologický opis jadier, biostratigrafické zaradenie a interpretáciu paleoekológie a prostredia sedimentácie usadenín vrtného jadra.

Holíč 6

Vrt H-6 bol situovaný v sv. časti Viedenskej panvy (obr. 1). Prenikol cez miocénny vrstvomý sled v rozsahu regionálnych stupňov sarmat až otnang (obr. 7). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **otnang** je zameraný na biostratigrafiu, sedimentológiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosílnych organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1995).

Stratigrafický rozsah vrtu H-6:

0 – 601 m	sarmat,
601 – 645 m	báden,
645 – 810 m	karpat,
810 – 835 m	otnang,
830 – 1 880 m	paleogén.

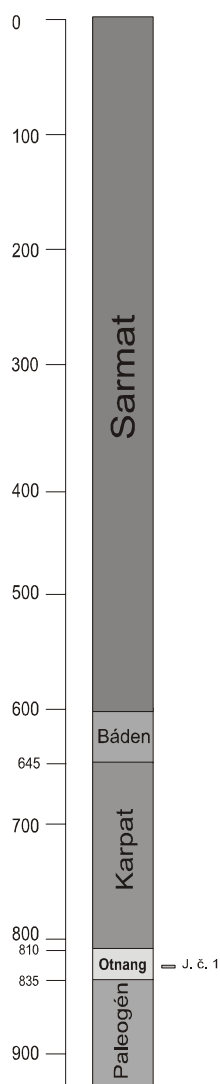
Analyzované **jadro č. 1 (834 – 825 m)** na základe litológie a vekového zaradenia sedimentov do otnangu môžeme litostratigraficky korelovať s **lužickým súvrstvom** Viedenskej panvy s afinitou k winterberským zlepencom. Zlepence z vrtu H-6 majú typický morský charakter (obsah fauny machoviek) a vznikli transportom hustými gravitačnými prúdmi (obr. 11).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

Jadro č. 1 (834,0 – 825,0 m)

Spodnú časť vrstvomého sledu v intervale **834,0 až 831,0 m** tvoria monotónne sivé slieňovce so sporadickými medzivrstvičkami prachovcov a ojedinelou vrstvou intrastratálnej drobnozrnnej brekcie až konglomerátu s vápnitým tmelom (obr. 11). Základná hmota je jemne piesčitá, miestami s náznakmi deformovanej laminácie (obr. 8). Tvoria ju najmä zrná kremeňa, menej živcov, muskovitu a glaukonitu. Klastický materiál zastupujú prevažne slieňovce, ílovce, prachovce a pieskovec, derivované prevažne zo zdrojových oblastí flyšového pásma vonkajších Západných Karpát.

V úseku **831,0 – 825,0 m** sú zastúpené sivé drobnozrnne petromiktné ortozlepence až hrubozrné pieskovec s chaotickým vnútorným usporiadaním (obr. 9, 10, 11). Nevýrazná amalgamovaná vrstvosť je v nich zvýraz-



Obr. 7 Stratigrafický rozsah vrtu Holič 6

nená „obliakovými šnúrami“ tvorenými klastami rôznej zrnitosti. Zlepence majú kalcitový tmel. Základnú hmotu zlepencov tvorí pieskovec až piesčité vápence. V základnej hmote sú často prítomné fosilne zvyšky morských organizmov, z ktorých najhojnejšie sú platničky ciripédií *Balanus* sp. a ich úlomky. Okrem toho sme pozorovali machovky (*Hornera*, *Cellaria*, *Celleripora*), úlomky schránok lastúrníkov, ihlice ježoviek, malé lagenidové dierkavce, hojné redeponované krinoidy a úlomok redeponovanej veľkej foraminifery *Dyscocyclina* sp.

Biostratigrafické zaradenie vrstvového sledu jadra č. 1 sa zakladá na definícii spoločnstiev dierkavcov, vápnitého nanoplanktónu a machoviek (Zágoršek a Hudáčková, 2000). Spoločnstvá dierkavcov pozostávali najmä z planktonických foriem spodného miocénu. Na základe výrazného zastúpenia *Globigerina otnangiensis* (RÖGL), *Paragloborotalia?* sp., *Cassigerinella boudecensis* (POK.) a jednej z mála bentických foriem vyskytujúcich sa vo vzorkách *Bolivina hebes* MACFAD môžeme uvažovať o otnangskom až karpatskom veku spoločnstiev. Veľmi hrubozrnný výplav okrem dierkavcov obsahoval kremeň, úlomky machoviek a iných fosílií. Z nich sa podarilo určiť fragmenty patriace k rodu *Balanophyllia* (*Arthropoda*) a druhu „*Cellaria*“ *farcimoides* JOHNSTON (*Bryozoa*). Neogénne formy vápnitého nanoplanktónu

zastupujú *Helicosphaera ampliaptera*, *H. scissura* MILLER, *Sphenolithus belemnus*, *Syracosphaera pulcher* a *Discoster exilis*, ktoré umožňujú datovanie veku sedimentu v rozsahu zóny NN3 (otnang).

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

V prospech interpretácie prostredia depozície podložených monotónnych sivých slieňovcov ako usadeniny vonkajšieho šelfu svedčí ich jemnozrnný charakter. Tenké preplátky prachovcov v slieňovcovom slede naznačujú, že ide pravdepodobne o distálnu fáciu gravitačného transportného mechanizmu turbiditnými prúdmi v prostredí hlbšieho neritika (obr. 8). Ojedinelá vrstvička študovanej chaotickej brekcie mohla byť generovaná náhlou udalosťou v sedimentačnom priestore, a teda najskôr predstavuje tempestit.

Sedimentologická analýza nadložných zlepencov (obliakový materiál zlepencov dosahuje v študovaných výbrusoch maximálnu veľkosť 4 – 5 mm) poukazuje na pestré petrografické zloženie. Prevažujú klasty rozličných pieskovcov – stredno- až hrubozrnné drobové typy, ale aj arkózové glaukonitické pieskovce, ktoré spolu s úlomkami prachovcov a ílovcov pochádzajú z bielokarpatskej jednotky magurskej skupiny príkrovov. Ďalšiu hojnú časť obliakov predstavuje horninová suita pochádzajúca z bradlového pásma. Patria sem piesčité vápence s *Hedbergella* sp., vápence so *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMAN) a organodetrítické vápence s *Calcisphaerula innominata* BONET – všetky kriedového veku. Často pozorujeme gravelové a oolitické vápence. V obliakovej populácii sú obzvlášť nápadné titónsko-neokómske kalové vápence s *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Remaniella cadischiana* (COLOM) alebo s *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA) či rádioláριοvo-globochétovo-kalpionelovo-filamentové vápence. Z jurských hornín sú prítomné rádioláριοvé a rádioláριοvo-globochétové vápence a rádiolarity, spikulové vápence a krinoidové vápence. Zo senónskych zlepencov bradlového pásma pochádzajú aj nálezy drobných úlomkov bázičkových vulkanitov. Z triasových hornín boli v obliakovej populácii identifikované dolomity, dolomitované vápence a spodnotriasové zlepence. Ich zdrojovú oblasť okrem senónskych zlepencov bradlového pásma predstavuje aj oblasť alpsko-karpatských centralíd. Poslednou skupinou obliakov sú klasty žilného kremeňa a žilného kalcitu.

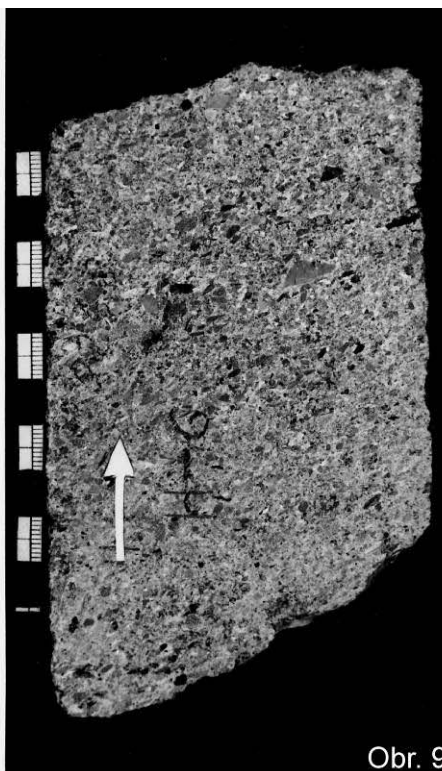
V asociácii ťažkých minerálov má najvýraznejšie zastúpenie granát (88 – 91 %) a turmalín (6 – 10 %), naopak, zirkón má vo vzorkách veľmi nízke zastúpenie (1 – 2 %). Z opakovaných minerálov prevláda najmä pyrit a magnetit.

Gbely 139

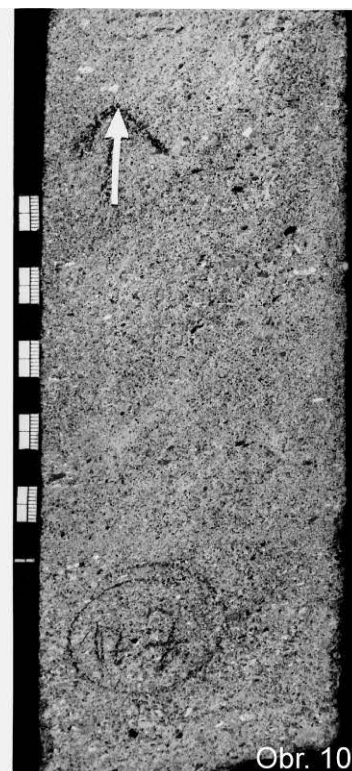
Vrt G-139 bol situovaný na severnom okraji Viedenskej panvy (obr. 1). Prenikol cez miocénny vrstvový sled v rozsahu regionálnych stupňov panón až otnang (obr. 12). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **stredný bâden a karpat** je zameraný na sedimentológiu, biostratigrafiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosilných organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1995).



Obr. 8



Obr. 9



Obr. 10

Obr. 8 Vz. H-6 (833,3 – 833,6 m) – svetlosivý masivný až jemne laminovaný slieňovec s nevýraznou vrstvosťou. Primárna sedimentárna laminácia je pozorovateľná len veľmi sporadicky, v sedimente je však výrazná subhorizontálna diagenetická laminácia, spôsobená čiastočným rozpúšťaním pod vplyvom litostatického tlaku nadložia. Pozorovateľné sú prachovcové laminky a hojné stopy po bioturbácii.

Obr. 9 Vz. H-6 (828,5 – 828,6 m) – sivý drobnozrnný petromiktný ortozlepenec s klastickým materiálom pieskovec, vápencov, platničkovitých tmavosivých siltovcov a ojedinele s väčším intraklastom ílovca. Zrná zlepenca dosahujú veľkosť 3 – 10 mm, intraklast ílovca 25 mm. Vo vzorke je zachytený asi 5 cm hrubý sedimentárny mikrocyklus, ktorý je typický pre sedimentáciu v subakvatických úlomkotokoch (mass-flow). Spodnú časť cyklu tvorí drobnozrnná breccia s inverznou gradáciou klastického materiálu, pričom vo vrchnej časti gradovaného horizontu sa zväčšuje obsah základnej hmoty. Nad gradovaným horizontom je šikmo zvrstvený hrubozrnný pieskovec s ojedinelými obliačkami veľkými do 3 cm.

Obr. 10 Vz. H-6 (828,1 – 828,4 m) – sivý hrubozrnný pieskovec s nevýrazne ohraničenými vrstvičkami drobnozrnej breccie s ílovito-piesčitou základnou hmotou, v ktorej sú sporadicky prítomné drobné úlomky makrofauny a uhoľnej hmoty. Náznaky zrnitostnej segregáčnej vrstvosťosti dokumentujú mechanizmus sedimentácie zrnokom (grain-flow).

Stratigrafický rozsah vrtu G-139:

0 – 67 m	panón,
67 – 390 m	sarmat,
390 – 500 m	báden,
500 – 1 112 m	karpát,
1 112 – 1 173 m	otnang,
1 173 – 1 450,4 m	paleogén.

Analyzované **jadro č. 1 (500 – 495 m)** má sedimenty stratigraficky zaradené do zóny *Spiroplectamina carinata* (v zmysle Grilla, 1941). To umožňuje ich litostratigrafickú koreláciu s **jakubovským súvrstvom** Viedenskej panvy. Sedimenty sa usadili v plytkom litorálnom prostredí.

Analyzované **jadrá č. 2 a 3 (660 – 650 m)** na základe typického spoločenstva dierkavcov sa usadili v hlbokovodnom neritickom prostredí a usadeniny môžeme biostratigraficky korelovať s **lakšárskym súvrstvom** karpatského veku (obr. 15).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

Jadro č. 1 (500 – 495 m)

Sivý vápnitý ílovec až prachovec je homogenizovaný bioturbáciou. V jadre sú hojné zvyšky fosilnej malako-

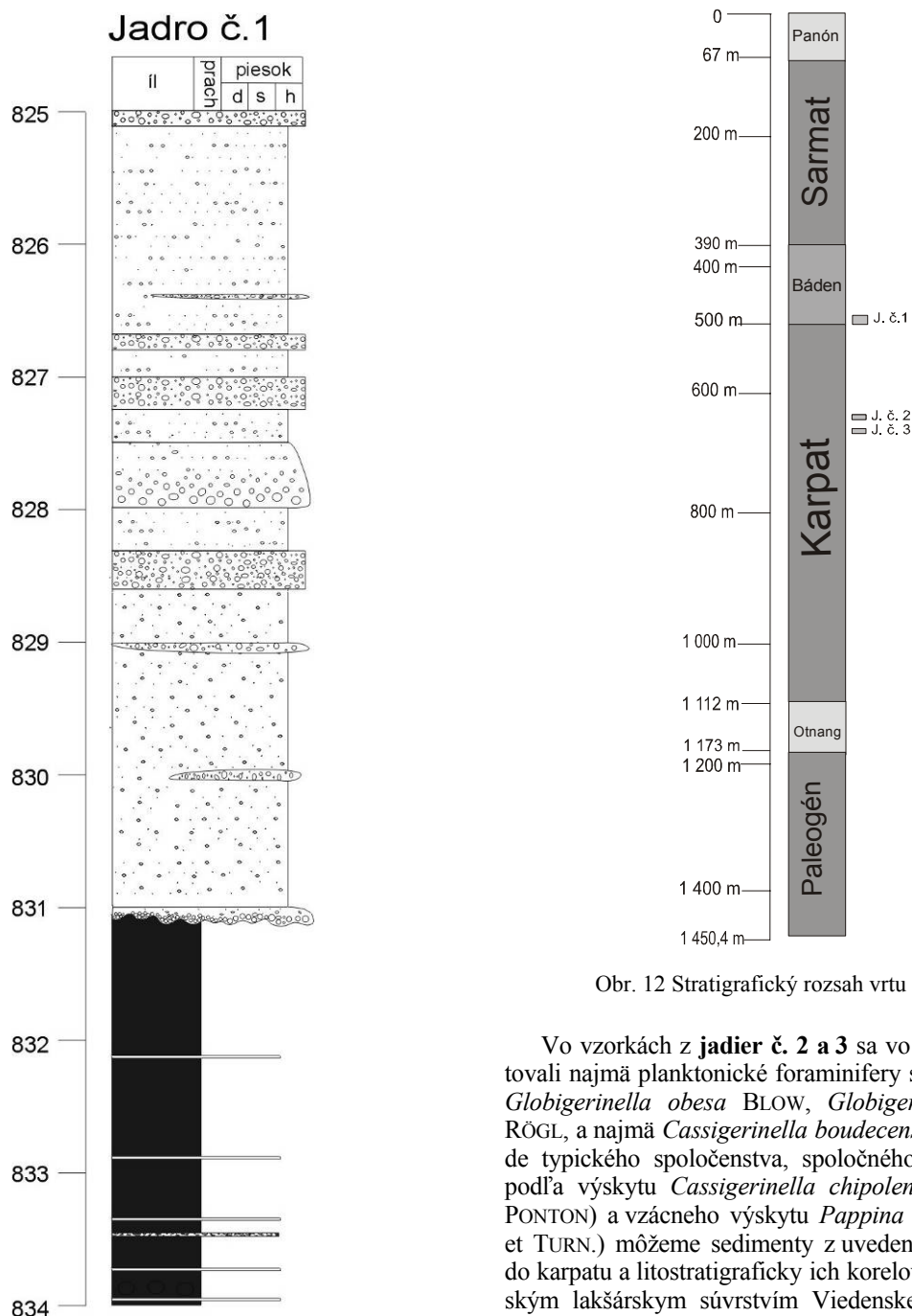
fauny, prítomné sú zvyšky iregulárnych ježoviek, rybie šupiny a otolity, ako aj drobné úlomky zuhoľnatej rastlinnej hmoty. Bioturbácia sedimentu je spôsobená okrem činnosti lastúrnikov pravdepodobne v značnej miere aj činnosťou iregulárnych ježoviek.

Jadro č. 2 (655 – 650 m)

V jadre sú prítomné sivé ílovce, ktoré sa miestami striedajú s prachovcami v podobe tenkých lamín alebo vrstvičiek do hrúbky niekoľko cm. V tenkých ílovcovo-prachovcových (až jemne piesčitých) sedimentárnych rytmoch je vzácne zachovaná pozitívna gradácia klastického materiálu. Sedimenty sú lokálne chaoticky usporiadané, v niektorých horizontoch sú zachované zvyšky mäkkýšov. Sedimenty sú často porušené plastickou a poloplastickou deformáciou súvisiacou so synsedimentárnym sklzávaním (obr. 13). Sklon vrstiev oproti osi vrtného jadra je okolo 10°.

Jadro č. 3 (660 – 655 m)

Vyskytuje sa tu sivý laminovaný ílovitý prachovec (s vyšším obsahom prachu ako v predchádzajúcom jadre č. 2) so znakmi zachovanej bioturbácie. Vo vzorkách sú



Obr. 11 Litologická charakteristika vrtného jadra vrtu Holíč 6

často pozorovateľné vrásové sklzové deformácie, ktoré prechádzajú do planoparalelnej laminácie (obr. 14). Sklon vrstiev oproti osi jadra je okolo 10°.

Biostratigrafické zaradenie vrstvového sledu sa zakladá na definícii spoločenstiev dierkavcov a vápňitého nanoplanktónu.

Vo vzorkách z vrtného **jadra č. 1** boli identifikované foraminifery z hranice stredného a vrchného bádenu. Svedčí o tom hojně zastúpenie poddruhu *Bolivina dilatata maxima* (C. et Z.) a *Quinqueloculina akneriana* ORB., ktoré sa podľa Cichu et al. (1998) a Cichu a Zapletalovej (1961) začínajú objavovať až v tomto období. Sedimenty sú stratigraficky zaradené do zóny *Spiroplectamina carinata* (v zmysle Grilla, 1943). To umožňuje ich litostratigrafickú koreláciu s jakubovským súvrstvom Viedenskej panvy.

Obr. 12 Stratigrafický rozsah vrtu Gbely 139

Vo vzorkách z **jadier č. 2 a 3** sa vo výplavoch vyskytovali najmä planktonické foraminifery spodného miocénu *Globigerinella obesa* BLOW, *Globigerina otnangiensis* RÖGL, a najmä *Cassigerinella boudecensis* POK. Na základe typického spoločenstva, spoločného výskytu druhov, podľa výskytu *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN et PONTON) a vzácného výskytu *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.) môžeme sedimenty z uvedených jadier zaradiť do karpátu a litostratigraficky ich korelovať najskôr s morským laskárskeým súvrstvom Viedenskej panvy. Vápnitý nanoplanktón s *Helicosphaera ampliaperita*, *H. mediterranea*, *H. scissura* a *Coronocycclus nitescens* indikuje vek asociácie na rozpätie egenburg – karpát (NN2 – NN4).

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

Sedimentológia a zhodnotenie paleoekologických nárokov fauny v **jadre č. 1 (500 – 495 m)** vrstvového sledu s veľkou pravdepodobnosťou indikuje veľmi *plytké, litorálne depozičné prostredie*. Plytkovodné spoločenstvo mäkkýšov a ostatných živočíchov je veľmi diverzifikované. Svedčí to o priaznivých životných podmienkach. Dokumentujú to nálezy mäkkýšov z rodov *Turritella* a *Turbonilla*, nálezy machoviek *Cupuladria haidingeri* (REUSS) a zástupcovia rýb rodu *Gobius*, žijúci v súčasnosti na hranici litorálu až supralitorálu vo veľmi plytkej a teplej vode. Zástupcovia rýb rodu *Gobius* znášajú aj mierne brakickú vodu. Môže to indikovať aj pomerne bo-



Obr. 13

Obr. 13 Vz. G-139, jadro č. 2 (650 – 655 m) – sivý ílovitý prachovec so znakmi bioturbácie v spodnej časti. V strednej časti je rozpoznateľná sklzová vrásová deformácia, ktorá je ďalej porušená subhorizontálnym diagenetickým rozpúšťaním. Vo vrchnej časti vzorky sú piesčité závalky súvisiace so synsedimentárnym sklzom.

hatý výskyt druhu *Spisula (Spisula) subtruncata triangula* (RENIERI). Naproti tomu, prítomný rod *Gadiculus* sa vyskytuje v mezopelagiáli až batypelagiáli – ide však len o jediný exemplár, ktorý mohol byť do tanatocenózy splavený zo starších sedimentov. Charakter sedimentu s jeho litologickými znakmi a spôsobom bioturbácie indikuje usadenie v prechodnej zóne medzi spodnou časťou pobrežného čela a šelfovou rovinou.

Vo vzorkách z jadra č. 1 sa nachádzali výrazne skorodované sporomorfy. Bolo to pravdepodobne spôsobené oxidáciou prostredia. Vyskytovali sa najmä zástupcovia ihličín *Pinus*, *Picea* a *Cedrus*, ktorých peľové zrnká majú väčšiu doletovú vzdialenosť.

Sedimentológia a zhodnotenie paleoekologických nárokov fauny dierkavcov s výraznou prevahou planktónu v jadre č. 2 a 3 (660 – 650 m) svedčí o hlbokovodnom neritickom prostredí (okolo 200 m) s miernym znížením obsahu kyslíka pri dne. Sklzoové štruktúry v usadeninách dokumentujú tektonicky aktívny šelf s paleosklonom umožňujúcim synsedimentárne sklzávanie. V jadrách č. 2 a 3 dominovali zástupcovia horskej vegetácie, predovšetkým *Cedrus* a *Picea*. Subdominantne sa vyskytovali aj *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Gramineae*, *Myricaceae*, *Quercus*, typ *ilex*, *Carya*, *Pterocarya* a *Alnus*. Subtropický charakter klímy potvrdzujú svojou prítomnosťou predovšetkým *Cyrillaceae*, *Cathaya*, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Castanea*, *Magnolia* a *Rhus*. V palynspektre sa vyskytovali aj leiotrilétne spóry, botanicky

prislúchajúce pravdepodobne k rodu *Lygodium*. Ich výskyt spolu so zástupcami čeľade *Cyrillaceae* je typický pre výrazne teplé klimatické fázy počas miocénu v paratýdnej oblasti.



Obr. 14a

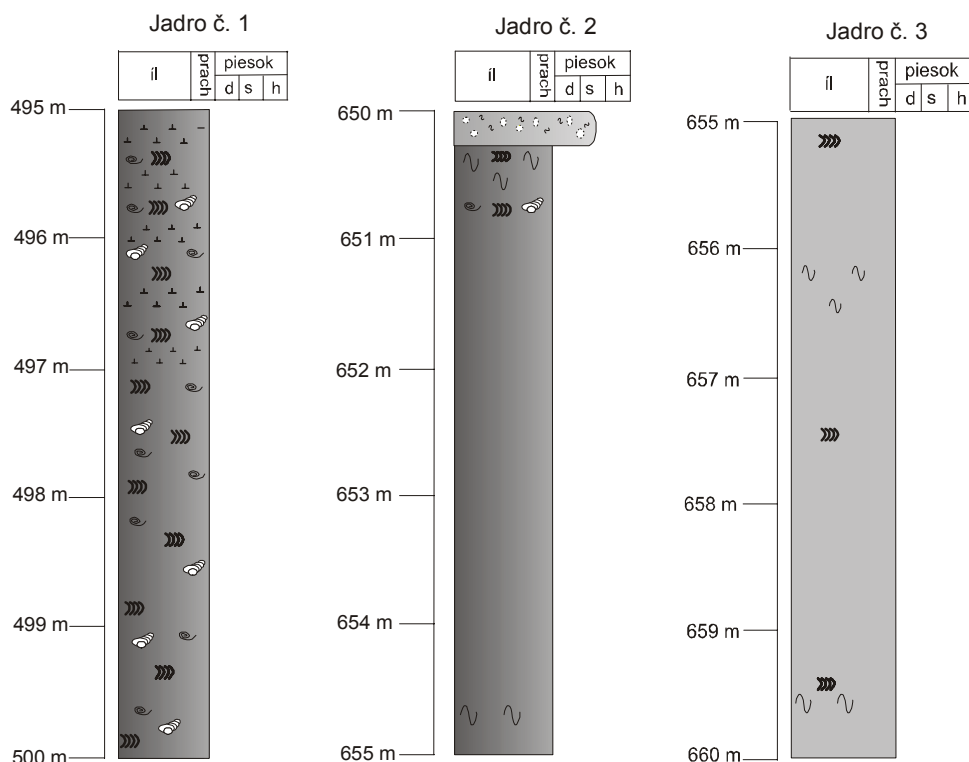


Obr. 14b



Obr. 14c

Obr. 14 Vz. G-139, jadro č. 3 (655 – 660 m). Vz. č. 14a – nevýrazne laminovaný ílovitý prachovec, čiastočne bioturbovaný. Laminácia a vrstvositosť so sklonom okolo 10° oproti osi vrtného jadra je porušená subhorizontálnou diagenetickou lamináciou so znakmi intrastratálneho rozpúšťania. Vz. č. 14b – sivý ílovitý prachovec, v ktorom je pozorovateľné striedanie laminovaných ílovito-prachovcových sedimentárných mikrorýtmov s hrúbkou 3 – 30 mm. Ojedinelé náznaky inverznej gradácie sú pravdepodobne spôsobené diagenetickým intrastratálnym rozpúšťaním. Vz. č. 14c – sivý ílovitý prachovec, vrásová sklzová deformácia (zvýraznená tmavšími laminkami sedimentu), ktorej spodné rameno je amputované, s prechodom do planárneho sklzu po ploche laminácie.



Obr. 15 Litologická charakteristika vrtných jadier vrtu Gbely 139

Kúty 43

Vrt K-43 bol situovaný v sz. časti Viedenskej panvy (obr. 1) s cieľom vyhľadávania a prieskumu uhľovodíkov vo vrstvách spodného miocénu a sledovania štruktúrneho, tektonického a faciálneho vývoja sedimentárnych hornín. Prenikol cez sedimenty veku otnang, karpát, báden a sarmat (obr. 16). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **karpát** je zameraný na sedimentológiu, biostratigrafiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosílnych organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1995).

Stratigrafický rozsah vrtu K-43:

0 – 357 m	sarmat,
357 – 585 m	báden,
585 – 1 577 m	karpát,
1 577 – 2 000 m	otnang.

Analyzované **jadrá č. 1, 2 a 3 (1 066 – 750 m)** na základe biostratigrafie, karotáže a seizmiky môžeme litostratigraficky korelovať najskôr so **závodským a lakšárskym súvrstvím** Viedenskej panvy (obr. 12). Sedimenty jadier reprezentujú prechod medzi faciou čela delty a distálnou morskou, panvovou faciou. **Jadro č. 4 (1 300 až 1 295 m)** je najdistálnejšia svahová fácia usadenín výplavového vejára delty a pravdepodobne je **ekvivalentom súvrstvia aderklaa v Rakúsku** (lakšárske súvrstvie) (obr. 17).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

Jadro č. 1 (655 – 650 m)

Jadro tvoria svetlosivé až sivozelené vápnnité íly s prímiesou prachu, laminované prachovce a sľudnaté, jemno-

až strednozrné pieskovce. Sediment je miestami rozrušený bioturbáciou a miestami obsahuje aj zuhoľnatené zvyšky rastlín. V hĺbke 653,0 – 653,2 m sa nachádza ostrý erózný kontakt ílov s prímiesou prachu a stopami po bioturbácii s laminovanými ílmi vo vrchnej časti (obr. 17). Najvrchnejšiu časť jadra tvorí 20 cm hrubá vrstva strednozrného, zle spevneného pieskovca. Sklon vrstiev oproti osi jadra je 8 až 13°. Strmšie úklony reprezentujú sklzové telesá a výplne kanálov.

Jadro č. 2 (755 – 750 m)

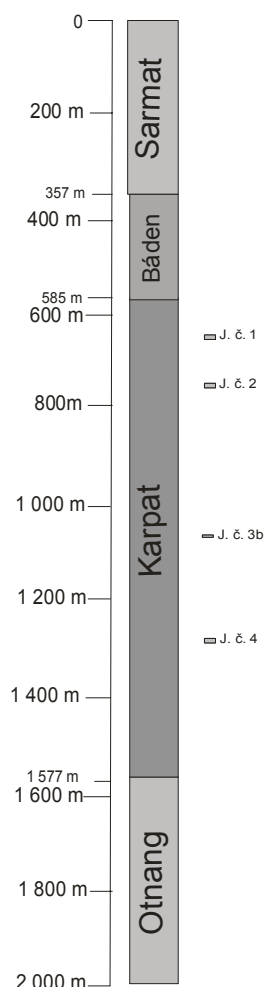
Homogénne jemnozrné prachovce prechádzajú bez erózného kontaktu smerom do nadložia do sivých laminovaných ílovcov a ílovcov s prímiesou prachu. Miestami je jadro jemne bioturbované a laminácie zvýraznené uhoľným pigmentom alebo zuhoľnatenou rastlinnou hmotou. V intervale 755 – 754,8 sa vrstva siltovcov smerom do nadložia erózne stýka s vrstvou sivých sľudnatých jemnozrných pieskovcov bez náznakov gradačného zvrstvenia. Sklon laminovaného súvrstvia oproti osi jadra sa pohybuje medzi 6 až 12°

Jadro č. 3b (1 066,6 – 1 060 m)

Striedajú sa v ňom tmavosivé jemnozrné sľudnaté pieskovce a tmavosivé vápnnité íly až prachovce, sľudnaté, miestami laminované a obohatené o zuhoľnatené rastlinné úlomky. Väčšinou sú výrazne bioturbované. Vrstvy sú uložené subhorizontálne až s miernym úklonom, 4 až 10° oproti osi jadra.

Jadro č. 4 (1 300 – 1 295 m)

Vyskytujú sa tu tmavosivé vápnnité prachovce s prímiesou ílu až jemnozrné pieskovce, pomerne dobre spevnené, slabo laminované v dôsledku silnej bioturbačnej

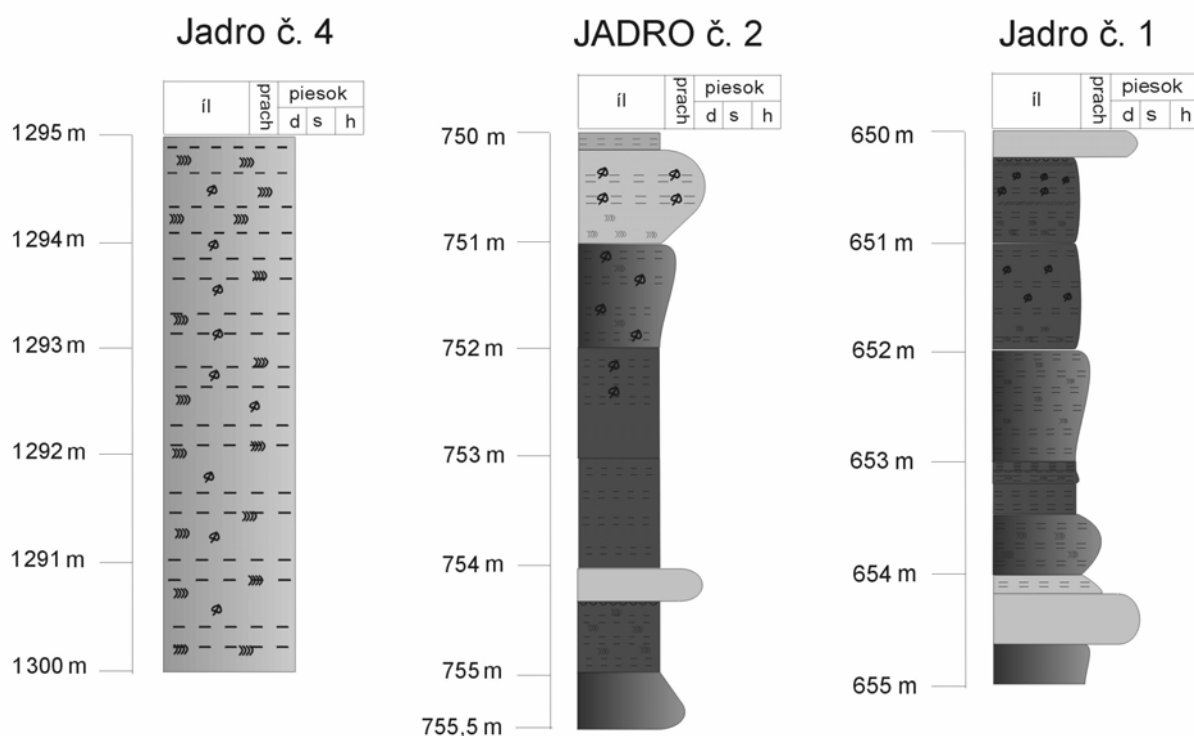


Obr. 16 Stratigrafický rozsah vrtu Kúty 43

činnosti organizmov v pôvodnom sedimentačnom prostredí. Od bázy jadra smerom do nadložja pokračuje monotónny vrstvomý sled tmavosivých vápnných prachovcov s prímiesou ílu až piesčitých prachovcov, prevažne laminovaných. Miestami je laminácia nezreteľná v dôsledku bioturbácie. Sediment obsahuje zuhoľnatenú rastlinnú hmotu v podobe „pigmentu“ a v podobe zuhoľnatených kúskov rastlín. Vrstvomý sled je tektonicky takmer neporušený. Sklon vrstiev oproti osi jadra sa pohybuje v rozpätí 8 až 15°.

Biostratigrafické zaradenie a paleoekológia vrstvomého sledu jadra č. 1 sa zakladá na definícii spoločenstiev dierkavcov a vápnného nanoplanktónu.

Jadro č. 1: V hĺbke 650,0 – 652,4 m obsahovalo veľmi bohaté spoločenstvo foraminifer karpatského veku (Molčíková, 1965; Špička a Zapletalová, 1964). Najväčšie zastúpenie mali planktonické druhy *Cassigerinella boudecensis* POK., *Globigerina bulloides* ORB., *G. ciproensis* BOLLI, *G. concinna* REUSS, *G. lentiana* ROEGL a *Paragloborotalia mayeri* (CUSH. et ELL.) dokumentu šíromorské prostredie. Anoxiu, resp. zníženie obsahu kyslíka pri dne bez vplyvu prítoku riečnych vôd dokumentujú *Pappina parkeri* (KARRER), *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.), *U. graciliformis* (PAPP et TURN.), *Bolivina hebes* MACFAYDEN, *B. scalprata miocénica* MACFAYDEN a *B. dilatata dilatata* REUSS (Murray, 1991). Na anoxické prostredie poukazuje aj zvýšený obsah pyritu a pyritizované schránky foraminifer. V nanoplanktónovej asociácii sú zastúpené druhy *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera scissura* a *Sphenolitus heteromorphus*, ktoré indikujú zónu NN-4. Okrem miocénnych nanofosílií sa v uvedenej hĺbke nachádza veľmi bohaté spoločenstvo vápnných nanofosílií s redepozíciou z vrchnej kriedy až eocénu a s prevahou nanoplanktónu vrchnoecénno-spodnooligocénneho veku (NP-19 až NP-21).



Obr. 17 Litologická charakteristika vrtných jadier vrtu Kúty 43

Jadro č. 2: V jadre sa nachádza chudobné spoločenstvo s *Ammonia* ex gr. *parkinsoniana* (ORB.), ktoré pravdepodobne žilo v stresovom prostredí pod vplyvom prítoku riečnych vôd. Okrem foraminifer boli vo výplave prítomné ostne ježoviek a ihlice hubiek. Indexové nanofosílie miocénneho veku sa nezistili. Prevažujú vrchnokriedové a eocénne, najmä *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Lanternitus minutus* STRADNER a *Holodiscus macroporus* stredno- až vrchnoeocénneho veku. V hĺbke 752,5 m sa výrazne zmenil charakter výplavu, ktorý tvorí takmer výlučne sľuda, kostičky rýb, pyrit a zuhoľnatené rastlinné úlomky. V spoločenstve foraminifer (do 50 jedincov) má výraznú prevahu planktonický druh *Cassigerinella boudecensis* POK. Indexové nanofosílie neboli identifikované, prítomné sú však preplavené spodno- a strednoeocénne a tiež vrchnopaleocénne nanofosílie. V hĺbke 754,5 m sa vo vzorke nachádza bohaté spoločenstvo vápnitej nanoflóry kriedového a eocénneho veku. Zriedkavý výskyt *Sphenolithus heteromorphus* a *Helicosphaera scissura* sú stratigraficky významné druhy NN4.

Vzhľadom na rýchlu akumuláciu sedimentu (takmer chýba bioturbácia) sa zachovali organické zvyšky, predovšetkým peľ. Z peľovej analýzy vyplýva, že pobrežie bolo zrejme plochejšie, porastené intermediárnou flórou. Zastúpená je najmä pobrežná vegetácia listnatých stromov a tráv. Takmer úplne absentujú ihličnany a močiarna flóra.

Jadro č. 3b: Vo výplave je zastúpené najmä spoločenstvo veľkých oválnych jedincov *Heterolepa dutemplei* (ORB.), ktoré tvoria takmer 85 % tanatocenózy. Ďalšie dierkavce tanatocenózy sú *Pullenia bulloides* (ORB.) a *Riminopsis boueanus* (ORB.). Na základe výskytu hlbokvodnejších taxónov foraminifer môžeme predpokladať prehĺbenie sedimentačného priestoru. Napriek chýbaniu vedúcich skamenenín môžeme spoločenstvo zaradiť do karpátu. Podľa nanofosílií môžeme stanoviť vek sedimentov na zónu NN4.

Jadro č. 4: Spoločenstvo dierkavcov, ako aj vápnitého nanoplanktónu má znaky silnej redepozície. Najmladší člen získanej asociácie sú formy *Helicosphaera ampliaperta* a *Sphenolithus* cf. *belemnus*., *Sphenolithus* cf. *belemnus* je významný stratigrafický druh nanozóny NN3 (otnang).

Prostredie sedimentácie

Jadro č. 1: Na základe rodového a druhového zloženia tanatocenózy dierkavcov usadzovanie prebiehalo v zóne plytšieho neritika s prevažne morskou salinitou 33 – 35 ‰. Sedimenty reprezentujú distálnu fáciu delty zasahujúcej do morského prostredia, charakterizovanú častým sklzaním sedimentov po svahu vejára, turbiditným mechanizmom transportu sedimentov (erozívne korytá, gradačné a laminované zvrstvenie), rýchlou akumuláciou usadenín a následným únikom vody, resp. ílu pri diagenéze. V obdobiach nižšej akumulácie usadenín je prítomná bioturbačná činnosť organizmov.

Jadro č. 2: Reprezentuje prechod medzi faciou delty a distálnou panvovou faciou. Prostredie charakterizuje predovšetkým prítomnosť variet gravitačných tokov, silne viskózných a nasýtených vodou, ktoré prechádzajú do turbiditného mechanizmu transportu usadenín. Prítomnosť bioturbačnej činnosti organizmov je zriedkavejšia než na svahoch alebo v panvovej facií.

Jadro č. 3b: Reprezentuje panvovú fáciu, resp. prostredie medzi lalokmi paleodelty, vrchná časť jadra (1 063 až 1 060 m) reprezentuje fáciu usadenín vyplňajúcich hlavné kanály na svahoch náplavového kužela delty. Distálnu časť kanálov vyplňa predovšetkým piesok a prach transportovaný do panvy. Časť bioturbácií vznikala pravdepodobne v obdobiach medzi jednotlivými prívalmi usadenín. Svedčí o tom aj ich rozdielny tvar (vertikálne a horizontálne stopy po prežieraní sedimentu).

Jadro č. 4: Reprezentuje najdistálnejšiu svahovú fáciu usadenín jedného z lalokov výplavového vejára delty. Tvoria ju laminované prachovce s častou prítomnosťou zuhoľnatej rastlinnej hmoty, „pigmentom“ a časťmi stopami po činnosti organizmov – bioturbácií. Zriedkavé rozmyvy prúdením vody sú vyplnené laminovanými ílmi.

Ťažké minerály

V jadre č. 3b z asociácie ťažkých minerálov prevláda granát (69 %), menej je zastúpený apatit (12 %) a zirkón (8 %). Ostatné minerály sú zastúpené pomerne málo. Výplav obsahuje aj väčšie kryštály kremeňa, karbonátov a muskovitu. Táto asociácia, ako aj prítomnosť staurilitu, epidotu a amfibolu poukazuje na zdroj z metamorfovaných sedimentárnych a vulkanických hornín z kryštalinika južne od sedimentačného priestoru.

Kúty 45

Vrt K-45 bol situovaný v centrálnej časti Viedenskej panvy (obr. 1). Prenikol cez miocénny vrstvomý sled v rozsahu regionálnych stupňov panón až bádén (obr. 18). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **vrchný bádén** je zameraný na biostratigrafiu, sedimentológiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosílnych organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1999).

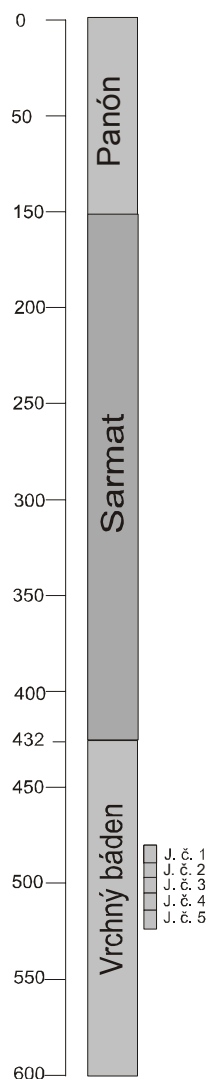
Stratigrafický rozsah vrtu K 45:

- 0 – 150 m panón,
- 150 – 432 m sarmat,
- 432 – 600 m bádén.

Analyzované **jadrá č. 1 až 5 (523 – 480 m)** patria na základe biostratigrafie do vrchnobádenského **studienčanského súvrstvia** Viedenskej panvy (obr. 23). Sedimenty reprezentujú biolitické a biodetritické vápence z oblasti riasovej biohermy.

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

V **jadre č. 1 (489 – 480 m)** prevládal tmavosivý hrubo- až strednozrnný masívny, slabo sľudnatý piesok bez cementu s prevahou kremenných zŕn (obr. 23). V hĺbke 487 – 486 m ílovito-prachovitý až drobnozrnný piesok smerom do nadložia prechádza do zelenosivého sľudnatého prachovca. V úseku 486 – 485 m jadro tvorí sivý drobnozrnný sľudnatý pieskovec s prímiesou ílu s ojedinelým zuhoľnateným rastlinným detritom, ktorý smerom do nadložia prechádza do zelenosivého piesčitého sľudnatého vápnitého ílovca s detritom schránok mäkkýšov. V úseku 485 – 484 m vystupuje stredno- až drobnozrnný piesok, slabo cementovaný vápnitým tmelom, s detritom



Obr. 18 Stratigrafický rozsah vrtu Kúty 45

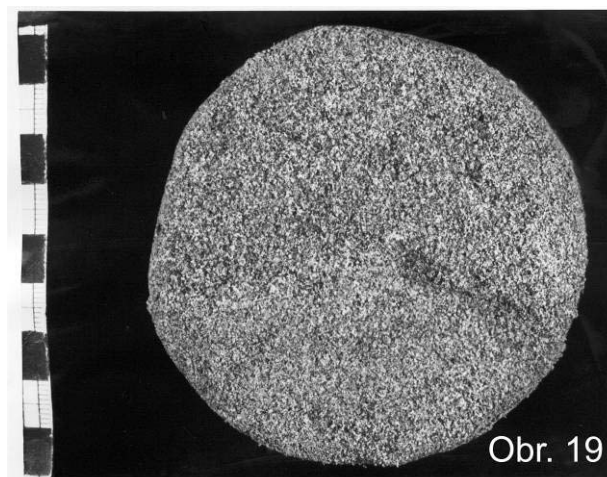
tenkostenných schránok lastúrníkov a schránkami drobných ulitníkov (obr. 19). Zvyšok jadra tvorí stredno- až hrubozrný piesok.

Jadro č. 2 (497, 5 – 489 m) tvorí sivý ílovitý vápenec s podpornou stavbou stielok červených rias s prevažne ílovitým matrixom a riasovo-biodetritický vápenec s piesčito-ílovitým matrixom, vzáčne s ulitníkmi rodu *Turbo*. Ílovitý vápenec sa strieda so zelenosivým piesčitým ílom až piesčitým prachovcom s hojnými drobnými lastúrami a ulitami (obr. 20, 23).

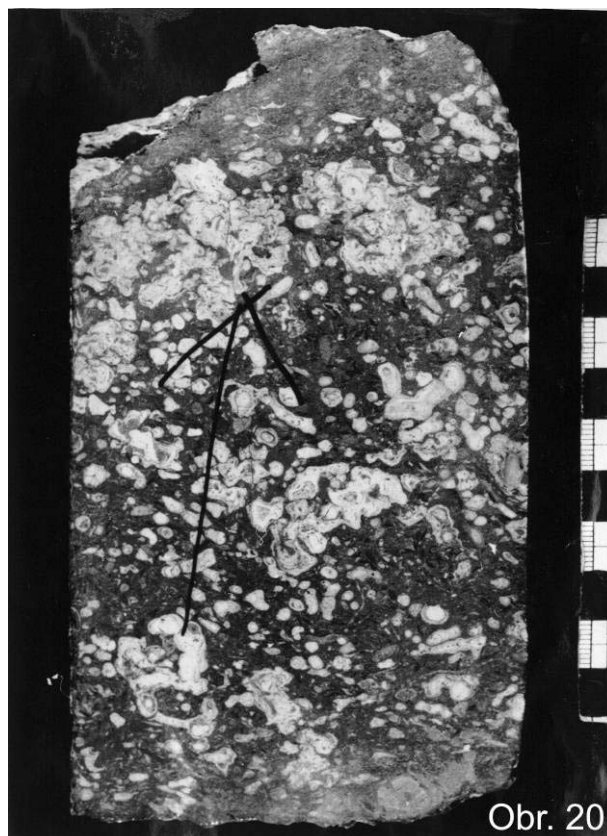
Vrstvový sled **jadra č. 3** (498 – 497,5 m) pokračuje v rovnakom type usadenín. V jadre naďalej prevláda striedanie sivého riasového biolitickeho vápenca s podpornou stavbou stielok červených rias s vrstvami redeponovaného biodetritického vápenca (obr. 21, 23) a ílovito-piesčitého jemnozrného sedimentu. Často sú prítomné schránky mäkkýšov.

Jadro č. 4 (514,5 – 506 m) tvorí sivý riasový biolitickeý vápenec s piesčitým matrixom a podpornou stavbou stielok červených rias, ktorý sa strieda s ílovitým slieňovcom a piesčitým ílovcom s laminami biodetritu (obr. 23).

Spodnú časť jadrovaného úseku vrtu, jadro č. 5 (523 až 514,5 m), tvorí ílovitý prachovec (obr. 22). Smerom do nadložia pribúda prachovcovo-piesčitá zložka, vrstvy tvoria slabo sľudnatý stredno- až hrubozrný pieskovec s vápni-



Obr. 19 Vz. K-45 – j. č. 1 (482,6 m) – sivý hrubozrný piesok-pieskovec s prevahou kremenných zŕn usadených redepozíciou zo starších sedimentárnych zdrojov. Hornina má veľmi nízky obsah piesčitého matrixu a karbonátová cementácia je vyvinutá vo veľmi slabom štádiu, ktoré je buď iniciálne, alebo reziduálne. Sediment má vysokú intergranulárnu porozitu. Textúra je homogénna. Prostredie sedimentácie bolo vo vrchnej časti pobrežného čela.



Obr. 20 Vz. K-45 – j. č. 2 (496,6 m) – sivý slienitý biolitickeý vápenec s piesčitou prímесou a hľuzkami červených rias tvoriacich podpornú stavbu sedimentu. Vo vrchnej časti vzorky je pozorovateľný prechod do tmavého redeponovaného ílovito-biodetritického sedimentu. Litorálna zóna karbonátovo-siliciklastickej rampy bola v dosahu búrkového vlnenia, eukoraligénu.

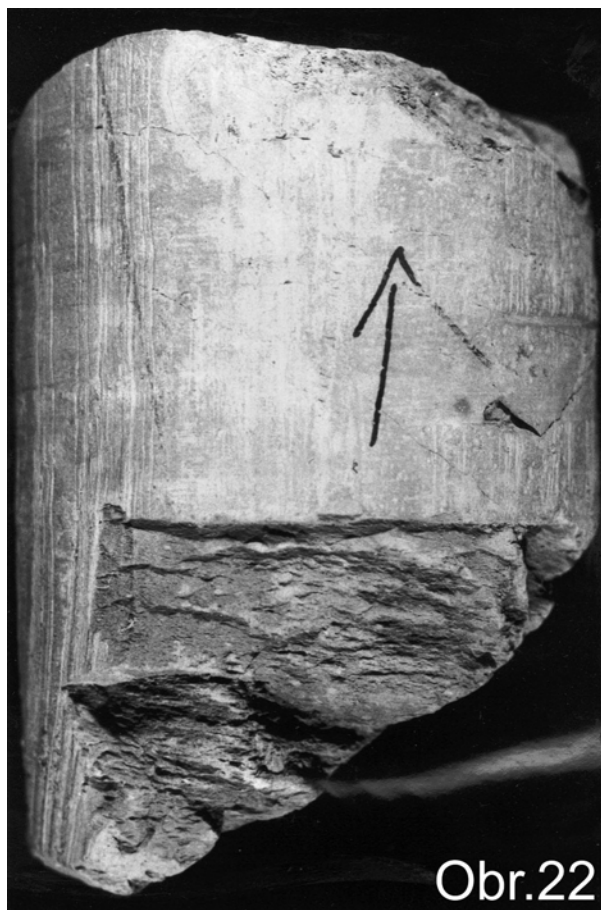
tým tmelom s obsahom schránok mäkkýšov. Vrchná časť jadra (od 519 m) obsahuje slienité riasové vápence s ílovito-piesčitými sedimentmi s redeponovaným biodetritom.



Obr. 21 Vz. K-45 – j. č. 3 (497,8 m) – sivý slienitý riasovo-ustričovú biolitický vápenec. Pozorovateľné je vrstvovité hromadenie hrubých schránok lastúrníkov, spevnené eukoraligénnymi kobercami stielok červených rias.

Biostratigrafické zaradenie vrstvomého sledu sa urobilo na základe spoločenstiev dierkavcov a vápnitého nanoplanktónu.

V spodnej časti vrstvomého sledu (vzorky z hĺbky 522 m) vystupuje asociácia druhov rodov *Bulimina*, *Bolivina* a *Cassidulina*, ktoré veľmi dobre tolerujú znížený obsah kyslíka pri dne. Túto asociáciu zaradíme do vrchno-

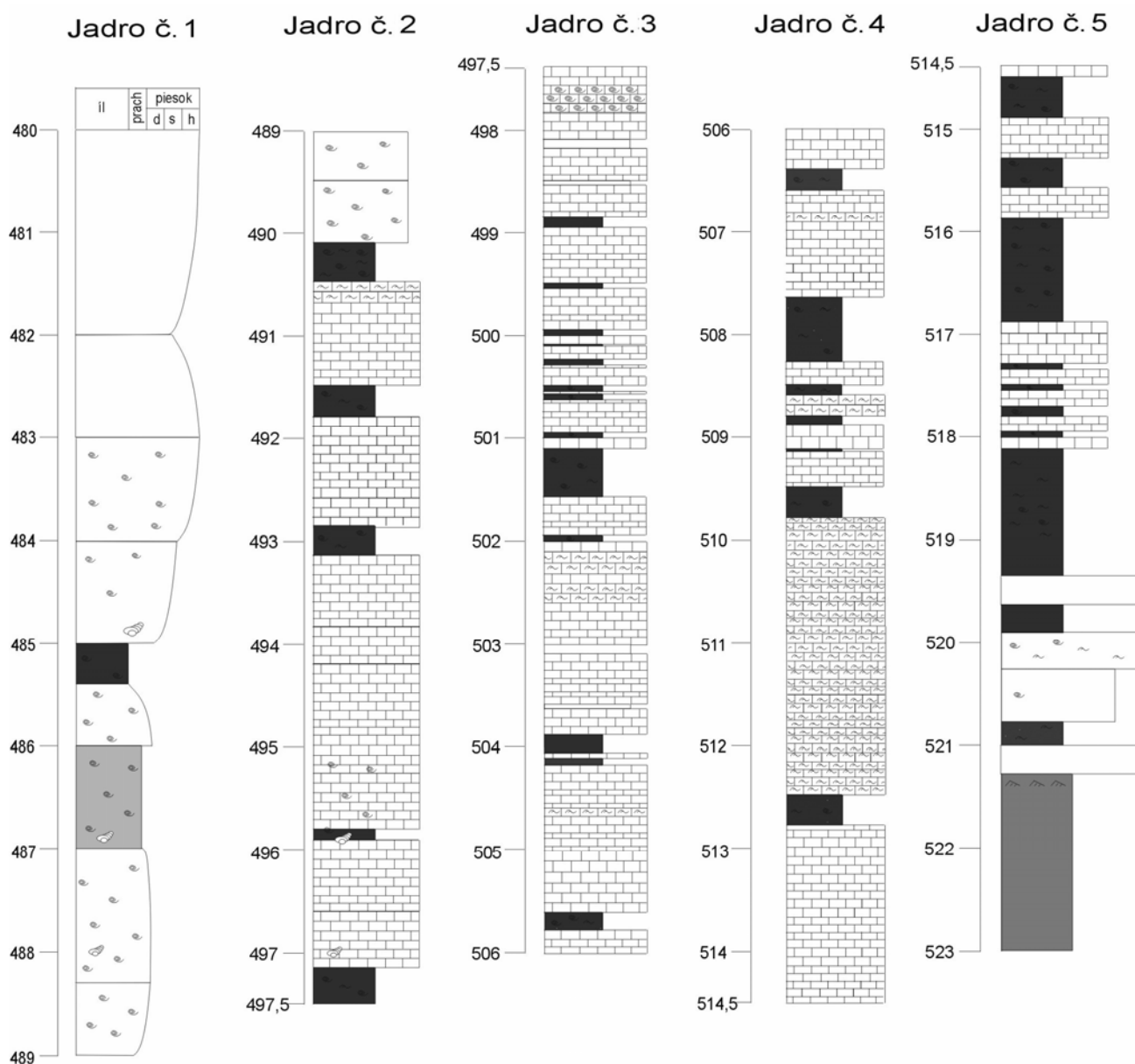


Obr. 22 Vz. K-45 – j. č. 4 (522,5 m) – sivý laminovaný vápnitý prachovec, zóna spodnej časti pobrežného čela až vnútorného šelfu

nobádenskej „bulimínovo-bolivínovej“ biozóny (v zmysle Grilla, 1941). V nadložných usadeninách spoločenstvo dierkavcov charakterizuje vysoká diverzita plytkvodných druhov a neumožňuje presne definovať vekovú príslušnosť. Dá sa len predpokladať, že najmladšie časti vrstvomého sledu patria k vrchnému bádenu v osladeného vývoji (rotálievová zóna v zmysle Grilla, 1941). Vrchno-bádenský vek jadrovaneého úseku vrtu potvrdzuje aj prítomnosť nanoplanktónového spoločenstva (*Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*) patriaceho do zóny NN6 (v zmysle Martiniho, 1971).

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

Jadrovaneý úsek vrtu K-45 zachytáva profil vrchno-bádenských sedimentov, ktoré vznikli v predbiohermnej oblasti (resp. priamo tvorili riasovú biohermu). Študo-vané sedimenty tvoria prevažne biolitické riasové vápence a biodetrítické redeponované vápence, ktoré sa striedajú s ílmi, ílovcami a prachovcami. Vrchnú, nadložnú časť vrstvomého sledu tvoria prevažne piesky a pieskovce usadené v prostredí vrchnej časti pobrežného čela. Fosilná makrofauna je zachovaná vo forme vnútorných jadier, zriedkavo sú prítomné schránky, niekedy vyplnené drúzami kalcitu. Okrem lastúr a ulít mäkkýšov boli prítomné aj schránky červov, machovky, ježovky, ostrakódy, dierkavce, riasy, vzácne brachiopódy, kostičky a otolity rýb. Jadro vrtu K-45 (523 – 480 m) zachytáva sedimen-



Obr. 23 Litologická charakteristika jadier vrtní Kúty 45

tárny sled komplexne vyvinutej neogénnej karbonátovej rampy, ako aj jej podložie a nadložie.

Podložie piesčitého vývoja karbonátovej rampy bolo zastihnuté v hĺbke 523,0 – 521,3 m. Tvoria ho laminované prachovce, ktoré sa usadili v podmienkach vnútorného šelfu v spodnej časti pobrežného čela.

Spodnú časť rampy (519,9 – 518,1 m) reprezentujú ílovito-piesčité vápnité riasové sedimenty s rodolitmi. Zrornosť narastá smerom do podložia. Táto časť sleduje genetickú transformáciu siliciklastického pobrežného čela na karbonátovú rampu vo vysoko energetickom litorálnom prostredí s terigénnym prínosom. V úseku 518,1 až 507,7 m karbonátovú rampu tvoria väčšinou biodetritické riasové vápence striedajúce sa s ílovito-piesčitými redepozitmi. Biodetritický charakter vápencov dokumentuje silné účinky vlnenia na depozíciu v litorálnom prostredí vrchnej časti pobrežného čela. Nadložný vrstvomý sled (507,7 – 497,9 m) tvorí cyklické striedanie riasových biolitických vápencov s ílovito-piesčitými tmavými sedimentmi. Prostredie depozície

sa dá charakterizovať ako litorál ovplyvnený vlnením s pravidelnými splachmi sedimentov z pobrežnej roviny. V úseku 497,9 – 497,6 m sa zachytila in situ usadená vrstva bohatá na hrubostenné lastúrniky („uštrícová lavica“). Jej prítomnosť poukazuje na epizódu splytčenia sedimentačného priestoru, resp. zníženie terigénneho prínosu do vysoko energetického litorálneho prostredia vrchnej časti pobrežného čela. Sedimentárnu sukcesiu karbonátovej rampy (519,9 až 490,5 m) vo vrchnej časti (497,6 až 490,5 m) tvoria prevažne slienité riasové biolitické vápence, ktoré z hľadiska paleoprostredia predstavujú nízko energetický litorál v subtidálnej zóne pobrežného čela. Obsahujú najmä vo vrchnej časti medzivrstvy tmavosivých piesčitých ílovcov. Keďže ílovce sú bohaté na terigénny detrit, možno ich energeticky interpretovať ako epizodické splachy sedimentov z prostredia pobrežnej roviny. Piesčité sedimenty ležia na tenkej vrstve (490,5 – 490,1 m) tmavosivého až zelenosivého, slabo piesčitého ílovca, ktorý geneticky pripomína sedimenty litorálnej roviny v intertidálnej zóne pobrežného čela.

Nadložia sedimentov karbonátovej rampy je zachytené v hĺbke 490,5 – 480,0 m. Tento sled na báze tvoria strednozrnne piesky s tenkostennou faunou mäkkýšov až drobnozrnne piesky s ílovitými preplástkami (490,1 až 480,0 m) s výskytom dierkavcov euryhalinného prostredia. Asociácia dierkavcov potvrdila veľmi plytkovodné, dobre vetrané osladené prostredie. Smerom do nadložia piesky pozvoľna prechádzajú do sivých hrubozrných beztextúrnych pieskov. Z genetického hľadiska sa tento cyklus hrubnuci smerom nahor dá definovať ako teleso pieskov vzniknuté v prostredí progradujúceho siliciklastického pobrežného čela plochého pobrežia. V študovaných vzorkách pieskov vystupuje prevažne asociácia ťažkých minerálov: granát (55 – 79 %), apatit (6 – 16 %), zirkón (2 – 10 %), staurolit, amfibol, turmalín a rutil. Zloženie ťažkých minerálov poukazuje na pravdepodobnú zdrojovú oblasť z vynorených jednotiek magurského flyšu.

Malacky 101

Vrt M-101 bol situovaný na východnom okraji Viedenskej panvy v oblasti malackej elevácie (obr. 1). Prienikol cez miocénny vrstvom sled v rozsahu regionálnych stupňov panón až karpát (obr. 24). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **stredný bádén** je zameraný na biostratigrafiu, sedimentológiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosílnych organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1995).

Stratigrafický rozsah vrtu M-101:

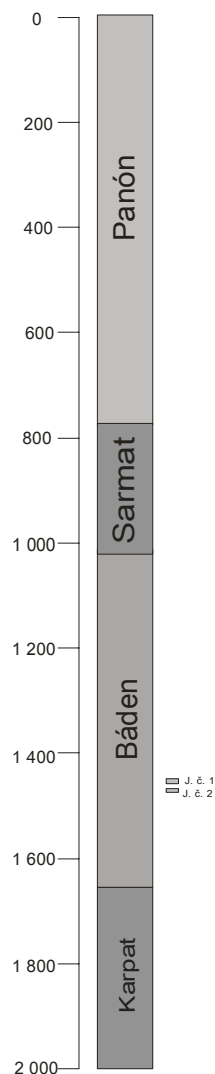
0 – 676 m	panón,
676 – 1 018 m	sarmat,
1 018 – 1 654 m	bádén,
1 654 – 2 000 m	karpát.

Na základe litológie a vekového zaradenia **jadra č. 1 (1 451,0 – 1 442,0 m)** a **jadra č. 2 (1 470,0 – 1 461,5 m)** do stredného bádenu môžeme vrtné jadrá korelovať s **jakubovským súvrstvom** Viedenskej panvy. Sedimenty reprezentujú usadeniny neritickej zóny, terigénne organodetrítické bahná. Smerom do nadložia možno pozorovať postupné prehĺbovanie depozičného prostredia (obr. 30).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

V spodnej polovici **jadra č. 1 (1 451,0 – 1 442,0 m)** vystupujú sivé vápnnité ílovité prachovce so závalkami ílu dosahujúcimi až 10 cm (obr. 30). Niektoré litoklasty sú čiastočne opracované, nesú znaky obrnených závalkov – „armored mud balls“. Smerom do podložia stúpa percento ílovitých prachovcov až ílov. Vo vrchnej časti vrstvom sledu prevládajú sivé vápnnité íly, ílovité prachovce až prachovce, nezreteľne vrstvomité, bioturbované. Pre vrtné jadro je charakteristický vysoký obsah fosilizovaných schránok organizmov, predovšetkým lastúrnikov, ktorých akumulácie sa miestami viažu na vrstvomité plochy.

Sedimenty v hĺbkovom diapazóne 1 451,0 až 1 449,0 m reprezentujú sivé vápnnité ílovité prachovce až íly s prímiesou prachu, nezreteľne vrstvomité, značne diageneticky spevnené. Bioturbované ílovité prachovce sa miestami

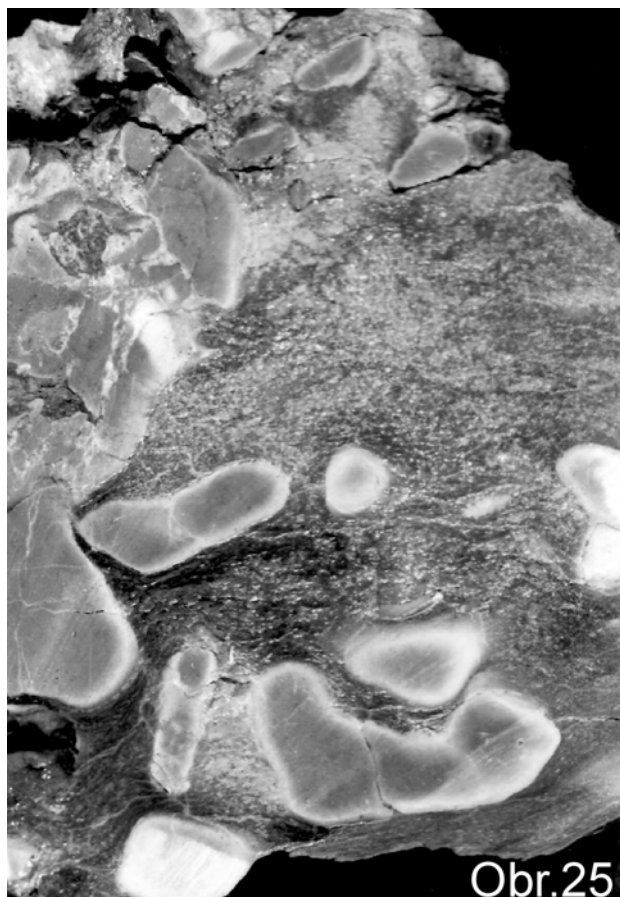


Obr. 24 Stratigrafický rozsah vrtu Malacky 101

striedajú s laminovanými prachovcami až sivými vápnnitými ílmi s bohatou mikro- aj makrofaunou. V mikrofaune prevládajú druhy *Reophax pilulifer* BRADY a *Spiroplectinella carinata* (ORB.). Dokumentujú depoziáciu sedimentov v hlbokom vodnom prostredí bohatom na živiny, s piesčitým dnom. Zo schránok molúsk zachovaných vo vrstvom sledu sú zastúpené najmä úlomky lastúrnika druhu *Solemya (Solemya) doderleinii* poukazujúce na hlbšie cirkalitorálne prostredie. Z molúsk sa našli aj *Nucula (Nucula) nucleus*, *Cyclocardia (Scalaricardita) scalaris* a *Cardites cf. partschi*. Z rybích zvyškov sú zastúpené otolity rodov *Diaphus* sp. a *Gadiculus* sp. poukazujúce na pelagické prostredie neritickej až batyálnej zóny. Uvedené spoločenstvo živočíchov dokumentuje typickú šelfovú sedimentáciu cirkalitorálnych organodetrítických terigénnych bahien v hĺbke 100 až 200 m (v zmysle Seneša a Ondrejčkovej, 1991).

Sedimenty v hĺbkovom diapazóne 1 449,0 až 1 446,0 m interpretujeme ako sklzové teleso prachovcov s „litoklastami – konkréciami“ vápnných ílovcov (obr. 25, 26).

Okrem sedimentárnych znakov tento predpoklad podporuje aj výskyt bohatej plytkovodnejšej makrofauny v spodnej časti sklzového telesa (1 448,7 až 1 448,0 m). Určiteľné boli fragmenty schránok druhov *Tellina plana* LINNE, *Ditrupa cornea* (LINNEAUS), *Lima* sp., *Corbula*



Obr. 25

Obr. 25 Vz. M-101 (1 446,4 – 1 446,2 m) – sivé vápnité, silne bioturbované prachovce so závalkami (konkréciami) vápnitých ílovcov až kalových vápencov. Ich tvar a usporiadanie naznačuje možnosť druhotného začlenenia do študovaného sedimentu (erózia pôvodného, čiastočne litifikovaného dna v dôsledku počiatku zvýšenej zlomovej aktivity a s tým spojenými vertikálnymi zmenami).

(*Varicorbula gibba* (OLIVI) (obr. 26) a *Pirenella* sp. Vzácné boli úlomky krabov a echinodermát. Podobné, tlakovo deformované schránky tanatocenózy dierkavcov na hranici interpretovaného sklzu (1 449,0 m) dokumentujú rýchle zaťaženie podložných vrstiev v čase depozície. Vznik sklzového telesa (1 449,0 až 1 446,0 m) považujeme za dôsledok vzniku vertikálnych rozdielov v šelfovej oblasti, kontrolovaných zlomovou aktivitou.

Vrchnú časť jadra č. 1, teda sedimenty v hĺbkovom diapazóne od 1 446,0 do 1 442,0 m, reprezentujú sivé vápnité ílovité prachovce až prachy, vzhľadom na prežieranie sedimentu organizmami v čase usadzovania nezreteľne vrstvomité. Spoločenstvo dierkavcov tvoria najmä sklovité schránky bentických euryoxibiontných typov rodu *Uvigerina*, *Bolivina* a *Bulimina*. Spoločenstvo je obohatené aj o redeponované plytkovodné druhy rodov *Ammonia*, *Lobatula* a *Quinqueloculina* dokumentujúce relatívne hlbokovodné prostredie so stratifikovaným vodným stĺpcom.

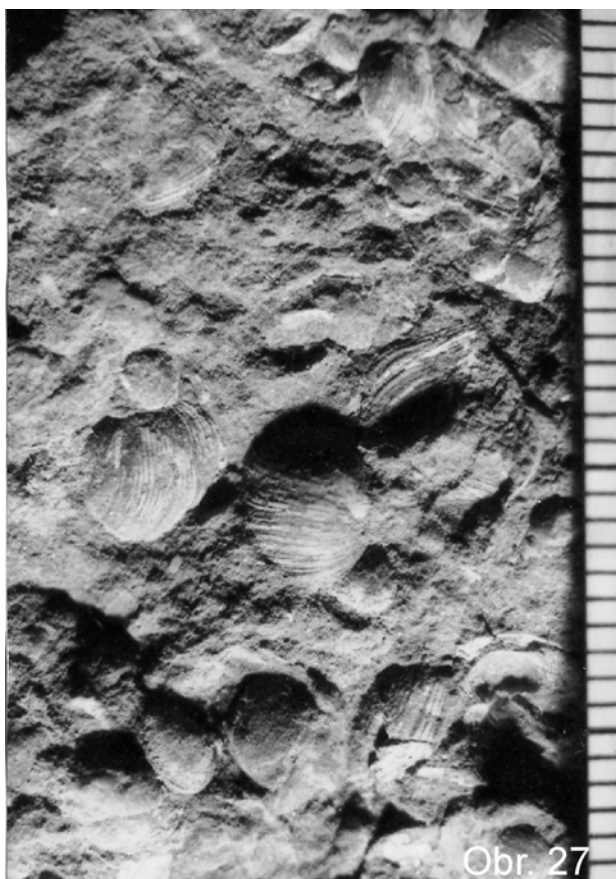
Spodnú časť jadrovaného úseku vrtu (jadro č. 2; 1 470,0 – 1 462,0 m) tvoria sivé vápnité ílovité prachovce, vzhľadom na vysokú bioturbáciu sedimentu nezreteľne vrstvomité. Subhorizontálnu vrstvomitosť naznačujú akumulácie schránok drobných lastúrníkov, miestami sa vyskytujú aj ulitníky, napr. *Turritella* sp., a zuhoľnatené zvyšky rastlín. Smerom do nadložja schránky lastúrníkov pribúdajú (obr. 30).



Obr 26

Obr. 26 Vz. M-101 (1 447,2 – 1 447,0 m) – sivé vápnité prachovce, bioturbované, obsahujúce litoklasty (konkrécie?) orientované subhorizontálne, zhodne s nezreteľnou vrstvomitosťou. Litoklast (konkrécia) vo svojom jadre obsahuje hlbokovodného lastúrnika rodu *Solemya* (*Solemya*) *doderleinii* (MAYER).

Spodná časť odobraných jadier (1 470,0 – 1 467,5 m) obsahuje sivé vápnité sľudnaté ílovité prachy až prachovce, nezreteľne vrstvomité a značne bioturbované, s bohatým obsahom spoločenstiev foraminifer s druhom *Ammonia beccarii* (L.). Sediment, ako aj paleoekologické nároky uvedeného druhu naznačujú sedimentačné prostredie hyposalinických lagún alebo plytkých delt so zníženou salinitou. Na postupný prechod do morského prostredia poukazuje výskyt lastúrnika druhu *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI) v spoločenstve mäkkýšov. Nadložné usadeniny (1 467,5 – 1 461,5 m) obsahujú aj sivé vápnité ílovité prachovce, nezreteľne vrstvomité a bioturbované (obr. 28, 29). Bohatá morská fauna je usporiadaná chaoticky. Druh bivalvií *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (obr. 27) prevládajúci v tanatocenóze mäkkýšov môže poukazyvať na zníženie obsahu kyslíka pri dne. Nálezy pravidelných ježoviek a schránok červov rodu *Serpula* vzhľadom na ich stenohalinný charakter zas dokumentujú prostredie s normálnou salinitou v málo dynamickej litorálnej zóne až zóne plytkého neritika.

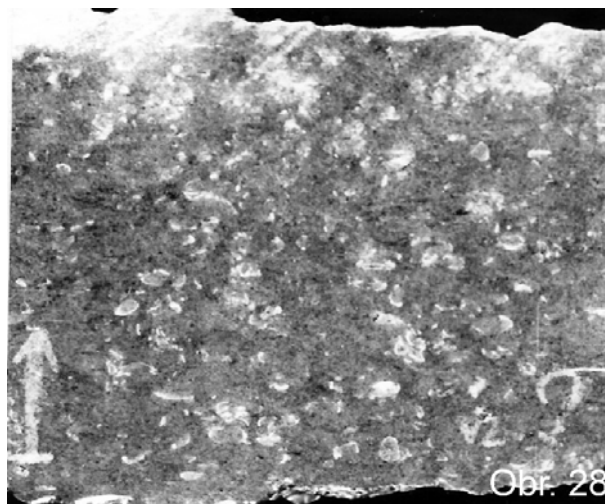


Obr. 27 Vz. M-101 (hĺbka 1 462,6 m) – lumachela tvorená zástupcami druhu *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI) a *Corbula* (*Varicorbula*) *carinata* (DUJARDIN). Zriedkavo sa nachádzajú úlomky patriace pravdepodobne k rodu *Glossus*, *Ditrupea* *cornea* (LINNEAUS), *Turritella* *partschii* ROLLE a *Euspira* *catena helicina* (BROCCHI). Jeden fragment bol určený ako zástupca druhu *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* (LAMMARCK).

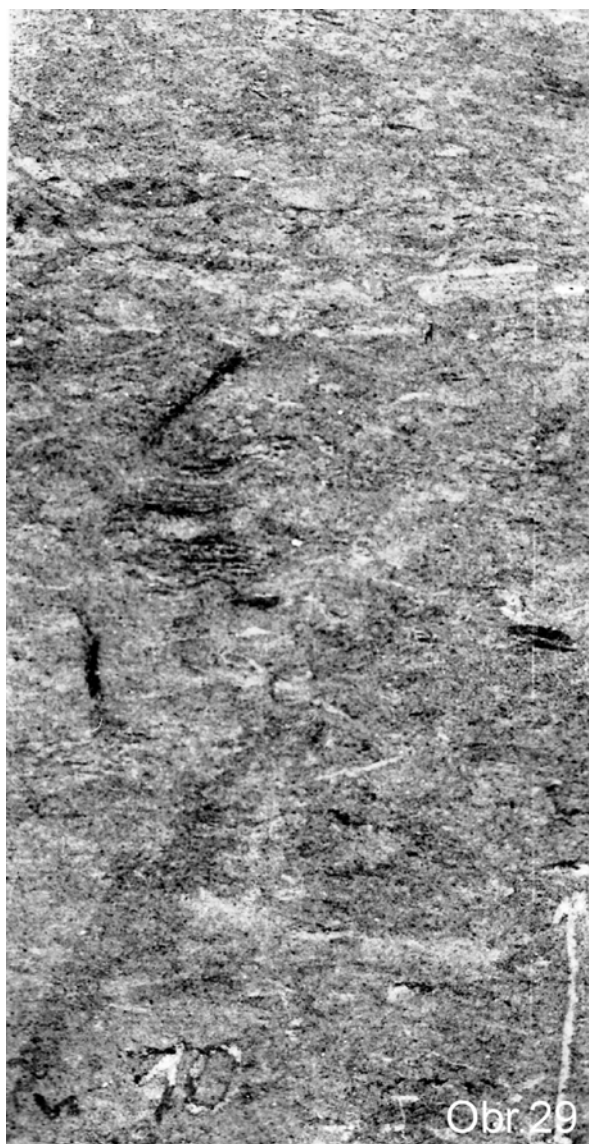
Biostratigrafické zaradenie vrstvomého sledu sa zakladá na definícii spoločenstiev dierkavcov a vápnitého nanoplanktónu.

Vrchná časť vrstvomého sledu (**jadro č. 1**) obsahovala spoločenstvo foraminifer s vysokou diverzitou ($D = 12$ až 15) a s bohatým zastúpením aglutinovaných druhov *Reophax pilulifer* BRADY, *Spiroplectinella carinata* (ORB.) a *Cyclammina* sp. (Bartakovics a Hudáková, 2004). Spoločný výskyt spomínaných druhov indikuje vek stredný báden, biozónu *Spiroplectammina carinata* (v zmysle Grilla, 1941). Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu obsahujúce druhy *Calcidiscus leptoporus*, *Coronosphaera mediterranea* (LOHMANN) GAARDER, *Umbilicosphaera rotula*, *Discoaster exilis* a *Sphenolithus abies* indikuje zónu NN5 – NN6 (v zmysle Martiniho, 1971).

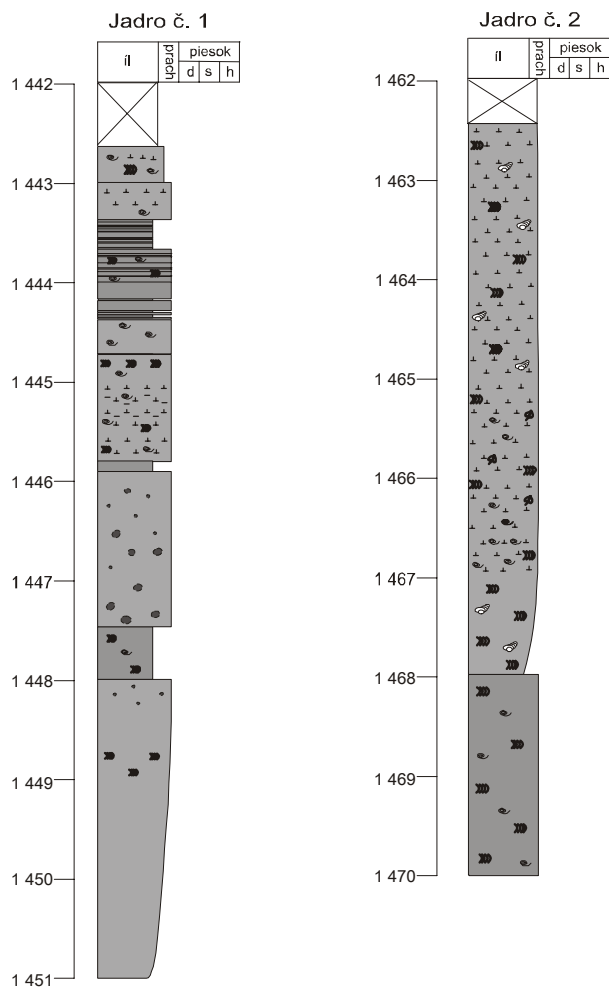
Spodná časť jadrovaného úseku vrtu (**jadro č. 2**) obsahovala vo vzorkách pomerne chudobné spoločenstvo foraminifer s nízkou diverzitou ($D = 1,6 - 5$) a dominanciou rodu *Ammonia*. Na základe vápnitého nanoplanktónu (*Discoaster exilis*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. abies*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Umbilicosphaera rotula*) a prítomnosti foraminifery druhu *Cycloforina badevensis* (ORB.) bol vek usadenín určený ako stredný báden, zóna NN5 (v zmysle Martiniho, 1971).



Obr. 28 Vz. M-101 (1 466,1 – 1 466,0 m) – sivý vápnitý, dobre spevnený prachovec s prímiesou ílu. Pôvodná vrstvomitosť je porušená bioturbáciou. Schránky bivalvií rodu *Corbula* sú rovnomerne rozptýlené v celom úseku jadra.



Obr. 29 Vz. M-101 (1 468,3 – 1 468,1 m) – sivý, dobre spevnený prachovec s obsahom ílu, bioturbovaný, bez výraznej vrstvomitosť. Neobsahuje makroskopicky pozorovateľné fosílie.



Obr. 30 Litologická charakteristika jadier vrtu Malacky 101

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

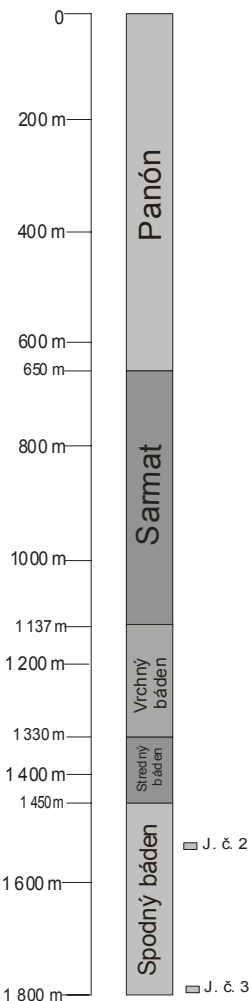
Sedimentológia a zhodnotenie paleoekologických nárokov fauny vo vrchnej časti vrstvomého sledu (jadro č. 1) poukazuje na hlbšie neritické prostredie depozície organodetritických terigénnych bahien s normálnou salinitou v zóne cirkalitorálu. Tektonickú aktivitu zlomov pri formovaní východného okraja Viedenskej panvy dokumentuje sklzové teleso a ílové závalky (syndimentárna brekcia) interpretované vnútri vrstvomého sledu (1 449,0 až 1 446,0 m).

Sedimentológia a zhodnotenie paleoekologických nárokov fauny v spodnej časti vrstvomého sledu (jadro č. 2) dokumentuje zmenu mierne osladeného cirkalitorálneho sedimentačného prostredia na morské. Charakter sedimentov, ako aj paleontologický rozbor poukazujú na prostredie plytkého šelfu so znakmi postupného prehľbovania.

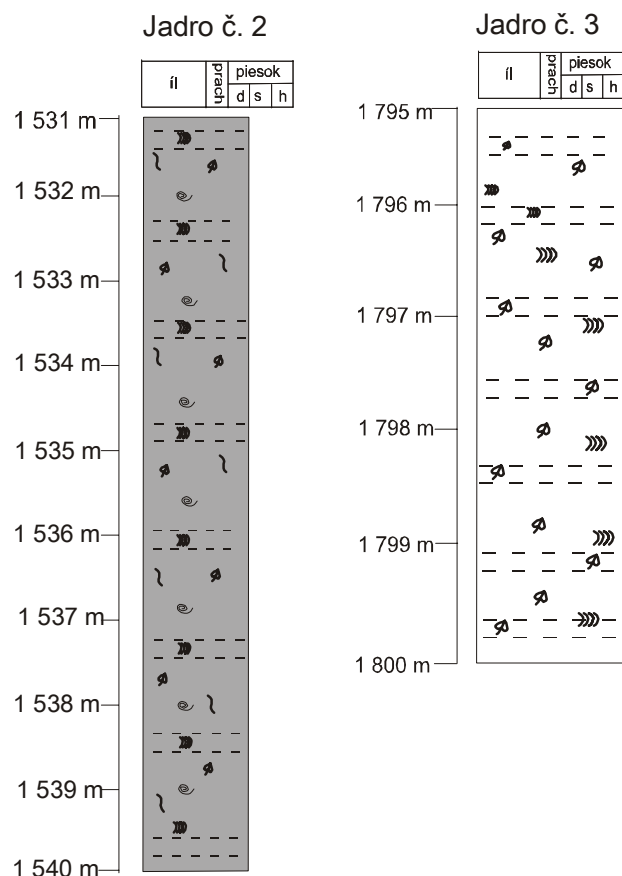
Peľové spektrum získané z usadenín jadra č. 1 dokumentuje pôvod z priľahlej pevniny porastenej zmiešaným listnato-ihličnatým lesom, ktorý smerom do vnútrozemia plynule prechádzal do ihličnato-listnatého až ihličnatého lesa. Zloženie mikroflóry indikuje subtropickú klímu. Hojnejší výskyt zástupcov svahových až horských foriem *Picea*, *Quercus* a *Cedrus* v spektre poukazuje na členitejší reliéf v okolí sedimentačného priestoru. Teplejší a humidnejší charakter klímy dokazuje prítomnosť paleotropických prvkov *Leiotriletes*, *Ephedra*, *Cathaya*, *Castanea*, *Engelhardia* a *Myrica*. Aj zuhoľnatené zvyšky rastlín nachádzajúce sa vo vrchnej časti jadra č. 2 poukazujú na blízkosť pobrežia s listnatým až listnato-ihličnatým porastom s bylinnými formami *Ericaceae* a *Poaceae*. Zistená mikroflóra zodpovedá subtropickej klíme. Výrazne vyššie percento zastúpenia foriem horskej vegetácie (napr. *Picea*) v peľovom spektre nepriamo dokazuje prebiehajúci proces tvorby výrazného horského reliéfu krajiny na okraji Viedenskej panvy počas bádenu. Tento fakt dokumentuje aj rozšírenie hruboklastických detritických náplavových a osypových kužeľov devínskonovoveských vrstiev strednobádenského veku na jej východnom okraji (Vass et al., 1990).

Dúbrava 48

Vrt D-48 bol situovaný v centrálnej časti Viedenskej panvy (obr. 1) a realizoval sa s cieľom naftového prieskumu a získania údajov o faciálnom vývoji terminálnych transgresívnych matzenských pieskov a o ich plošnom rozšírení. Prenikol cez miocénny vrstvomý sled v rozsahu regionálnych stupňov panón až spodný báden (obr. 31). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **spodný báden** je zameraný na biostratigrafiu, sedimentológiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosílnych organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1998).



Obr. 31 Stratigrafický rozsah vrtu Dúbrava 48



Obr. 32 Litologická charakteristika jadier vrtu Dúbrava 48

Stratigrafický rozsah vrtu D-48:

0 – 650 m	panón,
650 – 1 137 m	sarmat,
1 137 – 1 330 m	vrchný bádén,
1 330 – 1 450 m	stredný bádén,
1 450 – 1 800 m	spodný bádén.

Na základe obsahu fosílií a charakteru sedimentov **jadra č. 2 (1 540,0 – 1 531,0 m)** a **jadra č. 3 (1 800,5 až 1 795,0 m)** zaraďujeme tieto sedimenty k **lanžhotskému súvrstviu**. Depozičné prostredie v neritickej zóne sa zaplňalo piesčitým materiálom z litorálnej oblasti, predovšetkým počas búrok (tempestity). Obdobie pokojnej sedimentácie sa vyznačujú bioturbačnou činnosťou organizmov (obr. 32).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

Vrstvový sled **jadra č. 2 (1 540,0 – 1 531,0 m)** tvoria sivé, prevažne drobné- až strednozrné pieskovce s prímiesou prachu (obr. 24). Sedimenty majú bimodálnu prachovo-piesčitú zrnitosť, ktorá poukazuje na sedimentáciu v prostredí so zníženou energiou, podobne ako náznaky horizontálnej laminácie. Jamkovitá laminácia („swalley cross bedding“) vo vrchnej časti jadra je záznamom epizódy zvýšenej sedimentárnej dynamiky, spôsobenej pravdepodobne búrkovým vlnením. Na usadenie sedimentov zo suspenzných gravitačných tokov naznačujú rozptýlené úlomky schránok mäkkýšov a ježoviek.

Vrstvový sled **jadra č. 3 (1 800,5 – 1 795,0 m)** tvoria hrubozrné pieskovce s masívnou textúrou alebo s amalgamovanou vrstvitosťou s náznakmi pozitívnej gradácie klastického materiálu a prúdovo-čerinovou lamináciou s tenkými ílovo-prachovcovými vrstvičkami bohatými na zuhoľnatený rastlinný detrit (obr. 32). Sediment je často bioturbovaný hrabavými stopami. Pieskovec je produktom gravitačných turbulentných tokov derivovaných z plážovej oblasti v kombinácii so suspenznými tokmi s hemipelagickými finálnymi ílovo-prachovcovými produktmi.

Biostratigrafické zaradenie sa urobilo na základe obsahu dierkavcov a nanofosílií a doplnilo sa o výskyt lastúrničiek a nevápnitých dinoflagelát.

Asociácia foraminifer a ostrakód [*Globorotalia bykovae* (AISENSTAT), *Globigerina* sp. div., *Textularia deperdita* (ORB.), *Cytherella dilatata* (REUSS), *C. vulgata* RUGGIERI, *Falunia plicatula* (REUSS)] **jadra č. 2** dokumentuje spodno- až strednobádenský vek. Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu poukazuje na zónu NN5 (*Sphenolithus heteromorphus*) bez prítomnosti mladších indexových fosílií. Vzhľadom na alochtónnosť väčšiny fosílií sa na základe biostratigrafickej analýzy prikláňame k **spodnobádenskému veku** študovaného vrstvového sledu. Dokumentuje to aj zvýšený obsah neritických dinoflagelát [*Unipontidinium aquaeductum* (PIASECKI) WRENN a *Labyrinthodinium truncatum* (PIASECKI)], reprezentujúcich obdobie maximálnej záplavy počas spodnobádenskej transgresie.

Na subtropickú klímu poukazujú ojedinelé nálezy zle zachovaného peľu rodu *Ephedra*, *Myrica*, *Quercus*, typ *ilex*, a *Pinus*.

Chudobné spoločenstvo foraminifer **jadra č. 3** *Bulimina elongata* ORB., *Globocassidulina oblonga* (REUSS), *Sigmovirgulina tortuosa* (REUSS) a *Asterigerinata* sp. a vápnitého nanoplanktónu poukazuje na preplavenie materiálu v litorálnej zóne, vek sa nedá špecifikovať.

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

Prostredie depozície **jadra č. 2** bolo v infralitorálnej prechodnej zóne medzi spodnou časťou pobrežného čela a vnútorným šelfom.

Prostredím sedimentácie sedimentov **jadra č. 3** bola spodná časť pobrežného čela s dominanciou gravitačného prínosu klastického materiálu.

Na základe zloženia klastického materiálu pieskovcov, najmä pomerne vysokého podielu málo rezistentných karbonátov, a hojného zastúpenia granátu (45 – 70 %), apatitu (10 – 54 %), staurolitu (1 – 10 %), zirkónu (1 – 8 %) a rutilu (2 – 14 %) možno usudzovať na ich zdrojovú oblasť na sv. okrajoch Viedenskej panvy.

Petrografické zloženie klastického materiálu pieskovcov má podobný charakter v prípade oboch jadier. V jadre č. 2 je však zvýšený podiel autigénneho glaukonitu, ktorý často indikuje morské prostredie depozície.

Dúbrava 47

Vrt D-47 bol situovaný v centrálnej časti Viedenskej panvy (obr. 1). Jeho cieľom bolo overiť faciálny vývoj terminálnej časti telesa matzenských pieskov a ich plošné rozšírenie. Prenikol cez miocénny vrstvový sled v rozsahu regionálnych stupňov panón až bádén (obr. 33). De-

tailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **sarmat a spodný bádén** je zameraný na biostratigrafiu, sedimentológiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosilných organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1997).

Stratigrafický rozsah vrtu D-47:

0 – 666 m	panón,
666 – 1 120 m	sarmat,
1 120 – 1 383 m	vrchný bádén,
1 383 – 1 478 m	stredný bádén,
1 478 – 1 800 m	spodný bádén.

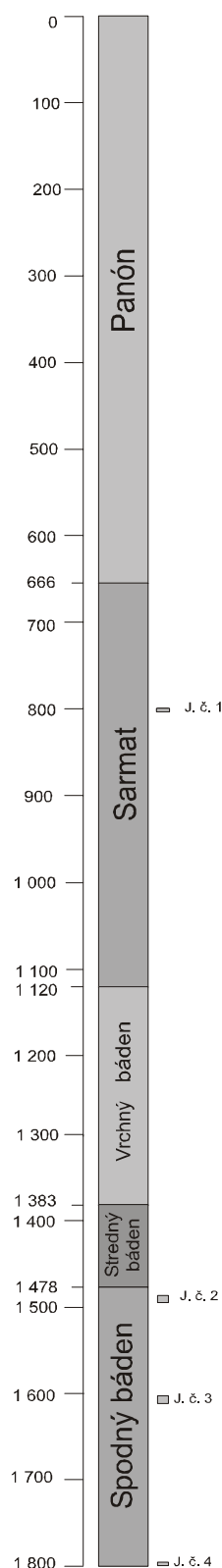
Na základe litológie a vekového zaradenia sedimentov **jadra č. 1 (806,0 – 800,0 m)** do sarmatu ich môžeme litostratigraficky korelovať s **holíčskym súvrstvím**.

Na základe litológie a vekového zaradenia sedimentov **jadra č. 2 (1 494,0 – 1 485,0 m)**, **jadra č. 3 (1 612,0 až 1 603,0 m)** a **jadra č. 4 (1 800,0 – 1 795,0 m)** do stredného až spodného bádenu môžeme vrstvový sled korelovať so spodnou časťou jakubovského súvrstvia a s lanžhotským súvrstvím Viedenskej panvy. Kým sarmatské usadeniny sedimentovali v prostredí veľmi plytkého svahu delty/šelfu, spodnobádenský až strednobádenský vrstvový sled dokumentuje usadzovanie sedimentov v plytkej pobrežnej oblasti s postupným prehĺbovaním smerom do nadložia. Depozičné prostredie vrchnej časti pobrežného čela v litorálnej zóne sa v zázname mení na spodnú časť pobrežného čela v neritickom prostredí (obr. 37).

Sedimentologický opis jadra a biostratigrafia

Jadro č. 1 (806,0 – 800,0 m) tvoria žltosivé vápnité drobnozrnné sľudnaté pieskovce s nesúvislými laminaami ílovitého prachovca (obr. 34). Niekoľko mm hrubé vrstvičky vykazujú pozitívnu gradáciu. Prítomné sú turbiditné vrstvičky (Ta – Td) s pozitívnou gradáciou od stredno- do drobnozrnného pieskovca, vo vrchnej časti s prúdovo-čerinovou lamináciou, ktorej zvlnený povrch je vyplnený prachovitým ílovcom. V spodnej časti jadra (806,0 m) je výrazná aj sklzová deformácia sedimentu vo forme sklzovej vrásky. V úseku 803,0 – 802,0 m sme pozorovali plastickú sklzovú deformáciu sedimentu vo forme sklzového zabaľovania.

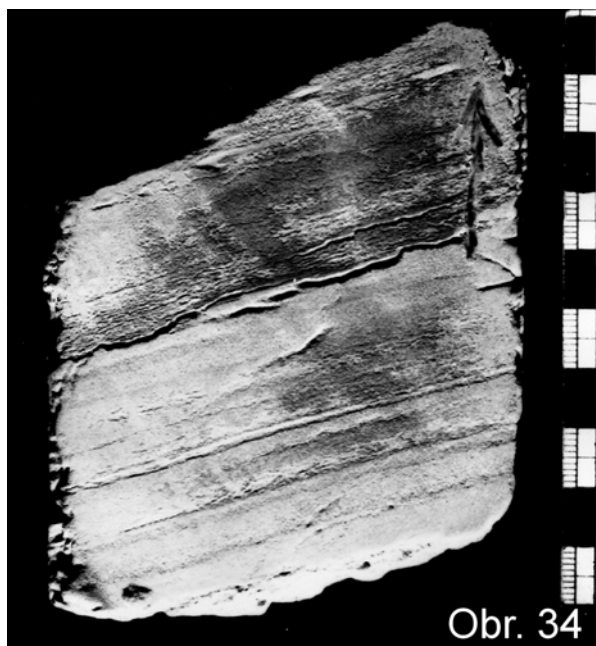
Biostratigrafické zaradenie vrstvomého sledu sa zakladá na definícii zmiešaných spoločenstiev dierkavcov tvorených plytkovodnými druhmi. Okrem redeponovaných karpatských a bádenských taxónov prevažovali euryhalinné epifytné druhy typické pre najvrchnejší bádén ako *Elphidium* cf. *crispum* (ORB.) a redeponované dierkavce typické pre neritikum až batyál na hranici spodný/ stredný bádén ako *Globorotalia bykovae* SAM. Ako najmladšie foraminifery skúmaných spoločenstiev sa ukazujú zriedkavé jedince sarmatských taxónov – *Quinqueloculina akneriana* ORB., *Porosononion granosum* (ORB.), *Elphidium reussi* (MARKS) a *E. hauerinum* (ORB.). Na základe uvedených skutočností sa vek skúmaných sedimentov nedá určiť presne, môžeme však predpokladať, že sediment sa uložil v **spodnom až strednom sarmate**.



Obr. 33 Stratigrafický rozsah vrtu Dúbrava 47

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

Sedimentológia a zhodnotenie paleoekologických nárokov fauny dierkavcov (plytkovodné epifyty rodov *Elphidium*, *Ammonia*, *Porosononion* a *Quinqueloculina* spolu s množstvom redepozítov) vrstvomého sledu (obr. 34) dokumentuje vysoko dynamické prostredie usadzovania,



Obr. 34

Obr. 34 Vz. D-47 – j. č. 1 (801,2 m) – žltosivý, planárne laminovaný drobnozrný pieskovec s laminami strednozrného pieskovca a ílovitého prachovca. Niekoľko mm hrubé vrstvičky vykazujú pozitívnu gradáciu. Sediment je sekundárne uklonený okolo 10°.

kontrolované predovšetkým zmenami reliéfu dna, a to buď mohutným prínosom klastického materiálu do oblastí usadzovania (redepozity), alebo tektonicky. Nasvedčuje tomu tak gravitačný transport piesčitého materiálu, ako aj sklzové a vrásové textúry odrážajúce synsedimentárnu tektonickú aktivitu v prostredí veľmi plytkého svahu delty/šelfu.

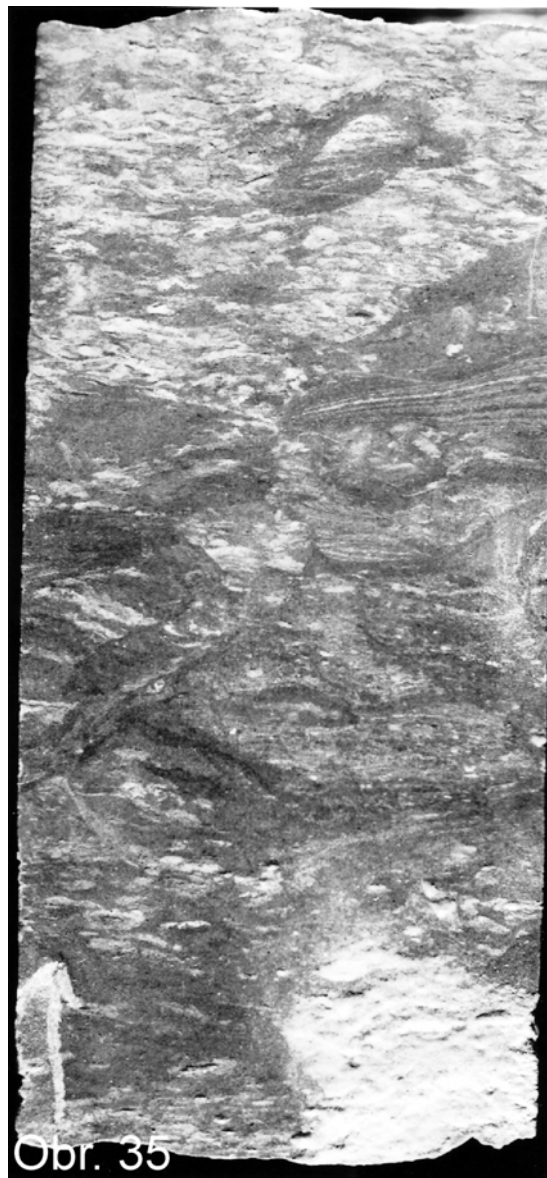
Palynospektrum zo študovaného jadra č. 2 bolo veľmi chudobné. sporadicky sa objavili peľové zrnká ihličín s väčšou doletovou vzdialenosťou – *Pinus*, *Abies* a *Tsuga*. Silná korózia exiny peľových zrníek naznačuje nevhodné podmienky fosilizácie. Spektrum z jadra č. 1 poukazuje na absenciu močiarnnej vegetácie, naopak, prítomné sú hojnejšie prvky horskej vegetácie – *Abies*, *Cedrus*, *Picea*, *Tsuga* a *Pinus*. V spektre prevažujú arktoterciérne prvky teplomilnejšieho typu.

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

Jadro č. 2 (1 494,0 – 1 485,0 m) tvorí tmavosivý sľudnatý piesčitý prachovec s homogenizovanou textúrou. Ojedinele je prítomný detrit lastúrnikov, ulitníkov a vápnitých rúrok červov. Výrazné sú stopy po bioturbácii (planárna bioturbácia červami, hrabavá bioturbácia lastúrnikmi a drobnými iregulárnymi ježovkami v horizontálnom a vertikálnom smere) (obr. 35, 36).

Jadro č. 3 (1 612,0 – 1 603,0 m) tvorí tmavosivý prachovitý pieskovec s častými zvyškami ježoviek, menej lastúrnikov, prítomný je zuhoľnatý rastlinný detrit. Sediment je intenzívne bioturbovaný činnosťou červov a hrabavými stopami po lastúrnikoch a ježovkách.

Jadro č. 4 (1 800,0 – 1 795,0 m) tvorí litifikovaný svetlosivý hrubozrný pieskovec s homogénnou textúrou a ojedinelými úlomkami zuhoľnatej rastlinnej hmoty. Vo vrchnej časti jadra (1 795,3 – 1 795,0 m) vystupuje vrstva s hojnými schránkami litorálnych lastúrnikov, ktoré



Obr. 35

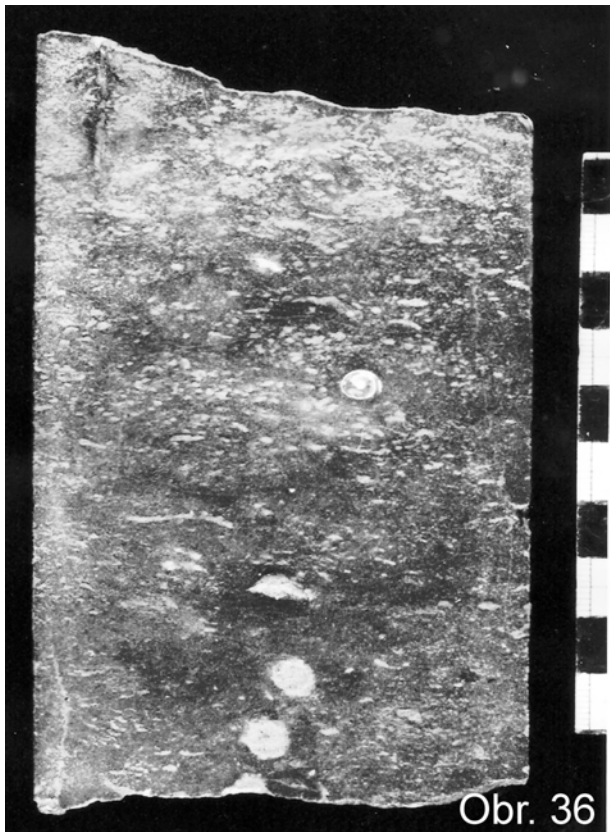
Obr. 35 Vz. D-47 – j. 2 (1 486 m) – tmavosivý piesčitý prachovec, homogenizovaný jemnou bioturbáciou. Ojedinele sú prítomné schránky lastúrnikov a ulitníkov.

sa vyskytujú aj v podobe plávajúcich klastov v pieskovi. Svedčí to o gravitačnom transportnom mechanizme depozície v spodnejších častiach pobrežného čela.

Asociácia ťažkých minerálov v pieskoviach je vo všetkých vzorkách podobná. Vyznačuje sa veľkým zastúpením granátu (62 – 81 %), ktorý pochádza z metasedimentov stredného stupňa metamorfózy. Rovnaký zdroj sa predpokladá aj v prípade turmalínu (11 – 13 %). Sporadicky vystupujú granitoidy, ktoré reprezentuje zirkón a apatit a staršie sedimenty rutil.

Biostratigrafické zaradenie vrstvom sledu sa zakladá na definícii spoločenstiev dierkavcov a zriedkavého nanoplanktónu.

Jadro č. 2 obsahuje vysoko diverzifikované spoločenstvo dierkavcov s vysokým zastúpením aglutinovaných foriem, hlbokovodných hyalinných typov, tak planktonických globigerín a globorotálií, ako aj bentických lenticulín. Na základe indexových foraminifer *Globorotalia bykovae* (AISENSTAT), *Lenticulina echinata* (ORB.) a *Pa-*



Obr. 36 Vz. D-47 – j. č. 3 (1 489 m) – tmavosivý piesčité prachovec s ojedinelým detritom vápnitých schránok. Sediment je postihnutý intenzívnou bioturbáciou chodbičkami červov do priemeru 3 mm a hrabavými stopami. Ojedinele sú zachované zvyšky pôvodnej subhorizontálnej laminácie.

vonitina styriaca SCHUBERT môžeme sedimenty jadra č. 2 zaradiť do zóny CPN 8 *Globigerina decoraperta*/G. *druyi* a na základe bentosu do zóny *Spiroplectamina carinata* (v zmysle Grilla, 1941). Ich vek je **stredný bádén**. Všetky vzorky boli chudobné na vápnitý nanoplanktón a neobsahovali jeho indexové nanofosílie.

Jadro č. 3 obsahuje veľmi chudobné spoločenstvo foraminifer. Prevažuje druh *Heterolepa dutemplei* (ORB.). Prítomné sú aj preplavené schránky dierkavcov karpatského veku. Na základe ojedinelého výskytu druhov *Orbulina suturalis* BRÖN., *Globigerinoides trilobus* (RSS.) a *Globorotalia bykovae* AIS. sedimenty zaradujeme do vrchnej lagenidovej biozóny (v zmysle Grilla, 1943) veku **spodný bádén**.

Jadro č. 4 bolo na fosílie sterilné.

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

Sedimentológia a zhodnotenie paleoekologických nárokov fauny vrstvom sledu dokumentuje usadzovanie sedimentov v plytkej pobrežnej oblasti s postupným prehĺbovaním do nadložia (D-47; 1 800,0 – 1 603,0 m). Smerom k mladším sedimentom môžeme pozorovať zmeny vývoja depozičného prostredia pobrežného čela v litorálnej zóne (jadro č. 4, 3) po spodnú časť pobrežného čela v neritickom prostredí so striedaním období s dobrým (aglutinancie) a slabým (bolivíny a uvigeríny) vetraním depozičného prostredia pri dne (1 494,0 až 1 485,0 m). Neprítomnosť miocénnych diskoasterov vo všetkých vzorkách môže indikovať zlé podmienky na ich

existenciu alebo zachovanie. Tento predpoklad potvrdzuje aj **peľové spektrum**, ktoré je chudobné a sporadicky (jadro č. 3, 2) obsahuje len peľové zrnká ihličín (*Pinus*, *Abies* a *Tsuga*). Silná korózia organického materiálu naznačuje silne oxidačné podmienky, nevhodné na fosilizáciu v litorálnom prostredí.

Vysoká 19

Vrt V-19 bol situovaný na východnom okraji Viedenskej panvy. Prenikol cez miocénny vrstvom sled v rozsahu regionálnych stupňov panón až karpát (obr. 38). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **vrchný bádén** je zameraný na biostratigrafiu, sedimentológiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosilných organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1997).

Stratigrafický rozsah vrtu V-19:

0 – 710 m	panón,
710 – 1 070 m	sarmat,
1 070 – 2 200 m	bádén.

Analyzované **jadrá č. 15 a 18** na základe litológie a vekového zaradenia sedimentov do bádenu môžeme litostratigraficky korelovať so **studienčanským súvrstvím** vo Viedenskej panve (obr. 39).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

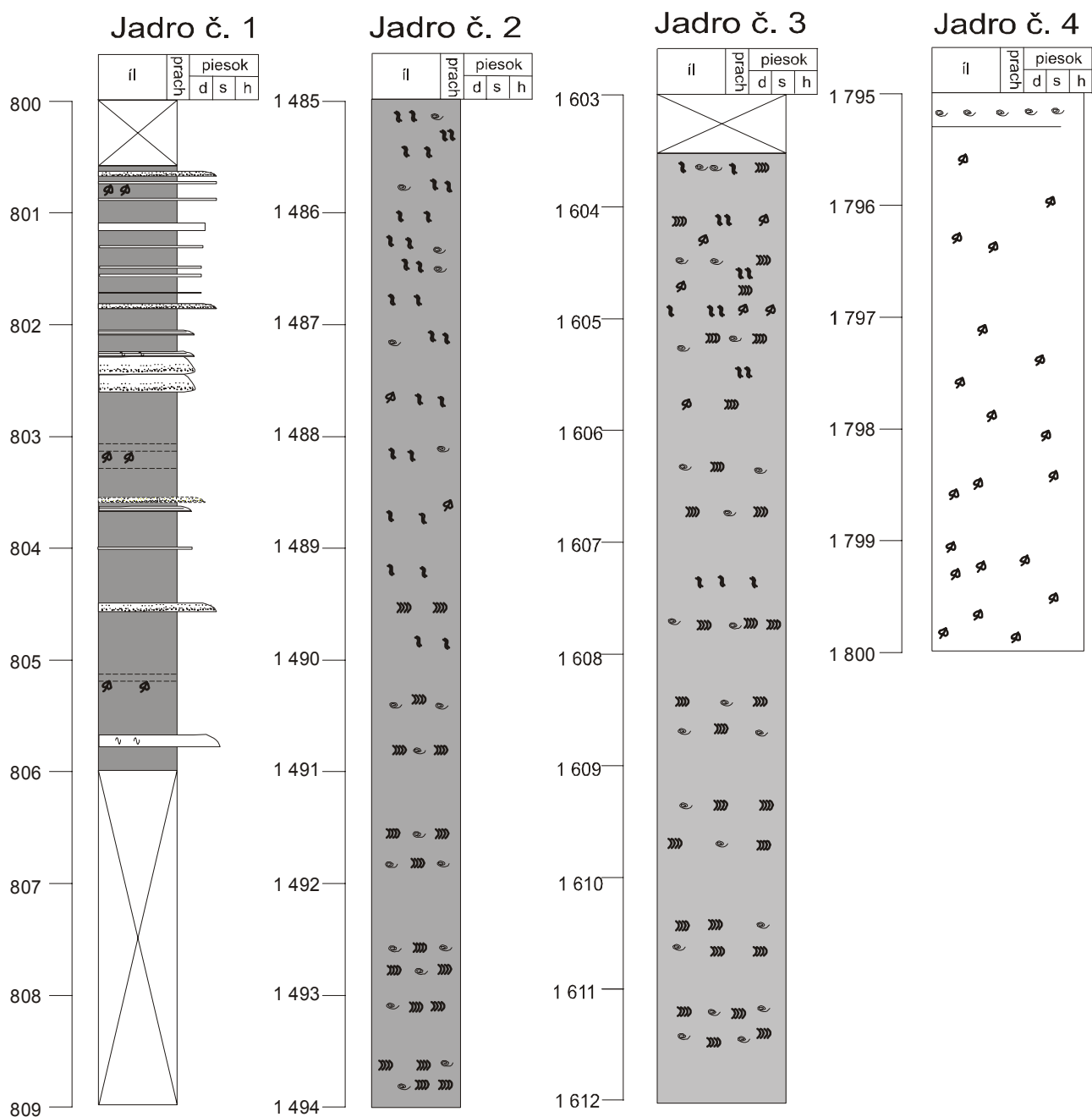
Jadro č. 17 (2 198,0 – 2 197,0 m) tvorí jemnozrnný rozpadavý zlepenec s priemernou veľkosťou obliakov okolo 0,7 cm (maximálne 2 cm).

Jadro č. 15 (2 005,0 – 2 000,0 m) a jadro č. 8 (1 303,0 – 1 302,0 m) tvorí jemnozrnný vápnitý sľudnatý prachovec až pieskovec sivohnedastej farby. Vrstvovitost' je nezreteľná, pravdepodobne zotretá bioturbáciou. Sediment je pomerne dobre vytriedený. Jadro č. 8 je zložené z pelitickejších sedimentov ako podložné sedimenty.

Biostratigrafické zaradenie vrstvom sledu je založené na definícii spoločenstiev dierkavcov a vápnitého nanoplanktónu. **Jadro č. 8** obsahuje bohaté spoločenstvo dierkavcov typické pre vrchný bádén **bulimínovo-bolivínovej biozóny** (v zmysle Grilla, 1943). Vo výplavoch sa okrem schránok dierkavcov vyskytuje autigénny pyrit a limonit, úlomky lastúr mäkkýšov a rybie šupiny. Z dierkavcov sa masovo vyskytovali najmä bentické formy, predovšetkým typický vrchnobádenský poddruh *Bolivina dilatata maxima* C. et Z. Menej sa vyskytuje *Pappina neudorfensis* (TOULA) a *Bulimina schischkin-skyae* (SAM.).

Vápnitý nanoplanktón je chudobný, obsahuje rededponované paleogénne a kriedové nanofosílie. Z miocénnych fosílií sa určili *Calcidiscus leptoporus*, *Cyclococcolithus rotula* a *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, ktoré umožňujú určiť len spodnú hranicu veku spoločenstva v intervale zóny NN4 (karpát). Na základe výskytu indexového druhu dierkavcov *Pappina neudorfensis* (TOULA), ktorý sa vyskytuje iba vo vrchnom bádene, je vek skúmaných sedimentov **určený ako vrchný bádén**. Staršie fosílie boli preplavené.

Jadrá č. 15 a 17 obsahujú kremitý výplav s drobnými oválnymi ihlicami hubiek a galukonitom. Vzorky boli na fosílie sterilné.



Obr. 37 Litostratigrafická charakteristika jadier vrtu Dúbrava 47

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

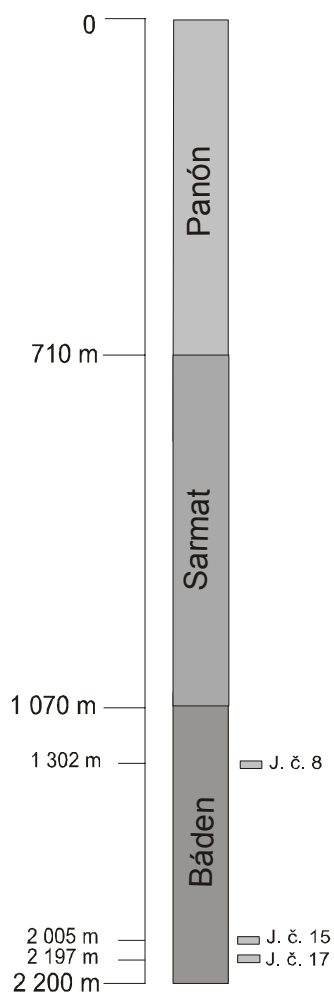
Sedimentológia v spodnej časti vrstvomého sledu z vrtu Vysoká 19 (jadro č. 15 a 17; 2 198,0 – 2 005,0 m) poukazuje na prítomnosť telesa zlepencov, ktorých materiál, resp. horniny podieľajúce sa na zložení konglomerátov pochádzajú z oblastí východného okraja Viedenskej panvy, najmä z priľahlých častí Malých Karpát: peziško-perneckého kryštalinika, bratislavského príkrovu, tatrika, fatrika a hronika. V konglomerátoch sa nenašla žiadna fauna. Na základe superpozície sa možno domnievať, že sediment vznikol počas stredného bádenu a s najväčšou pravdepodobnosťou ho môžeme považovať za súčasť devínskonovoveských vrstiev. Asociácia ťažkých minerálov má pôvod v metasedimentoch stredného stupňa metamorfózy a obsahuje predovšetkým granát (71 %) a turmalín (5 %). Opracované zná apatitu (6 %) a zir-

kónu (3 %) pochádzajú z granitoidov. Staurolit, rutil a chróm spinelidy majú zdroj v starších sedimentoch. Karbonáty sú diagenetické, časť je resedimentovaná.

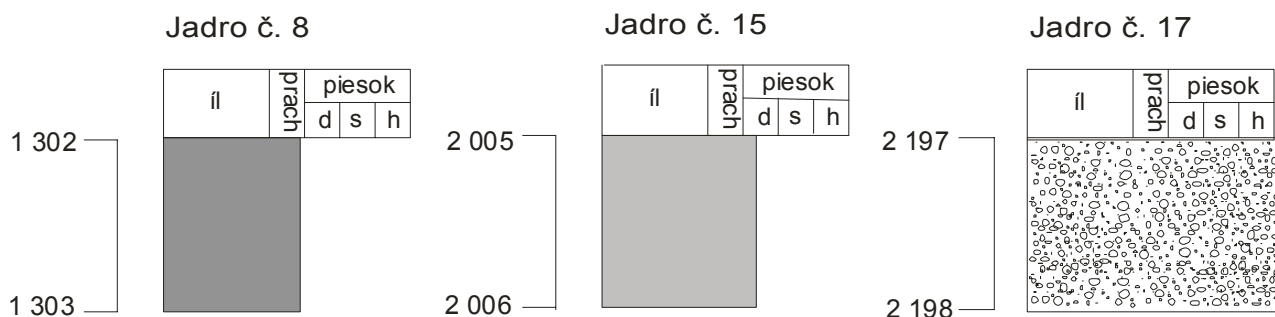
Jadro č. 8. tvorí jemnozrnný vápnný sľudnatý prachovec až ílovec sivohnedej farby bez bioturbácií alebo so slabou bioturbáciou. Na základe fosílií (euryoxibiontné druhy bentických dierkavcov a polôh s výraznou dominanciou planktonických foriem) predpokladáme, že sedimentácia prebiehala v hlbokovodnejšom prostredí v rámci stratifikovaného vodného stĺpca.

Malacky 93

Vrt M-93 bol situovaný vo východnej časti Viedenskej panvy (obr. 1). Realizoval sa s cieľom naftového prieskumu, získania údajov o faciálnom vývoji a o plošnom rozšírení miocénnych usadenín, zastúpení kolekto-



Obr. 38 Stratigrafický rozsah vrtu Vysoká 19



Obr. 39 Litostratigrafická charakteristika jadier vrtu Vysoká 19

rových a materských hornín a sledovania podmienok na akumuláciu a migráciu uhľovodíkov. Vrt prenikol cez horniny panónu, sarmatu a bádenu (obr. 40). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **sarmat** je zameraný na sedimentológiu, biostratigrafiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosilných organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 2006).

Stratigrafický rozsah vrtu M-93:

0 – 601 m	panón,
601 – 1 015 m	sarmat,
1 015 – 1 070 m	báden.

Analyzované **jadro č. 2 (630,5 – 623,5 m)** na základe obsahu fauny a charakteru sedimentu zaradujeme k vrchnosarmatskému **skalickému súvrstviu**. Reprezentuje usadeniny plytkovodného prostredia maršov alebo pobrežných lagún. Prítomnosť vegetácie dokumentujú uhoľné vrstvičky a laminky zuhoľnateného rastlinného detritu.

Jadrá č. 4 a 5 (869,0 – 861,0 m a 874,0 – 870,0 m) patria k spodnosarmatskému **holičskému súvrstviu**. Usadili sa v plytkovodnom prostredí subtidálnej až intertidálnej zóny v oblasti pobrežnej roviny až deltového okraja (obr. 41).

Sedimentologický opis jadier a biostratigrafia

Jadro č. 2 (630,5 – 623,5 m) tvorí jemnozrnný pieskovec, prachovec a prachovcový ílovec. Spodnú časť jadra tvoria prevažne jemnozrnné pieskovce až prachovce s polohami ílu. V hĺbke 626,6 m ílovec prechádzajú do veľmi jemnozrnného prachovca až pieskovca. Vrstvový sled vrchnej polovice jadra tvorí prevažne sivohnedý až sivozelený ílovec. Vyskytujú sa tu laminy a šošovky prachovca a rozpoznateľná tenká vrstva lignitu. V sedimente sa hojne vyskytujú zvyšky ulít lastúrníkov a gastropód (obr. 41).

Jadro č. 4 (869,0 – 861,0 m)

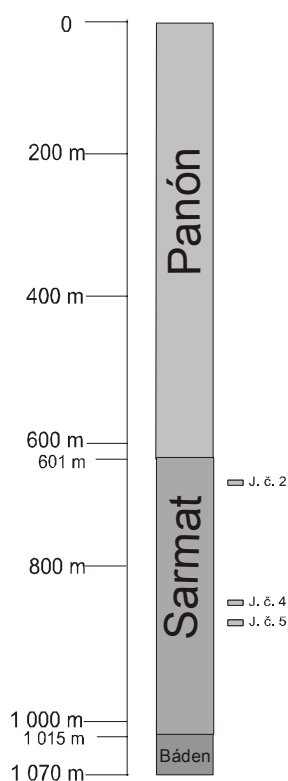
Spodnú časť tvoria striedajúce sa vrstvy jemnozrnného až strednozrnného pieskovca s ílovcami s laminami prachovca. V hĺbkovom intervale 868,0 – 868,65 m jadro chýba. V hĺbke 667,0 – 668,0 m sú zriedkavé stopy po bioturbácii a úlomky schránok lastúrníkov. Vrchnú časť jadra tvorí v prevažnej miere zelený a hnedý ílovec obsahujúci laminy prachovca. V hĺbke približne 862,2 m je zreteľná vrstva stredne zrnitého pieskovca so znakmi bioturbácie (obr. 41).

Jadro č. 5 (874,0 – 870,0 m)

Spodnú časť jadra č. 5 tvorí prevažne sivozelený ílovec s laminami prachovca a vrstvami jemnozrnných pieskovcov (obr. 43). Prítomné sú aj stopy po bioturbácii. Strednú časť jadra tvorí vrstva hnedého, jemne až stredne zrnitého pieskovca. Vrchnú časť jadra tvorí vrstvový sled zelených ílov so zriedkavými laminami prachovca a veľmi jemne zrnitého pieskovca (obr. 40).

Biostratigrafické zaradenie vrstvového sledu sa zakladá na definícii spoločností dierkavcov.

V **jadre č. 2 (632,0 – 623,7 m)** boli v sedimentoch časté zuhoľnatené zvyšky rastlín, zuhoľnatené časti šišíek a semená druhu *Glyptostrobus* sp. (obr. 42), ktorý tvoril



Obr. 40 Stratigrafický rozsah vrtu Malacky 93

dominantu „patisovcového pralesa“. V súčasnosti sa jeho ekvivalent vyskytuje vo Vietname a v Číne.

Schránky dierkavcov boli veľmi zriedkavé, častejšie boli veľmi drobné juvenilné schránky mäkkýšov rodu *Rissoa*. Z vápňitého nanoplanktónu sa zachytilo akéms druhom *Braarudosphaera bigelowii* a *B. b. parvula*. Podľa obsahu veľmi drobných schránok zástupcov rodu *Porosonion*, charakteru nanoplanktónu a superpozície určujeme vek ako terminálny sarmatský.

V jadre č. 3 (861,0 – 858,0 m) sme identifikovali spodnosarmatské spoločenstvo dierkavcov, typické akéms *Anomalinoidea dividens* (LUCZKOWSKA), ktoré charakterizuje spodný sarmat, zónu *Cibicides badenensis*. V asociácii vápňitého nanoplanktónu dosahoval hojné zastúpenie *Holococcolithus macroporus*, sporadicky *Discoaster variabilis* (redepozity z vrchného bádenu?).

V jadre č. 4 a 5 (870,0 – 861,0 m; 875,0 – 870,0 m) boli identifikované veľmi chudobné spoločenstvá dierkavcov s dominanciou rodu *Ammonia*, veľmi zriedkavé jedince rodu *Elphidium* a nanoplanktónové asociácie *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudumbilicus*, *Coccolithus pelagicus* a *Discoaster variabilis*. Spoločenstvá zaraďujeme do sarmatu.

Sedimentačné prostredie

Jadro č. 2 (630,5 – 623,5 m): Vrchná časť jadra (623,5 – 630,5 m) zo sedimentologického hľadiska reprezentuje veľmi plytkovodné prostredie až subareálnu sedimentáciu. Usadzovanie v maršoch a pobrežných lagúnach s vegetáciou dokazujú predovšetkým vrstvy lignitu. Spodná časť jadra reprezentuje prach a piesok deltových lalokov a úst'ových barov.

Jadro č. 4 (869,0 – 861,0 m): Sedimenty naznačujú trend zjemňovania usadzovania smerom nahor poukazu-

júci na znižovanie dynamiky prostredia, prípadne prehĺbenie (obr. 30). Predpokladáme, že depozičné prostredie bolo v oblasti plytkej subtidálnej až intertidálnej zóny, na pobrežnej rovine alebo v oblasti deltového okraja (piesky a prachovce úst'ových barov oddelené ílmi usadenými medzi distribučnými kanálmi). Do úvahy pripadá aj prostredie deltovej alebo tidálnej roviny (zmiešané piesky a bahná, bahná).

Jadro č. 5 (874,0 – 870,0 m): Sedimenty reprezentujú taktiež fácie intertidálnej až subtidálnej zóny. Piesčité vrstvy v strede jadra môžu patriť k pohybujúcim sa piesčitým nánosom v oblasti tidálnej alebo pobrežnej roviny.

Suchohrad 32

Vrt S-32 je situovaný asi 4,2 km sv. od obce Suchohrad (obr. 1). Realizoval sa s cieľom naftového prieskumu, získania údajov o faciálnom vývoji a o plošnom rozšírení miocénnych usadenín, zastúpení kolektorových a materských hornín a sledovania podmienok na akumuláciu a migráciu uhl'ovodíkov. Vrt prenikol cez sedimenty panónu a sarmatu (obr. 44). Detailný opis vrtného jadra s usadeninami veku **panón** je zameraný na sedimentológiu, biostratigrafiu, analýzu paleoekologických nárokov nájdených fosilných organizmov, ako aj na interpretáciu sedimentačného prostredia v čase vzniku usadenín (Kováč et al., 1997).

Stratigrafický rozsah vrtu S-32:

0 – 650 m panón,
650 – 710 m sarmat.

Analyzované jadrá č. 1 až 6 (638,0 – 608,0 m) na základe obsahu fauny a charakteru sedimentu zaraďujeme k panónskemu **bzeneckému súvrstviu** Viedenskej panvy. Jadrá reprezentujú usadeniny plytkovodného prostredia brakického mora v oblasti delty. Prítomné sú tak usadeniny šelfu a prodely, ako aj výplň distribučných kanálov. Na pobrežnú vegetáciu poukazuje bohatá prítomnosť zuhoľnateného rastlinného detritu (obr. 48).

Sedimentologický opis jadra a biostratigrafia

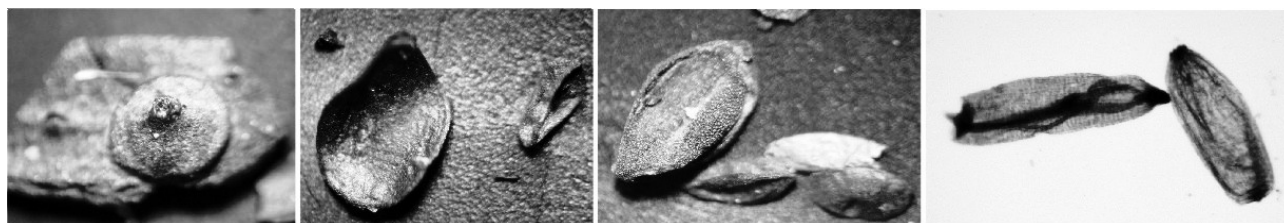
Jadro č. 1 (614,0 – 608,0 m) tvoria zelenosivé, žltosivé až tmavosivé, najprv úplne nevápňité, neskôr smerom do podložia mierne vápňité ílovce s vysokým obsahom zuhoľnateného detritu, zvetrávajúce do hnedá. Vrstvovitost' je subhorizontálna, laminovaná, miestami sú vrstvy vzhľadom na os jadra mierne uklonená asi 5 – 10° (obr. 46). Prítomná je nezreteľná bioturbácia.

Jadro č. 2 (620,0 – 614,0 m) tvorí žltosivý až žltohnedý vápňitý homogénny, slabo sľudnatý, jemno- až strednozrnný pieskovec až prachovec s ílovitou prímiesou, ktorá vo vrchnej časti pribúda. Bioturbácia je mierna. Zrnnost' sa smerom do podložia zvyšuje a jemno- až strednozrnný piesok je postupne nahradený obliakovitým pieskovcom s obliakmi veľkými do 1 cm, ktorý prechádza až do štrkov a rozpadavých zlepcov s maximálnou veľkosťou zrna 20 mm. Prítomné sú zvyšky schránok mäkkýšov, rastlinná zuhoľnatená hmota a vápňité konkrécie (obr. 47).

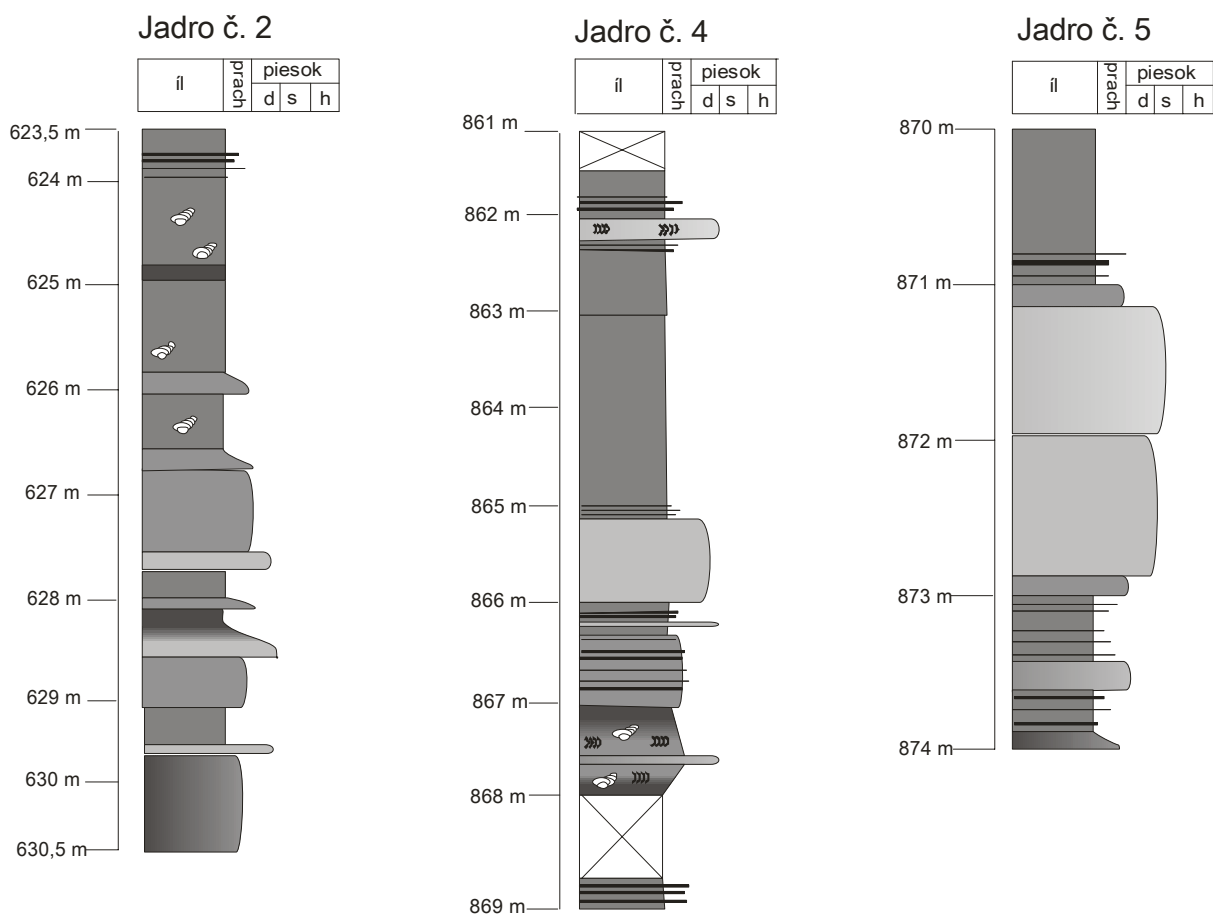
Jadro č. 3 (626,0 – 620,0 m): Vrchnú časť jadra tvoria drobnozrnné štrky až rozpadavé zlepenice striedajúce sa s hrubo- až strednozrnnými žltosivými, slabo sľudna-



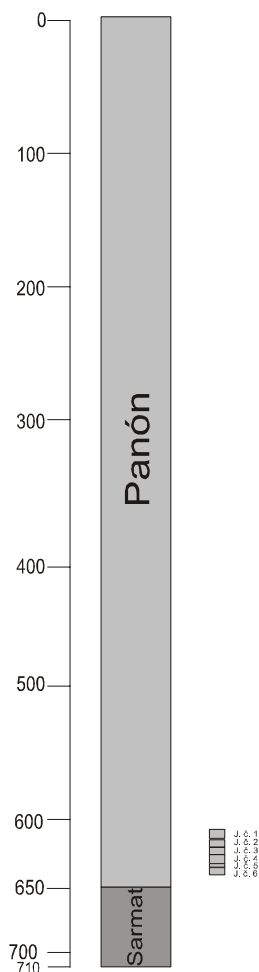
Obr. 41a Vz. M-93 – j. č. 1. (3 – 7 cm) – sivý až červenkastý ílovec so zvyškami ulít lastúrníkov a ulítníkov
 Obr. 41b Vz. M-93 – j. č. 2 (13 – 20 cm) – sivozelený laminovaný ílovec. Laminy a šošovky majú hrúbku do 4 mm
 Obr. 41c Vz. M-93 – j. č. 3 (33 – 39 cm) – lignitová vrstva, smerom do nadložía prechádzajúca do uhoľného ílovca



Obr. 42 Vz. M-93, vz. č. 33, 624.40-626.46 – zuhoľnatené zvyšky rastlín, zvyšky a semená *Glyptostrobus* sp.



Obr. 43 Litologický charakter jadier vrtu Malacky 93



Obr. 44 Stratigrafický rozsah vrtu Suchohrad 32

tými pieskami. V obliakovom materiáli zlepcov prevládajú karbonáty s veľkosťou 4 – 20 mm (obr. 48). Spodnú časť jadra tvoria sivé vápnité, nezreteľne subhorizontálne vrstvitité siltovce s malakofaunou, ktoré sú v podloží nahradené zelenosivými masívnymi vápnitými ílmi bez makrofauny.

Jadro č. 4 (632,0 – 626,0 m) tvoria zelenosivé až žltosivé masívne íly so siltovou prímiesou s bohatým zuhoľnateným rastlinným detritom. Vrstvovitost' je nezreteľná, pravdepodobne prevažne strmo uklonená, naznačená prítomnosťou prasklín medzi vrstvovými plochami so sklonom zhruba 10 – 15° vzhľadom na os jadra. Íly hojne obsahujú rastlinný detrit a zvyšky schránok mäkkýšov.

Jadro č. 5 (634,0 – 632,0 m) predstavujú sivohnedé íly a íly s malým obsahom siltovej prímiesi, ktoré smerom do podložia prechádzajú do tmavohnedých siltovitých ílovcov so zvyškami makrofauny. Zreteľná je laminácia so sklonom 50 – 60° vzhľadom na os jadra. Laminasy dosahujú hrúbku 3 – 6 mm. Miestami sa vyskytujú zelenožlté železité škvryny, zapríčinené rozkladom organickej hmoty.

Jadro č. 6 (640,0 – 634,0 m) tvoria zelenosivé až sivé, slabo vápnité, do hneda zvetrávajúce íly s prímiesou prachu, ktorej množstvo sa smerom do podložia zvyšuje. Sú bez viditeľných zvyškov makrofauny, masívne, prípadne majú nevýraznú lamináciu. Sú tu badateľné stopy po bioturbácii a zriedkavo obsahujú zuhoľnatené zvyšky organickej hmoty. Sklon vrstiev je asi 40° vzhľadom na os jadra.



Obr. 45 Vz. S-32 (609,5 m) – svetlosivý až zelenosivý nevápnitý laminovaný ílovec s vysokým obsahom zuhoľnatej rastlinnej hmoty. Vrstvovitost' je mierne uklonená pod uhlom asi 5 – 10°, zvýraznená prítomnosťou drobných šošoviek žltosivého ílu.

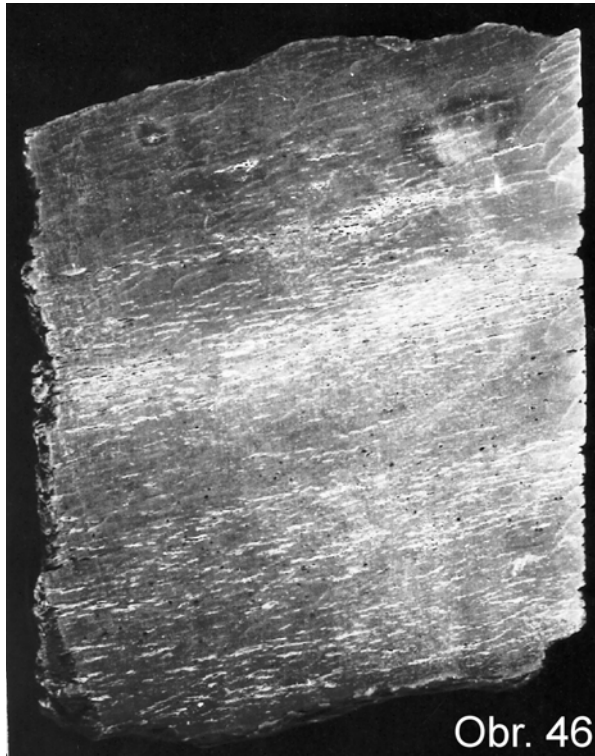
V intervaloch 610,4 – 613,9 m, 625,6 – 627,4 m, 630,7 – 631,9 m a 634,5 – 636,5 m vystupujú tektonicky zbridičnatené ílovce. Tektonická bridličnatost' má rovnaký úklon ako vrstvovitost' ílovcov. Ide pravdepodobne o intrafoliačné sklzy.

Vo vzorkách z hĺbkového intervalu 608,0 – 624,0 m sú ílovce so subhorizontálnou vrstvovitost'ou. Ílovec je tektonicky porušený – stlačený a strižne deformovaný. Výsledkom je výrazná subhorizontálna bridličnatost' s typickým lastúrnatým povrchom a vysokým leskom plôch bridličnatosti (úklony do 15°).

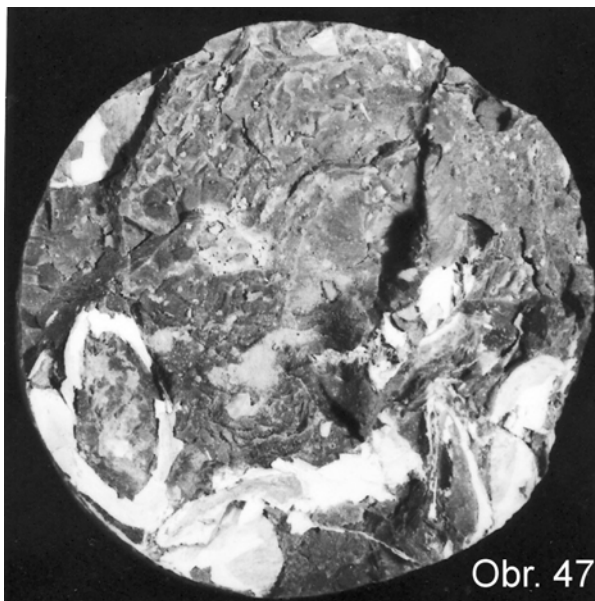
V intervale 625,6 – 636,5 m je vo vzorkách vrstvovitost' ílovcov uklonená pod uhlom 45 – 55°. Podľa lineácií ide o šikmé posuny.

Biostratigrafické zaradenie sa urobilo na základe obsahu lastúrníčiok. Sedimenty z hĺbkového intervalu 608,8 – 615,4 m sa podľa druhu *Hungarocypris auriculata* (MÉHES) zaraďujú do **panónu, zóny A – B** (v zmysle Pappa, 1951, 1953). Z foraminifer bola identifikovaná *Lenticulina* cf. *calcar* (L.), ktorá poukazuje na eróziu karpatských až bádenských sedimentov.

Vzorky z hĺbkového intervalu 624,8 – 633,0 m boli bohaté na fosílie sarmatského veku. Keďže zachovanie mäkkýšov, ako aj foraminifer nie je dokonalé, možno pred-



Obr. 46 Vz. S-32 (615,3 m) – žltosivý vápnný homogénny jemnozrnný pieskovec až siltovec s bohatou svetlosivou ílovitou prímiesou. Vrstvovitosť je nezreteľná, subhorizontálna. Veľmi časté sú zvyšky veľkých schránok mäkkýšov rodu *Congeria*.



Obr. 47 Vz. S-32 (632,6 m) – sivohnedé íly, laminované, so sklonom 60°. Hrúbka lamín je pravidelná, 5 – 8 mm. Laminácia je zvýraznená prítomnosťou zelenožltých železitých škvŕn na vrstvových plochách.

pokladať eróziu starších, sarmatských sedimentov na okraji Panónskeho jazera. Zistili sa vápnné nanofosílie *Perfocalcinella fusiformis*.

Úsek 634,0 – 638,0 m sa vyznačuje veľmi chudobnou faunou obsahujúcou zvyšky rastlín, kostičky rýb, neidentifikovateľné úlomky mäkkýšov a juvenilné ostrakódy. Tento úsek sa zaraďuje do spodného panónu.

Prostredie sedimentácie a paleoekológia

Celkový charakter sedimentu v hĺbkovom diapazóne 625,0 – 638,0 m poukazuje na sedimentáciu v prostredí prodely. Tvorí ho striedanie zelenosivých masívnych ílovcov a ílovitých prachovcov s bohatým zuhoľnateným rastlinným detritom. Bioturbácia je miestami veľmi výrazná. Nálezy otolitov z čeľade *Gobiidae* v hĺbke 625,6 m a 631,9 m poukazujú na plytkovodné prostredie. *Gobiidae* sú bentické ryby žijúce v príbrežných litorálnych oblastiach mora, niektoré sú schopné prenikať aj do brakických a sladkých vôd. Nálezy lastúrničiek indikujú viac brakické plytkovodné prostredie dobre vetraného presvetleného mora.

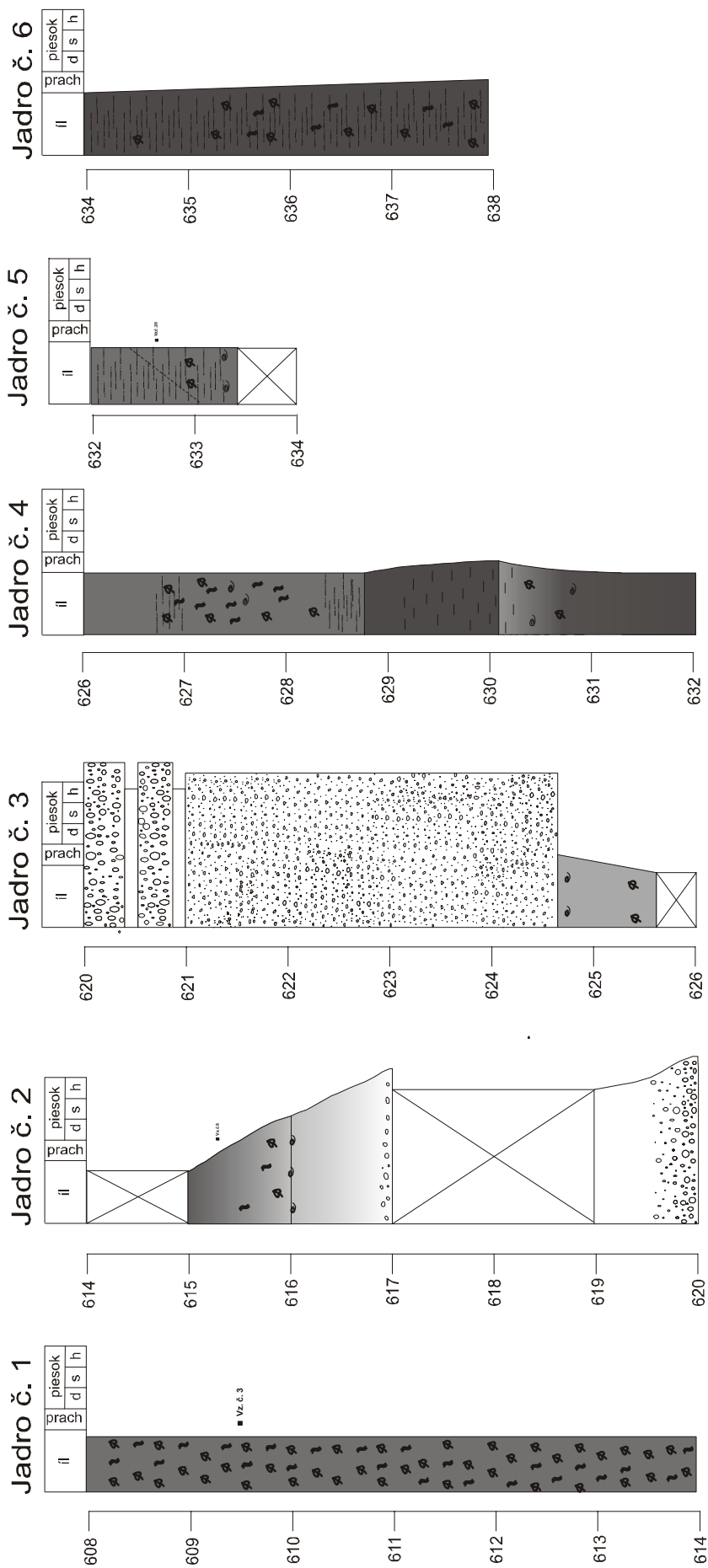
Diapazón 615,0 – 625,0 m reprezentuje výplň distribučného kanála podvodnej časti delty. Túto deltu tvorí cyklus sedimentov, ktorý sa smerom do nadložia zjemňuje. V spodnej časti pozostáva z drobnozrnných štrkov s prechodom do piesčitých drobnozrnných štrkov až pieskov. Najvrchnejšiu časť tvoria piesky s ílovitá prímies. Báza sekvencie je výrazne erózna.

Na základe analýzy ťažkých minerálov možno predpokladať, že zdrojovú oblasť tvorili v prevažnej miere metasedimenty stredných stupňov metamorfózy, málo boli zastúpené granitoidy a staršie sedimenty.

V zložení palynospektier jednotlivých vzoriek jednoznačne dominovali prvky arktoterciérnej geoflóry, najmä z čeľadí *Taxodiaceae*, *Pinaceae*, *Chenopodiaceae*, *Fagaceae*, *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Ericaceae*, *Salicaceae*, *Tiliaceae*, *Ulmaceae*, *Aceraceae*, *Nyssaceae*, *Asteraceae* a *Gramineae*. Teplejší ráz miernej klímy dokumentujú v malej miere prítomné prvky paleotropické geoflóry, najmä niektoré rody z čeľadí *Fagaceae* (*Castanea*), *Myricaceae*, *Juglandaceae* (*Engelhardia*) a *Aquifoliaceae* (*Ilex*). Vzájomný pomer stromovitých (AP) a nestromovitých (NAP) foriem vyznieva v prospech AP-zložky spektra, hoci v niektorých vzorkách sa zaznamenal zvýšený podiel bylín z čeľadí *Ericaceae* a *Chenopodiaceae*. V hĺbke 628,8 m sa súčasne oba taxóny vyskytli vo zvýšenej miere. Zaujímavým zistením v tej istej vzorke bola prítomnosť zelenej riasy *Pediastrum* (*Chlorococcales*), ktorá reprezentuje jazerné prostredie. Vo všetkých vzorkách sa zaznamenal vysoký podiel bisakátnych peľových zriek ihličín, najmä rodu *Pinus*, ktorý je však rodom s veľmi širokou ekologickou amplitúdou a vysokou produkciou peľu, no pre potreby biostratigrafie nemá väčší význam. Oveľa zaujímavejšie sú taxóny patriace medzi prvky horskej vegetácie, konkrétne *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus* a *Picea*, osídľujúce pahorkatiny a úbočia. Pobrežnú vegetáciu tvorili listnaté až listnato-ihličnaté porasty typu *Alnus* – *Pinus* – *Ulmus* – *Myrica* s hojným výskytom *Quercus*.

Záver

Štúdium miocénnych sedimentov vo vrtoch z oblasti Viedenskej panvy – Holíč 6 (H-6), Gbely 139 (G-139), Kúty 43 (K-43), Kúty 45 (K-45), Malacky 93 (M-93), Malacky 101 (M-101), Dúbrava 47 (D-47), Dúbrava 48 (D-48), Vysoká 19 (V-19) a Suchohrad 32 (S-32) – spresnilo vek usadenín biostratigrafickými metódami a obohatilo naše poznatky o vývoji a rozmiestnení rôznych depozičných prostredí v čase usadzovania jednotlivých vrstiev a súvrství.



Obr. 48 Sedimentologický charakter jadier vrtu Suchohrad 32

Miocénne biozóny (pozri časť Biozóny Viedenskej panvy) vytvorené na základe bohatého výskytu spoločenstiev bentických alebo planktonických dierkavcov v sedimentoch, prítomnosti typických druhov nanoplanktónu či dinocýst nebývajú v reálnom vrtnom materiáli vždy prítomné. Naopak, pri štúdiu sa stretávame s poškodenými, vytriedenými, znečistenými či redeponovanými fosilnými spoločenstvami alebo so spoločenstvami obsahujúcimi špecifické typy fauny a flóry, silne ovplyvnené stresovými faktormi (sedimenty delty, litorálneho pásma, lagún, riasové alebo koralové rify či rampy, búrkové sedimenty atď.). V niektorých prípadoch sedimenty dokonca ani nepochádzajú z morského sedimentačného prostredia. Iba zriedkavo, a to len v ideálnom prípade, získame z vrtných jadier spoločenstvá „klasických biozón“.

Miocénne usadeniny Viedenskej panvy sa štandardne zaraďujú do súvrství a vrstiev, ktoré sa vyznačujú svojím litostratigrafickým obsahom (pozri časť Litostratigrafické jednotky miocénnej výplne Viedenskej panvy). Je samozrejmé, že okrem panvovej, takmer monotónnej sedimentácie predovšetkým pelitických facií sa v praxi stretávame s najrozličnejšími variantmi depozičných prostredí, predovšetkým delty, plytkovodných pobrežných facií – aluviálnych, lagunárnych, litorálnych, facií riasových bioherm atď. – či už v morskom alebo brakickom vývoji, meniacich sa v čase a priestore.

- **Lužické súvrstvie (egenburg – otnang)** sa študovalo vo vrte **Holíč 6**. Analyzované jadro č. 1 (825,0 až 834,0 m) môžeme bio- a litostratigraficky korelovať s vyššou časťou lužického súvrstvia. Ide o otnanské usadeniny v morskom vývoji (obsah fauny dierkavcov a machoviek). Transport hustými gravitačnými prúdmi naznačuje afinitu k winterberským zlepencom Viedenskej panvy (obr. 11).

- **Lakšárske súvrstvie (karpat)** sa študovalo vo vrte **Gbely 139**, jadrá č. 2 a 3 (650,0 – 660,0 m). Sedimenty obsahovali typické spoločenstvo dierkavcov s *Pappina parkeri* KARRER, ktoré spolu so sedimentárnym záznamom dokumentuje usadenie v hlbokovodnom neritickom prostredí (obr. 15). Vo vrte **Kúty 43** sa analyzovali jadrá č. 1, 2 a 3 (1 066,0 – 750,0 m). Na základe biostratigrafie, karotáže a seizmiky ich môžeme litostratigraficky korelovať s karpatským **lakšárskym a závodským súvrstvím** Viedenskej panvy (obr. 30). Sedimenty jadier reprezentujú prechod medzi faciou frontu delty a distálnou morskou, panvovou faciou. Jadro č. 4 (1 300,0 – 1 295,0 m) je najdistálnejšia svahová faciá usadenín výplavového kužela delty a pravdepodobne je to ekvivalent súvrstvia aderklaa v Rakúsku (= lakšárske súvrstvie).

- **Lanžhotské súvrstvie (spodný bádén)** sa analyzovalo vo vrte **Dúbrava 48**, jadro č. 2 (1 540,0 – 1 531,0 m) a jadro č. 3 (1 800,5 – 1 795,0 m). Na základe obsahu fosílií a charakteru sedimentov bolo depozičné prostredie situované v neritickvej zóne. Predpokladáme, že sedimentačný priestor sa zaplnil piesčitým materiálom z litorálnej oblasti predovšetkým počas búrok (tempestity) mechanizmom gravitačných tokov. Obdobie pokojnej sedimentácie sa vyznačujú bioturbáčnou činnosťou organizmov (obr. 32). Vo vrte **Dúbrava 47**, jadro č. 2 (1 494,0 až 1 485,0 m), jadro č. 3 (1 612,0 – 1 603,0 m) a jadro č. 4 (1 800,0 – 1 795,0 m), môžeme na základe litológie a vekového zaradenia sedimentov do spodného až stredného bádenu vrstvový sled korelovať s **lanžhotským súvrst-**

tív a spodnou časťou **jakubovského súvrstvia** Viedenskej panvy (obr. 37). Vrstvový sled dokumentuje usadzovanie sedimentov v plytkej pobrežnej oblasti s postupným prehlbovaním smerom do nadložia. Depozičné prostredie vrchnej časti pobrežného čela v litorálnej zóne sa v zázname mení na spodnú časť pobrežného čela v neritickom prostredí.

- **Jakubovské súvrstvie (stredný bádén)** sa študovalo vo vrte **Malacky 101**, jadro č. 1 (1 451,0 – 1 442,0 m) a jadro č. 2 (1 470,0 – 1 461,5 m). Sedimenty so spoločenstvom dierkavcov s *Reophax pilulifer* a *Spiroplectinella carinata* reprezentujú usadeniny neritickvej zóny, terigénne organodetrické bahná. Smerom do nadložia možno pozorovať postupné prehlbovanie depozičného prostredia. Vo vrte **Gbely 139** sa analyzovalo jadro č. 1 (495,0 – 500,0 m) reprezentované sedimentmi plytkého litorálneho prostredia (obr. 15), biostratigraficky zaradené do zóny *Spiroplectamina carinata*.

- **Studienčanské súvrstvie (vrchný bádén)** sa študovalo vo vrte **Kúty 45**, jadrá č. 1 až 5 (480,0 – 523,0 m), a **Vysoká 19**, jadro č. 8 (825,0 – 834,0 m). Sedimenty reprezentujú biolitické a biodetrické vápence z oblasti riasovej biohermy (obr. 23, 38.). Asociácia dierkavcov druhov rodov *Bulimina*, *Bolivina* a *Cassidulina*, ktoré veľmi dobre tolerujú znížený obsah kyslíka pri dne, umožňuje zaradenie podložia biohermy do vrchnobádenskej „bulimínovo-bolivínovej“ biozóny. Spoločenstvo dierkavcov v nadložných usadeninách charakterizuje vysoká diverzita plytkovodných druhov, ktorá neumožňuje presne definovať vekovú príslušnosť. Dá sa len predpokladať, že najmladšie časti vrstvového sledu patria k vrchnému bádenu v osladenom vývoji (rotáliová zóna). Vrchnobádenský vek jadrovaneho úseku vrtu potvrdzuje aj prítomnosť nanoplanktónového spoločenstva (*Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*) patriaceho do zóny NN6 (v zmysle Martiniho, 1971).

- **Holíčske súvrstvie (sarmat)** sa študovalo vo vrte **Dúbrava 47**, jadro č. 1 (806,0 – 800,0 m). Na základe sedimentologického výskumu a paleoekológie spoločenstiev dierkavcov (plytkovodné epifyty rodov *Elphidium*, *Ammonia*, *Porosonion* a *Quinqueloculina* spolu s množstvom redepozitov) môžeme povedať, že usadzovanie prebiehalo vo veľmi plytkom prostredí. Gravitačný transport piesčitého materiálu, ako aj sklzové a vrásové textúry odrážajúce synsedimentárnu tektonickú aktivitu naznačujú prostredie depozície na svahu delty/šelfu (obr. 37). Usadeniny z vrtu **Malacky 93**, jadrá č. 4 a 5 (869,0 až 861,0 m a 874,0 – 870,0 m), patria tiež k spodnosarmatskému holíčskemu súvrstviu. Usadili sa v plytkovodnom prostredí subtidálnej až intertidálnej zóny v oblasti pobrežnej roviny až deltového okraja. Analyzované jadro č. 2 (630,5 – 623,5 m) z vrtu **Malacky 93** na základe obsahu fauny a charakteru sedimentu zaraďujeme k vrchnosarmatskému **skalickému súvrstviu**. Reprezentuje usadeniny plytkovodného prostredia maršov alebo pobrežných lagún. Prítomnosť vegetácie dokumentujú uhoľné vrstvičky a laminky zuhoľnateného rastlinného detritu (obr. 43).

- **Záhorské súvrstvie (panón)** sa študovalo vo vrte **Suchohrad 32**. Analyzované jadrá č. 1 až 6 (608,0 až 638,0 m) na základe obsahu fauny a charakteru sedimentu reprezentujú usadeniny plytkovodného prostredia brakického mora v oblasti delty. Prítomné sú tak usadeniny šel-

fu a prodelty, ako aj výplň distribučných kanálov. Na pobrežnú vegetáciu poukazuje bohatý obsah zuhoľnateného rastlinného detritu (obr. 48).

Pod'akovanie

Túto prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory
 č. ESF-EC-009-07, č. APVV-0158-06, APVV-51-011305,
 APVV-LPP 0120-06, APVV-0280-07,
 finančnej podpory
 č. VEGA 2/5016/05 a VEGA 1/2035/05
 a Ministerstva životného prostredia SR prostredníctvom finančnej podpory projektu č. 01 06 Geologická mapa Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000.

Literatúra

- Andrejeva-Grigorovič, A., Kováč, M., Halášová, E. a Hudáčková, N., 2001: Litho and biostratigraphy of the Lower and Middle Miocene sediments of the Vienna basin (NE part) on the basis of calcareous nannoplankton and foraminifers. In: Scripta Fac. Sci. Nat., Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30, s. 23 – 27.
- Bañacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, E. a Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 44.
- Baráth, I., Hlavatý, M., Kováč, M., Hudáčková, N. a Šály, B., 2001: Northern Vienna Basin History: Depositional Systems within the Miocene Time Framework. In: Scr. Fac. Sci. Nat., Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30, s. 123 – 140.
- Baráth, I., Nagy, A. a Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 59 – 66.
- Baráth, I., Halášová, E., Hudáčková, N., Kováč, M., Kováčová, P., Marko, L. a Sliva, L., 2006: Geology of the Malacky and Jakubov gas storage area: interpretation of structural data and tectonics, biostratigraphy, paleoecology, sedimentology and geophysical data. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie, 145 s.
- Bartakovics, A. a Hudáčková, N., 2004: Agglutinated foraminifera from The Spiroplectamina carinata zone (Middle Badenian) of The NW part of Vienna basin (Slovak part). In: Kaminski (Ed.): Proceedings of the Sixth internal Workshop on Agglutinated Foraminifera, GFSP, 8, s. 69 – 82.
- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, s. 275 – 281.
- Böhme, M., 2003: The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. In: Palaeogeograph. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), č. 195, s. 389 – 401.
- Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. a Rögl, F., 2003: Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Brno, s. 49 – 72.
- Buday, T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. In: Věst. Ústř. Úst. Geol. (Praha), 30, s. 162 – 167.
- Buday, T., Cicha, I. a Seneš, J., 1965: Miozän der Westkarpaten. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 95.
- Cicha, I. a Zapletalová, I., 1961: Stratigraphische Verbreitung der planktonischen Foraminiferen in miozän der Karpatischen Becken. In: Vest. Ústř. Úst. geol. (Praha), 35, s. 351 – 355.
- Cicha, I. a Seneš, J., 1968: Sur la position du Miocene de la Paratethys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 19, č. 1, s. 95 – 116.
- Cicha, I. a Rögl, F., 2003: Definition of Karpatian Stage. In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. a Rögl, F.: The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Vyd. 1. Brno, Masarykova univerzita, s. 15 – 21.
- Cicha, I., Rögl, F., Rupp, C. a Čtyroká, J., 1998: Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. In: Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell. (Frankfurt a. M.), 549, s. 1 – 325.
- Cicha, I., Čtyroká, J., Jiříček, R., a Zapletalová, I., 1975: Principal biozones of the Late Tertiary in Eastern Alps and West Carpathians. In: Cicha, I. (ed.): Biozonal Division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians. I. U. G. S. Proceedings of the VI Congress. Bratislava, s. 19 – 34.
- Elečko, M. a Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo Viedenskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, s. 1 – 6.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. a Benkovics, L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. a Séranne, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Spec. Publ. (Geol. Soc. London), 156, s. 295 – 334.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. In: Öl u. Kohle (Berlin), 37, s. 595 – 602.
- Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. In: Mitt. Reichsamts Bodenforsch., 6, s. 33 – 44.
- Grill, R., 1948: Micropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären becken und in der Flyschzone von Österreich, Internat. geol. Congr. In: Report of the 18-th. Sess. Britain 1948, 15, London, 3 – 12.
- Harzhauser, M. a Piller, W. E., 2004: Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. In: Stratigraphy, 1, s. 65 – 86.
- Harzhauser, M. a Piller, W. E., 2007: Benchmark data of a changing sea – Palaeogeography, Palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. In: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 253, s. 8 – 21.
- Hudáčková, N., 1995: Dinoflagellata from the Pannonian sediments of the NW part of Vienna basin. In: Romanian Jour. Stratigr., roč. 76, č. 7.
- Hudáčková, N., Halášová, E., Fordinál, K., Sabol, M., Joniak, P. a Král, J., 2003: Biostratigraphy and radiometric dating in the Vienna Basin Neogene (Slovak part). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 9, č. 4, s. 233 – 236.
- Jiříček, R. a Seifert, P. H., 1990: Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the foredeep. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Praha, Ústř. Úřad Geol., s. 89 – 104.
- Killényi, E. a Šefara, J. (Eds.), 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Budapest, Eötvös Lóránd Geophys. Inst.
- Kováč, M., 1986: Lower Miocene sedimentation in the area off Jablonica depression – a model bound to oblique slip mobile zone. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 1, s. 3 – 15.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda (ISBN 80-224-0638-4), s. 5 – 203.
- Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. a Fordinál, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otnansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 96, s. 47 – 50.

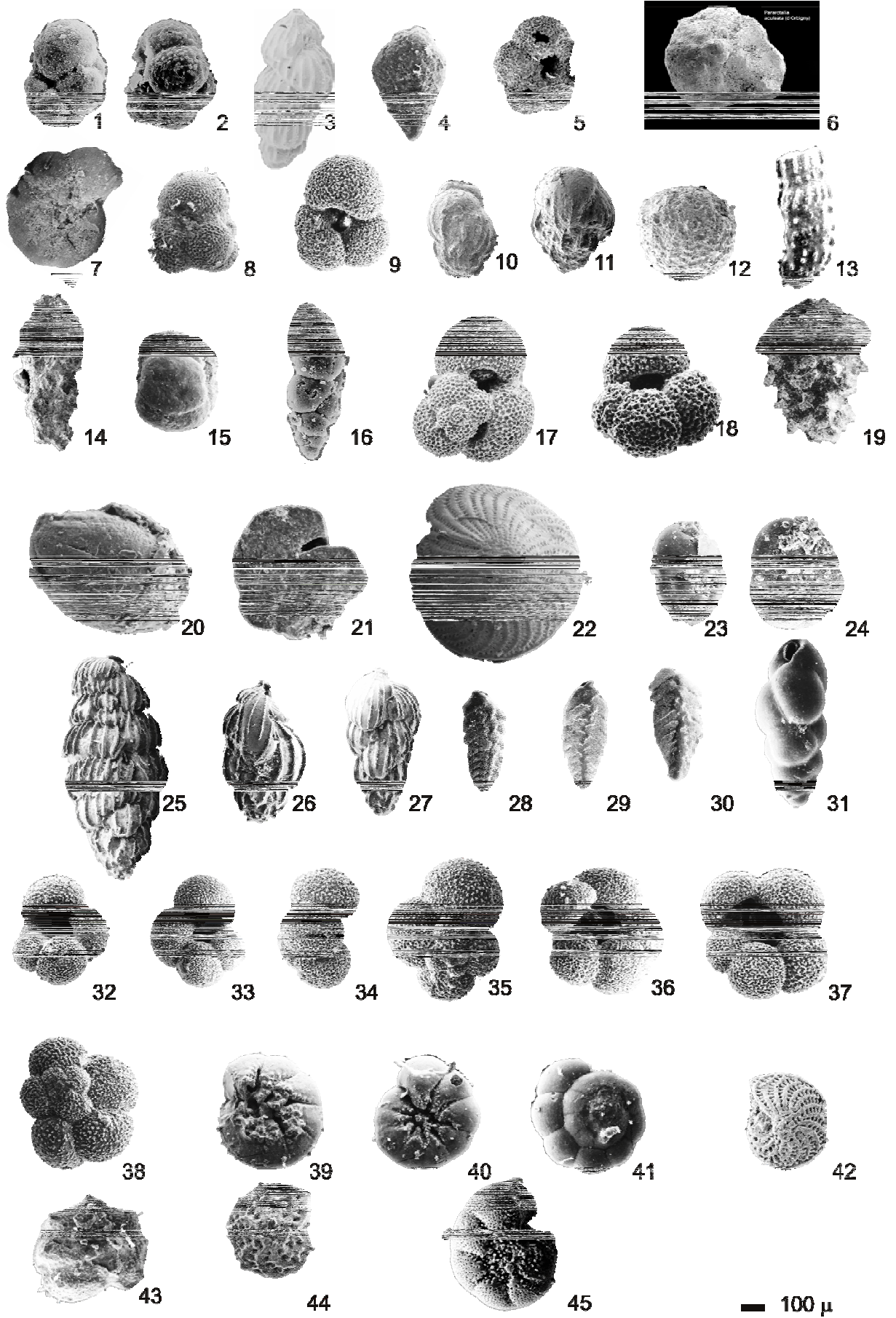
- Kováč, M., Nagy, A. a Baráth, I., 1993: Ruskovské súvrstvie, sedimenty gradačných tokov (sz. časť Bánovskej kotliny). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 23, č. 3, s. 201 – 213.
- Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Mašurová, S., Pivko, D. a Zágoršek, K., 1995: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Holíč 6. Manuskript. *Archív Nafta Gbely*, s. 1 – 92.
- Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Mašurová, S., Pivko, D. a Zágoršek, K., 1995: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Gbely 139. Manuskript. *Archív Nafta Gbely*, s. 1 – 65.
- Kováč, M., Aubrecht, R., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F. a Pivko, D., 1995: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadier z vrtu Kúty 43. Manuskript. *Archív Nafta Gbely*, s. 1 – 64.
- Kováč, M., Halásová, E., Holec, P., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Pipík, R., Pivko, D. a Zágoršek, K., 1995: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Malacky 101. Manuskript. *Archív Nafta Gbely*, s. 1 – 42.
- Kováč, M. a Hudáčková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events with sea level changes in the northwestern margin of the Vienna Basin. In: *Zbl. Geol. Paläont. TI I* (Stuttgart), 5/6, s. 457 – 469.
- Kováč, M., Baráth, I., Kováčová-Slamková, M., Pipík, R., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 1998: Late Miocene paleoenvironments and sequence stratigraphy: Northern Vienna Basin. In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 49, č. 6, s. 445 – 458.
- Kováč, M., Baráth, I., Harzhauser, M., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. In: *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (Frankfurt am Main), 246, s. 187 – 212.
- Kováč, M., Fordinál, K., Grigorovich, A. S. A., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Pipík, R., Sabol, M., Kováčová, M. a Sliva, L., 2005: Západokarpatské fosilné ekosystémy a ich vzťah k paleoprostrediu v kontexte neogénneho vývoja eurázijského kontinentu. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 111, s. 61 – 121.
- Kováč, M., Andreyeva-Grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczyk, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, L. a Studencka, B., 2007: Badenian Evolution of the Central Paratethys Sea: Paleogeography, Climate and eustatic sea level changes. In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 58, č. 6, s. 579 – 606.
- Kováč, M., Aubrecht, R., Baráth, I., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováčová, M., Marko, F., Pipík, R., Sýkora, M., Španihelová, E. a Zágoršek, K., 1997: Sedimentologické, biostratigrafické a štruktúrne vyhodnotenie jadra vrtu Dúbrava 47. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, 44 s.
- Kováč, M., Baráth, I., Kováčová-Slamková, M., Pipík, R., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 1998: Late Miocene paleoenvironments and sequence stratigraphy: Northern Vienna Basin. In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 49, č. 6, s. 445 – 458.
- Kováč, M., Baráth, I., Harzhauser, M., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. In: *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (Frankfurt am Main), 246, s. 187–212.
- Kováč, M., Baráth, I., Gaži, P., Bučová, J., Halásová, E., Hlavatá, J., Hudáčková, N., Kováčová, P., Marko, F., Sliva, L., Sopková, B., Synak, R. a Škulová, A., 2006: Geology of the Malacky and Jakubov gas storage area: interpretation of structural data and tectonics, biostratigraphy, paleoecology, sedimentology and geophysical data. Manuskript. *Archív Sofregas*.
- Kreutzer, N., 1986: Die Ablagerungssequenzen der miozänen Badener Serie im Feld Matzen und im zentralen Wiener Becken. In: *Erdöl Erdgas, Kohle*, 102, s. 492 – 50.
- Kvaček, Z., Kováč, M., Kovar-Eder, J., Doláková, N., Jechorek, H., Parashiv, V., Kováčová, M. a Sliva, L., 2006: Miocene evolution of the landscape and vegetation in the Central Paratethys. In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 57, č. 4, s. 295 – 310.
- Lankraijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlōška, M. a Bierman, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube Basins. In: *Tectonophysics* (Amsterdam), 252, s. 433 – 451.
- Lehotayová, R., 1975: Calcereous nannoflora of a Badenian Praeorbulina – Orbulina horizon. In: *Západ. Karpaty* (Bratislava), č. 1, s. 25 – 38.
- Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. a Šutovská, K., 1990: Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 22, s. 399 – 410.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proc. of the II. Plankt. Conf. Roma 1970* (ed. A. Farinacci). Rome, Edizioni Tecnoscienza, 2, s. 739 – 785.
- Molčíková, V., 1965: Ekológia starších stupňov miocénu západokarpatských pánví (burdigal, helvet), 55197. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Murray, J. W., 1991: Ecology and Palaeoecology of benthic Foraminifera. London, 390 s.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. In: *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, (1946 – 1948), s. 39 – 41, 99 – 193.
- Papp, A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. In: *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 44, s. 85 – 222.
- Pisera, A., 1996: Miocene reefs of the Paratethys: a review. In: Franzen, E., Esteban, M., Ward, B. a Rouchy, J. M. (Eds.): *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. Concepts in Sedimentology and Paleontology 5*, SEPM, s. 97 – 104.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, Ph. a Cobbold, P., 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity. In: *Tectonics* (Amsterdam), roč. 10, č. 2, s. 245 – 256.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Lintzer, H. G. a Merle, O., 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2, Structural analysis. In: *Tectonics* (Amsterdam), roč. 10, č. 2, s. 257 – 271.
- Rögl, F., 1998: Paleogeographic Consideration for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). In: *Ann. Naturhist. Mus. (Wien)*, 99 A, s. 279 – 310.
- Rögl, F., Čorić, S., Daxner-Hock, G., Harzhauser, M., Mandić, O., Švábenická, L. a Zorn, I., 2003: Correlation of the Karpatian Stage. The Karpatian. A Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. In: Brzobohatý, R., Cicha, M., Kováč, M. a Rögl, F. (Eds.), 2003: *Karpatian*, s. 27 – 35.
- Rögl, F., Spezzaferri, S. a Čorić, S., 2002: Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene transition) in Austria (Central Paratethys). In: *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (Frankfurt am Main), 237, s. 47 – 67.
- Royden, L. H., 1985: Vienna Basin a thin skinned pull-apart basin. In: Biddle, K. a Blick, Ch. N. (Eds.). *SEPM, Spec. publ.*, 37, s. 319 – 338.
- Sauer, R., Seifert, P. a Wessely, G., 1992: Guidebook to excursions in the Vienna Basin and adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. In: *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien)*, 85, s. 1 – 264.
- Seneš, J., 1971: Korrelation des Miozäns der Zentralen Paratethys (Stand, 1970). In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 22, č. 1, s. 3 – 9.
- Seneš, J. a Ondrejčíková, A., 1991: Proposal for the terminology of fossil marine benthic shelf ecosystems. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 42, č. 4, s. 231 – 240.
- Spezzaferri, S., 2004: Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria). In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 55, č. 2, s. 155 – 164.

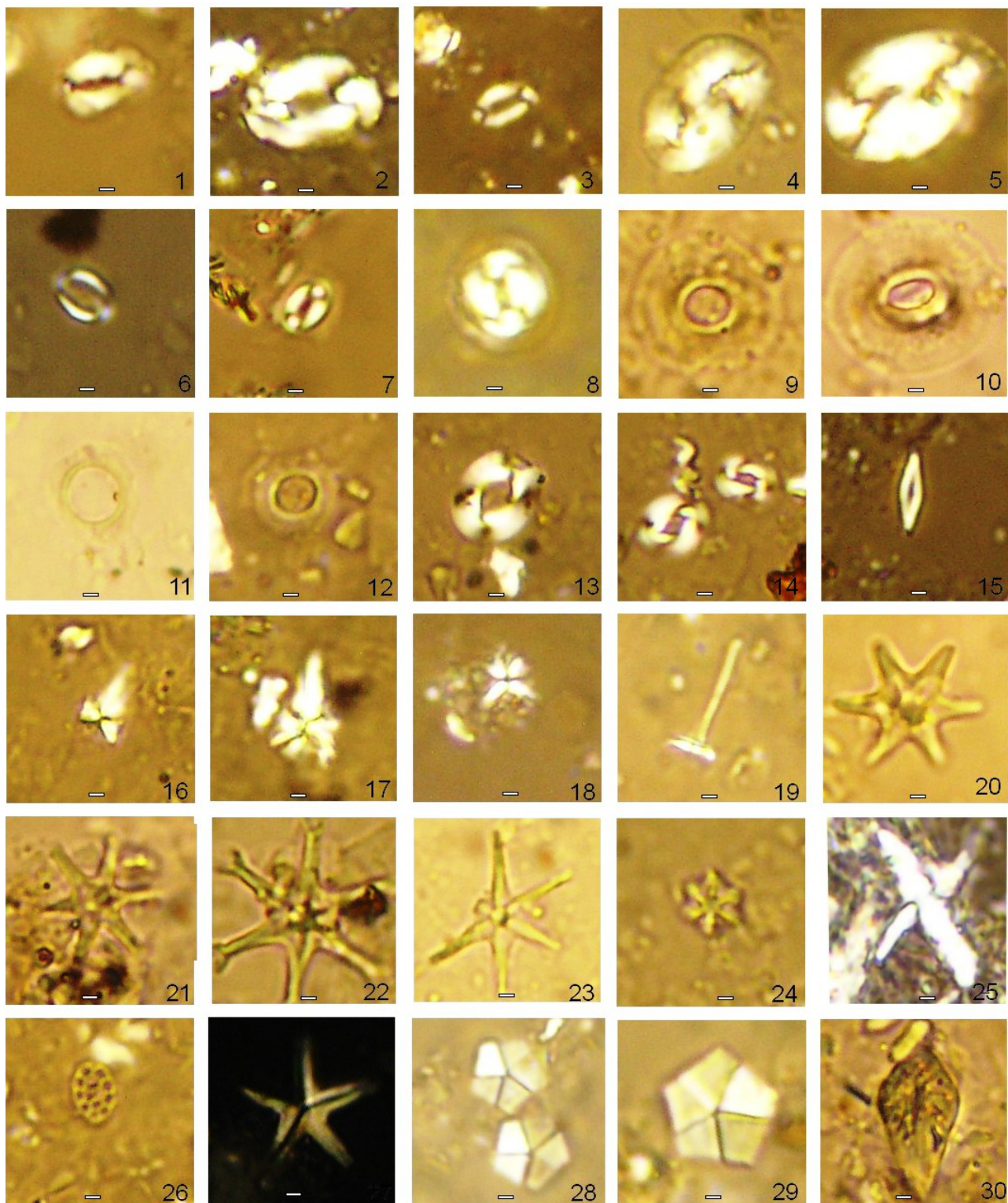
- Spezzaferri, S., Rögl, F., Čorić, S. a Hohenegger, H., 2004: Paleoenvironmental changes and agglutinated foraminifera across the Karpatian/Badenian (Early/Middle Miocene) boundary in the Styrian Basin (Austria, Central Paratethys). In: Bubik, M. a Kaminski, M. A. (Eds.): Proceedings of the sixth International Workshop on agglutinated foraminifera. Grzybowski Foundation, Spec. Publ., 8, s. 423 – 459.
- Süto-Szentai, M. a Fuchs, R., 1991: Organisches Mikroplankton (Phytoplankton) aus dem Pannonien des Wiener Beckens (Österreich) und Korrelationsmöglichkeiten mit dem Zentralen Pannonischen Becken (Ungarn). In: Jub. 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn. Lobitzer, H. a Császár, G. (Eds.), T 1, Wien, s. 19 – 34.
- Špička, V., 1966: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. In: Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), roč. 76, č. 12, s. 1 – 118.
- Špička, V., 1969: Rozbor mocností, rozšíření a vývoje neogénu v oblasti Vídeňské pánve. In: Adam, Z., Dlabač, M., Gašparik, J., Janáčak, J., Jurková, A., Kocák, A., Mořovský, M., Seneš, J., Špička, V. a Vass, D. (eds.): Paleogeografie a mapy mocností neogénu Západních Karpát. The paleogeographic and thickness maps of the West Carpathian Neogene Beds. Západ. Karpaty (Bratislava), č. 11, s. 128 – 156.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpát v československé části Vídeňské pánve. In: Sbor. Geol. Věd., Geol. (Praha), č. 5, s. 127 – 156.
- Vass, D., 1989: Litostratigraphy of West Carpathian Neogene. In: Meeting of CBGA Commission on Stratigraphy, Paleogeography and Paleontology. Liptovský Ján. Unpublished.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafické jednotky Západních Karpát: neogén a budínsky paleogén. Lithostratigraphic units of West Carpathians: Neogene and Buda Paleogene. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 252 s.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. a Kraus, I., 1988: Devínska Nová Ves Beds: coarse clastic sediments occurred in SE margin of the Vienna Basin. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 20, č. 2, s. 97 – 100.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. a Kraus, I., 1990: Granitoid clastics on the SE margin of the Vienna basin and basin genesis. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (Eds.): Thirty years of the geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 179 – 184.
- Wiesender, H., 1960: Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs. In: Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien), 52, s. 213 – 223.
- Zágoršek, K. a Hudáčková, N., 2000: Otnangian Bryozoa and Foraminifera from the Vienna Basin (Slovakia). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 6, č. 2 – 3, s. 110 – 15.



Fototab. 1 Dierkavce vo vrtoch z Viedenskej panvy.

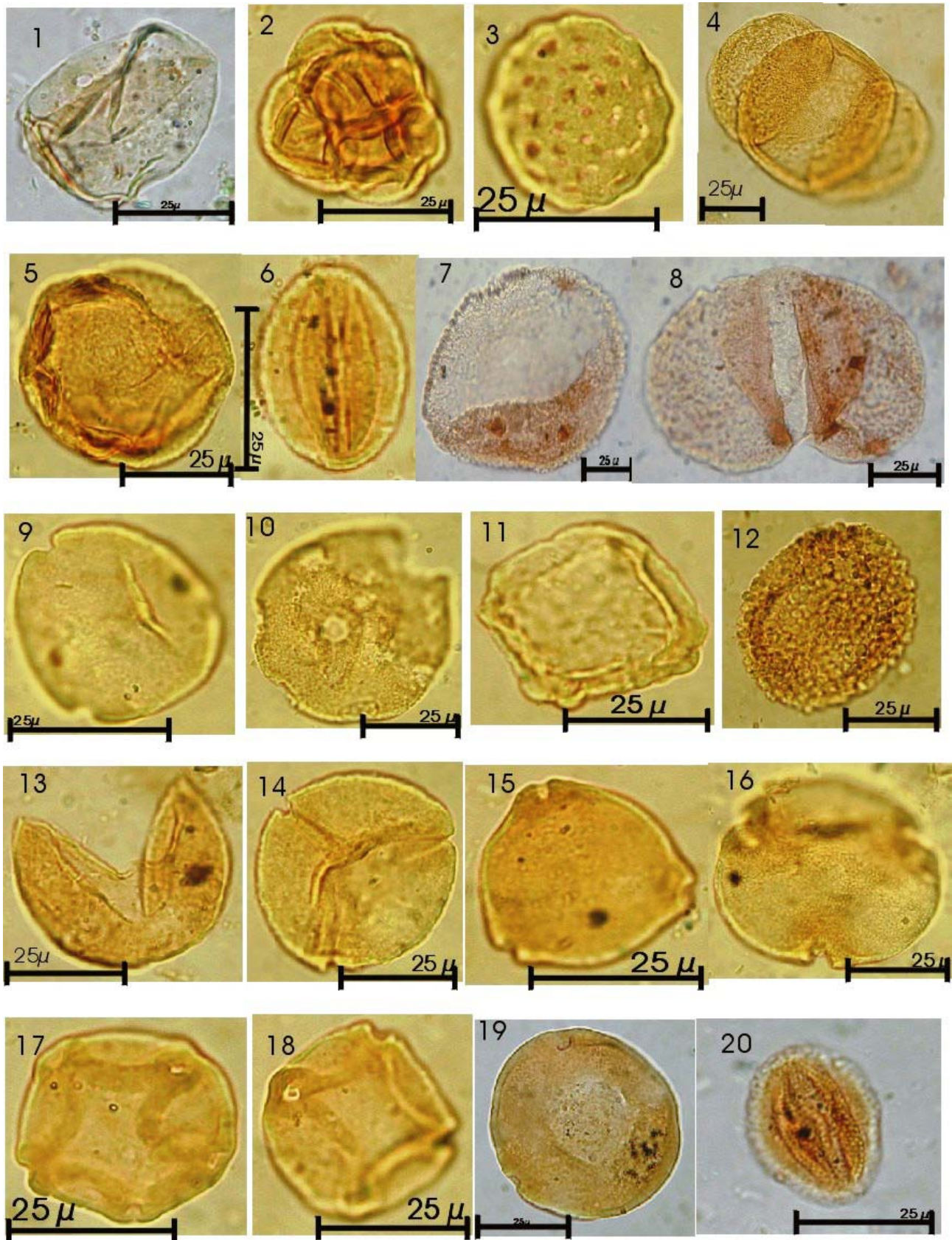
1, 2 – *Cassigerinella boudecensis* (POK.), Holíč 6, jadro 1; 3 – *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., Gbely 139, jadro 3; 4 – *Bolivina hebes* MACFAYDEN, Gbely 139, jadro 3; 5 – *Globigerina otnangiensis* ROEGL, Holíč 6, jadro 1; 6 – *Pararotalia aculeata* (ORB.), Holíč 6, jadro 1; 7 – *Ammonia* sp., Holíč 6, jadro 1; 8 – *Globigerinoides trilobus* (REUSS), Gbely 139, jadro 2; 9 – *Globigerinoides trilobus* (REUSS), Dúbrava 48, jadro 2; 10, 11 – *Uvigerina macrocarinata* PAPP et TURN., Dúbrava 48, jadro 2; 12 – *Orbulina suturalis* (BRÖNN.), Dúbrava 47, jadro 3; 13 – *Marginulina hirsuta* ORB., Dúbrava 47, jadro 3; 14 – *Reophax nodulosa* (BRADY), Malacky 101, jadro 1; 15 – *Budashevaella willsoni* (SMITH), Malacky 101, jadro 1; 16 – *Bulimina elongata* ORB., Malacky 101, jadro 1; 17 – *Globigerinoides trilobus* (REUSS), Malacky 101, jadro 1; 18 – *Globigerinoides* cf. *bulloideus* (ORB.), Malacky 101, jadro 1; 19 – *Pavonitina styriaca* SCHUBERT, Malacky 101, jadro 1; 20 – *Borelis melo* (FICHEL et MOLL), Kúty 45, jadro 4; 21 – *Lobatula lobatula* (ORB.), Kúty 45, jadro 4; 22 – *Elphidium crispum* (WALKER et JACOB), Kúty 45, jadro 4; 23 – *Valvulineria complanata* (ORB.), Vysoká, jadro 8; 24 – *Valvulineria complanata* (ORB.), DNV, 9 m; 25 – *Pappina neudorfensis* (TOULA), Vysoká, jadro 8; 26 – *Uvigerina bellicostata* LUCZKOWSKA, Vysoká, jadro 8; 27 – *U.* cf. *venusta* FRANZENAU, Vysoká, jadro 8; 28 – *Bolivina pokornyi* C. et Z., Vysoká 19, jadro 8; 29, 30 – *B. dilatata maxima* C. et Z., Vysoká 19, jadro 8, 30, DNV, 85 cm; 31 – *Bulimina elongata* ORB., Vysoká 19, jadro 8; 32 – *Globigerina* ex. gr. *bulloides* ORB., DNV, 80 cm; 33 – *Globigerina* ex. gr. *bulloides* ORB., DNV, 80 cm; 34 – *Globigerina* ex. gr. *bulloides* ORB., DNV, 80 cm; 35 – *Globigerina* ex. gr. *bulloides* ORB., DNV, 80 cm; 36 – *Globigerina concinna* REUSS, DNV, 80 cm; 37 – *Globigerina concinna* REUSS, DNV, 80 cm; 38 – *Globigerina concinna* REUSS, DNV, 80 cm; 39 – *Ammonia* ex. gr. *vienensis* (ORB.), Malacky 93, jadro 5; 40 – *Ammonia parkinsoniana* (ORB.), Malacky 93, jadro 5; 41 – *Ammonia* ex. gr. *vienensis* (ORB.), Malacky 93, jadro 5; 42 – *Elphidium* sp., Malacky 93, jadro 5; 43 – *Schackoinella imperatoria* (ORB.), Malacky 93, jadro 4; 44 – *Elphidium josephinum* (ORB.), Malacky 93, jadro 5; 45 – *Porosonion granosum* (ORB.), Malacky 93, jadro 4.





Fototab. 2 Vápnité nanofosílie z vrtov z Viedenskej panvy.

1, 2 – *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE et WILCOXON, Holíč 6, Kúty 43; 3 – *H. walbersdorfensis* MÜLLER, Malacky 93; 4 – *H. carteri* (WALLICH) KAMPTNER, Malacky 93; 5 – *H. carteri* var. *wallichii* (LOHMANN) THEODORIDIS, Malacky 101; 6 – *Syracosphaera pulchra* LOHMANN, Holíč 6; 7 – *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), Malacky 93; 8 – *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, Malacky 93; 9 – *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY et BRAMLETTE), Malacky 93; 10 – *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS; MZ 93; 11, 12 – *Umblicosphaera rotula* (KAMPTNER), Malacky 101; 13 – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) Gartner, 7 μ , Malacky 93; 14 – *R. haqii* BACKMANN, Malacky 101; 15 – *Calciosolenia murrayi* GRAN, Malacky 101; 16 – *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE et WILCOXON, Kúty 43; 17 – *S. heteromorphus* DEFLANDRE; Malacky 93; 18 – *S. abies* DEFLANDRE, Malacky 101; 19 – *Rhabdosphaera sicca* STRADNER, Malacky 101; 20 – *Discoaster formosus* MARTINI et WORSLEY, Malacky 101; 21 – *Discoaster exilis* MARTINI et BRAMLETTE, Malacky 101; 22 – *D. variabilis* MARTINI et BRAMLETTE; Malacky 101; 23 – *D. brouweri* TAN, Malacky 101; 24 – *D. musicus* STRADNER, Malacky 101; 25 – *Perfocalcinella fusiformis* BÓNA, Suchhrad 32; 26 – *Holodiscolithus macropus* (DEFLANDRE) ROTH, Malacky 93; 27 – *Micranolithus vesper* DEFLANDRE; Malacky 101; 28 – *Braarudosphaera bigelowii parvula* STRADNER, Malacky 93; 29 – *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN et BRAARUD), Malacky 93; 30 – *Triquetrorhabdulus nugosus* BRAMLETTE et WILCOXON, Malacky 101. Fotené na mikroskope Olympus BX 50 pri zväčšení 1 250x. Škála = 1 mikrón.



Fototab. 3 Sporomorfy z miocénu Viedenskej panvy.

1 – *Poaceae*, 2 – *Ericaceae*, 3 – *Chenopodiaceae*, 4 – *Pinus* sp., 5 – *Fagus* sp., 6 – *Quercus* sp., 7 – *Tsuga* sp., 8 – *Abies* sp., 9 – *Engelhardia* sp., 10 – *Liquidambar* sp., 11 – *Ulmaceae*, 12 – *Sciadopytis* sp., 13 – *Taxodiaceae*, 14 – *Nyssa* sp., 15 – *Myrica* sp., 16 – *Craigia* sp., 17, 18 – *Alnus* sp., 19 – *Carya* sp., 20 – *Salix* sp.

Litologické, sedimentologické a biostratigrafické vyhodnotenie vrtu ŠVM-1 Tajná

MICHAL KOVÁČ¹, AIDA ANDREJEVA-GRIGOROVIC⁴, IVAN BARÁTH², KRISTÍNA BELÁČKOVÁ¹, KLEMENT FORDINÁL², EVA HALÁSOVÁ¹, JOZEF HÓK, NATÁLIA HUDÁČKOVÁ¹, BARBARA CHALUPOVÁ⁵, MARIANNA KOVÁČOVÁ¹, ĽUBOMÍR SLIVA¹ a MARTIN ŠUJAN³

¹Katedra geológie a paleontológie, PriF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³Equis, Ltd., Račianska 57, 831 02 Bratislava

⁴Institut Geologičnych Nauk NAN Ukrainy, O. Gončareva 55a-b, 01 601 Kiev, Ukraina

⁵Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 842 26 Bratislava

Abstrakt. Plne jadrovaný vrt ŠVM-1 v oblasti Dunajskej panvy bol vyhlbený jz. od obce Tajná na východnom okraji komjatickej depresie. Hlavným cieľom štúdia vrtných jadier bolo spresnenie údajov o biostratigrafii a depozičnom prostredí sarmatských a panónskych usadenín. Výsledky štúdia potvrdili podmienky usadzovania sedimentov v brakickom polouzavretom epikontinentálnom mori počas sarmatu. Občasná izolácia plytkého sedimentačného prostredia sa v tomto období prejavovala nástupom časových intervalov s „kvitnutím nanoplanktónu“ sprevádzaných anoxickými eventmi pri dne panvy. Naopak, prepojenie na morské oblasti Centrálnej Paratetydy sa prejavovalo nástupom nových spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu a dierkavcov. Na báze panónu sa zaznamenalo výrazné osladenie sedimentačného prostredia. Po tektonickej reaktivizácii zlomov kontrolujúcich subsidenciu panvy (uhlová diskordancia podložných a nadložných vrstiev) sa zvyšok vrstvomého sledu usadil v brakickom prostredí na okraji Panónskeho jazera. V sedimentárnom zázname je zreteľný zväčšujúci sa vplyv delty vstupujúcej do komjatickej depresie z oblastí vyzdvihujúceho sa pohoria. Klímu v období sarmatu v tomto priestore možno charakterizovať ako subtropickú. V dôsledku paleogeografických zmien sa v panóne zaznamenali len pozvoľné zmeny a diferenciácia klímy od subtropickej až po lokálne teplú, miernu. Nárast podielu horskej vegetácie odráža akceleráciu výzdvihu horského reťazca Západných Karpát.

Kľúčové slová: Dunajská panva, sarmat, panón, biostratigrafia, depozičné prostredie, paleoekológia, paleoklíma, paleogeografia

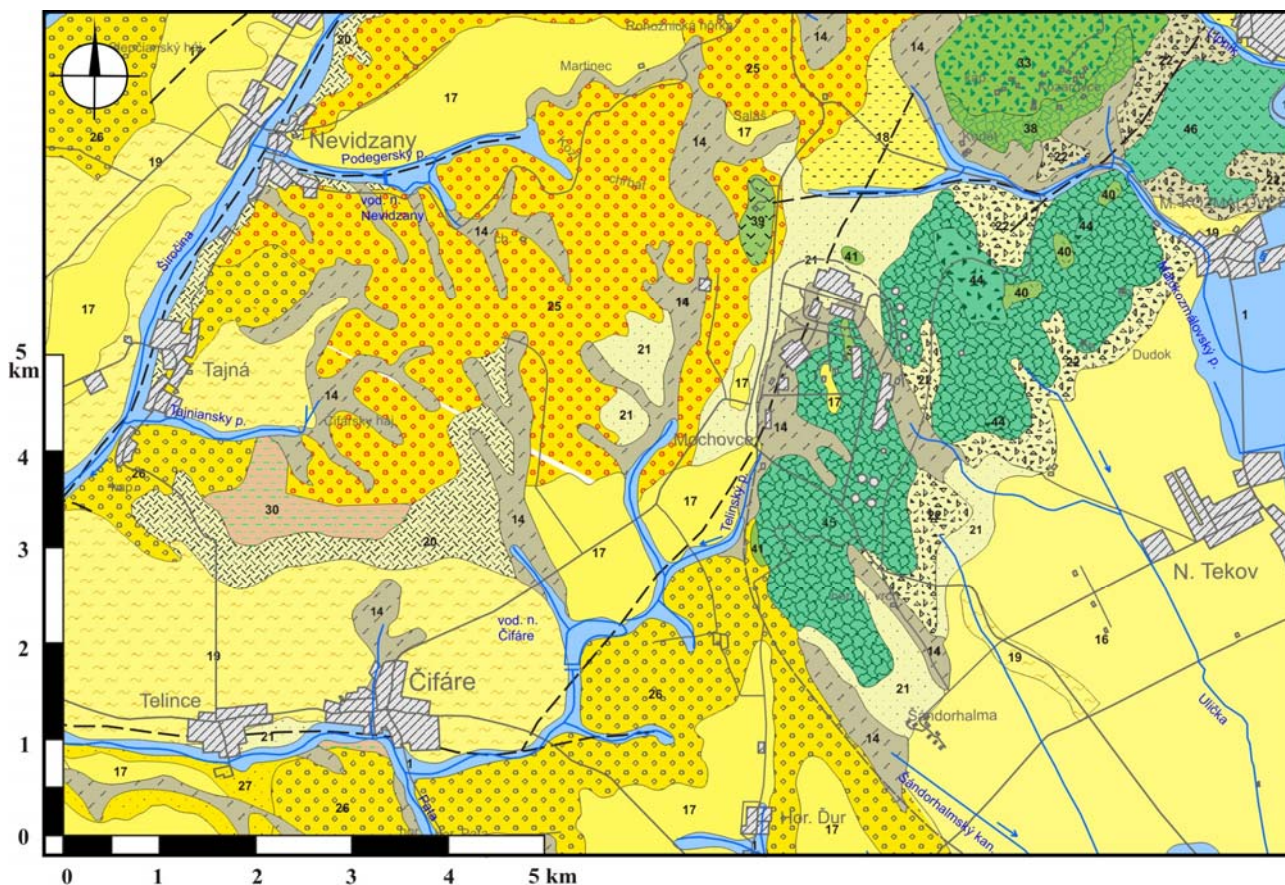
Abstract. The borehole ŠVM-1 was drilled (tube sampling boring method) in the SW of the Tajná village, in the eastern part of the Komjatice depression in a total depth of 211 m. The basic targets of geologic works borehole ŠVM-1 were specification of biostratigraphic data and

reconstruction according to paleoecologic indicators of fossil organism residues and sedimentary structures and textures data of the Sarmatian and Pannonian sediments. The results of investigations proved previous assumption about the deposition of the Sarmatian sediments in an semiclosed epicontinental sea under the brackish conditions. The episodic isolation of the shallow depositional area in this period caused initiation of time intervals with the "blooming of calcareous nanoplankton" attended by anoxic events at the basin bottom. Conversely the connections towards the sea regions of the Central Paratethys led to the appearance of new assemblages of calcareous nanoplankton and foraminifera. The basal part of the Pannonian sediments is interpreted as basin sediments of a shallow caspi-brackish setting. Early Pannonian reactivation of the faults controlled the basin subsidence (marked with a discordance). The rest of the Pannonian sediments was deposited in brackish conditions on the Pannonian Lake margin. A significant influence of delta can be visible in sedimentary record. The sedimentologic characteristic of the borehole suggests a gradual termination of tectonic activity in the area, having its factual ending in Pliocene.

During the Sarmatian period the climate was subtropical. During Pannonian the climate gradually changed from subtropical to warm-temperate locally due to palaeogeographical changes. Due to acceleration of the Western Carpathians mountain chain uplift increased a portion of mountain vegetation assemblages in pollen spectra.

Úvod

Plne jadrovaný vrt ŠVM-1 bol vyhlbený jz. od obce Tajná v celkovej hĺbke 211 m (obr. 1). Spracovaný profil tvoria neogénne usadeniny sedimentárnej výplne komjatickej depresie Dunajskej panvy. Realizácia vrtu nadväzovala na geofyzikálne a plytké vrtné práce vykonané firmou EQUIS, a. s., v okolí atómovej elektrárne v Mochovciach, ktorých cieľom bolo zistenie hĺbky pred-



Vysvetlivky

KVARTÉR

holocén

fluviálne sedimenty:

- 1 ílovité až piesčité hliny
- 14 deluviálno-fluviálne sedimenty – piesčité až ílovité hliny a piesky

eolické a eolicko-deluviálne sedimenty:

- 16 spraše (würm)
- 17 spraše (pleistocén, nečlenený)
- 18 sprašové hliny (pleistocén, nečlenený)
- 19 premiestnené spraše (würm – holocén)

deluviálne sedimenty:

- 20 prevažne hlinité
- 21 prevažne hlinito-piesčité až piesky
- 22 prevažne hlinito-kamenité

NEOGÉN

pliocén

dák – volkovské súvrstvie:

- 25 štrky a piesky s piesčítymi ílmi
- 26 štrky a piesky s prachmi a piesčítymi ílmi
- 27 piesky, prachy a piesčité íly

miocén

pont – beladické súvrstvie
sivé, zelenosivé a modrozelené piesčité a slabo vápnité íly s polohami pieskov, pieskovcov, uhoľných ílov a lignítu



sarmat – vrábeľské súvrstvie

- 33 chaotické brekcie pyroklastických prúdov
- 38 bazaltové brekciovité lávy
- 39 pyroxénické andezity a ich aglomeráty
- 40 drobnozrnné pyroxénické andezity, nešpecifikované žilné prieniky
- 41 tuftické pelity s pieskovecami a tuftické štrky až zlepenca (spodný sarmat, vrábeľské súvrstvie)

báden – sarmat

- 43 aglomeráty a hyaloklastické brekcie
- 38 lávové brekcie
- 39 prekremené červené andezity

} čifárske andezity

geologické hranice

zlomy

vrt ŠVM-1

Obr. 1 Lokalizácia vrtu ŠVM-1 Tajná, detail geologickej mapy (podľa Harčára et al., 1988)

kvartérneho podložia a overenie neotektonickej aktivity zlomov.

Hlavným cieľom vrtnu bolo spresnenie údajov o depozičnom prostredí sarmatských a panónskych usadenín a ich porovnanie s údajmi známymi z literatúry a dostupných rukopisných správ.

Vrtný prieskum bol zameraný na:

1. datovanie veku vrstvomého sledu sedimentov biostratigrafickými metódami,
2. rekonštrukciu paleoprostredia na základe paleoekologických ukazovateľov fosílnych zvyškov organizmov a sedimentárnych štruktúr a textúr,
3. overenie aktivity zlomov a vplyv tektoniky na uloženie sedimentov,
4. overenie prítomnosti vulkanitov detegovaných geofyzikálnymi metódami a plytkými vrtnými prácami pod sedimentárnou výplňou panvy,
5. overenie hiátu na rozhraní dák/panón a panón/ sarmat s využitím sedimentológie a biostratigrafie,
6. overenie litologického zloženia spodnej časti volkovského súvrstvia.

Vek sedimentov sa určoval štandardnými biostratigrafickými metódami na základe spoločenstiev dierkavcov, vápnitého nanoplanktónu a lastúrničiek. Interpretácia paleogeografických pomerov a pôvodného prostredia depozície usadenín vychádza z paleoekológie spoločenstiev organizmov a sedimentologického štúdia, štruktúrneho opisu vrtného jadra a zo štatistického spracovania mikro- a makropaleontologických údajov.

Geologická stavba Dunajskej panvy, komjatickej depresie a okolia vrtnu ŠVM-1 Tajná

Dunajská panva, nachádzajúca sa v oblasti medzi Východnými Alpami, Západnými Karpatmi a Zadunajským stredohorím, je vyplnená neogénnymi sedimentmi, ktoré dosahujú v centrálnej časti (gabčíkovská depresia) hrúbku viac než 8 500 m (Kilényi a Šefara, 1989; Hruščeký et al., 1993). Severný okraj panvy tvoria prstovité zálivy. V smere od západu na východ sú to blatnianska, rišňovská a komjatická depresia. V čele Zadunajského stredohoria je železovská depresia (obr. 2). Výplň panvy reprezentujú usadeniny spodnomiocénneho až kvartérneho veku, pričom spodnomiocénne sa viažu predovšetkým na severné oblasti (obr. 3). Sedimenty strednomiocénneho a vrchnomiocénneho veku sa nachádzajú na celom území panvy. Najmladšie, pliocénne až kvartérne usadeniny dosahujú najväčšiu hrúbku predovšetkým v jej centrálnej časti.

Sedimentáciu v Dunajskej panve kontrolovala tektonická a termálna subsidencia (Lankreijer et al., 1995; Kováč, 2000). Vývoj panvy možno rozdeliť na štyri odlišné vývojové štádiá (obr. 2). Počas egenburgu a otnangu v dôsledku aktívnej kolízie alpsko-karpatského orogénu s európskou platformou prevládal kompresný tektonický režim. Hlavná kompresná zložka paleonapáťového poľa bola v tomto období orientovaná v smere SZ – JV. V panvách typu strižných brázd a grabenov sa usadili sedimenty čausianskeho súvrstvia s kľáčianskymi a dobrovodskými vrstvami a spodná časť planinského súvrstvia. V karpate až spodnom bádene nastúpila fáza iniciálneho riftingu

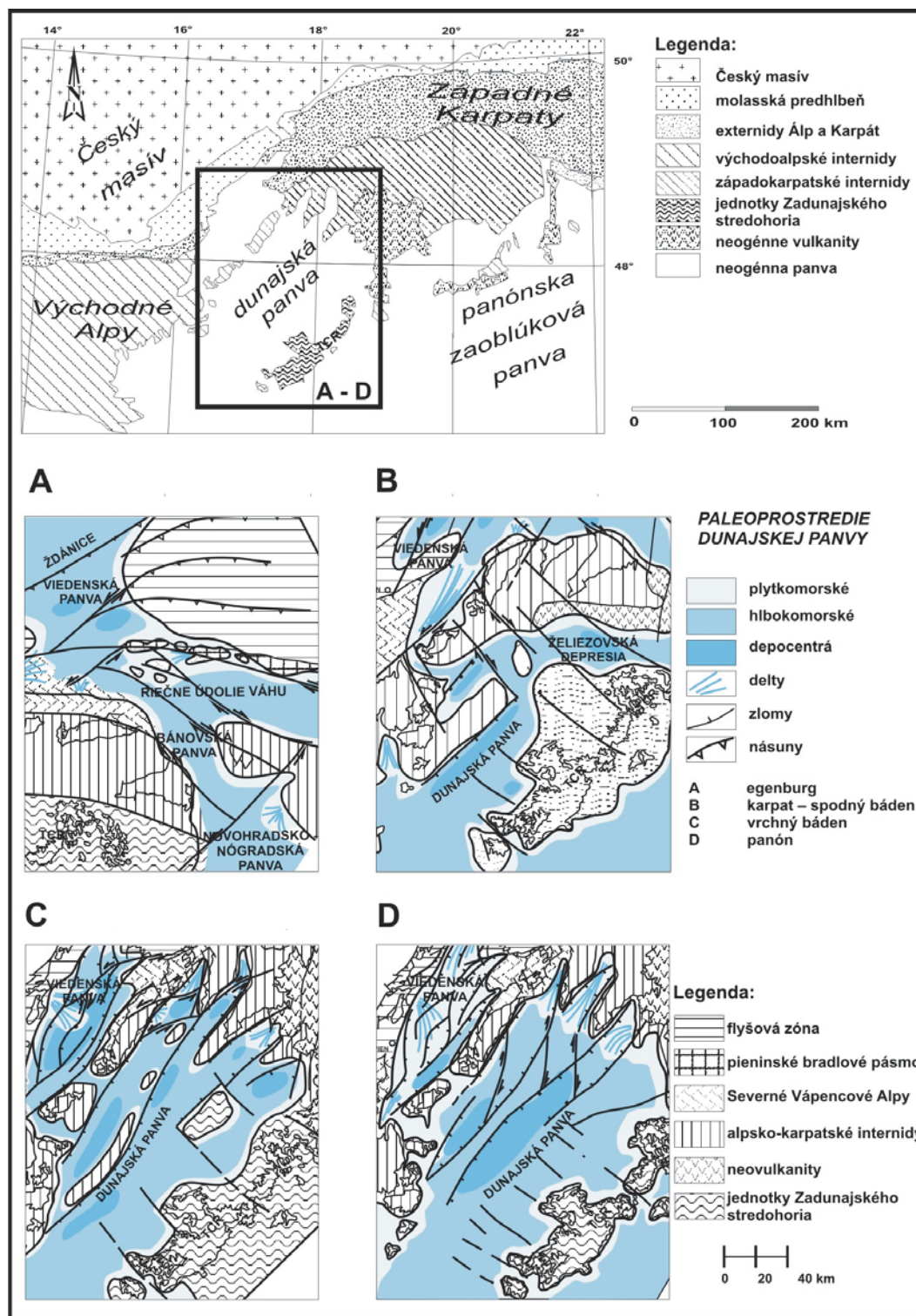
s kompresiou orientovanou v smere S – J. V tomto období sa usadili sedimenty vrchnej časti planinského, bánovského (Vass, 2002) a bajtavského súvrstvia. Od stredného bádenu až do konca sarmatu prebiehala subsidencia synriftového štádia. Smer hlavnej kompresie sa zmenil zo smeru S – J na smer SV – JZ, respektíve prevládala extenzia sz.-jv. smeru. V tomto období sa usadili morské až brakické sedimenty špačinského, madunického, pozbianskeho a vrábeľského súvrstvia. V panóne a ponte usadzovanie v panve kontrolovala termálna subsidencia postriftového štádia. Tektonicky ovplyvnená subsidencia sa prejavuje len v centrálnej a južnej časti panvy. Toto štádium reprezentujú brakické jazerné, deltové a aluviálne sedimenty ivanského a beladického súvrstvia. V pliocéne doznievala termálna subsidencia a vývoj panvy začínala ovplyvňovať tektonická inverzia spojená s výzdvihom západokarpatského orogénu. V tomto období sa usadili riečne, deltové a jazerné sedimenty volkovského a kolárovskeho súvrstvia. Usadeniny kvartéru reprezentujú výnosové kužele, spraše, hliny a usadeniny riečnych terás a koluviálnych oblastí. V študovanej oblasti na povrchu a vo vrtoch vystupujú sedimenty vrábeľského, ivanského, beladického a volkovského súvrstvia, bádensko-sarmatské vulkanické komplexy a kvartérne usadeniny (obr. 1).

Sedimentárna výplň komjatickej depresie a sedimentárny záznam vo vrte ŠVM-1 Tajná

Neovulkanity

Za najstaršie horniny obnažené priamo v skúmanom regióne je možné považovať neogénne vulkanity, ktoré tvoria podstatnú časť geologickej stavby Kozmálovských vrškov. Vulkanity a produkty neogénnej vulkanickej aktivity sú v tejto oblasti súčasťou tzv. priesilského efuzívneho komplexu (Konečný in Nagy et al., 1998), ktorý obsahuje produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxénického andezitu. Harčár et al. (1988) na základe transgresie sedimentov spodného sarmatu na vulkanity predpokladajú, že vek vulkanitov je vrchnobádenský. Strednobádenský vek však dokumentujú údaje z datovania FT-veku biotitu z čifárskych andezitov získaných z vrtnov ŠM-1 a ŠM-2. Zistil sa z nich vek $14,6 \pm 0,7$ Ma a $14,6 \pm 0,6$ Ma (Repčok, 1984). Naopak, na mladší vek, spodnosarmatský, poukazujú paleontologické zvyšky v usadeninách inkorporovaných do pyroklastického materiálu, ktoré sa našli v sarmatských sedimentoch komjatickej depresie (Kováč et al., 1997). Preto je pravdepodobné, že na stavbe vulkanitov v skúmanej oblasti sa podieľajú neovulkanické formácie, ktoré patria k viacerým vulkanickým komplexom. Ich stratigrafický rozsah je možné stanoviť na obdobie od stredného až vrchného bádenu až do stredného sarmatu. Tieto vulkanické formácie boli neskôr prekryté sedimentmi spodného až stredného sarmatu (vrábeľské súvrstvie).

Vo vrte ŠVM-1 priamo na hruboporfýrických andezitoch spočívajú spodnosarmatské sedimenty vrábeľského súvrstvia (obr. 5). Na základe litologického zloženia a biostratigrafického vyhodnotenia patria sedimenty k transgresívnej facií s náhlym prehĺbením prostredia smerom do vrchnej časti súvrstvia. Vrstvy tufov poukazujú na pokračujúcu vulkanickú aktivitu aj počas sarmatu.



Obr. 2 Geografická pozícia Dunajskej panvy a jej paleografický vývoj (podľa Kováča, 2000)

Vrábeľské súvrstvie

Vrábeľské súvrstvie (Harčár et al., 1988) v oblasti komjatickej depresie reprezentuje sedimenty usadené v brakickom prostredí prevažne plytkého neritika (Kováč et al., 1999). V komjatickej depresii sa hrúbka súvrstvia pohybuje od 40 do 780 m. Spodnosarmatské sedimenty sú tvorené pestrými a sivými ílmi s vrstvami pieskov, štrkov a v okrajovom vývoji aj tufov. Sedimenty stredného sarmatu sa zistili iba vo vrte Vráble-1 (Harčár et al.,

1988) a vo vrte ŠVM-1 (obr. 5). Tvoria ich prevažne zelenosivé masívne a laminované ílovce. Sedimenty vrchného sarmatu sú podobné, v bazálnych častiach sa vyskytujú hrubé klastiká (Harčár et al., 1988).

V širšom okolí vrtu ŠVM-1 sa sarmatské sedimenty vyskytujú takmer výlučne v podloží mladších usadenín (overené vrtmi). Na povrchu vystupujú spodnosarmatské sedimenty iba v oblasti Kozmálovských vrškov. Ležia transgresívne na rozličných typoch andezitov (Harčár et al., 1988). V profile vrtu ŠVM-1 Tajná vystupujú sarmat-

MILIÓNŤ ROKOV	EPOCHY	STUPNE	DUNAJSKÁ PANVA (LITOLÓGIA)	SÚVRSTVIA A VRSTVY	SEDIMENT. PROSTREDIE	TYP PANVY	TEKTONICKÝ REŽIM
5,3	PLIOCÉN	DÁK & RUMAN		KOLÁROVSKÉ SÚVRSTVIE	riečne	vnútrohorská panva	tektonicky kontrolovaná subsidiencia / inverzia
		VOLKOVSKÉ SÚVRSTVIE		jazerno-riečne			
7,1	VRCHNÝ	PONT		BELADICKÉ SÚVRSTVIE	jazerné	extenzná zaoblúková panva, grabeny a halfgrabeny	termálna subsidiencia postriftového štádia
		hlavinské vrstvy		deltové plytké kaspibrakické až jazerné			
		IVANSKÉ SÚVRSTVIE					
11,5	MIOCÉN	SARMAT		VRÁBELSKÉ SÚVRSTVIE	brakické plytkomorské	extenzná zaoblúková panva, grabeny a halfgrabeny	široký rifting
		MADUNICKÉ SÚVRSTVIE		POZBIANSKE SÚVRSTVIE	strat. vodného stĺpca		
13,6	STREDNÝ	BÁDEN		ŠPAČINSKÉ SÚVRSTVIE	morské-neritické	panvy typu „pull-apart“ a extenzné grabeny	subsidiencia synriftového štádia
14,6		BAJTAVSKÉ SÚVRSTVIE		morské-neritické			
16,5	SPODNÝ	KARPAT		jablonické vrstvy	deltové morské neritické	panvy typu „pull-apart“ a extenzné grabeny	iniciálny rifting
17,5		PLANINSKÉ SÚVRSTVIE		BÁNOVSKÉ SÚVRSTVIE	morské neritické brakické anoxické		
19,1	SPODNÝ	OTNANG		dobrovdské vrstvy	morské neritické	strižné brázdy „wrench fault furrow“	kompresný režim aktívneho okraja kont.
22,5		ČAUSIANSKE SÚVRSTVIE		hlbokomorské			
23,4	SPODNÝ	EGER		kľačnianske vrstvy	plytkomorské		

Obr. 3 Litostratigrafia výplne Dunajskej panvy, prevládajúce prostredia depozície a tektonický vývoj panvy (podľa Kováča, 2000)

ské sedimenty v hĺbkovom intervale 211,0 – 104,0 m. Biostratigrafickým výskumom sa rozčlenili na sedimenty spodného až stredného (189,0 – 155,0 m) a vrchného sarmatu (155,0 – 104,0 m).

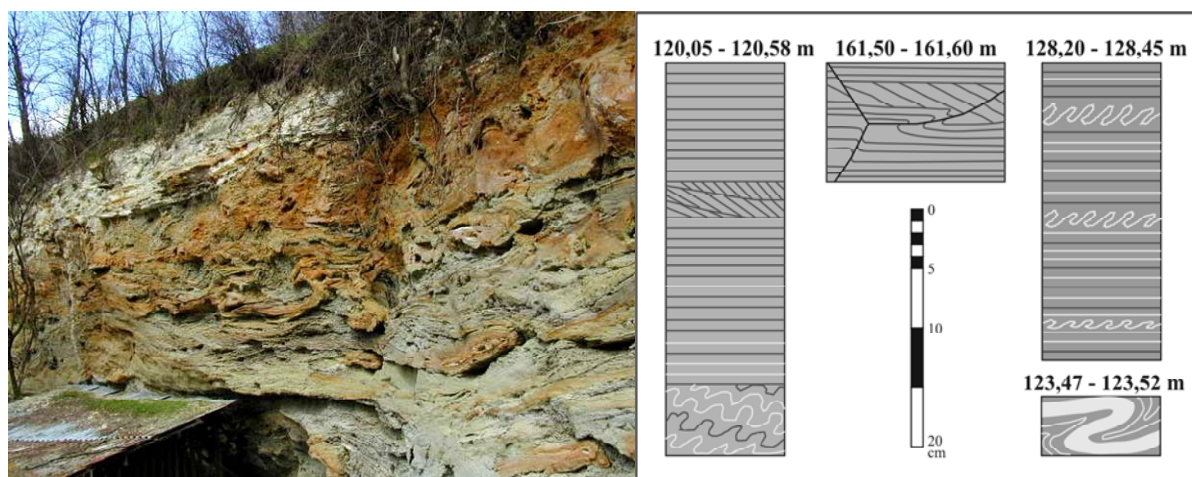
Sedimenty spodného až stredného sarmatu sú takmer identické. Zastupujú ich laminované ílovcy, ktoré v porovnaní s ílovcami vrchnosarmatského veku sú viac masívne a často obsahujú prímies pyroklastického materiálu a hojnú redeponovanú a fragmentovanú faunu lastúrnikov. V spodnej časti vrstvom sledu sú typické odvápnené ílovcy s odtlačkami lastúrnikov bez zachovaných schránok. Podobné nálezy sú známe aj zo spodnosarmatských sedimentov v odkryvoch pri Kozmálovských vrškoch (Harčár et al., 1988). Typickým znakom spodnosarmatského vrstvom sledu je prítomnosť zlepcov s klastami tuftov a biotitických tufov. Celkový charakter sedimentov spodného až stredného sarmatu poukazuje na ich transgresívny charakter, pričom usadeniny vysokého stavu hladiny počas sarmatského cyklu štvrtého rádu reprezentujú prvé výskyt laminovaných ílovcov a ílovcov s neglaciálnymi varvitmi.

Vo vrchnosarmatskom vrstvom slede sa striedajú nevyrazne laminované až masívne ílovcy s výrazne laminovanými ílovcami a s ílovcami s bielymi až sivobielymi karbonátovými laminami. Výrazne laminované ílovcy, v ktorých sa striedajú svetlé a tmavé ílovité laminy, poukazujú na sezónnu stratifikáciu vodného stĺpca. Pravdepodobne to súviselo s prehriatím vodných mäs v plytkovodnom prostredí, pričom vystupovala voda bohatá na živiny a kvitol fytoplanktón (Talbot a Allen, 1996; Kato et al., 2003). Spotrebovanie alebo zníženie obsahu kyslíka a zvýšenie toxicity vody počas masovej produkcie rias a fytoplanktónu viedlo k rozsiahlemu úhynu rýb. Ich fosílie sprevádzajú výskyt laminovaných ílovcov. Zachovanie rybích zvyškov poukazuje na periodickú anoxiu pri dne, ktorá sa striedala s obdobiami lepšieho prekysličenia vody. Dokumentujú to horizonty masívnych ílovcov so zvyškami mäkkýšov.

Typickým znakom vrchného sarmatu je prítomnosť laminovaných ílovcov varvitového typu (neglaciálne varvity). Podobne ako pri predchádzajúcom type ílovcov to súvisí so sezónnu stratifikáciou vodného stĺpca. Kvitnutie fytoplanktónu spôsobovalo znižovanie rovnovážneho obsahu CO₂. To viedlo k vyzrážaniu kryštálov kalcitu a ich usadeniu v podobe tenkej, ostro ohraničenej karbonátovej laminy (Esterhues et al., 2002; Martínek et al., 2006). Takáto cyklická sedimentácia zároveň poukazuje na zmenu chemického zloženia morskej vody, podobne, ako ju dokumentujú Galovic a Bajraktarevic (2006) v sarmatských sedimentoch pohoria Medvednica.

Laminované ílovcy a ílovcy s neglaciálnymi varvitmi sú typický indikátor vysokého stavu vodnej hladiny (Kato et al., 2003; Martínek, et al., 2006) počas cyklov zmien hladiny tretieho a štvrtého rádu. Na podobný fakt v usadeninách sarmatského veku poukazujú aj Harzhauser a Piller (2004) vo Viedenskej panve.

V sarmatských sedimentoch sú miestami pozorovateľné tenké, synsedimentárne deformované horizonty, v ktorých je možné pozorovať drobné sklzy a synsedimentárne zlomy porušujúce ešte nespevnené sedimenty (obr. 4). Tieto deformácie nepredstavujú sedimenty vznikajúce nestabilitou na svahu. Ich vznik spájame so seizmickou aktivitou viazanou na vulkanickú činnosť v najbližšom okolí v období sarmatu. Synsedimentárne sklzy, deformácie vrstvom sledu a aktivitu zlomov je možné pozorovať aj v niektorých povrchových odkryvoch sarmatu (obr. 4), hoci takto deformované sedimenty nie sú vždy interpretované ako seizmicity (Nagy et al., 1998).



Obr. 4 Seizmické deformácie v sarmatských sedimentoch. Vľavo: seizmické deformácie na lokalite Kubáňovo; vpravo: seizmické deformácie vo vrte ŠVM-1 Tajná

Ivanské súvrstvie

Ivanské súvrstvie (Harčár et al., 1988) reprezentujú prevažne brakické jazerné a deltové sedimenty spodnopanónskeho (panón A, B, C; Papp, 1951, 1953) až strednopanónskeho (panón D, E) veku, usadené v plytkom prostredí kaspibrakického typu. Sedimenty spodného

panónu zóny A (Papp, 1951, 1953) sú tvorené niekoľko metrov hrubými bazálnymi pieskmi. V zóne B (Papp, 1951, 1953) vystupujú prevažne sivé vápnnité ílovcy, zónu C (Papp, 1951, 1953) tvoria sivé až zelenkavé íly a piesky. Stredný panón (zóna D; Papp, 1951, 1953) tvoria sivé až tmavosivé vápnnité ílovcy. Zónu E (Papp, 1951, 1953) tvoria svetlo- až tmavosivé íly, slabo až silne pies-

čité, miestami s horizontmi pieskov a štrkov hrubými niekoľko desiatok metrov.

Vo vrte ŠVM-1 Tajná je ivanské súvrstvie zachytené v intervale 104,0 – 24,0 m (obr. 5). Vzhľadom na veľmi málo kontrastné litologické odlišnosti je však rozhranie medzi ivanským a vrábeľským súvrstvom ťažko identifikovateľné.

Na základe biostratigrafie a litologického zloženia sa ivanské súvrstvie rozčlenilo na usadeniny veku panón B (104,0 – 75,0 m), panón C/D (75,0 – 61,0 m) a panón E (61,0 – 24,0 m) v zmysle Pappa (1951, 1953). Hranica medzi ivanským súvrstvom a nadložným volkovským súvrstvom je erozívna. Zvýrazňuje to chýbanie celého beladického súvrstvia vrchnopanónskeho až pontského veku. Hranica ivanského a vrábeľského súvrstvia je oveľa pozvoľnejšia. Možno ju stanoviť na úroveň 104,0 m. Hoci je táto hranica veľmi málo výrazná, chýbanie sedimentov panónu A (Papp, 1951, 1953) poukazuje na diskordanciu a skrytý hiát medzi oboma súvrstviami.

Sedimenty panónu B sa od nadložných sedimentov značne odlišujú. Spôsobuje to zmena prostredia z brakického na sladkovodné, veľmi málo dynamické prostredie. Hranica so sedimentmi panónu C/D je erozívna a je možné pozorovať náhlu zmenu spevnenia, ako aj stupňa tektonického porušenia hornín. Oproti nadložným sedimentom je pozorovateľná uhlová diskordancia (20 – 30°).

Prevládajúci horninový typ sú pomerne tvrdé a krehké ílovce. V spodnej časti sa objavujú veľmi jemne laminované ílovce, ktoré pozvoľna prechádzajú z laminovaných ílovcov vrchného sarmatu. Táto zmena súvisí s redukciami salinity a so zmenou stratifikácie vodného stĺpca. Vo vrchnej časti panónu B (Papp, 1951, 1953) sú ílovce prevažne masívne alebo slabo škvrité, s hojnými ostrakodmi.

Usadeniny panónu C/D (Papp, 1951, 1953) sú prevažne v ílovitom vývoji, pričom tieto íly sú bohatšie na zvyšky lastúrníkov. Prímes prodelťového piesku a prachu je podstatne nižšia ako v panóne E (Papp, 1951, 1953) a nevytvára žiadne vývojové trendy. Podobne ako v prípade nadložných sedimentov, aj sedimenty panónu C/D (Papp, 1951, 1953) vznikali v podmienkach plytkého brakického šelfu. Dokumentuje to najmä fauna. Výskyty výraznejšie zelených lagunárnych ílov bohatých na zvyšky lastúrníkov (61,35 m, 67,45 m, 67 m, 82 m) a zriedkavo aj výmoľový povrch v ich nadloží naznačujú prítomnosť cyklov súvisiacich s osciláciou morskej hladiny nižšieho rádu.

Sedimenty panónu E (Papp, 1951, 1953) sú tvorené tmavosivými ílmi a hrubo- až jemnozrnnými, zriedkavo aj obliakovitými pieskami. Tieto sedimenty sú zoskupené do piatich, smerom nahor hrubnúcich cyklov, iba v najspodnejšej časti je vyvinutý jeden cyklus, ktorý sa zjemňuje smerom nahor. Takáto faciálna architektúra je výsledkom progradácie delty do plytkej brakickej panvy. V nej prevažne strednozrnné piesky reprezentujú čelo delty a jemnozrnné piesky a prach reprezentujú sedimenty prodelty. Panvové íly sú prevažne silne prachovité a často obsahujú zuhoľnatený rastlinný materiál. Trend zjemňovania smerom nahor v spodnej časti panónu E (Papp, 1951, 1953) poukazuje na retrogradáciu delty. Je to typické pre transgresívnu systémovú sústavu.

Beladické súvrstvie

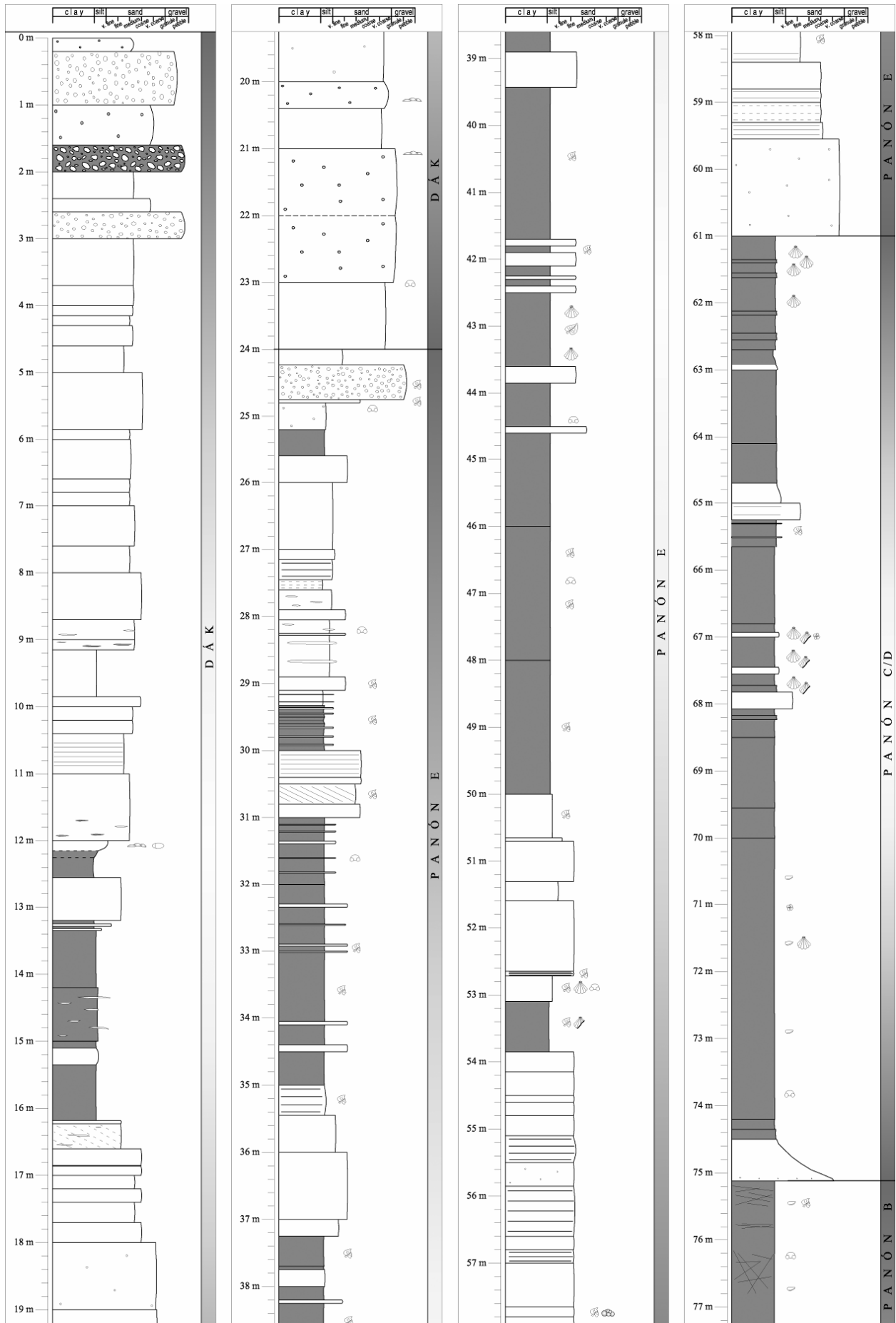
Beladické súvrstvie (Harčár et al., 1988) tvoria brakické až sladkovodné jazerné sedimenty, ktoré sa zaraďujú do vrchného panónu (zóny F, G, H; Papp, 1951, 1953) až pontu. Prevládajú tmavosivé prachové íly striedajúce sa s uhoľnými ílmi s vložkami lignitu a vápnitými siltovcami. Beladické súvrstvie sa v komjatickej depresii zistilo takmer vo všetkých vrtoch a miestami sa vyskytuje aj na povrchu. Dosahuje hrúbku 30 – 500 m (Harčár et al., 1988). Vo vrte ŠVM-1 bolo celé erodované a na ivanské súvrstvie priamo nasadá volkovské súvrstvie (obr. 5).

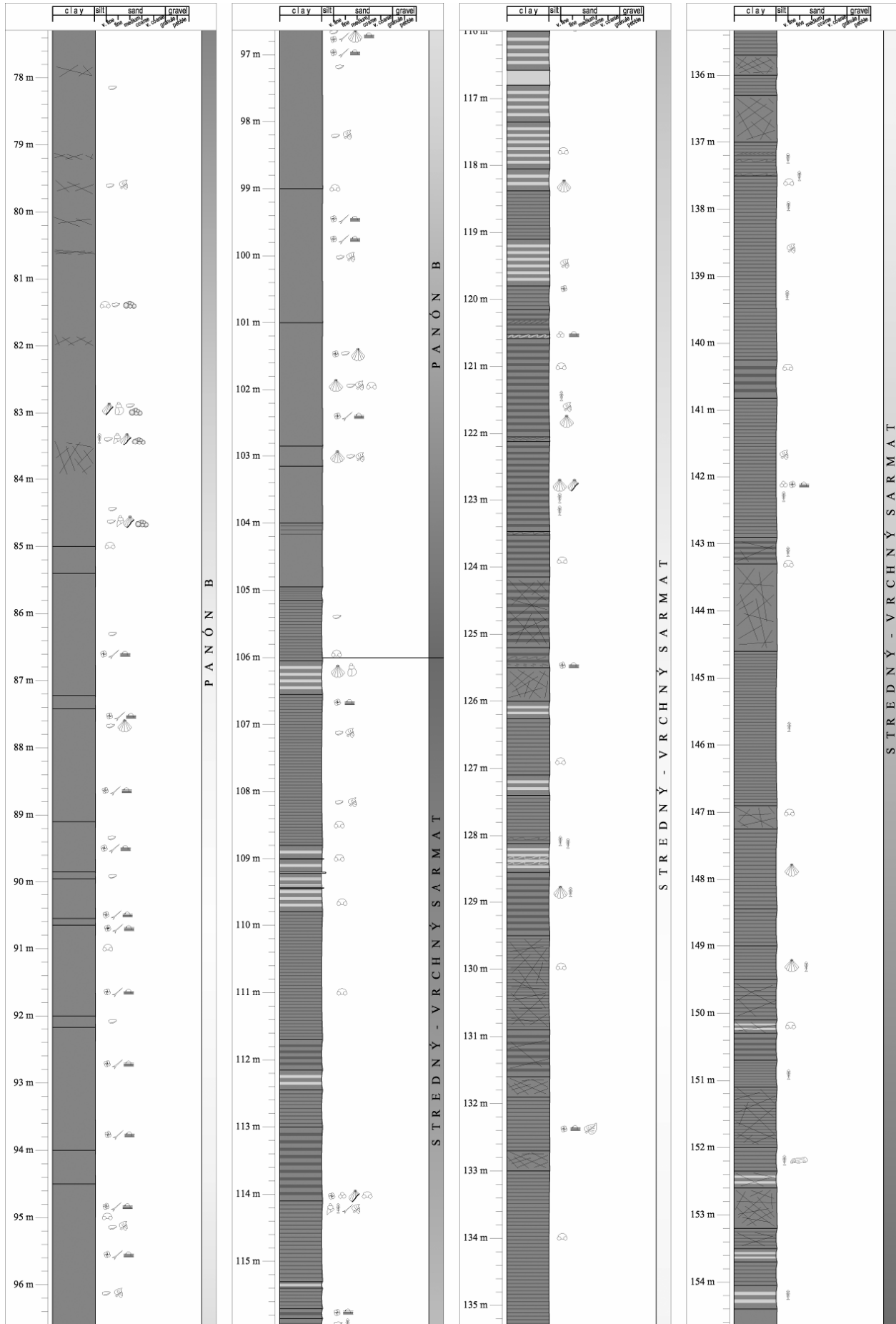
Volkovské súvrstvie

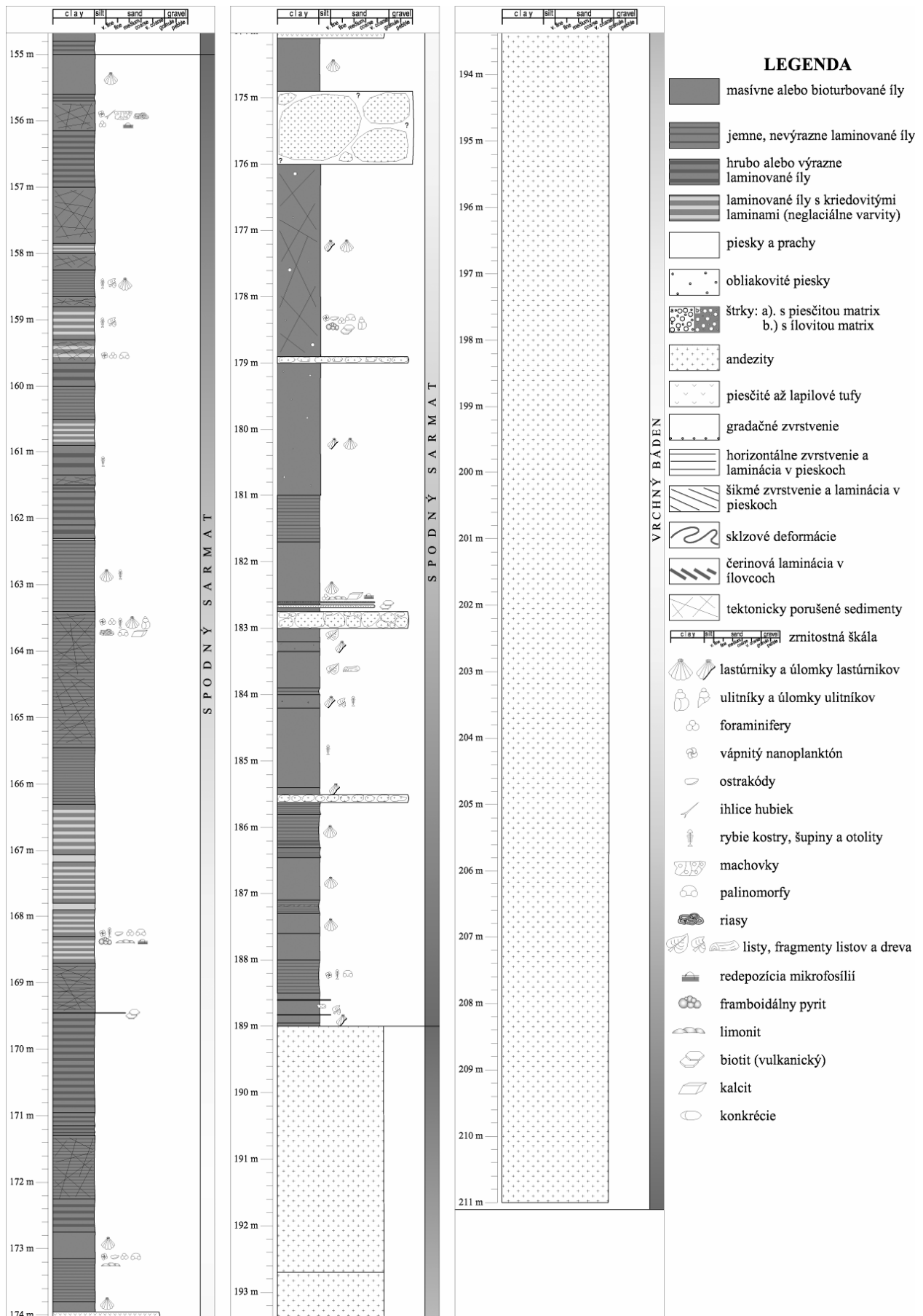
Volkovské súvrstvie (Harčár et al., 1988) v Dunajskej panve zastupujú najmä jazerné alebo delťové sedimenty. V komjatickej depresii sa súvrstvie interpretuje ako sedimenty pliocénnej delty paleo-Hrona s vyvinutými faciami aluviálnych vejárov, delťovej plošiny, čela a prodelty vejárovej delty Gilbertovho typu (Baráth a Kováč, 1995). Tvoria ho dva odlišné vývoje – piesčitý vývoj a ílovitý vývoj. Piesčitý vývoj je litologicky značne nestály. Tvoria ho 20 – 80 m hrubé komplexy štrkov a pieskov oddelené málo hrubými vrstvami vápnitých ílov. Tento vývoj je rozšírený najmä v severovýchodnej a východnej časti komjatickej depresie. Zrornosť sedimentov sa znižuje od S a SV na JZ a J. Ílovitý vývoj, rozšírený najmä v južnej časti územia, je charakterizovaný monotónnym striedaním ílov, prachových ílov a prachov, zriedkavejšie aj pieskov. Volkovské súvrstvie sa vyskytuje takmer vo všetkých vrtoch v komjatickej depresii, ako aj v početných povrchových odkryvoch. Súvrstvie dosahuje maximálnu hrúbku asi 900 m (Harčár et al., 1988).

V profile vrtnu ŠVM-1 Tajná sa volkovské súvrstvie vyskytuje v rozmedzí 24,0 – 1,0 m a pokračuje aj priamo v nadloží vrtnu v odkryve vysokom 8 – 10 m (obr. 5). Profil tvoria striedajúce sa piesky a štrky tvoriace výplne riečnych korýt (nadvodná fácia delty paleo-Hrona). Vo vrte súvrstvie tvorí komplex pieskov, obliakovitých pieskov a štrkov. V úseku 16,18 – 12,15 m sa vyskytujú aj prachovité íly. V týchto sedimentoch sú dobre definovateľné malé, smerom nahor sa zjemňujúce cykly. Na báze sú často zvýraznené červenohnedými alebo oranžovými pieskami, reprezentujúcimi pravdepodobne subaericky obnažené povrchy.

Spodná časť volkovského súvrstvia v intervale 24 až 16 m vytvára výrazný, smerom nahor sa zjemňujúci fluviálny cyklus, ktorý ma znaky výplne riečného koryta. Nad touto korytovou výplňou nasleduje tenký ílovito-prachovitý horizont a pomerne hrubý súbor prevažne masívnych pieskov, ktorý naznačuje zaplavenie nadvodnej časti delty Gilbertovho typu a vývoj sedimentov ústových barov. Vzhľadom na časté červenohnedé sfarbenie týchto pieskov musíme uvažovať o možnosti, že íly predstavujú nívne sedimenty a piesky tvoria výplň menších piesčitých kanálov alebo prietrzových delť v oblasti delťovej plošiny. Najvrchnejšia časť vrtného jadra, ktorá prechádza do dobre odkrytých sedimentov na povrchu, vytvára dva výrazné, smerom nahor sa







Obr. 5 Grafické znázornenie litológie a odberu vzoriek na paleontologické spracovanie vrtu ŠVM-1 Tajná

zjemňujúce cykly. Vzhľadom na dobre vyvinuté koryto-vo-šikmé zvrstvenia a erozívny povrch ich môžeme považovať za výplne distribučných kanálov.

Kvartérne usadeniny

Dnešný charakter komjatickej depresie priamo ovplyvňovala pleistocénna a holocénna morfológická diferenciácia reliéfu. V študovanej oblasti vystupujú plošne rozsiahle pokryvy fluviálnych, deluviálnych, eolických a eolicko-deluviálnych sedimentov, ktoré pokrývajú značnú časť starších sedimentov (Harčár et al., 1988).

Tektonika v oblasti komjatickej depresie

Pri vývoji depocentier severného okraja Dunajskej panvy zohrali rozhodujúcu úlohu zlomy sv.-jz. smeru. V oblasti komjatickej depresie v období otvárania a formovania depocentier panvy, teda v strednom miocéne, kompresná zložka paleonapätia mala sv.-jz. smer (Nemček et al., 1998; Kováč, 2000). Paleonapät'ové pole kontrolovalo funkciu dvoch hlavných zlomových pásiem – mojmírovské zlomy, ktoré vystupujú na z. a sz. okraji depresie, a šurianske zlomy na jej jv. okraji. Mojmírovský systém zlomov bol najvýraznejšia tektonická štruktúra, aktívna najmä od stredného bádenu. Kontroloval depozíciu pozbianskeho súvrstvia v súvislosti so vznikom paleonapätia Tribeča (Hók et al., 1999) a aktivoval sa ako sinistrálny pokles počas iniciálneho riftingu komjatickej depresie (Ivanička et al., 1998).

Vo vrte ŠVM-1 Tajná je možné identifikovať výrazný tektonický event v období na rozhraní panónu B (Papp, 1951, 1953) a panónu C/D (Papp, 1951; 1953). Sedimenty

sarmatu (vrábeľské súvrstvie) spoločne so sedimentmi panónu B (ivanské súvrstvie) sú výrazne tektonicky porušené. Ich naklonenie, „tilting“, viedlo k uhlovej diskordancii 25° oproti priamemu nadložíu. Uhlová diskordancia spolu s výskytom hojných tektonických zrkadiel indikuje extenznú tektoniku na rozhraní panónu B a panónu C/D. Tektonika extenzného charakteru sprostredkovala aj kontakt sedimentov panónu B s vulkanitmi (vrchný bádén – stredný sarmat) na východnom úpätí Kozmálovských vrškov (obr. 1).

Na rozhraní sedimentov panónu E (Papp, 1951, 1953) a sedimentov pliocénu (volkovské súvrstvie) nastalo prerušenie sedimentácie, ktoré však nesúvisí s tektonickými pohybmi. Predpoklad atektonického kontaktu ivanského súvrstvia a volkovského súvrstvia dokladá transgresívne a konkordantné uloženie vrstiev volkovského súvrstvia.

Od obdobia konca pliocénu do recentu by malo mať napät'ové pole v oblasti komjatickej depresie uniformný charakter. Určujúcou zložkou napätia je extenzia orientovaná v smere SV – JZ (Hók et al., 2000; Gerner, 1992; Gerner et al., 1995; Horváth a Cloething, 1996), ktorá sa však neprejavuje v tektonickom porušení najmladších usadenín. Ako príklad môžeme uviesť usadeniny volkovského súvrstvia reprezentujúceho sedimenty delty, ktorá do oblasti komjatickej depresie ústila zo SV. Usadeniny volkovského súvrstvia sú porušené len drobnými zlomami bez prednostnej orientácie, ktorých pozorovaná amplitúda nepresahuje prvé decimetre. Vysvetľujeme ich ako relaxačné štruktúry, ktoré vznikali v dôsledku rôznej kompetencie a kompakcie litologicky a zrnitostne odlišných deltových sedimentov. Vzhľadom na ich orientáciu tieto zlomy nemohli vzniknúť v jednotnom, regionálne orientovanom napät'ovom poli.

Sedimentologický opis a litológia vrtných jadier ŠVM-1 Tajná

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
0,00 – 0,20	– svetlohnedý zaílovaný strednozrný piesok s prímiesou kremeňa a sľudy.
0,20 – 1,00	– jemno- až strednozrný, silne piesčitý štrk s podpornou stavbou matrixu. Klasy sú oválne až subangulárne, prevažne semioválne. Tvoria ich kremeň, kremence, občas tmavé silicity a granitoidy, priemer klastov je 0,8 – 1,5 cm, max. 5 cm. Štrk je antropogénne premiesený a uľahnutý.
1,00 – 1,60	– hnedožltý hrubozrný piesok, zle vytriedený, s veľkou prímiesou obliakov veľkých 0,3 – 1 cm, prevažne však 0,3 – 0,5 cm, tvorených najmä kremeňom a zriedkavo granitoidmi. Vo frakcii do 2 mm sú okrem kremeňa aj živce a sľudy.
1,60 – 2,00	– hnedý, silne zaílovaný štrk s podpornou stavbou matrixu. Klasy sú veľké 0,4 – 6,5 cm, prevažne však 1 – 1,5 cm. Tvoria ich najmä kremeň, menej granitoidy.
2,00 – 2,40	– hrdzavohnedý strednozrný drobový piesok, veľmi dobre vytriedený, jemne sľudnatý, bez obliakov.
2,40 – 2,60	– hnedožltý hrubozrný piesok, sľudnatý, zle vytriedený, oxidačne alterovaný.
2,60 – 3,00	– svetlohnedý hrubozrný štrk s ilovito-piesčitým matrixom. Klasy sú oválne až semioválne, veľké 0,6 – 6 cm, prevažne však 1 – 2 cm, tvorené kremeňom, granitoidmi a tufmi.
3,00 – 3,70	– hrdzavohnedý strednozrný kremenný piesok, zle vytriedený, sľudnatý a zaílovaný (veľkosť najmä 3,45 – 3,55 m).
3,70 – 4,00	– nepravidelne sfarbený, prevažne červenohnedý strednozrný kremenný piesok, zle vytriedený, sľudnatý a zaílovaný.
4,00 – 4,15	– sivohnedý strednozrný, zle vytriedený piesok, pomerne silne zaílovaný.
4,15 – 4,30	– svetlohnedý až žltý, jemno- až strednozrný, pomerne dobre triedený piesok.
4,30 – 4,60	– hnedý až žltohnedý strednozrný piesok, mierne zaílovaný.
4,60 – 5,00	– sivohnedý jemnozrný piesok, viac zaílovaný ako predchádzajúci.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
5,00 – 5,85	– hnedý, za sucha sivobiely stredno- až jemnozrnný piesok s početnými ílovitými šošovkami a šošovkami obohatenými o Mn.
5,58 – 6,00	– tmavohnedý jemno- až strednozrnný kremenný piesok.
6,00 – 6,60	– sivohnedý, za vlhka hnedočervený stredno- až jemnozrnný piesok, zle vytriedený, silne sľudnatý, s vulkanickou prímесou.
6,60 – 6,80	– červenohnedý jemno- až strednozrnný piesok, lepšie vytriedený ako predchádzajúci, jemne sľudnatý.
6,80 – 7,00	– tmavohnedočervený jemno- až strednozrnný kremenný piesok s 3 cm hrubou vrstvou silne záilovaného jemnozrnného piesku.
7,00 – 7,60	– sivobiely až žltý (6,8 – 8 m hrdzavohnedý) strednozrnný piesok, silne sľudnatý, rozplavený.
7,60 – 8,00	– červenohnedý jemno- až strednozrnný piesok, silne sľudnatý, zvrchu ostro ohraničený.
8,00 – 8,70	– modrosivý až sivohnedý stredno- až hrubozrnný kremenný piesok, pomerne zle vytriedený, mierne záilovaný, za vlhka plastický.
8,70 – 9,00	– hnedosivý strednozrnný piesok s tenkými šošovkami jemnozrnného ílovitého piesku.
9,00 – 9,15	– hnedý až hnedosivý strednozrnný piesok s tenkými šošovkami prachovitého ílu, pedogénne modifikovaný.
9,15 – 9,85	– červenohnedý, veľmi silne ílovitý prach, sľudnatý, plastický.
9,85 – 10,00	– sivohnedý až žltosivý, zle vytriedený hrubo- až strednozrnný sľudnatý piesok.
10,00 – 10,20	– sivohnedý strednozrnný, zle vytriedený piesok, silne sľudnatý.
10,20 – 10,40	– červenohnedý strednozrnný, pomerne dobre vytriedený piesok, mierne sľudnatý.
10,40 – 11,00	– hnedý, veľmi silne ílovitý jemnozrnný piesok, jemne sľudnatý, plastický. V spodnej časti sú limonitové konkrécie. V intervale 10,6 – 10,9 m je oranžový horizont laminovaného piesku.
11,00 – 12,00	– sivožltý, mierne škvrnitý jemno- až strednozrnný piesok, v spodnej časti s tenkými ílovitými šošovkami.
12,00 – 12,15	– jemnozrnný, silne ílovitý hnedý piesok so šošovkami limonitových konkrécií. Spodná hranica je pozvoľná.
12,15 – 12,25	– prachovitý íl, sivomodrý, s pozvoľnou spodnou aj vrchnou hranicou.
12,25 – 12,55	– sivomodrý íl, veľmi málo prachovitý, homogénny, plastický.
12,55 – 13,00	– sivohnedý jemnozrnný ílovitý piesok.
13,00 – 13,20	– sivohnedý jemnozrnný ílovitý piesok.
13,20 – 13,35	– sivomodrý plastický íl s dvomi tenkými vrstvami (do 4 cm) svetlosivého prachu až jemnozrnného piesku.
13,35 – 14,00	– masívny plastický sivomodrý íl.
14,00 – 14,20	– masívny plastický, veľmi jemne prachovitý sivomodrý íl.
14,20 – 15,00	– sivomodrý, jemne prachovitý až prachovitý íl s hojnými šošovkami sivobieleho stredno- až jemnozrnného piesku a prachu (najmä 14,2 – 14,6 m).
15,00 – 15,10	– sivomodrý, jemne prachovitý masívny íl.
15,10 – 15,35	– ílovitý prach, hnedosivý.
15,35 – 16,00	– zelenohnedý, jemne prachovitý íl.
16,00 – 16,18	– krémovohnedý až sivohnedý, jemne prachovitý íl, slabo plastický.
16,18 – 16,23	– červenohnedý jemnozrnný piesok, záilovaný.
16,23 – 16,60	– jemnozrnný, pravdepodobne šikmo zvrstvený piesok, hrdzavý až žltohnedý, s preplástkami hnedého, silne ílovitého prachu.
16,60 – 16,85	– stredno- až hrubozrnný, zle vytriedený hnedočervený piesok.
16,85 – 16,86	– sivý ílovitý prach.
16,86 – 17,00	– stredno- až hrubozrnný sľudnatý, zle vytriedený piesok, sivobiely.
17,00 – 17,20	– hnedý až hnedosivý, mierne záilovaný strednozrnný piesok, pomerne dobre vytriedený.
17,20 – 17,40	– sivohnedý až sivobiely, zle vytriedený stredno- až hrubozrnný piesok.
17,40 – 17,70	– strednozrnný piesok, lepšie vytriedený ako predchádzajúci, mierne záilovaný.
17,70 – 18,00	– hnedosivý až sivobiely stredno- až hrubozrnný piesok.
18,00 – 19,00	– prevažne hrubozrnný, slabo vytriedený piesok. Obsahuje veľa kremeňa, úlomkov živcov a sľúd a prímес obliakov (5 – 10 %) veľkých 0,3 – 0,6 cm, tvorených kremeňom a tmavými silicitmi. V úseku 18,6 – 18,7 m je piesok nepravidelne sfarbený do červenohneda.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
19,00 – 20,00	– sivohnedý až sivobiely hrubozrný piesok, občas s prímiesou obliakov kremeňa veľkých 0,3 až 0,5 cm, max. 1 cm.
20,00 – 20,40	– červenohnedý, veľmi zle vytriedený hrubozrný obliakovitý piesok. Obliaky sú veľké 0,4 až 1,5 cm, tvorené prevažne kremeňom, menej granitoidmi. V hĺbke 20,3 m je hrdzavý horizont s vyzrážanými Fe-minerálmi.
20,40 – 21,00	– zle vytriedený hrubozrný piesok s malou prímiesou obliakov. Striedajú sa tu hnedé a sivohnedé vrstvy. V intervale 20,4 – 20,9 m sú oranžovoškvrnité „liesegangové“ kruhy.
21,00 – 22,00	– sivohnedý obliakovitý hrubozrný piesok, veľmi zle vytriedený, vo vrchnej časti s vrstvou bohatou na oxidy Fe. Obliaky sú semioválne až subangulárne, veľké 0,3 – 0,6 cm, max. 1 – 2 cm. Tvorí ich kremeň a granitoidy.
22,00 – 23,00	– hnedý obliakovitý hrubozrný piesok, veľmi zle vytriedený. Obliaky sú semioválne až subangulárne, veľké 0,3 – 0,6 cm, max. 1 – 2 cm. Tvorí ich kremeň a granitoidy.
23,00 – 24,00	– hnedý, veľmi hrubozrný kremenný piesok bez obliakov, úplne rozplavený.
24,00 – 24,23	– svetlosivý jemno- až stredozrný, pomerne dobre triedený drobový piesok, silne sľudnatý.
24,23 – 24,75	– jemnozrný, silne zaílovaný štrk s podpornou stavbou matrixu (ílovito-piesčitého) až klastov. Obliaky sú semioválne, veľké priemerne 0,3 až 0,5 cm, max. 1 až 1,5 cm. Tvorí ich prevažne kremeň, menej tmavé silicity. Prítomný je aj uhoľný detrit.
24,75 – 24,80	– svetlosivý stredozrný, silne sľudnatý piesok s uhoľným detritom.
24,80 – 25,20	– silne zaílovaný jemnozrný piesok až prach, hnedosivý, s malou prímiesou obliakov kremeňa veľkých do 1 cm.
25,20 – 25,60	– hnedosivý, silne prachovitý masívny íl.
25,60 – 26,00	– sivý jemnozrný sľudnatý piesok s prímiesou ílu.
26,00 – 27,00	– tmavosivý až sivý, silne ílovitý a sľudnatý prach až jemnozrný piesok.
27,00 – 27,15	– tmavosivý až sivý, silne ílovitý jemnozrný piesok až prach, sľudnatý.
27,15 – 27,45	– tmavosivý, silne ílovitý prach, sľudnatý, s lamináciou zvýraznenou organickým detritom.
27,45 – 27,60	– tmavosivý ílovitý prach až prachovitý íl, laminácia je málo výrazná.
27,60 – 27,90	– sivý až tmavosivý, silne ílovitý prach až jemnozrný piesok, vrstvičky piesku a prachu sa nepravidelne striedajú.
27,90 – 28,04	– sivý, mierne ílovitý, silne sľudnatý jemnozrný drobový piesok.
28,04 – 28,25	– tmavosivý, silne ílovitý a sľudnatý prach striedajúci sa so šošovkami sivého jemnozrného piesku.
28,25 – 28,28	– sivý sľudnatý jemnozrný piesok.
28,28 – 28,90	– tmavosivý, silne ílovitý a sľudnatý prach striedajúci sa so šošovkami sivého jemnozrného piesku (hrubé 0,5 – 3 cm). Pomer prach : piesok je 2 : 1.
28,90 – 29,10	– sivý jemnozrný, silne sľudnatý piesok s uhoľným detritom.
29,10 – 29,33	– sivý až tmavosivý, masívne sľudnatý ílovitý prach s tenkými vrstvičkami veľmi jemnozrného piesku.
29,33 – 29,50	– tmavosivý až sivý prachovitý íl s laminami veľmi jemnozrného piesku. Pomer íl : piesok je 1 : 1
29,50 – 29,60	– tmavosivý laminovaný prachovitý íl, laminácia je zvýraznená organickým uhoľným detritom.
29,60 – 30,00	– sivý až tmavosivý sľudnatý prachovitý íl s vrstvičkami veľmi jemnozrného piesku hrubými 1 – 3,5 cm.
30,00 – 30,40	– sivý, zle vytriedený stredozrný piesok, pravdepodobne horizontálne alebo šikmo zvrstvený.
30,40 – 30,50	– sivý masívny stredozrný piesok.
30,50 – 30,80	– sivý jemno- až stredozrný piesok, pravdepodobne šikmo laminovaný. Laminácia je zvýraznená uhoľnou drvinou.
30,80 – 31,00	– sivý stredozrný, zle vytriedený ílovitý piesok.
31,00 – 32,00	– sivý sľudnatý prachovitý íl s vrstvami veľmi jemnozrného piesku (max. 4 cm, bežne 1 až 1,5 cm).
32,00 – 32,30	– tmavosivý sľudnatý prachovitý íl.
32,30 – 32,35	– sivý jemnozrný piesok.
32,35 – 32,60	– tmavosivý sľudnatý prachovitý íl.
32,60 – 32,62	– sivý jemnozrný piesok.
32,62 – 32,90	– tmavosivý sľudnatý prachovitý íl.
32,90 – 32,93	– sivý jemnozrný piesok so zuhoľnatou rastlinnou drvinou.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
32,93 – 33,00	– sivý prachovitý íl až ílovitý prach.
33,00 – 33,02	– svetlosivý jemnozrnný piesok.
33,02 – 34,05	– tmavosivý prachovitý íl s hojnou rastlinnou drvinou.
34,05 – 34,10	– sivý jemnozrnný piesok.
34,10 – 34,40	– tmavosivý prachovitý íl.
34,40 – 34,50	– svetlosivý jemnozrnný piesok.
34,50 – 35,00	– tmavosivý prachovitý íl.
35,00 – 35,45	– sivý ílovitý prach, jemne laminovaný, s hojnými rastlinnými zvyškami.
35,45 – 36,00	– veľmi jemnozrnný ílovitý piesok, silne sľudnatý.
36,00 – 37,00	– svetlosivý sľudnatý jemnozrnný piesok, málo ílovitý.
37,00 – 37,25	– veľmi jemnozrnný piesok.
37,25 – 37,70	– prachovitý íl až ílovitý piesok s rastlinnou drvinou.
37,70 – 37,75	– prachovitý íl až ílovitý prach s hojnými rastlinnými zvyškami.
37,75 – 38,00	– prachovitý íl až ílovitý prach.
38,00 – 38,90	– sivý piesčitý íl s rastlinným detritom. Medzi 38,2 m a 38,25 m je vrstva jemnozrnného piesku s čiernymi šmuhami na plochách laminácie.
38,90 – 39,43	– sivý sľudnatý jemnozrnný piesok.
39,43 – 41,70	– prachovitý až piesčitý íl s hojnými rastlinnými zvyškami.
41,70 – 41,80	– svetlosivý jemnozrnný piesok.
41,80 – 41,90	– sivý piesčitý až prachovitý íl s rastlinnými zvyškami.
41,90 – 42,10	– svetlosivý jemnozrnný piesok.
42,10 – 42,25	– sivý prachovitý íl.
42,25 – 42,30	– sivý jemnozrnný piesok.
42,30 – 42,40	– sivý prachovitý íl.
42,40 – 42,50	– sivý jemnozrnný piesok.
42,50 – 43,60	– prachovitý íl s rastlinným detritom a zachovanými odtlačkami listov, v úseku 42,75 a 43,40 m sú zachované zvyšky lastúrnikov.
43,60 – 43,85	– sivobiely jemnozrnný kremenný piesok.
43,85 – 44,50	– sivý prachovitý íl.
44,50 – 44,60	– silne sľudnatý strednozrnný drobový piesok.
44,60 – 46,00	– sivý prachovitý íl.
46,00 – 48,00	– sivý prachovitý íl s pomerne hojným rastlinným detritom.
48,00 – 50,00	– sivý prachovitý íl, rastlinného detritu je pomerne málo.
50,00 – 50,65	– ílovitý prach s rastlinným detritom.
50,65 – 50,70	– veľmi jemnozrnný ílovitý až prachovitý piesok.
50,70 – 51,30	– sivobiely jemnozrnný sľudnatý piesok.
51,30 – 51,60	– svetlosivý jemnozrnný piesok až ílovitý prach.
51,60 – 52,65	– sivobiely, za vlhka svetlosivý jemnozrnný piesok.
52,65 – 52,72	– sivobiely, za vlhka svetlosivý jemnozrnný piesok s laminami zvýraznenými rastlinným detritom.
52,72 – 53,10	– ílovitý prach s hojnou rastlinnou drvinou. V hĺbke 52,85 m sú zachované zvyšky lastúrnikov.
53,10 – 53,85	– sivý prachovitý íl so zuhoľnateným rastlinným detritom, miestami aj s úlomkami fauny mäkkýšov.
53,85 – 54,15	– svetlosivý až sivobiely jemnozrnný piesok.
54,15 – 54,50	– sivý jemnozrnný piesok, sľudnatý, viac ílovitý ako predchádzajúci.
54,50 – 54,60	– sivobiely jemnozrnný sľudnatý piesok.
54,60 – 54,80	– sivý jemnozrnný piesok, sľudnatý.
54,80 – 55,10	– sivobiely jemnozrnný sľudnatý piesok.
55,10 – 55,50	– sivý jemnozrnný, slabo ílovitý piesok striedajúci sa so sivobielym, lepšie vytriedeným pieskom v pomere 1 : 2. Vrstvičky sú hrubé do 3 cm.
55,50 – 55,85	– sivobiely jemnozrnný sľudnatý piesok, zriedkavo aj s obliakmi kremeňa veľkými do 0,4 cm.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
55,85 – 56,60	– sivý jemnozrnný, slabo ílovitý piesok striedajúci sa so sivobielym, lepšie vytriedeným pieskom v pomere 1 : 2. Vrstvy a laminy sú menej výrazné ako v hĺbke 55,10 – 55,50 m.
56,60 – 56,80	– prevažne sivý jemnozrnný, slabo ílovitý sľudnatý piesok.
56,80 – 57,00	– striedanie sivobielych a sivých vrstvičiek jemnozrnného piesku v pomere 1 : 1, náznaky horizontálneho zvrstvenia.
57,00 – 57,65	– prevažne sivobiely sľudnatý jemnozrnný piesok.
57,65 – 57,80	– prevažne sivý spevnený jemnozrnný piesok. Veľmi nepravidelne prechádza do podložnej vrstvy (pravdepodobne vplyvom zaťaženia podložného sedimentu). Prítomný je rastlinný detrit a v dutinách framboidálny pyrit.
57,80 – 58,40	– prevažne sivohnedý až sivobiely jemnozrnný sľudnatý piesok. Občas je prítomný rastlinný detrit. V spodnej časti sa striedajú rozdielne spevnené a sfarbené vrstvy hrubé 8 – 10 cm.
58,40 – 58,80	– sivý až sivohnedý stredno- až hrubozrnný kremenný piesok.
58,80 – 59,00	– sivobiely až sivohnedý kremenný piesok, stredno- až hrubozrnný. Striedajú sa tu 2 – 3 cm hrubé vrstvy s rozdielnou zrnitosťou a spevnením v pomere zhruba 1 : 1.
59,00 – 59,30	– hrubo- až strednozrnný piesok, striedanie vrstiev je menej výrazné.
59,30 – 59,55	– striedanie sivobielych stredno- (3 cm) a hrubozrnných (2 cm polohy) pieskov.
59,55 – 61,00	– sivý hrubo- až strednozrnný piesok, rozpadnutý, občas s obliakmi do 0,3 cm.
61,00 – 61,35	– sivozelený, veľmi jemne prachovitý íl. Viditeľné sú prierezy tenkostenných lastúrnikov, občas aj schránky veľké do 3 cm.
61,35 – 61,40	– sivozelený prachovitý íl. Fauna ako v predchádzajúcej vrstve.
61,40 – 61,55	– sivozelený, veľmi jemne prachovitý íl. Viditeľné sú prierezy tenkostenných lastúrnikov.
61,55 – 61,62	– sivozelený prachovitý íl.
61,62 – 62,12	– sivozelený, veľmi jemne prachovitý íl. Málo fauny na lomných plochách.
62,12 – 62,18	– sivozelený prachovitý íl.
62,18 – 62,45	– sivozelený, jemne prachovitý íl.
62,45 – 62,55	– sivozelený prachovitý íl.
62,55 – 62,70	– zelenkastý, jemne prachovitý íl.
62,70 – 63,00	– prachovitý íl, smerom nahor prechádzajúci až do ílovitého prachu.
63,00 – 64,10	– zelenosivý, jemne prachovitý až prachovitý íl s nepravidelnými polohami ílovitého prachu (najmä v spodnej časti).
64,10 – 64,70	– hnedosivý prachovitý íl.
64,70 – 65,00	– svetlosivý, gradačne zvrstvený prach až sivý ílovitý prach.
65,00 – 65,25	– sivý a sivobiely, pomerne dobre vytriedený jemnozrnný piesok striedajúci sa s 8 – 10 cm hrubými, odlišne sfarbenými vrstvami piesku.
65,25 – 65,65	– hnedosivý, jemne prachovitý íl s uhoľnou sečkou. Sú tu dve vrstvičky prachu hrubé 1 a 2 cm.
65,65 – 66,80	– hnedosivý, veľmi jemne prachovitý íl.
66,80 – 66,93	– hnedosivý, veľmi jemne prachovitý íl, na lome sú časté prierezy mäkkýšov veľké do 0,5 cm.
66,93 – 67,00	– sivohnedý ílovitý prach, veľa zvyškov lastúrnikov.
67,00 – 67,45	– sivozelený, jemne prachovitý sľudnatý íl s viditeľnými prierezmi tenkostenných lastúrnikov a ich drvin.
67,45 – 67,55	– svetlosivohnedý ílovitý prach s hojnými prierezmi lastúrnikov (do 2,5 cm).
67,55 – 67,72	– zelenomodrý, jemne prachovitý íl bez viditeľných zvyškov fauny.
67,72 – 67,82	– sivozelený prachovitý íl bez viditeľnej fauny, silne spevnený. Našiel sa aj 2 cm veľký obliak kremeňa – „lag“ (výmoľový povrch).
67,82 – 68,07	– sivý až sivobiely, veľmi jemnozrnný, pomerne dobre vytriedený piesok, jemne sľudnatý.
68,07 – 68,17	– modrozelený, veľmi jemne prachovitý íl.
68,17 – 68,23	– svetlosivozelený, mierne prachovitý, silne spevnený íl.
68,23 – 68,50	– sivozelený, veľmi jemne prachovitý íl, plastický.
68,50 – 69,55	– sivozelený íl, rozplavený.
69,55 – 70,00	– nepravidelne škvritý zelenosivý a hnedosivý íl, jemne prachovitý.
70,00 – 74,20	– hnedozelenkastý, jemne prachovitý íl, slabo škvritý, na lome sú zachované ostrakódy.
74,20 – 74,35	– zelenosivý, jemne prachovitý íl.
74,35 – 74,50	– sivozelený prachovitý íl.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
74,50 – 75,12	– sivý, gradačne zvrstvený stredno- až jemnozrnný piesok až prach. V spodnej časti sú zriedkavo obliaky kremeňa veľké 0,3 – 0,4 cm.
75,12 – 85,00	– hnedozelenkastý homogénny íl, veľmi jemne prachovitý, veľmi krehký. Na lome je veľmi jemný muskovit, menej často schránky a drvina ostrakód, občas aj rastlinná sečka. Je pomerne výrazne tektonicky porušený za vzniku systému drobných tektonických zrkadiel. Lokalizácia / úklon zlomov: 75,8 m / 10°, 75,2 – 75,5 m / 20° a 50°, 76,2 – 76,8 m / 80°, 77,8 až 78,0 m / 70°, 79,1 – 79,2 m / 70°, 79,5 – 79,7 m / 20° a 70°, 80,1 m / 30°, 80,6 m / 10°, 81,8 až 82,0 m / 70°, 83,4 – 83,9 m / 80°.
85,00 – 85,40	– zelenosivohnedý, jemne prachovitý, slabo škvrnitý ílovec.
85,40 – 87,22	– hnedozelený masívny až slabo škvrnitý krehký ílovec, jemne prachovitý, občas s drobnými ostrakódmi.
87,22 – 87,42	– zelenosivohnedý, jemne prachovitý, slabo škvrnitý ílovec. Prechod do podložnej vrstvy je neostrý.
87,42 – 89,10	– hnedozelený masívny, veľmi slabo škvrnitý, jemne prachovitý ílovec. Úlomkov fauny je tu málo.
89,10 – 89,85	– hnedozelený až sivohnedozelený, jemne prachovitý, slabo škvrnitý ílovec. Fauny (najmä ostrakódy) je pomerne málo, vidieť ju najmä na odlučných plochách.
89,85 – 89,95	– sivozelenohnedý, jemne prachovitý škvrnitý ílovec s dvomi vrstvami (do 2 cm) tmavších ílovcov.
89,95 – 90,55	– hnedozelený masívny, takmer neškvrnitý, jemne prachovitý ílovec. Fauny je málo (občas ostrakódy). Spodná hranica je neostrá.
90,55 – 90,65	– hnedozelený masívny, viac škvrnitý a svetlejší, jemne prachovitý ílovec. Spodná hranica je neostrá.
90,65 – 92,00	– hnedozelený škvrnitý, jemne prachovitý ílovec.
92,00 – 92,17	– svetlozelenohnedý, jemne prachovitý škvrnitý ílovec. Fauny je málo, zastúpená je najmä ostrakódmi.
92,17 – 94,00	– hnedozelený, jemne škvrnitý, jemne prachovitý ílovec.
94,00 – 94,50	– zelenkastosivý, veľmi jemne prachovitý ílovec.
94,50 – 99,00	– zelenkastosivý, slabo škvrnitý, veľmi jemne prachovitý ílovec. Na odlučných plochách je hojná rastlinná sečka, schránky a drvina ostrakód.
99,00 – 101,00	– zelenkastosivý, slabo škvrnitý, veľmi jemne prachovitý ílovec. Menej fosílnych zvyškov ako v predchádzajúcej vrstve.
101,00 – 102,85	– zelenosivý, mierne škvrnitý, veľmi jemne prachovitý ílovec. Pomerne hojná je fauna drobných lastúrníkov a ostrakód, občas je viditeľný aj rastlinný detrit.
102,85 – 103,15	– svetlozelenosivý škvrnitý, veľmi jemne prachovitý ílovec. Pomerne hojná je fauna drobných lastúrníkov a ostrakód, občas je viditeľný aj rastlinný detrit.
103,15 – 104,00	– zelenohnedý (tmavší ako predchádzajúci), málo škvrnitý, jemne prachovitý ílovec.
104,00 – 104,95	– hnedý až hnedosivý masívny, vo vrchnej časti aj jemne laminovaný ílovec. Málo zvyškov fauny.
104,95 – 105,15	– výrazne laminovaný ílovec, v ktorom sa striedajú hnedozelené až hnedé a sivé až sivobiele (kriedovité), 1 – 1,5 mm hrubé laminy v pomere 1,5 : 1 (neglaciálne varvity).
105,15 – 106,05	– hnedý až hnedosivozelený, veľmi jemne prachovitý a jemne laminovaný ílovec. Na lomových plochách sú občas drobné ostrakódy.
106,05 – 106,55	– výrazne laminovaný ílovec, v ktorom sa striedajú hnedozelené až hnedé a sivé až sivobiele, 2 – 4 mm hrubé laminy v pomere 3 : 1 (neglaciálne varvity). V hĺbke 106,2 m sú zachované zvyšky lastúrníkov a gastropód.
106,55 – 108,80	– hnedozelený, veľmi jemne prachovitý a laminovaný ílovec. Laminky (svetlé a tmavé) sú difúzne, hrubé 1 – 5 mm. Pomerne hojné sú ostrakódy a rastlinná drvina.
108,80 – 109,80	– výrazne laminovaný ílovec, v ktorom sa striedajú hnedozelené až hnedé a sivé až sivobiele, 2 – 4 mm hrubé laminy v pomere 1,5 – 1 : 1 (v dolnej časti), 1 : 2 – 3 (v strede) a 1,5 : 1 (vo vrchnej časti) (neglaciálne varvity). Pozorovali sme jednu sivobielu vrstvičku hrubú do 1,5 cm.
109,80 – 111,70	– podobný ílovec, menej svetlých lamín, pozorovali sme porušenie sedimentu malým synsedimentárnym zlomom.
111,70 – 112,15	– výrazne laminovaný ílovec, v ktorom sa striedajú hnedozelená a sivobiele, do 2 mm hrubé laminy (neglaciálne varvity). Ílovec je silne tektonicky porušený, s hojnými tektonickými zrkadlami.
112,15 – 112,45	– laminovaný ílovec s laminami striedajúcimi sa po 0,5 – 1 cm. Rozdiel v zrnitosti lamín je minimálny. Občas sú zachované laminy varvitového typu hrubé do 1 mm.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
112,45 – 113,00	– sivozelenohnedý, veľmi jemne laminovaný ílovec, jemne prachovitý.
113,00 – 114,10	– sivozelenohnedý, jemne, ale výrazne laminovaný ílovec, laminy sú strmo uklonené (20 – 30°), v spodnej časti je pozorovateľná uhlová diskordancia medzi laminami. Prevládajú tu svetlé laminy hrubé 1 – 2 až 5 mm. Celý sled je silne porušený subhorizontálnymi alebo do 20° uklo-nenými drobnými zlomami s vyvinutými zrkadlami.
114,10 – 115,30	– jemne laminovaný ílovec, podobný predchádzajúcemu. Tmavé laminy prevládajú. Úklon lamín je 20 – 30°.
115,30 – 115,40	– detto ako predchádzajúci, sú tu aj dve laminy varvitového typu hrubé 2 mm.
115,40 – 115,70	– hnedozelenosivý, veľmi jemne prachovitý ílovec, laminovaný, s prevahou tmavých lamín. V úseku 115,5 – 115,53 m sú dve prachovité laminy hrubé do 3 mm.
115,70 – 117,85	– sivozelenkastý laminovaný íl, striedanie 1 – 3mm hrubých lamín, svetlé laminy prevládajú.
117,85 – 116,00	– hnedozelenosivý, veľmi jemne prachovitý ílovec, laminovaný, s prevahou tmavých lamín. Na lomových plochách je drobná drvína ostrakód a rybie šupiny.
116,00 – 116,58	– výrazne laminovaný ílovec. Striedajú sa tu svetlé a tmavé laminy v pomere 1 : 2 – 2,5 (vo vrchnej časti) a 3 : 1 (v spodnej časti). V spodnej časti pribúdajú tenké (1 – 3, max. 5 mm) ne-pravidelné laminy varvového typu. Celý sled je mierne uklonený.
116,58 – 116,80	– svetlosivý, veľmi spevnený ílovec, silne vápnitý.
116,80 – 117,35	– sivozelený až svetlosivý laminovaný ílovec, veľmi jemne prachovitý (obsah prachu je veľmi nízky, prakticky nemenný, od 75,1 m). Sú tu vyvinuté 3 – 5 cm hrubé cykly, kde sa strieda ze-lenosivý, veľmi slabo laminovaný ílovec a svetlosivý, výrazne laminovaný ílovec varvového typu. Je tu viac varvitových lamín ako v predchádzajúcej vrstve.
117,35 – 118,05	– sivozelený, mierne laminovaný ílovec s hojnými varvitovými laminami hrubými 1 – 3 mm.
118,05 – 118,38	– sivý až sivohnedý ílovec s veľmi hojnými nesúvislými varvovými laminami. Miestami je bio-turbovaný. V hĺbke 118,3 m sú zvyšky lastúrníkov veľké do 1 cm.
118,38 – 119,10	– sivohnedý až sivozelenohnedý laminovaný ílovec. Varvitové laminy sú tenké a málo početné, väčšinou súvislé.
119,10 – 119,80	– sivozelený až svetlosivý laminovaný, veľmi jemne prachovitý ílovec. Strieda sa tu zelenosivý, veľmi slabo laminovaný ílovec a svetlosivý, výrazne laminovaný ílovec. Občas sú viditeľné drobné úlomky rastlín.
119,80 – 120,15	– zelenohnedý, jemne laminovaný ílovec.
120,15 – 120,52	– hnedozelený, jemne laminovaný ílovec. Tmavozelené laminy prevládajú. V spodnej časti sú varvitové laminy hrubé do 1 mm. V úseku 120,35 – 120,38 m je vyvinuté čerinové šikmé zvrstvenie.
120,52 – 120,58	– hnedozelený, veľmi jemne prachovitý laminovaný ílovec. Pozorovali sme synsedimentárne deformácie s drobnými asymetrickými prevrátenými vrásami.
120,58 – 122,05	– hnedozelený, veľmi jemne, ale výrazne laminovaný ílovec. Prevládajú tu tmavé hnedozelené laminy, vo vrchnej časti sú občas laminy hrubé 1 mm. V hĺbke 121,7 m je náznak čerinovej laminácie. Je tu veľa zvyškov fauny a flóry (121,45 m – zvyšky rýb, 121,6 m – úlomky listov, 121,7 – 121,85 m – zvyšky lastúrníkov veľké do 1,5 cm).
122,05 – 122,12	– hnedozelený laminovaný a viacnásobne čerinovo šikmo laminovaný ílovec.
122,12 – 125,20	– jemne, ale zreteľne laminovaný ílovec. Laminy sú difúzne, prevládajú zelené laminy hrubé 3 až 4 mm. V úseku 122,3 – 122,34 m sú veľmi tenké sivobiele varvové laminy. Celkový úklon lamín je asi 20°. Sú tu pomerne hojné zvyšky fauny tvorené úlomkami aj celými schránkami lastúrníkov a rybiami šupinami (222,7 m). V úseku 123,47– 123,52 m je drobná synsedimen-tárna ležatá vrása.
124,15 – 125,20	– zelenohnedý laminovaný ílovec, veľmi silne porušený.
125,20 – 125,50	– hnedozelený laminovaný ílovec, prevažne horizontálne uložený, v spodnej časti s náznakom čerinovej laminácie. V úseku 125,23 – 125,25 m je drobná synsedimentárna vrása porušená poklesovým zlomom s posunom 0,5 cm. Celú vrstvu porušujú subhorizontálne tektonické zr-kadlá.
125,50 – 126,00	– laminovaný ílovec, rozpadnutý, silne tektonicky porušený.
126,00 – 126,26	– laminovaný ílovec s hojnými nesúvislými varvovými laminami, vo vrchnej časti spevnený.
126,26 – 127,10	– sivozelený, jemne prachovitý ílovec s prevahou tmavých lamín.
127,10 – 127,40	– rovnaký ílovec ako predchádzajúci, obsahuje viac svetlých ílovitých aj varvových lamín.
127,40 – 128,12	– sivozelený, jemne prachovitý ílovec s prevahou tmavých lamín. V úseku 128,0 – 128,05 m sú dve drobné synsedimentárne vrásy, v hĺbke 128,0 m je zachovaná kostra ryby veľká 3,5 cm.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
128,12 – 128,55	– podobný ílovec ako predchádzajúci, s hojnými varvovými laminami. Úsek medzi 128,2 až 128,45 m je viacnásobne sklzovo deformovaný.
128,55 – 129,50	– hnedozelený laminovaný ílovec, synsedimentárne nedeformovaný, obsahuje viac svetlých lamín. Obsahuje lastúrniky a rybie šupiny veľké 1 – 2 cm.
129,50 – 130,90	– zelenkastý laminovaný ílovec, veľmi silne tektonicky porušený a rozpadnutý.
130,90 – 131,60	– zelenkastý laminovaný ílovec. Striedajú sa tu svetlé a tmavé laminy v pomere zhruba 1 : 1. Sú porušené systémom drobných zlomov uklonených pod uhlom 40°.
131,60 – 131,90	– zelenkastý ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
131,90 – 132,70	– zelenohnedý laminovaný ílovec s prevahou tmavých lamín. Svetlých lamín (hrubých do 1 – 3 mm) je pomerne málo. V hĺbke 132,40 m je zachovaný odtlačok listu. Je porušený systémom drobných zlomov uklonených pod uhlom 50°.
132,70 – 133,00	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
133,00 – 135,70	– jemne laminovaný zelenohnedý ílovec s prevahou tmavých lamín.
135,70 – 136,00	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
136,00 – 136,30	– jemne laminovaný zelenohnedý ílovec s prevahou tmavých lamín.
136,30 – 137,00	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
137,00 – 137,50	– zelenohnedý, jemne laminovaný ílovec s prevahou tmavých lamín. Miestami (137,3 – 137,5 m) sú 2 – 3 cm hrubé sklzovo deformované vrstvy alebo (v hĺbke 137,2 m) šikmé laminy s odrezaným vrchom.
137,50 – 140,25	– zelenohnedý, jemne laminovaný ílovec s prevahou tmavých lamín. Miestami sú veľmi hojné zuhoľnatené zvyšky rastlín (138 – 139 m) a pomerne dobre zachované zvyšky rýb (najmä medzi 139 – 140 m).
140,25 – 140,82	– zelenohnedý, jemne, ale výrazne laminovaný ílovec. Laminy sú hrubšie ako v predchádzajúcej vrstve (do 5 mm). Pomer svetlých a tmavých lamín je zhruba 1 : 1 – 1,5. Občas sú zachované tenké varvové laminky.
140,82 – 142,90	– hnedozelený, veľmi jemne prachovitý a jemne laminovaný ílovec, miestami (142,3 m) so zachovanými zvyškami rýb a drobnej rastlinnej drviny.
142,90 – 143,30	– jemne, ale výrazne laminovaný zelenohnedý ílovec, svetlejšie sfarbený ako predchádzajúci. Laminky sú hrubé do 5 mm. Občas sú tu zachované zvyšky rýb. Tektonicky porušený.
143,30 – 144,60	– ílovec, silne tektonicky rozrušený. V hĺbke 147,3 m sú zachované zvyšky zelenohnedého laminovaného ílovca.
144,60 – 146,90	– zelenkastohnedý, jemne laminovaný ílovec, tektonicky porušený. Má málo svetlých lamín, pomerne často sú zachované zvyšky rýb.
146,90 – 147,25	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
147,25 – 148,45	– zelenohnedý, veľmi jemne laminovaný ílovec. Laminky sú neostre, svetlých (sivohnedých) lamín je málo. Občas sú viditeľné laminy veľmi tmavého ílu hrubé do 3 mm. Ílovec je miestami masívny, zriedkavo aj s náznakom čerinovej laminácie. Je tu veľa schránok lastúrnikov veľkých 0,5 – 2 cm.
148,45 – 149,00	– rovnaký ílovec ako predchádzajúci, laminácia je hrubšia, difúzna a málo výrazná. Prevládajú tmavozelené laminy, svetlých lamín je málo. Občas sú aj varvové laminky.
149,00 – 149,50	– zelenohnedý, veľmi jemne laminovaný ílovec. Obsahuje veľa zvyškov lastúrnikov, občas rybie šupinky, ako aj zle zachované kostičky.
149,50 – 150,10	– zelenohnedý, veľmi jemne laminovaný ílovec, tektonizovaný systémom zlomov s nerovnými plochami uklonenými pod uhlom 25 – 45°.
150,10 – 150,30	– hnedozelený laminovaný ílovec, striedajú sa tu difúzne tmavohnedé a svetlohnedozelené laminy. Hojné sú aj varvové laminky hrubé 1 – 2 mm. Pozorovali sme poruchovú zónu hrubú 13 cm, kde je vyvinutý systém protismerne uklonených poklesových zlomov s amplitúdou poklesu 0,3 – 1 cm.
150,30 – 150,70	– hnedozelený, jemne laminovaný ílovec s difúznymi laminami (hrubými do 0,5 cm). Vyvinutá je aj jedna vrstvička čierneho ílovca hrubá 2 cm.
150,70 – 151,10	– jemne laminovaný hnedozelený ílovec, občas so šupinkami rýb.
151,10 – 152,00	– jemne laminovaný, veľmi silne tektonicky postihnutý ílovec.
152,00 – 152,35	– jemne laminovaný hnedozelený ílovec, občas so šupinkami rýb a zvyškami dreva.
152,35 – 152,60	– hnedozelený laminovaný ílovec s častými varvitými laminami, tektonicky porušený.
152,60 – 153,20	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
153,20 – 153,50	– nevýrazne laminovaný hnedozelený ílovec, tektonicky porušený.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
153,50 – 153,70	– hnedozelený laminovaný ílovec s hojnými varvitovými laminami.
153,70 – 154,05	– nevýrazne laminovaný hnedozelený ílovec.
154,05 – 154,40	– laminovaný ílovec so striedajúcimi sa hnedozelenými a tmavosivohnedými laminami. Hojné sú aj kriedovité varvitové laminy. Zachované sú zvyšky rýb.
154,40 – 154,80	– hnedozelený masívny alebo nevýrazne laminovaný ílovec.
154,80 – 155,00	– hnedozelený laminovaný ílovec, občas s varvitovými laminami. Sú tu zachované zvyšky rýb.
155,00 – 155,60	– zelenohnedý, veľmi nevýrazne laminovaný až masívny ílovec, veľa zvyškov lastúrnikov so schránkami veľkými do 2 cm.
155,60 – 155,70	– hnedozelený laminovaný ílovec.
155,70 – 156,15	– hnedozelený, veľmi silne tektonicky porušený ílovec.
156,15 – 157,00	– jemne, ale dosť výrazne laminovaný ílovec so striedajúcimi sa svetlo- a tmavohnedozelenými laminami, silne tektonicky porušený.
157,00 – 157,85	– hnedozelený, veľmi silne tektonicky porušený ílovec.
157,85 – 158,00	– zelenohnedý, jemne laminovaný ílovec s varvitovými laminami hrubými 1 – 4 mm.
158,00 – 158,25	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
158,25 – 158,65	– jemne laminovaný zelenohnedý ílovec s prevahou tmavých lamín. Svetlé laminy sú hrubé do 4 mm a spolu s varvitovými laminami sú zriedkavé. Sú tu zachované zvyšky rýb a rastlinnej sečky. Niektoré vrstvičky sú pomerne masívne a obsahujú zvyšky lastúrnikov.
158,65 – 158,80	– hnedozelený, veľmi silne tektonicky porušený ílovec.
158,80 – 159,30	– jemne, ale výrazne laminovaný ílovec s časťami svetlými ílovitými aj kriedovitými varvitovými laminami hrubými 1 – 2 mm. Občas sú vyvinuté 3 – 4 cm hrubé vrstvy zelenosivého masívneho ílu. Zachované sú zvyšky rýb a rastlinnej drviny.
159,30 – 159,65	– laminovaný ílovec, rovnaký ako predchádzajúci, veľmi silne tektonicky porušený.
159,65 – 160,00	– svetlozelenohnedý, jemne, ale výrazne laminovaný ílovec. Smerom do podložia pribúdajú svetlé laminy hrubé 1 až 3, max. 6 mm. Svetlé laminy sú viac prachovité.
160,00 – 160,50	– tmavosivozelený, jemne laminovaný ílovec. Laminácia je nevýrazná, svetlých lamín je málo.
160,50 – 160,90	– tmavozelenohnedý, výraznejšie laminovaný ílovec, striedajú sa tu svetlejšie a tmavšie laminy s hrúbkou do 5 až 7 mm, veľa jemných lamín hrubých 1 – 3 mm.
160,90 – 161,35	– hrubo laminovaný, prevažne tmavosivozelený ílovec. V prevládajúcich horizontoch tmavého, jemne laminovaného ílovca sú vrstvičky svetlého, miestami spevneného ílovca hrubé 0,5 – 1, max. 3 cm. Zachované sú zvyšky rýb.
161,35 – 161,50	– ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
161,50 – 161,60	– výrazne synsedimentárne deformovaný laminovaný ílovec. Pôvodne plastický ílovec bol porušený systémom zložito zakrivených zlomov, často vznikajúcich na vrstvových rozhraniach. Ide o seizmicky vyvolanú deformáciu (aj v prípade nadložných synsedimentárnych vrás).
161,60 – 162,10	– hnedozelený, hrubo laminovaný ílovec s difúznymi laminami. Prevládajú tmavé, vnútorne jemne laminované. Menej časté sú svetlé laminy hrubé 0,5 – 1 cm. Pomer svetlých a tmavých lamín je zhruba 1 : 2 – 3.
162,10 – 162,30	– hnedozelený, hrubo laminovaný ílovec, striedajú sa tu svetlé, 1 – 3 cm hrubé laminy a tmavé, 0,5 – 2 cm hrubé laminy v pomere 1 : 1 – 2. Laminy sú miestami nesúvislé, pravdepodobne porušené bioturbáciou.
162,30 – 162,33	– svetlosivozelená vrstva čerinovo laminovaného ílovca s veľmi častými sivobielymi kriedovitými varvitovými laminami.
162,33 – 163,40	– tmavozelenohnedý ílovec, jemne, ale zreteľne laminovaný, občas s 1 až 4 mm hrubými varvitovými laminami. V hĺbke 162,5 m je lamina čierneho ílovca hrubá 4 mm. Občas sú zachované drobné lastúrniky a zvyšky rýb.
163,40 – 165,45	– ílovce, úplne tektonicky rozrušené, občas sú zachované reliktly tmavozelenosivých, jemne laminovaných ílovcov.
165,45 – 166,30	– tmavozelenosivý, veľmi jemne laminovaný ílovec s občasnými, 1 mm hrubými varvitovými laminkami. V úseku 165,6 – 165,65 m sú dve vrstvičky čierneho masívneho ílovca hrubé do 1 cm.
166,30 – 167,06	– sivozelený ílovec s veľmi hojnými bielymi varvitovými laminami, ktoré smerom do podložia postupne prevládajú. Pomer tmavých a svetlých lamín je 2 : 1 (vo vrchnej časti), 1 : 1 (v strede) až 1 : 2 – 3 (v spodnej časti).
167,06 – 167,17	– sivobiely, veľmi jemne prachovitý ílovec, silne vápnitý a spevnený.
167,17 – 167,80	– výrazne laminovaný ílovec so zriedkavejšími varvitovými laminami hrubými 1 – 3 mm a v spodnej časti 5 – 15 mm.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
167,80 – 167,90	– veľmi jemnozrnný, silne vápnný, silne spevnený ílovec, sivobiely.
167,90 – 168,30	– hrubo laminovaný ílovec so striedajúcimi sa difúzne až ostro ohraničenými ílovitými a kriedovitými (varvitovými) laminami hrubými 5 – 10 mm v pomere 1 : 2.
168,30 – 168,70	– tmavozelenosivý, jemne laminovaný ílovec s hojnými kriedovitými laminami hrubými do 3 mm. Pomer kriedových a ílovitých lamín je 1 : 3 – 4.
168,70 – 169,45	– silne tektonicky porušený ílovec s tektonickými zrkadlami uklonenými pod uhlom 10 – 20°.
169,45 – 169,455	– sivý tuf s veľmi hojnými úlomkami biotitu a živcov veľkými do 1 mm.
169,455 – 170,95	– tmavozelenosivý, jemne, ale výrazne laminovaný ílovec. Laminy sú hrubé prevažne 1 mm, miestami aj 10 cm (svetlé laminy). Silne tektonicky porušený, v úseku 169,46 – 170,5 m sú zlomy uklonené 10°, v úseku 170,7 – 170,95 m až 70°.
170,95 – 171,15	– rovnaký ílovec ako predchádzajúci, viac svetlých ílovitých lamín (difúzne, neostro ohraničených). Pomer svetlých a tmavých lamín je 1 : 1 až 2 : 1.
171,15 – 171,25	– svetlohnedý, veľmi silne spevnený vápnný laminovaný ílovec.
171,25 – 171,30	– zelenohnedý, jemne laminovaný ílovec.
171,30 – 172,25	– zelenosivý laminovaný ílovec, úplne tektonicky rozrušený.
172,25 – 172,75	– jemne, ale výrazne laminovaný ílovec, veľa svetlých lamín hrubých do 3 mm, zvyšok tvoria sivozelené ílovce.
172,75 – 173,15	– nevýrazne laminovaný, pravdepodobne bioturbovaný spevnený ílovec s lastúrnikmi veľkými do 1 cm.
173,15 – 173,80	– prevažne svetlozelenohnedý, výrazne laminovaný ílovec, zle zachovaný.
173,80 – 173,95	– zelenohnedý masívny íl preplnený zvyškami lastúrnikov.
173,95 – 174,10	– lapilové tufy. Lapily veľké do 1,5 cm vytvárajú 2 – 5 cm hrubú vrstvu predelenú 1 – 2 cm hrubým ílom.
174,10 – 174,90	– silne podrvený ílovec, občas sú zachované úlomky svetlozelenosivých ílovcov, veľmi bohatých na lastúrniky.
174,90 – 176,00	– ružovkastý sklovitý andezit bez viditeľných prejavov kontaktnej metamorfózy v okolitých ílovcach (pravdepodobne klast).
176,00 – 178,90	– zelenkastý ílovec až silne ílovitý tufit, silne tektonicky porušený a rozpadnutý. V zachovaných zvyškoch jadra sú veľmi hojné lastúrniky, ktoré sú často rozlamané. Občas sú viditeľné vulkanické lapily veľké do 1,5 cm.
178,90 – 179,00	– sivozelený, menej sklovitý andezit s výrastlicami živcov do 3 – 4 mm. Pravdepodobne prevrtaný klast.
179,00 – 181,00	– zelenkastý ílovec až silne ílovitý tufit, silne tektonicky porušený a rozpadnutý. Hojné zvyšky redeponovaných rozlamaných lastúrnikov, koncentrovaných do 3 – 4 cm hrubých vrstiev alebo nepravidelných šošoviek. Občas sú viditeľné 0,4 – 1 cm veľké vulkanické lapily.
181,00 – 181,70	– zle zachovaný, silne tektonicky podrvený tmavozelenosivý, jemne laminovaný ílovec. Zlomy sú uklonené pod uhlom 30 – 45°.
181,70 – 182,75	– zelenkastohnedý masívny ílovec, v úseku 182,0 – 182,2 m pomerne silne spevnený. Obsahuje zvyšky lastúrnikov (v hĺbke 182,5 m) a dve vrstvičky piesčitých až lapilových tufov (182,63 až 182,67 m) hrubé 2 – 4 cm. Tvorí ich biotit, vulkanický piesok a drobné lapily veľké do 0,6 cm.
182,75 – 183,00	– sivoružový porfýrický andezit. Pravdepodobne prevrtaný klast.
183,00 – 183,20	– zelenkastý masívny ílovec, občas s pekne zachovanými zvyškami rastlín.
183,20 – 183,35	– zelenosivý ílovec s veľmi hojnými redeponovanými lastúrnikmi, občas aj s drobnými lapilami hrubými do 0,4 cm.
183,35 – 183,90	– zelenkastý masívny ílovec s veľmi pekne zachovanými odtlačkami listov a zvyškami konárikov.
183,90 – 184,00	– jemne laminovaný zelenosivý ílovec.
184,00 – 184,20	– sivozelený ílovec s hojnými redeponovanými a rozlamanými lastúrnikmi, úlomkami rastlín a zriedkavo aj rybími šupinami. Veľmi zriedkavo sú viditeľné lapily veľké do 3 mm.
184,20 – 185,40	– úplne rozpadnutý zelenkastý ílovec, prevažne masívny. Niektoré úlomky sú jemne laminované, s rybími šupinami.
185,40 – 185,50	– masívny sivozelený ílovec s jemne rozptýlenými redeponovanými lastúrnikmi veľkými 2 až 4 mm.
185,50 – 185,62	– porfýrický biotitický andezit s výrastlicami plagioklasu veľkými 3 – 4 mm, s 3 mm veľkými lupeňmi biotitu (obsah biotitu asi 10 %) a so sivou sklovitou základnou hmotou. Pravdepodobne prevrtaný klast.

HĽBKA (m)	VRT ŠVM-1: LITOLOGICKÝ OPIS
185,62 – 185,80	– svetlosivohnedý, silne spevnený, jemne prachovitý a laminovaný ílovec.
185,80 – 186,30	– hnedozelený, jemne laminovaný ílovec. Laminácia je výraznejšia v spodnej časti, striedajú sa tu zelenosivé (hrubé do 4 mm) a hnedé (hrubé 1 – 2 mm) laminy v pomere 2 : 1. Sú tu hojné výliatky lastúrnikov bez zachovanej schránky veľké do 1,5 cm.
186,30 – 186,45	– svetlosivohnedý, silne spevnený, jemne prachovitý laminovaný ílovec.
186,45 – 187,10	– prevažne masívny zelenkastý ílovec s hojnými výliatkami lastúrnikov bez zachovaných schránok.
187,10 – 187,30	– sivohnedý, silne spevnený, jemne laminovaný ílovec. V úseku 187,20 – 187,23 m je synsedimentárne deformovaný, s drobnými sklzovými vrásami s odrezaným vrchom.
187,30 – 187,60	– hnedosivý, prevažne masívny spevnený ílovec s hojnými výliatkami lastúrnikov (bez zachovaných schránok).
187,60 – 188,00	– hnedosivý, prevažne masívny ílovec s hojnými výliatkami lastúrnikov (bez zachovaných schránok).
188,00 – 188,50	– hnedosivý, pomerne spevnený, jemne laminovaný ílovec.
188,50 – 188,95	– silne spevnený ílovec s dvomi vrstvičkami tufov hrubými 0,4 – 0,7 cm. Navrtaný je tu min. 5 cm veľký úlomok andezitu. Občas sú zachované zvyšky listov.
188,95 – 189,00	– zelenosivý ílovec s jemne rozptýlenými redeponovanými lastúrnikmi.
189,00 – 192,70	– sivohnedý porfýrický andezit, vrchná časť lávového prúdu. Obsahuje veľa hypidiomorfné až idiomorfné obmedzených výrastlíc plagioklasov veľkých 2 – 8 mm, bežne 3 – 6 mm. Zriedkavo je viditeľný aj biotit veľký do 3 mm. Základná hmota je sklovitá, hnedosivá, v spodnej časti s červenými škvrkami. Pomerne časté sú 3 – 30 mm veľké dutiny, ktoré sú sčasti vyplnené chalcedónom. Občas sú pozorovateľné nepravidelné, 3 – 6 cm veľké úlomky pemzy.
192,70 – 211,00	– spodná časť lávového prúdu, andezit je rovnaký ako predchádzajúci, líši sa len červenohnedou farbou.

Biostratigrafické vyhodnotenie vrtných jadier ŠVM-1 Tajná

Vápnitý nanoplanktón

Vápnitý nanoplanktón určený z 50 vzoriek vrtu ŠVM-1 z hĺbkového intervalu od 188,4 m do 13,5 m bol pomerne dobre zachovaný. Veľmi zriedkavo boli prítomné redeponované druhy kriedového aj paleogénneho veku. Určilo sa 25 neogénnych taxónov. Charakteristickou črtou rozšírenia vápnitých nanofosilií sú horizonty s dominanciou jedného alebo dvoch druhov a ojedinelým zastúpením iných druhov. Dominantné druhy vápnitých nanofosilií zo vzoriek študovaného intervalu boli: *Calcidiscus macintyreii*, *Perfocalcinella fusiformis*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Braarudosphaera bigelowii parvula*, *Sphenolithus abies*, *Noelaerhabdulus jerkovici* a *N. bozinoviceae*. Ojedinele sa vyskytujú: *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra minuta*, *Syracosphaera pulchra*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera discopora*, *Pontosphaera multipora*, *Rhabdosphaera sicca*, *Syracosphaera histrica*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Umbicosphaera rotula*, *Discoaster cf. kugleri*, *Praenolaerhabdus banatensis*, *Reticulofenestra sp.*, *Lithostromatium sp.* a *Coronosphaera mediterranea*.

Na základe určených asociácií vápnitej nanoflóry sa určili lokálne zóny a podzóny vápniteho nanoplanktónu (obr. 6).

1. **Zóna *Calcidiscus macintyreii* s. l.** – interval od prvého častého výskytu (FCO) po posledný bežný výskyt (LCO) zonálneho druhu. Delí sa na tri podzóny – a, b, c:

a) 188,4 – 178,4 m. **Podzóna *Calcidiscus macintyreii* s. s.** Interval od FCO *Calcidiscus macintyreii* do začiatku paraakmé (PB) (paraakmé = chýbanie zonálneho druhu) *Calcidiscus macintyreii* s charakteristickými druhmi: *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus* – veľké formy >10 μ , *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > aj < 7 μ , *Reticulofenestra minuta*, *Syracosphaera pulchra* a *Perfocalcinella fusiformis*.

b) 173,2 m. **Podzóna paraakmé *Calcidiscus macintyreii*.** Rozsah podzóny je zhodný s rozsahom paraakmé, od začiatku (PB = paraakmé begin) do konca (PE = paraakmé end) *Calcidiscus macintyreii* s charakteristickými druhmi: *Rhabdosphaera sicca*, *Sphenolithus abies* (hojný výskyt), *Syracosphaera histrica*, *S. pulchra*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Holococcolithus macroporus*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Coccolithus miopelagicus* a *C. pelagicus* – hojný výskyt.

c) 168,2 – 142,0 m. **Podzóna *Calcidiscus macintyreii* + *Perfocalcinella fusiformis*.** Je to interval s bežným výskytom (CO) *Calcidiscus macintyreii* a *Perfocalcinella fusiformis*. Charakteristické druhy: *Calcidiscus macintyreii*, *Perfocalcinella fusiformis*, zriedkavo sa vyskytuje *Coccolithus pelagicus*, *Pontosphaera multipora*, *Helicosphaera carteri*, *Braarudosphaera bigelowii*, *B. b. parvula* a veľké formy *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (> 7 μ). V tomto intervale v hĺbke 155,9 m bola určená morská asociácia s *Discoaster cf. kugleri*, ktorý je indiciou nanoplanktónovej zóny NN 7.

2. 125,0 – 120,0 m. Lokálna zóna, **zóna akme *Braarudosphaera bigelowii parvula*.** Zodpovedá intervalu od začiatku po koniec akme (akme = hojný výskyt jedného

Obr. 6 Zoznam druhov a nanoplanktónových zón identifikovaných vo vrte ŠVM-1 Tajná

Hĺbka		Vápňité nanofosílie																			
		<i>Braarudosphaera bigelowii</i> (Gran et Braarud) DEFLANDRE																			
		<i>Braarudosphaera bigelowii</i> subsp. <i>parvula</i> STRADNER																			
		<i>Calcidiscus leptoporus</i> (MURRAY et BLACK)																			
		<i>Calcidiscus macintyrei</i> (BUKRY et BRAMLETTE)																			
		<i>Calcidiscus premacintyrei</i> THEODORIDIS																			
		<i>Calcidiscus</i> sp.											*								
		<i>Coccolithus miopelagicus</i> BUKRY																			
		<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER											*								
		<i>Coronosphaera mediterranea</i> (LOHMAN) GAARDER									*										
		<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY																			
		<i>Discoaster cf. kugleri</i> MARTINI et BRAMLETTE																			
		<i>Helicosphaera carteri</i> (WALLICH) KAMPTNER												*							
		<i>Helicosphaera</i> cf. <i>walbersdorfensis</i> MÜLLER																			
		<i>Helicosphaera walbersdorfensis</i> MÜLLER																			
		<i>Holodiscolithus macroporus</i> (DEFLANDRE in DEFLANDRE et FERT) ROTH																			
		<i>Noelaerhabdulus bozinoviceae</i> JERKOVIC													*						
		<i>Noelaerhabdulus jerkovici</i> BÓNA et GÁL													*						
		<i>Noelaerhabdulus</i> sp.													*						
		<i>Perfocalcinella fusiformis</i> BÓNA																			
		<i>Praenoelaerhabdulus</i> sp.												*							
		<i>Praenoelaerhabdulus banatensis</i> MIHAJLOVIC												*							
		<i>Pontosphaera discopora</i> SCHILLER												*							
		<i>Pontosphaera multipora</i> (KAMPTNER) ROTH												*							
		<i>Praenoelaerhabdulus banatensis</i> MIHAJLOVIC																			
		<i>Reticulofenestra minuta</i> ROTH												*							
		<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> (GARTNER) GARTNER												*							
		<i>Reticulofenestra</i> sp. – malé formy												*							
		<i>Rhabdosphaera sicca</i> STRADNER																			
		<i>Sphenolithus abies</i> DEFLANDRE												*							
		<i>Syracosphaera histrica</i> KAMPTNER																			
		<i>Syracosphaera pulchra</i> LOHMAN												*							
		<i>Lithostrontion</i> sp.																			
		<i>Triquetrorhabdulus rugosus</i> BRAMLETTE et WILCOXON												*							
		redeponované nanofosílie kriedy												*							
		redeponované nanofosílie paleogénu												*							
		redeponované nanofosílie spodného micénu												*							

druhu) *Braarudosphaera bigelowii parvula*. Len ojedinele sú zastúpené iné druhy (obr. 6).

3. 115,0 m. Lokálna zóna, **zóna akmé *Sphenolithus abies***. Ojedinele sú zastúpené iné druhy (obr. 6).

4. 102,3 – 71,2 m. **Zóna *Praenoelaerhabdus banatensis***. Interval od prvého výskytu (FO) zonálneho druhu po FO *Noelaerhabdus bozinovicae* a *N. jerkovici*. Iné druhy vystupujú len ojedinele (obr. 6).

5. 71,2 – 67,05 m. **Zóna *Noelaerhabdus bozinovicae* a *N. jerkovici* (dvojkomplex)**. Interval od prvého výskytu zonálnych druhov. Okrem týchto dvoch druhov sa zistila drobná *Syracosphaera pulchra* a drobné formy *Lithostromation triangularis*. Vrchná hranica zóny nie je stanovená.

Sarmatský stupeň Centrálnej Paratetydy zodpovedá vrchnej časti mediteránneho stupňa seraval (Gradstein et al., 2004; Harzhauser a Piller, 2007). Spodná hranica regionálneho stupňa sarmat je stanovená na úrovni 12,67 mil. r. Vrchné ohraničenie sarmatu je zhodné s bázou mediteránneho stupňa tortón (regionálneho stupňa panón) na úrovni 11,6 mil. r. Na základe vápnných nanofosílií možno stupeň sarmat korelovať s vrchnou časťou zóny NN6 (interval od LAD – posledného výskytu *Sphenolithus heteromorphus* – po FAD – prvý výskyt *Discoaster kugleri*) a zónou NN7 (interval od FAD *Discoaster kugleri* do FAD *Catinaster coalitus*) (Martini, 1971).

Vzhľadom na špecifické podmienky izolovaného sedimentačného priestoru Centrálnej Paratetydy a Dunajskej panvy sa sarmatský vek pozorovaných spoločenstiev potvrdil na základe eventov akmé nanofosílie *Calcidiscus macintyreii* v spodnej časti profilu (188,4 – 142,0 m). Masívny výskyt nanofosílií *Calcidiscus* sp. sme pozorovali vo vrchnej časti spodnosarmatských sedimentov rakúskej časti Viedenskej panvy, v Maďarsku, Srbsku, na Ukrajine až do Mangyšlaku v Kazachstane (Stradner a Fuchs, 1979). Sprovieri et al. (2002) udávajú prvý bežný výskyt (FCO) *Calcidiscus macintyreii* ako dôležitý a spoľahlivý údaj. Astronomický vek tohto nanoeventu je stanovený na 12,34 mil. r., čo zodpovedá spodnému sarmatu (Harzhauser a Piller, 2004) a vrchnej časti zóny NN6.

Nanoplanktónová zóna NN7 *Discoaster kugleri* štandardnej zonácie je definovaná ako interval od prvého objavu (FAD) *Discoaster kugleri* po FAD *Catinaster coalitus* (Martini, 1971). *Discoaster kugleri* je nejednoznačne definovaný druh diskoastera a v sedimentoch Západných Karpát a ostatných častí Centrálnej Paratetydy, ako aj v Mediteráne má obyčajne zriedkavý výskyt (Young, 1998). Zistenie morskej asociácie s *Discoaster* cf. *kugleri* (155,9 m) je dôvodom na korelovanie sedimentov v intervale 155,9 – 102,3 m študovaného profilu s nanoplanktónovou zónou NN7.

Nanofosílie *Perfocalcinella fusiformis* a ďalšie formy kalcifýr predstavujú významný marker na stanovenie vrchnosarmatského veku sedimentov. Eventy akmé týchto foriem boli opísané zo sarmatských sedimentov Maďarska (Bóna, 1964), Chorvátska a Srbska (Bajraktarevic, 1983; Bajraktarevic a Galovic, 2004; Mihajlovic a Knezevic, 1988), Ukrajiny (Andrejeva-Grigorovic a Turčinova, 1983), na Slovensku okrem sarmatských sedimentov Dunajskej panvy aj z Viedenskej panvy. V študovaných vzorkách sme pozorovali aj horizonty s akmé *Braarudo-*

sphaera bigelowii parvula a *Sphenolithus abies*. Tento event je známy aj z vrchnosarmatských sedimentov Viedenskej panvy a Rakúska (Stradner a Fuchs, 1979).

Na základe vápnnitého nanoplanktónu vo vrte ŠVM-1 bola v intervale od 188,4 až 142,0 m určená vrchná časť spodného sarmatu a stredný sarmat – zóna *Calcidiscus macintyreii* s. l. – a vrchný sarmat v intervale 125,0 až 120,0 m – zóna akmé *Braarudosphaera bigelowii parvula*, v hĺbke 115,0 m bola určená zóna akmé *Sphenolithus abies*. Interval 188,4 – 155,9 m je možné korelovať so zónou NN6, interval 155,9 – 102,3 m so zónou NN7.

Panónsky stupeň Centrálnej Paratetydy sa koreluje s regionálnym stupňom tortón. Jeho spodná hranica je stanovená na úrovni 11,6 mil. r. a vrchná na 7,25 mil. r. (Gradstein et al., 2004). Na základe vápnnitého nanoplanktónu zodpovedá zónam NN8 – NN11 (Martini, 1971). V panónskom intervale vrtnu sa zistili len endemické formy vápnných nanofosílií. Hranica medzi sarmatom a panónom je situovaná na úroveň prvého objavu endemické formy *Praenoelaerhabdus banatensis* (102,3 m). V sedimentoch panónu boli určené dve zóny: *Praenoelaerhabdus banatensis* a *Noelaerhabdus bozinovicae* s *N. jerkovici* (obr. 6).

Panónske nanofosílné horizonty – zóny – sú korelovateľné so zónami a horizontmi okolitých krajín – Rumunská (Marunteanu, 1997a, b), Maďarska (Bóna a Gál, 1985) a Ukrajiny (Andrejeva-Grigorovič et al., 2003).

Korelácia. Stanovené zonálne rozdelenie sedimentov vrtnu ŠVM-1 predstavuje lokálne podmienky vývoja fytoplanktónu v Dunajskej panve. Ako ukazuje korelácia s analogickými formáciami iných oblastí Paratetydy počas sarmatu, ich vek sa nie vždy zhoduje. Je to preto, lebo ide o biozonáciu, teda určovanie veku podľa spoločenstva vyžadujúceho určité ekologické nároky, ktoré sa môžu v rámci jedného stupňa v rôznych oblastiach opakovať. To znamená, že tieto horizonty sa vyskytujú na rôznych stratigrafických úrovniach a ich korelácia je obtiažná. Pomerne dobré výsledky priniesla biozonácia vzhľadom na vyrovnaný vývoj endemického fytoplanktónu.

Sarmatská asociácia s *Calcidiscus macintyreii* bola určená vo vrchnej časti spodného sarmatu karpatskej predhlbne Ukrajiny (Andrejeva-Grigorovič a Turčinova, 1983), vo vrchnej časti spodného sarmatu a vrchnom sarmate Viedenskej panvy Rakúska (Stradner a Fuchs, 1980), v sarmate v oblasti Mecseku (Nagymarosy, 1982) a vo vrchnej časti spodného sarmatu Mangyšlaku (Andrejeva-Grigorovič a Turčinova, 1983).

Zóny akmé *Braarudosphaera bigelowii parvula* a *Sphenolithus abies* sa v regióne Slovenska zistili v najvrchnejších častiach sarmatských sedimentov vo vrtoch Suchohrad (727,0 – 703,0 m), R-8 Mochovce (40,0 až 39,8 m), R-11 (27,3 – 27,4 m) a vo vrte N-6 pri Mochovciach (Lehotayová in Brestenská, 1974; Lehotayová, 1974). V rakúskej časti Viedenskej panvy boli opísané masové výskyty drobných foriem *Braarudosphaera* sp. z najmladšieho spodného a vrchného sarmatu (Stradner a Fuchs, 1980). Na Ukrajine je zóna akmé *Braarudosphaera bigelowii parvula* stanovená na bazálnej úrovni sarmatu čelnej predhlbne (Andrejeva-Grigorovič a Turčinova, 1983). Zóna akmé *Sphenolithus abies* v Centrálnej Paratetyde je známa od vrchného bádenu po sarmat

(Ukrajina, Poľsko a Slovensko). Uvedené údaje potvrdzujú názor, že zóny akme sarmatských uloženín zodpovedajú ekozónam a sú odrazom podmienok sedimentácie sarmatských uloženín.

Panónska zóna *Praenoelaerhabdus banatensis* zodpovedá rovnomennej zóne datovanej ako panón A a B, korelovanej s vrchnou časťou zóny NN9 a spodnou časťou zóny NN10. Zóna bola určená v spodnopanónskych sedimentoch vnútorných Východných Karpát Rumunska (Marunteanu, 1997b). Štandardné NN-zóny v zmysle Martiniho (1971) boli definované v stratigrafických ekvivalencách spodného panónu vo vrchnobesabarských a chersonských formáciách vonkajších Východných Karpát Rumunska (Marunteanu a Papaianopol, 1996).

Zóna *Noelaerhabdus bozinovicae* + *N. jerkovici* zodpovedá zóne *N. bozinovicae* (Marunteanu, 1997b) (stredný panón C a D) vnútorných Východných Karpát Rumunska a môže sa korelovať s vrchnou časťou zóny NN10 a spodnou časťou NN11, ktoré boli definované v oltenských uloženinách vonkajších Východných Karpát Rumunska (Marunteanu a Papaianopol, 1996; Marunteanu, 1997b). Na území Slovenska bola táto asociácia určená v Dunajskej panve (Nagy et al., 1995) a vo Viedenskej panve, napríklad vo vrte Gbely.

Dierkavce (*Foraminifera*)

Na základe získaných tanatocenóz dierkavcov sa určila stratigrafická príslušnosť sedimentov z intervalu 182,5 až 71,6 m (obr. 7). Opierali sme sa o rozsah časového výskytu dierkavcov uvádzaný v práci Cicha et al. (1998), spoločenstvá boli zaradené do zón definovaných v zmysle Grilla (1941). Výplavy, preparáty a vybrané skameneniny, ako aj dokumentačný materiál sú uložené v depozite Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave.

Najstaršie sedimenty, z ktorých sa spracovali vzorky z vrty ŠVM-1 s ohľadom na spoločenstvá dierkavcov, patria do spodného sarmatu. Poukazuje na to prítomnosť indexových sarmatských dierkavcov – *Elphidium reginum* (ORB.), *E. hauerinum* (ORB.), *Articulina sarmatica* (KARRER) a iných. Na základe ich výskytu a dominance môžeme študované sarmatské sedimenty biostratigraficky zaradiť do **zóny veľkých elfidií** (v zmysle Grilla, 1941). Táto zóna zodpovedá vzorkám z hĺbky 182,5 – 168 m. Smerom do nadložia sa v študovaných sedimentoch vyskytujú vrstvy s prevahou veľmi drobných miliolíd, ktoré sú opísané aj z Viedenskej a Východoslovenskej panvy (Zapletalová, 1956 – 1968) a zjavne patria k strednému sarmatu. Výskyt *Elphidium hauerinum*, ktorý je indexovou fosíliou zóny *Elphidium hauerinum*, potvrdzuje toto zaradenie. Na základe uvedených znakov sa **zóna s malými miliolidami** uvádza ako strednosarmatská a vo vrte ju reprezentujú vzorky z hĺbkového intervalu 163,5 – 114,1 m. V hĺbke 155,1 m na základe asi 45-percentného zastúpenia druhu *Porosonion granosum* (ORB.) môžeme predpokladať nástup vrchnosarmatskej zóny *Porosonion granosum* (v zmysle Grilla, 1941), ale s vyšším podielom miliolidných druhov foraminifer, čo pre túto zónu nie je typické. Vo vzorke z hĺbky 120, 5 m sa po prvýkrát objavujú dierkavce, ktoré sú charakteristické pre spodný panón –

Saccamina sarmatica VENGLINSKY a *Trochammina? kibleri* VENGLINSKY. Nadložné sedimenty boli z hľadiska výskytu dierkavcov sterilné.

Lastúrnice (*Ostracoda*)

V sedimentoch vrty ŠVM-1 v hĺbkovom intervale 130,4 – 120,0 m sa zistila prítomnosť juvenilných foriem lastúrničiek rodu *Aurila*, ktorého zástupcovia sa hojne vyskytujú v sedimentoch sarmatského veku (obr. 9).

V hĺbkovom intervale 110,5 – 80,4 m vrty ŠVM-1 sa našli chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá lastúrničiek, v ktorých boli zastúpené druhy *Pseudocandona lunata* (MEHÉS), *Hungarocypris auriculata* (REUSS) a *Hemicytheria loerenthey* (MÉHES). V najväčšom množstve bol v spoločenstvách zastúpený druh *Hungarocypris auriculata* (REUSS), ktorý má stratigrafický rozsah zóny panónu A – B (obr. 9). Na základe uvedených taxónov predpokladáme, že tieto sedimenty patria do zóny B panónu v zmysle Pappa (1951). Poukazuje na to aj skutočnosť, že sedimenty zóny B panónu v širšom okolí vrty ŠVM-1 obsahujú kvalitatívne podobné spoločenstvá, aké sa zistili vo vrte ŠVM-1 (110,5 – 80,4 m). Sedimenty zóny B panónu s faunou sa zistili vo vrte Bi-1 (97 – 40 m) severne od Hronských Kosih. V sivozelených íloch uvedeného vrty sa našli ostrakódy *Hungarocypris auriculata* (REUSS), *Hemicythere* sp. II POKORNÝ, *Hemicytheria lörenthey* (MEHÉS), *Loxoconcha lörenthey* (MÉHES), *Cyprideis* div. sp. a iné (Brestenská, 1963). Podobné spoločenstvo ostrakód sa zistilo aj v sivých vápnných íloch vo vrte Vr-3 pri Čifároch v hĺbke 44,2 – 4,0 m. V spoločenstve bol v najväčšom množstve zastúpený druh *Hungarocypris auriculata* (REUSS). Zistili sa aj druhy *Amplocypris abscissa* (REUSS), *A. recta* (REUSS), *Hemicythere hungarica* (MÉHES) a *H. lörentheyi* (MÉHES) (Brestenská, 1963).

V sedimentoch vrty ŠVM-1 v hĺbkovom intervale 71,0 – 61,5 m sa zistili bohaté a diverzifikované spoločenstvá ostrakód. V najväčšom množstve boli zastúpené druhy *Cyprideis macrostigma* (KOLLMANN), *C. major* KOLLMANN, *C. tuberculata* (MEHÉS), *Candona (Pontoniella) acuminata* (ZAL.) a *Hemicytheria pejinovicensis* (ZAL.) (obr. 9). Na základe ich stratigrafického rozšírenia (Jiríček, 1985) uvedené sedimenty zaradíme do panónu, zóny C – D. Kvalitatívne podobné asociácie ostrakód sa zistili vo vrte Vráble 1 (Jiríček, 1974).

Vo vzorke z hĺbky 42,8 – 42,7 m vrty ŠVM-1 sa našlo jadro bivalvie druhu *Lymnocardium schedelianum* (BRUSINA) (obr. 9). Tento druh sa vyskytuje v zóne D až E panónu (Papp, 1953). Z Dunajskej panvy bol opísaný ešte z piesčitých sedimentov zóny D z Bratislavy (Fordinál, 1995).

Paleoekológia a depozičné prostredie sarmatských a panónskych usadenín: analýza životných nárokov nájdených fosilných spoločenstiev vápnných nanofosílií, foraminifer a lastúrničiek

V bazálnej časti študovaného profilu v spoločenstve dierkavcov typických pre **spodný sarmat** – *Elphidium glabrum* BYSTRICKÁ, *E. reginum* (ORB.), *E. aculeatum* (ORB.) a *E. josefinum* (ORB.) – sa nachádzali redepono-

Taxon / hĺbka (m)	256,8	188,4	182,6	178,4	173,2	168,2	163,5	159,5	155,1	142,1	114,1	120,5
<i>Ammonia ex gr. vienesis</i> (LINNAE)	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia vienesis</i> (LINNAE)	0	0	0	0	24	0	0	0	0	0	0	0
<i>Anomalinoidea badenensis</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	7	24	0	0	0	0	0	4	0
<i>Articulina articulinoidea</i> GERKE et ISSAEVA	0	0	0	0	0	0	2	54	0	0	0	0
<i>Articulina sarmatica</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	0
<i>Asterigerina</i> sp.	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina sarmatica</i> DIDKOVSKI	0	0	6	0	84	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina</i> sp. indet.	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	3
<i>Cassigerinella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
<i>Dogiellina sarmatica</i> BOGDANOWICZ et VOLOSHINOVA	0	0	0	0	0	0	0	14	0	2	0	0
<i>Elphidiella minuta</i> (REUSS)	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium aculeatum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	27	4	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtellianum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium glabrum</i> BYSTRICKÁ	0	0	15	51	0	0	0	9	7	6	0	0
<i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL et MOLL)	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> sp. 2	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> aff. <i>josephinum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	27	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> cf. <i>hauerinum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	42	0	0	0	18	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> cf. <i>macellum</i> (FICHTEL et MOLL)	0	0	0	0	0	0	0	21	0	0	0	0
<i>Elphidium flexuosum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	8	10	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium flexuosum reussi</i> MARKS	0	0	24	0	0	9	0	6	0	0	0	0
<i>Elphidium hauerinum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	36	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium microelegans</i>	0	0	0	44	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium reginum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> sp.	0	0	36	13	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina cubanica</i> (BOGDANOWICZ)	0	0	0	0	0	0	0	11	0	0	0	0
<i>Fissurina mironovi</i> (BOGDANOWICZ)	0	0	0	0	0	0	0	3	0	8	0	0
<i>Flinitina tuttkowski</i> BOGDANOWICZ	0	0	0	0	0	0	0	14	0	0	0	0
<i>Globocassidulina oblonga</i> (REUSS)	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
<i>Globorotalia</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0
<i>Hansenisca soldanii</i> (D'ORBIGNY)	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
<i>Hauerina irschavensis</i> VENGLINSKIY et BUR.	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
<i>Hauerina compressa</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Meandroloculina aculeata</i> BOGDANOWICZ	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
<i>Nonion biporus</i> KRASHENNIKOV	0	0	9	0	0	6	0	16	0	0	0	0
<i>Nonion</i> sp.	0	0	0	3	0	0	0	3	0	0	0	0
<i>Orthomorphina dina</i> (VENGLINSKIY)	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i> (D'ORBIGNY)	0	0	6	10	0	3	0	18	30	0	5	0
<i>Quinqueloculina reussi</i> BOGDANOWICZ	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>akneriana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	0	0	0	51	0	49	0	0
<i>Quinqueloculina akneriana</i> D'ORBIGNY	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina akneriana rotunda</i> GERKE	0	0	0	0	13	0	0	0	44	65	11	0
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	5	4	0	0	0
<i>Rosalina obtusa</i> D'ORBIGNY	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0
<i>Saccamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25
<i>Trochammina?</i> <i>kibleri</i> VENGLINSKIY	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
<i>Varidentella sarmatica</i> (KARRER)	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0

Obr. 7 Zoznam a počet druhov foraminifer zastúpených vo vrte ŠVM-1 Tajná

Vek	Lokálne zóny podľa dierkavcov		ŠVM-1 m	Lokálne zóny a podzóny podľa vápnitého nanoplanktónu	Zóny podľa mäkkýšov	Litostrat. jednotky		
11,6 TORTÓN	PANNÓN	E	83	102	NN 11 Noelaerhabdus bozinovicea	Congeria subglobosa Congeria partschi Congeria hoernesii		
		D						
		C						
		B					NN 10 Praenoelaerhabdus banatensis	Congeria ornithopsis Melanopsis impressa
		A						
12,7 SERAVAL	SARMAT	Porosonion granosum	114,1	115	Sphenolithus abies	Sarmatimactra vitaliana		
		malé miliolidy	120,5	120	Braarudosphaera bigelowii parvula			
		Elphidium hauerinum	155	155	Calcidiscus macintyreii + Parfocalcinella fusiformis	NN 7 Vrchné Rissoa		
		Elphidium reginum Bolivina sarmatica	168	168	Calcidiscus macintyreii		Spodné Rissoa	
		Anomalinooides dividens	173	178	Calcidiscus macintyreii	NN 6 Mohrensternia		
			183,5	188	Calcidiscus macintyreii			

Obr. 8 Stratigrafická tabuľka so zaradením sedimentov vrtu do lokálnych biozón. Vek podľa: Gradstein et al., 2004; Harzhauser et Piller, 2007; biozóny sú upravené na základe biozón podľa: Grill, 1941; Martini, 1971; Marunteanu, 1999; Papp, 1951.

vané jedince rodov *Globigerina* a *Bolivina*. Odrážajú eróziu starších bádenských usadenín a ich transport do depozičného priestoru komjatickej depresie. Malé kvapky andezitového vulkanického materiálu v sedimente zas dokumentujú vulkanizmus v blízkom okolí lokality. Vysoký obsah elfidií poukazuje na plytké morské prostredie (do 20 m) so zníženou salinitou a dobrým oksyločením. Množstvo tetatologických, čiže znehodnotených jedincov však zároveň indikuje prostredie so stresujúcimi faktormi, ktoré na základe uvedených skutočností pravdepodobne zapríčinilo znečistenie vody vysokým prínosom detritického materiálu. Túto časť vrstvom sledu na základe zistených skutočností a sedimentologického výskumu priradíme k transgresii a regionálnemu stúpaniu hladiny 3. a 4. rádu. Maximálnu záplavu 4. rádu počas spodného sarmatu zjavne reprezentuje horizont s lokálnou ekozónou dierkavcov s *Bolivina sarmatica* DIDKOVSKI, charakterizovaný ich 75 – 90-percentným

výskytom. Z masívneho výskytu zástupcov rodu *Bolivina* vo vzorkách môžeme usudzovať na relatívne prehĺbenie prostredia, zvýšenie salinity, ale aj čiastočnú stratifikáciu vodného stĺpca s nedostatkom kyslíka pri dne. V rovnakej úrovni sa vyskytuje paraakmé vápnitého nanoplanktónu s *Calcidiscus macintyreii* s prítomnosťou viacerých morských druhov charakteristických pre vrchný báden. Táto asociácia pravdepodobne poukazuje na krátku morskú ingresiu do izolovaného prostredia Dunajskej panvy (obr. 6). Rozsiahly výskyt zóny akme *Calcidiscus macintyreii* v nadložných spodnosarmatských sedimentoch poukazuje na možné krátkodobé spojenie paniev Centrálnaj a Východnej Paratetydy v tomto období. Dierkavce podobne potvrdzujú salinickejšie prostredie na báze uvedenej nanozóny, ale v rozsahu mladších podzón (teda smerom do nadložia) sa zvyšuje podiel rozličných druhov rodu *Elphidium* už bez dobre vyvinutej ornamentácie, bez ostňov a často tetatologických, odrážajúcich zhoršovanie paleo-

ekologických podmienok. Na základe zvyšujúceho sa obsahu miliolidných dierkavcov žijúcich na rastlinách (epifyticky) uvažujeme o výraznom splytčení a zvýšenom obsahu živín v sedimentačnom priestore.

Prítomnosť endemického nanolitového druhu *Perfocalcinella fusiformis* a kalcifýr v sarmatských sedimentoch indikuje izoláciu časti sarmatských bazénov, plytkovodné brakické až morské prostredie. Krátka ingresia (spojenie s ďalšími morskými priestormi) sa zaznamenala na báze morskej asociácie vápniteho nanoplanktónu s *Discoaster* cf. *kugleri* v hĺbke 155,9 m, v rámci určenej podzóny *Calcidiscus macintyreii* a *Perfocalcinella fusiformis* a zóny malých miliolid. Tento event môžeme považovať za prejav transgresie v rámci ďalšieho cyklu relatívnej zmeny hladiny 4. rádu v oblasti Dunajskej panvy vo vrchnom sarmate.

Depozičné prostredie, resp. jeho paleoekologickú charakteristiku pre **vrchný sarmat** dokumentuje analýza druhu *Braarudosphaera bigelowii parvula*. Poukazuje na brakické prostredie, ktorého salinita nebola nižšia ako 10 ‰. V recentných podmienkach totiž vytvára akme v Karibskom mori pri salinite 24 ‰, v Čiernom mori žije pri salinite 19 – 20 ‰ a v Azovskom mori (salinita do 10 ‰) chýba. V intervale vrchnosarmatských zón *Calcidiscus macintyreii* s *Perfocalcinella fusiformis*, *Braarudosphaera bigelowii parvula* a *Sphenolithus abies* (obr. 8) a smerom do nadložja boli dierkavce zle zachované, často sa vyskytovali v úlomkoch. Popri relatívne dominantnom *Porosonion granosum* (ORB.) sú zastúpené *Quinqueloculina* sp. a *Quinqueloculina akneriana rotunda* (GERKE). V spoločenstve dierkavcov teda výrazne dominujú plytkovodné miliolidné typy, ktoré sú charakteristické pre veľmi plytké litorálne prostredia až marše. Euryhalinné druhy dokladajú zníženie salinity. Zvýšený podiel redeponovaných druhov, najmä spodnomiocénnych, poukazuje na regresiu a eróziu okrajov sedimentačného prostredia.

Asociácia **panónskych** nanofosilií *Praenoelaerhabdus banatensis* a *Noelaerhabdus bozinoviceae* poukazuje na zníženie salinity a uzatvorenie bazénu. Charakteristika paleoprostredia bola v tejto časti vrtu (profilu) odvodená na základe spoločenstiev lastúrníčiek. Počas panónu – zóny B (v zmysle Pappa, 1941, 1943) – môžeme na základe asociácií ostrakód s dominanciou rodu *Hungarocypris* (Korecz, 1985) predpokladať takmer sladkovodné, málo dynamické prostredie. Nadložné sedimenty (71,2 až 61,4 m), stratigraficky zaradené do panónu zóny C – D na základe prítomnosti zástupcov rodu *Cyprideis*, *Hemicytheria* a *Amplocypris*, sa usadzovali v plytkovodnom brakickom prostredí so salinitou v rozmedzí 8 až 15 ‰. Výskyt lastúrnika *Lymnocardium schedelianum* v zóne E (v zmysle Pappa, 1941, 1943) v hĺbke 42,8 – 42,7 m poukazuje na sublitorálne brakické prostredie (Magyar et al., 1999).

Rybia fauna

Analýza sarmatskej fosilnej rybej fauny zo štruktúrneho vrtu Tajná pri Mochovciach poskytla informácie o možnostiach paleoekologickej charakteristiky tohto prostredia. Fosilne spoločenstvo zachovaných kostier rýb z tohto vrtu pozostávalo zo 7 vzoriek patriacich k rodu

Alosa a čeľadiam *Clupeidae* gen. indet., *Engraulidae* gen. indet., *Gobiidae* gen. indet. a *Triglidae* gen. indet. z vrstiev vrábeľského súvrstvia v intervale od 163,5 – 6 do 121,45 m (obr. 9). Otolity rýb boli zastúpené slabó a patrili k druhu *Gobiidarum triangularis* WEILER, 1943, rodu *Atherina*, čeľadi *Clupeidae* a radu *Gadiformes*. Otolity sa našli vo vrstvách od 163,5 – 6 m po 115,4 – 5 m.

V jadre v hĺbke 163,5 – 6 m sa našli otolity patriace k čeľadi *Gobiidae* druhu *Gobiidarum triangularis* WEILER. Išlo o ryby žijúce v blízkosti pobrežia na štrkovom a piesčitom podklade od dolnej časti zóny prilivu a odlivu. V hĺbke 159,5 – 6 m sa našiel otolit patriaci do radu *Gadiformes*. Tieto ryby žili do hĺbky 20 m v blízkosti pobrežia, v blízkosti dna, ale aj v otvorených vodách, mladé rybky sa zdržiavali vo veľmi plytkej vode. V hĺbke 155,4 – 5 m sa našiel otolit patriaci k druhu *Gobiidarum triangularis* WEILER. V hĺbke 139,4 a 142,3 m sa našli kostry čeľade *Engraulidae* gen. indet. Ryby tejto čeľade žili v otvorených vodách, ale migrovali aj do blízkosti pobrežia. V hĺbke 137,5 a 138,0 m sa našli kostry rodu *Alosa*. Išlo o spoločenskú rybu žijúcu v litorálnej oblasti, ako aj v oblastiach mezopelagiálu. Ryby druhu *Alosa* žili v mori, ale rozmnožovali sa v deltách sladkovodných riek. V hĺbke 128,2 m sa našla kostra čeľade *Triglidae* gen. indet. Jedinca tejto čeľade žila nad bahňatým, piesčitým a štrkovým podkladom v hĺbke 5 – 300 m. Mladé rybky sa zdržiavali v blízkosti pobrežia, najmä v ústiach riek alebo v ich blízkosti (aj v sladkej vode). V hĺbke 125,0 až 2 m sa našli otolity patriace k druhu *Gobiidarum triangularis* WEILER a otolity patriaci k rodu *Atherina*. Išlo o ryby žijúce v blízkosti pobrežia nad piesčitým podkladom. Sú známe aj v ústiach riek a lagúnach s brakickou vodou. V hĺbke 124,2 – 3 m sa našli otolity patriace do radu *Gadiformes* a tak isto otolit rodu *Atherina*. V hĺbke 123,4 – 5 m sa našiel otolit radu *Gadiformes*. V hĺbke 123,0 m sa našla kostra čeľade *Clupeidae* gen. indet. Išlo o spoločenskú rybu žijúcu v otvorených vodách do hĺbky 250 m. V hĺbke 121,45 m sa našla kostra čeľade *Gobiidae* gen. indet.

Charakter klímy a vegetácia počas sarmatu a panónu na základe peľovej analýzy

Hlavným kritériom interpretácie paleovegetačných spoločenstiev, charakteru klímy a humidity bolo zaradenie jednotlivých peľových zrn do rastlinných spoločenstiev na základe ich botanickej afinity a ekologických nárokov. Takto sme vyčlenili niekoľko paleovegetačných asociácií: horskú, mezofytickú, čiže spoločenstvo menej náročné na humiditu (napr. listnatý až zmiešaný les), spoločenstvo lužného lesa, močiarnu paleovegetáciu, vodnú a paleovegetáciu s prvkami bylinnej zložky vegetácie (NAP). Z prvkov NAP sa sledovali najmä výskyt indexových halofytov, trávy a kvitnúce byliny. Paleoklimatické trendy sa charakterizovali a interpretovali pomocou geofloristických prvkov (Mai, 1981, 1991), na základe ktorých sa palynomorfy rozdelili na skupiny podľa ich teplotných nárokov: A – arktoterčné, P – paleotropické. Arktoterčné prvky sa rozdeľujú na: skupinu A1 – mierna teplá klíma, skupinu A2 – mierna studená klíma. Paleotropické prvky sa delia na: P1 – tropické prvky, P2 – subtropické prvky.

Hĺbka	<i>Bivalbia</i>	<i>Dreissena</i> sp.	<i>Lymnocardium schedelianum</i> (FUCHS)	<i>Lymnocardium</i> sp.	<i>Ostracoda</i>	<i>Advenocypris lunata</i> (MÉHES)	<i>Amplocypris abscissa</i> (REUSS)	<i>Amplocypris</i> sp.	<i>Aurila</i> sp. (juv.)	<i>Candona (Casiolla) balcanica</i> (ZAL.)	<i>Candona (Pontoniella) acuminata</i> (ZAL.)	<i>Candona (Pontoniella)</i> sp.	<i>Candona</i> sp.	<i>Cyprideis macrostigma</i> (KOLLMANN)	<i>Cyprideis major</i> KOLLMANN	<i>Cyprideis tuberculata</i> (MÉHES)	<i>Hemicytheria loerenthey</i> (MÉHES)	<i>Hemicytheria pejinovicensis</i> (ZAL.)	<i>Hungarocypris auriculata</i> (REUSS)	<i>Hungarocypris</i> sp. (juv.)	<i>Lineocypris</i> sp.	<i>Loxocoeloa</i> sp.	Otolity	Kostry rýb
42,7 – 2,8			+																					
43,5 – 3,6				+																				
61,4 – 1,5								+		+		+									+			
67,4 – 67,5		+						+			+			+	+	+		+						
71,0 – 1,2							+				+												+	
80,4 – 0,6																				+				
85,5 – 5,7																								
90,3 – 0,4																				+				
100,5 – 100,6						+											+		+					
110,5 – 110,7												+											+	
115,4 – 115,5																							+	
120,5 – 120,6									+															
121,45																								+
123																								+
123,4 – 123,5																							+	
125,0 – 125,2																								
128,2																								+
130,3 – 130,4									+															
137,5																								+
138																								+
139,4																								+
142,3																								+
155,4 – 155,5																								+
159,5 – 159,6																								+
163,5 – 163,6																								+

Obr. 9 Zastúpenie druhov lastúrničiek, otolitov a kostier rýb vo vrte ŠVM-1 Tajná

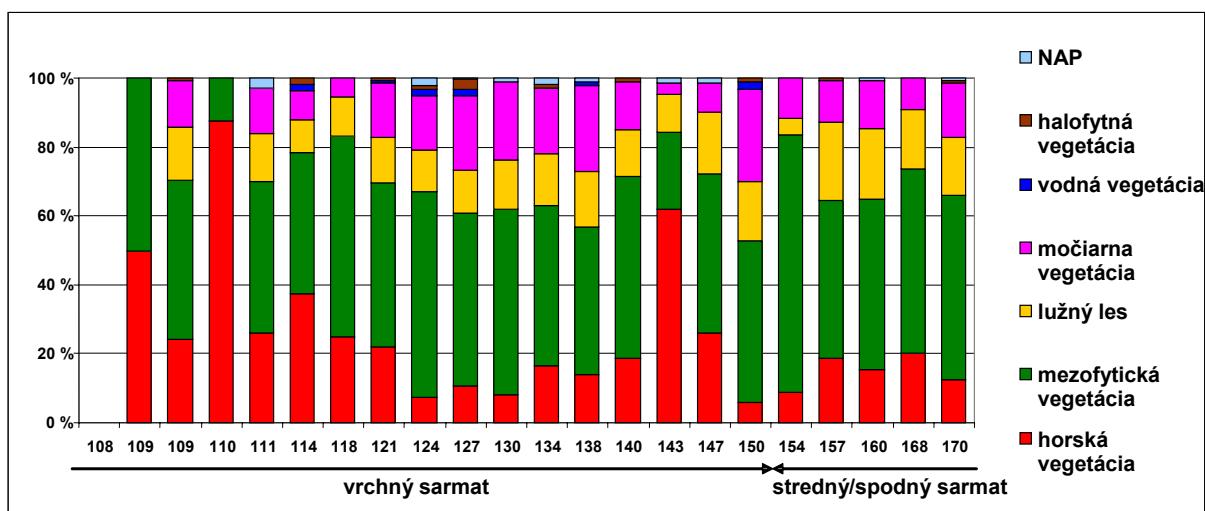
Sarmat

Sarmatské palynologické spektrum sa dá všeobecne charakterizovať ako veľmi dobre diverzifikované (Shannonov index diverzity $H = 3,5$). Zastúpenie jednotlivých vegetačných spoločenstiev mierne kolíše (obr. 10). Výrazne dominantnú zložku peľových zŕn v sarmatských sedimentoch reprezentuje mezofytické rastlinné spoločenstvo. Toto spoločenstvo predstavuje biotopy s nižšími nárokmí na zrážky, najmä listnatý les. V rámci neho sú prevažujúcimi taxónmi najmä opadavé druhy duba (*Quercus*, typ *deciduous*), ktorý je najpočetnejším prvkom, *Carya* (hikória) a *Fagus* (buk). V menšej miere sa

objavuje *Liquidambar* (ambrovník), *Carpinus* (hrab) a stálezelené druhy duba (*Quercus*, typ *ilex*).

Horská vegetácia je v sarmatskom palynospektre zastúpená menej, ale jej mierny nárast možno postupne sledovať už napríklad na hranici sarmatu s panónom. Najpočetnejšie sú rody *Picea* (smrek) a *Tsuga* (jedľovec), subdominantne sa vyskytujú ostatné druhy rodu *Abies* (jedľa). V malom množstve je prítomný aj *Cedrus* (céder) a *Sequoia* (sekvoja).

V močiarnych rastlinných spoločenstvách dominuje najmä stromovitá forma *Glyptostrobus/Taxodium* (*Taxo*



Obr. 10 Zastúpenie vegetačných spoločenstiev v ŠVM1- Tajná počas sarmatu

diaceae, tisovec) a *Nyssa* s kríkmi rodu *Myrica* (vresna). Minoritne sa vyskytujú rody *Sciadopitys* (dáždnikovec) a alochtónne *Ericaceae* (vresovce).

V paleoflóre lužného lesa má vedúcu pozíciu asociácia *Ulmus* (brest) – *Alnus* (jeľša) – *Betula* (breza). Okrem tejto rastlinnej asociácie sa tu vyskytujú aj ďalší typickí zástupcovia: *Pterocarya* (orechovec), *Salix* (vrbá) a *Osmunda* (osmunda), ktorí sú však prítomní vo výraznej menšej miere.

Vodná paleoflóra sa objavuje len ojedinele a miestami dokonca úplne absentuje, najmä v strednom až spodnom sarmate. Reprezentuje ju jediný rod, *Nymphaea* (lekno). Veľmi sporadicky sa vyskytujú *Poaceae* (trávy) a halofyty *Chenopodiaceae* (mrlíky), ktoré tvoria sledovanú zložku NAP palynospektier.

Počas sarmatu prevládajú arktoterciérne prvky A1 a paleotropické prvky P2, ktoré generálne reprezentujú subtropickú klímu (obr. 11). Sú to najmä zástupcovia mezofytickej paleovegetácie, menej už zástupcovia horskej vegetácie. *Fagus* (buk) spolu s *Olea* (oliva) boli vytlačené rodmi *Carya* (hikória), *Cedrus* (céder) a *Tsuga* (jedľovec). Arktoterciérne prvky zo skupiny A2 sú prítomné v menšej miere. Ide predovšetkým o zástupcov horskej paleovegetácie. Z paleotropickej skupiny prvkov P2, typických predstaviteľov subtropickej klímy, je najdominantnejším taxónom *Castanopsis* spolu so zástupcami *Cyrillaceae*. Ojedinele sa objavila *Reevesia*. Smerom do nadložia klesá početnosť stálezelených druhov duba (*Quercus*). V priebehu celého sarmatu sa sporadicky vyskytovala *Craigia* (*Intratropollenites insculptus* MAI), jeden z močiarnych prvkov. Paleotropickú skupinu P1 zastupuje jeden rod, *Magnolia* (magnólia).

Panón

Počas trvania celého panónu dosahuje Shannonov index diverzity takmer rovnaké hodnoty ($H = 3 - 3,5$) ako v sarmate. Dominantným vegetačným spoločenstvom sa však stáva horská flóra, najmä počas panónu B (Papp, 1941, 1943). Zmeny v palynospektrách nie sú kontinuálne (obr. 12). Najmä počas panónu C/D (Papp, 1941,

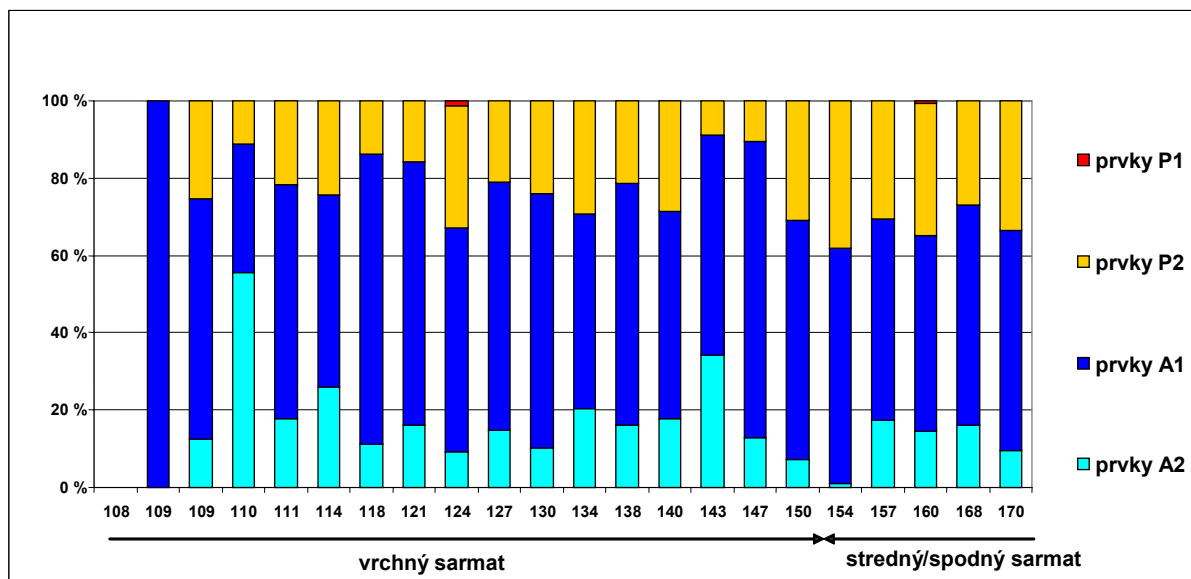
1943) nastala výrazná diskontinuita v pomernom zastúpení jednotlivých typov rastlinných spoločenstiev v dôsledku faciálnych zmien, ktoré priamo ovplyvňujú zachovanie sporomorf. Táto zmena súvisí s rozdielnym sedimentačným režimom, pri ktorom prebiehala oxidácia prostredia a degradácia sporomorf. To sa odrazilo v nízkej druhovej početnosti v jednotlivých vzorkách. V panóne E (Papp, 1941, 1943) sa zaznamenal nárast bylinnej zložky, predovšetkým *Poaceae* (trávy).

Horská vegetácia prevažuje najmä v panóne B, v rámci ktorej je najpočetnejší rod *Picea* (smrek). Subdominantne zastúpené rody *Abies* (jedľa) a *Tsuga* (jedľovec) smerom do nadložja ubúdajú, rod *Cedrus* (céder) sa vyskytuje sporadicky. V palynospektrách panónu C/D výrazne klesá zastúpenie horskej paleoflóry, napríklad úplne chýba *Cedrus* (céder). Naopak, objavuje sa *Sequoia* (sekvója), aj keď len vo veľmi malom množstve. Zmenou v období panónu E je výrazný úbytok horskej vegetácie s dominantným postavením rodov *Tsuga* (jedľovec) a *Abies* (jedľa).

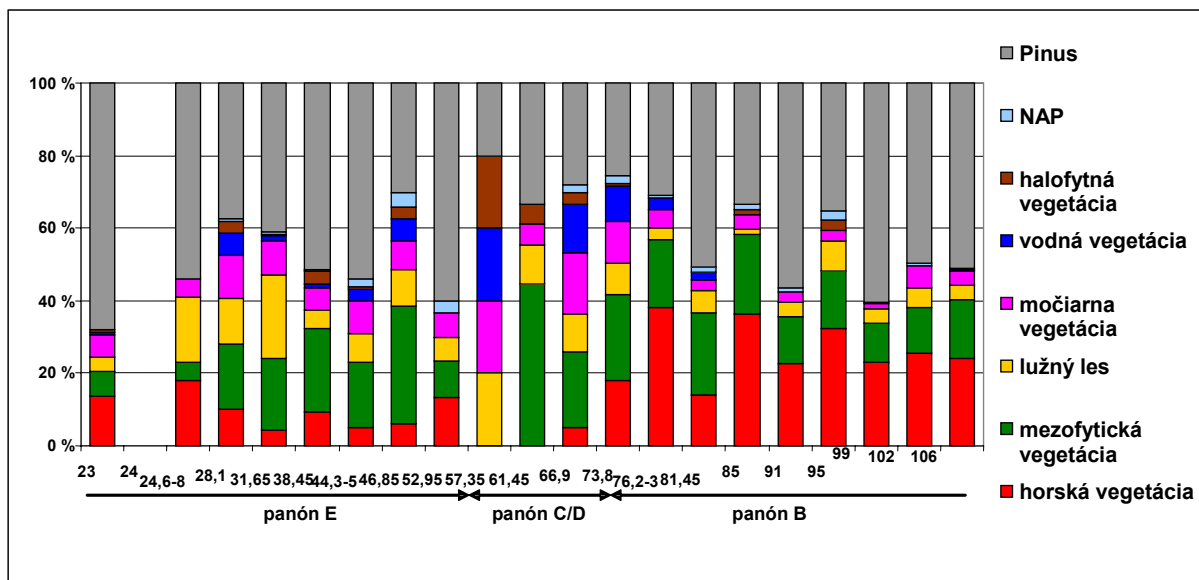
Mezofytická vegetáciu v panóne B zastupujú najmä opadavé druhy duba (*Quercus*), rody *Fagus* (buk) a *Carya* (hikória), ktorej početnosť smerom do nadložja stúpa. V hĺbke 106 m sa znovu objavuje stálezelený typ duba (*Quercus*). V panóne C/D stále prevláda opadavý typ duba, menej už hikória a buk. V panóne E má výrazné postavenie mezofytická flóra s dominantnými opadavými druhmi *Quercus* a zároveň vzrastá početnosť čeľade bukovitých a druhov rodu *Liquidambar* (ambrovník).

Močiarné rastlinné spoločenstvá panónu B v stromovitej etáži zastupuje *Glyptostrobus/Taxodium* (tisovec) z čeľade *Taxodiaceae*, v menšej miere kríkovitá forma *Myrica* (vresna). V spodnej časti panónu C/D je evidentný nárast prvkov močiarného spoločenstva s dominujúcim tisovcom. Vo vrchnej časti panónu E sa v močiarnom rastlinnom spoločenstve prejavuje nárast vresny, ktorá sa početnosťou vyrovnáva tisovcu.

Vo flóre lužného lesa panónu B je dominantná asociácia jeľša – brest, subdominantne sú prítomné breza s vrbou. V zastúpení elementov v panóne C/D nastáva zmena. Objavuje sa *Osmunda* (*Osmunda*), ktorá spolu



Obr. 11 Pomerné zastúpenie geofloristických prvkov vo vrte ŠVM-1 Tajná v zmysle Maia, 1981, 1991 – semikvantitatívne vyhodnotenie klimatických pomerov v období sarmatu



Obr. 12 Zastúpenie vegetačných spoločenstiev v ŠVM1- Tajná počas panónu

s brezou (*Betula*) sa vyskytuje frekventovanejšie ako asociácia *Alnus* (jelša) – *Ulmus* (brest). V panóne E je viditeľný celkový nárast tohto typu vegetácie. Vedúcim prvkom spoločenstiev lužného lesa sa stáva asociácia breza – jelša. Subdominantne sú zastúpené brest, osmundá a vřba.

Rastlinné spoločenstvá vodnej a halofytnej flóry a prvkov NAP sú počas panónu prítomné v omnoho väčšej miere ako v sarmate. V panóne B smerom do nadložia mierne vzrastá výskyt vodnej vegetácie zastúpenej rodom *Nymphaea* (lekno). V strednej časti panónu B sa sporadicky objavujú *Chenopodiaceae* – *Amaranthaceae*, ktoré predstavujú halofytnú vegetáciu. Počas panónu C/D výrazne stúpa početnosť zástupcov vodnej vegetácie.

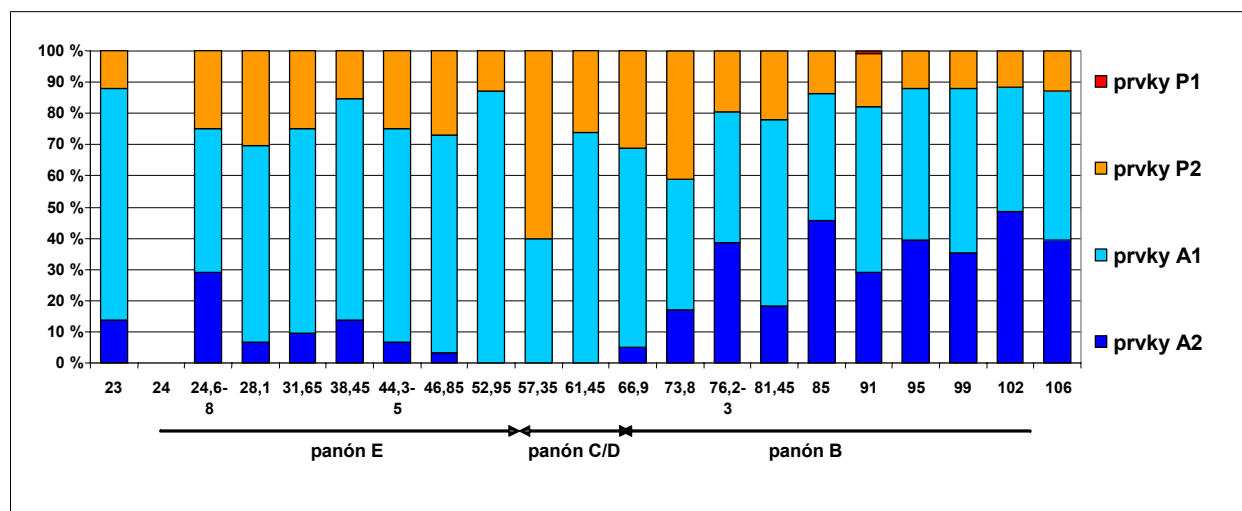
Počas trvania celého panónu prevládali arktoterciérne prvky A1 a paleotropické prvky P2 preferujúce subtropické klimatické podmienky (obr. 13). Prvky A2 sú za-

stúpené najmä taxónmi z horskej vegetácie. Tieto taxóny neindikujú všeobecne chladnú klímu, ale predstavujú údaj o prítomnosti vyšších orografických celkov v krajine len so špecificky lokálnou klímou.

V panóne B je zreteľný podiel subtropických foriem *Castanopsis* a sporadický výskyt stálezeleného duba. Od panónu C/D je evidentný nárast vresny (*Myrica*), ktorá v panóne E predstavuje väčšinu subtropických taxónov. Na rozdiel od sarmatských sedimentov sa tu vôbec nevyškylti mnohé subtropické druhy z čeľade *Cyrillaceae* ani vlhkomilná *Craigia*.

Záver

Na základe sedimentologického a paleontologického štúdia možno konštatovať, že vrt ŠVM-1 prenikol cez horninové súbory neogénnych sedimentov vrábeľského,



Obr. 13 Pomerné zastúpenie geofloristických prvkov vo vrtě ŠVM-1 Tajná v zmysle Maia, 1981, 1991 – semikvantitatívne vyhodnotenie klimatických pomerov v období panónu

ivanského a volkovského súvrstvia v celkovej hrúbke 211 m v stratigrafickom rozpätí sarmat až dák.

- Najstaršie horniny zachytené vrtom ŠVM-1 sú **miocénne vulkanity**. Na ich stavbe sa podieľajú neovulkanické formácie, ktoré patria k viacerým vulkanickým komplexom. Ich stratigrafický rozsah stanovený v povrchových odkryvoch Kozmálovských vŕškov je vrchný bádén až stredný sarmat. Prevŕtané porfýrické andezity „čifárskeho typu“ na základe FT-datovania biotitu (Repčok, 1984) majú vek spodný bádén. Vo vrtě ŠVM-1 priamo na andezitoch sa usadili sedimenty vrábelského súvrstvia spodnosarmatského veku. V nich sa ojedinele nachádzajú vrstvičky tufov a tufitov poukazujúce na pokračujúcu vulkanickú aktivitu aj počas sarmatu. Okrem nich boli zastihnuté aj izolované tenké horizonty porfýrických andezitov, ktoré sa interpretovali ako klasty v sarmatských transgresívnych sedimentoch.

- **Vrábelské súvrstvie** sa na základe litologických a sedimentologických zmien, ako aj na základe prítomnosti makro- a mikrofauny rozdelilo na usadeniny spodného až stredného sarmatu (spodný sarmat v zmysle Harzhausera a Pillera, 2004) a vrchný sarmat. Sarmatský vek pozorovaných spoločenstiev nanoplanktónu sa stanovil na základe eventov akmé formy *Calcidiscus macintyreii*. V rámci zóny *Calcidiscus macintyreii* sa takto vyčlenilo niekoľko podzón. Diverzita zistených spoločenstiev nanofosílií v rozpätí celého sarmatu je v porovnaní s otvorenomoceánskymi podmienkami redukovaná. Stratigrafická príslušnosť sedimentov sa taktiež určovala na základe získaných tanatocenóz dierkavcov. Vo vzorkách z hĺbky 182,5 – 178 m sa objavilo množstvo tetratologických jedincov spolu s veľkými elfídiami, typickými pre **spodný sarmat**, ktoré pokračujú do nadložia až do hĺbky 168 m. Zaujímavý je aj vývoj vo vzorke z hĺbky 173,2 m. V nej vyčleňujeme lokálnu ekozónu s *Bolivina sarmatica* DIDKOVSKI, charakterizovanú 75 – 90-percentným výskytom *B. sarmatica* DIDKOVSKI, ktorá v závislosti od paleoekologických podmienok sa vyskytuje v terminálnom spodnom sarmate alebo v strednom sarmate. Analýza spodno- až strednosarmatských asociácií vápnitých

nanofosílií z paleoekologického hľadiska poukazuje na teplé brakické morské prostredie. Formy paraakmé *Calcidiscus macintyreii* poukazuje na stratifikáciu vodného stĺpca v izolovanom prostredí Dunajskej panvy v spodnom sarmate. To korešponduje s poznatkami zo štúdia foraminifer a so spomínanou ekozónou *Bolivina sarmatica*. Vysoký obsah elfídií dokumentuje plytké (do 20 m) morské prostredie so zníženou salinitou a pravdepodobne aj dobrým okysličením. **Vrchný sarmat** (155 – 104 m) reprezentujú usadeniny zastúpené striedaním nevýrazne laminovaných až masívnych ílovcov s prevládajúcimi, výrazne laminovanými ílovcami (neglaciálne varvity), ktoré poukazujú na prítomnosť sezónnych cyklov (chladnejšie a suchšie / teplejšie a vlhkejšie). Tieto vrstvy sú pomerne bohaté na fosílie. Biostratigraficky sa vyhodnotili pomocou nanoplanktónu, dierkavcov a ostrakód. V náleze dierkavcov v hĺbke 155,1 m možno pozorovať výskyt *Porosonion granosum* (ORB.), ale s vyšším podielom miliolidných druhov foraminifer. Pre túto zónu to nie je typické. Rozhranie medzi spodným až stredným a vrchným sarmatom môžeme stanoviť v hĺbke 155 m, a to práve na základe objavenia *Porosonion granosum* (ORB.). Na hranici spodného až stredného a vrchného sarmatu (hranica spodný/vrchný sarmat v zmysle Harzhausera a Pillera, 2004) bola určená nanofosílna podzóna *Calcidiscus macintyreii* s *Perfocalcinella fusiformis* (168,2 až 142,0 m). Pre vrchný sarmat je typická lokálna zóna akmé *Braarudosphaera bigelowii parvula*, identifikovaná v hĺbke 125,0 – 120,0 m. V hĺbke 115 m bola rozpoznaná lokálna zóna akmé *Sphenolithus abies*. Paleoekologické analýzy vápnitého nanoplanktónu poukazujú na čiastočnú izoláciu Dunajskej panvy. Brakický plytkovodný bazén sa mohol vyznačovať vysokou teplotou povrchových vôd. Výsledky štúdie foraminifer tieto analýzy potvrdzujú. Nájdené rybce zvyšky z čeľade *Gobiidae* taktiež dokumentujú plytkovodné podmienky – sublitorálnu oblasť v blízkosti pevniny.

Terestrické prostredie v okolí sedimentačného priestoru počas celého sarmatu možno z floristického hľadiska charakterizovať na základe prevahy biotopov mezofytic-

kého listnatého porastu so stálezelenými prvkami, ktorý miestami prechádzal do lužného lesa až močiarnych biotopov. Sporadicky sa objavujúce bylinné prvky naznačujú nerozvinuté trávnaté plochy. Aj zloženie močiarnnej vegetácie, v ktorej dominuje stromovitá zložka, podporuje predstavu o súvislo zarastených biotopoch bez väčších otvorených plôch. Aj napriek dominancii arktoterciérnych prvkov miernej teplej klímy stála prítomnosť subtropických elementov umožňuje charakterizovať paleoklimatické podmienky ako subtropické.

- **Ivanské súvrstvie** panónskeho veku (vo vrte zastúpené panónom B – E v zmysle Pappa et al., 1951, 1953) bolo prevrtané v hrúbke 82 m. Jeho sedimenty sa interpretujú ako sublitorálne a deltové sedimenty plytkého kaspibrakického prostredia. V období panónu B pozorujeme vplyv delty, počas panónu C/D sa vplyv delty prejavuje iba zriedkavo a až v panóne E je už tento vplyv výrazný. Na rozhraní sedimentov panónu B a panónu C/D je pozorovateľná výrazná zmena v spevnení, ako aj tektonickej deformácii sedimentov. Predpokladáme tu krátkodobé prerušenie sedimentácie, ktoré nevedlo k výraznej erózii podložných sedimentov. Tento hiát predstavuje tektonické prerušenie sedimentácie, pretože sedimenty sarmatu a panónu B sú vo vzťahu k nadložným sedimentom uložené diskordantne a tektonické porušenie hornín nepresahuje do mladších usadenín. Skrytú diskordanciu pozorujeme aj na rozhraní vrábel'ského a ivanského súvrstvia. Je indikovaná na základe absencie usadenín panónu A. Keďže v okolitých vrtoch sa sedimenty panónu A viažu len na niekoľko metrov hrubé vrstvy bazálnych pieskov (Harčár et al., 1988), je možné, že v oblasti vrtu ŠVM-1 Tajná boli odstránené počas krátkodobej erózie pred usadením sedimentov panónu B, resp. vôbec neboli prítomné.

Analýzy nanofosilií určili dve **panónske biozóny**: a) *Praenoelaerhabdus banatensis* – *Noelaerhabdus bozinovicae*, b) *Noelaerhabdus jerkovici*. Asociácia panónskych nanofosilií ukazuje na zmenu salinity a uzatvorenie bazénu. Jeho rozsah v oblasti Centrálnaj Paratetydy dokumentuje určenie nanofosilnej asociácie s *Noelaerhabdus* spp., ktorá sa okrem Slovenska zistila v sedimentoch Srbska, Rumunska a Maďarska. Hranica medzi panónom a sarmatom je na základe vápniteho nanoplanktónu situovaná na úroveň prvého objavenia endemickej formy *Praenoelarhabdus banatensis* (102,2 m). Fosilne dierkavce sa v tejto časti profilu nezistili. V hĺbkovom intervale 80,4 – 110,5 m vrtu ŠVM-1 sa našli chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá lastúrníčiek, v ktorých boli zastúpené druhy typické pre panón B v zmysle Pappa (1953). V nadložných sedimentoch v hĺbkovom intervale 71,0 – 61,5 m sa zistili bohaté a diverzifikované spoločenstvá lastúrníčiek, charakteristické pre panón C/D. Sedimenty panónu E sa identifikovali na základe prítomnosti lastúrnika *Lymnocardium schedelianum*. Paleoekologické podmienky počas panónu možno na základe asociácií nanofosilií a ostrakód charakterizovať najmä znížením salinity a postupnou izoláciou bazénu.

Panónske terestrické vegetačné spoločenstvá sú rovnako dobre diverzifikované ako sarmatské. V panóne B (Papp, 1951, 1953) je evidentná dominancia horskej vegetácie, ktorá nahrádza mezofytické spoločenstvo. Subdominantne je zastúpený aj močiarny a lužný paleo-

biotop. Zvyšné typy paleovegetačných spoločenstiev sú zastúpené minoritne. V pomernom zastúpení geofloristických prvkov môžeme sledovať mierny nárast prvkov miernej teplej klímy. To, že sú stále prítomné paleotropické prvky, indikuje pretrvávajúcu subtropickú klímu. Spomínané výrazné zmeny a kolísanie početností v palynospektrách najmä počas panónu C/D (Papp, 1951, 1953) je jednoznačne dôsledkom faciálneho ovplyvnenia zachovania sporomorf vo fosilnom stave. Vo všeobecnosti sa to prejavilo najmä zníženou celkovou druhovou početnosťou a narušenou exinou sporomorf. To často znemožňovalo determináciu taxónov na úrovni rodu alebo druhu. S rozširovaním panónskeho jazera narastá podiel vodnej vegetácie a bylín, ale aj močiarnych biotopov, predovšetkým v panóne E (Papp, 1951, 1953). Rozvoj takýchto biotopov úzko súvisí s rozšírením prostredia delty. Odrazom toho sú aj zmeny v sedimentárnom zázname. Identifikovali sme niekoľko sedimentárnych cyklov hrubnúcich smerom nahor, ktoré jasne vypovedajú o progradujúcej delte.

- Vzhľadom na absenciu fosilných zvyškov mikro- a makrofauny sa **sedimenty volkovského súvrstvia** (dák) vyčlenili len na základe litologických zmien. Boli zastihnuté v celkovej hrúbke 24 m a predstavujú sedimentárne fácie hruboklastickej vejárovej delty paleo-Hrona. Erozívne sa stýkajú priamo so sedimentmi ivanského súvrstvia (panón E v zmysle Pappa, 1951, 1953), pričom boli kompletne odstránené sedimenty beladického súvrstvia (panón F – H až pont v zmysle Pappa, 1951, 1953).

PodĎakovanie

Túto prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory číslo: ESF-EC-009-07, APVV-0158-06, APVV-51-011305, APVV-LPP 0120-06, APVV-0280-07 a finančnej podpory č. VEGA 2/5016/05 a VEGA 1/2035/05.

Literatúra

- Andrejeva-Grigorovič, A. S. a Turčinova, S. M., 1983: Rozčlenenie po nanoplanktonu verchnemiocenovych otloženij severo-zapadnoj časti predkarpatskovo progiba (ploščad' Podluby). In: Paleont. Sbor. (Ľvov), č. 20, s. 66 – 70.
- Andrejeva-Grigorovič, A. S., Kováč, M., Halásová, E., Hudáčková, N. a Zlinská, A., 2003: Rasčlenenie srede-verchnemiocenovych (Badenij – Panon) otloženij Ukrajiny i Slovakiij po Nannoplanktonu i Foraminiferam. Teoretičny ta prikladni aspekti súčasnoj biostratigrafii Fanerozoja ukrainy. (Kiiv) UDK.
- Bajraktarevič, Z., 1983: Middle Miocene (Badenian and Lower Sarmatian) nannofossils of Northern Croatia. In: Paleont. jug. (Zagreb), č. 30, s. 5 – 23.
- Bajraktarevič, Z. a Galović, I., 2004: Sarmatian calcareous nannofossil zonation of Mt. Medvednica (NW Croatia, Paratethys). In: Journal of Nannoplankton Research (1 210 – 8 049), 26, 2004, 2, 5.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1995: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, s. 236 – 242.
- Bóna, J. a Gál, M., 1985: Kalkiges nannoplankton im Pannonien Ungarns. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. VII, Budapest, s. 482 – 516.

- Bóna, J., 1964. Coccolithophorida-vizsgálatok a mecseki neogén rétegekben. In: *Földt. Közl. (Budapest)*, XCIV. Kötet, I. füzet.
- Brestenská, V., 1974: Beschreibung des Holostratotypes, Faziostratotypen und Boundary Stratotypen. 7. Faziostratotypus: Mochovce bei Levice, Bohrung N-6. Westslowakei Donautiefebene, Tschechoslowakei. In: Papp, A., Marinescu, F. a Seneš, J. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostratotypen, IV. Miozän M₅ Sarmatien*. Bratislava, Veda, s. 188 – 192.
- Brestenská, E., 1963: Ročná správa o základnom geologickom výskume a mapovaní na liste Vráble (M-34-133-B) a Levice (M-34-134-A). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cicha, I., Roegl, F., Rupp, Ch. a Čtyrkoká, J., 1998: Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys. In: *Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell. (Frankfurt)*, č. 549, s. 1 – 325.
- Eusterhues, K., Lechterbeck, J., Schneider, J. a Wolf-Brozio, U., 2002: Lake Steisslingen; Southern Germany; Late-Glacial and Post-Glacial history; lake sediments; sedimentology; palynology; geochemistry. In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, č. 187, s. 341 – 371.
- Fordinál, K., 1995: Bivalvia (Dreissenidae, Cardiidae) from Upper Miocene Sediments in Bratislava. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 100, s. 27 – 36.
- Galović, I. a Bajraktarević, Z., 2006: Sarmatian biostratigraphy of the Mountain Medvednica at Zagreb based on siliceous microfossils (North Croatia, Central Paratethys). In: *Geologica Carpath. (Bratislava)*, roč. 57, č. 3, s. 199 – 210.
- Gerner, P., 1992: Recent stress field in Transdanubia (Western Hungary). In: *Földt. Közl. (Budapest)*, roč. 122, č. 1, s. 89 – 105.
- Gerner, P., Dövényi, P., Horváth, F. a Müller, B., 1995: State of recent stress and seismotectonics in the Pannonian basin and surrounding area. In: *Terra Abstracts*, 7, s. 123.
- Grandstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W. a Lourens, L. J., 2004: A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. In: *Episodes (Int. Un. Geol. Sci. Ottawa)*, roč. 27, č. 2, s. 83 – 100.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen in Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. In: *Öl u. Kohle*, 37, s. 595 – 602.
- Harčár, J., Priečhodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 114 s.
- Harzhauser, M. a Piller, W., 2007: Benchmark data of a changing sea. *Palaeogeography, Palaeobiogeography and Events in the Central Paratethys during the Miocene*. In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, č. 253, s. 8 – 31.
- Harzhauser, M. a Piller, W. E., 2004: Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. In: *Stratigraphy*, 1, s. 65 – 86.
- Hók, J., Bielík, M., Kováč, P. a Šujan, M., 2000: Neotectonic character of Slovakia. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 32, s. 459 – 470.
- Hók, J., Kováč, M., Kováč, P., Nagy, A. a Šujan, M., 1999: Geology and tectonics of the NE part of the Komjatice Depression. In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, roč. 5, č. 3, s. 187 – 199.
- Horváth, F. a Cloetingh, S., 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. In: *Tectonophysics (Amsterdam)*, č. 266, s. 287 – 300.
- Hruščeký, I., Pereszélyi, M., Hók, J., Šefara, J. a Vass, D., 1993: The Danube Basin geological pattern in the light of new and reinterpretation of old geophysical data. In: *Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 291 – 296.
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej Mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 7 – 237.
- Jiříček, R., 1974. Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmats s. str. In: Brestenská, E. (ed.): *Chronostratigraphie und Neostratotypen, M₅, Sarmatien*. Bratislava, Veda, s. 434 – 457.
- Jiříček, R., 1983: Redefinition of the Oligocene and Neogene Ostracod Zonation of the Paratethys. In: *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 4, s. 195 – 236.
- Jiříček, R., 1985: Die Ostracoden des Pannonien. In: Papp, A., Jámbo, Á., Steininger, F. F. et al.: *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M₆ Pannonien*. Budapest, Akadémiai Kiadó, s. 40 – 45.
- Kato, M., Fukusawa, H. a Yasuda, T., 2003: Varved lacustrine sediments of Lake Touyou-ike, Western Japan, with reference to Holocene sea-level changes in Japan. In: *Quaternary International*, č. 105, s. 33 – 3.
- Kilényi, E. a Šefara, J., 1989: Pre-tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary 1 : 500 000. Budapest, ELGI.
- Konečný, V. (ed.), 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán), I. diel. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 248 s.
- Korecz, A., 1985: Die Ostracodenfauna des Zsámbéker Beckens. In: Papp, A., Jámbo, Á., Steininger, F. F. et al.: *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M₆ Pannonien*. Budapest, Akadémiai Kiadó, s. 173 – 177.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 202 s.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Holcová, K., Hudáčková, N., a Zlinská, A., 1999: Paleogeography, paleoecology and eustasy: Miocene 3rd order cycles of relative sea-level changes in the Western Carpathian – North Pannonian basins. In: *Acta Geol. hung. (Budapest)*.
- Kováč, P., Hók, J., Nagy, A., Šimon, L., Pereszélyi, M., Madarás, J., Vitáloš, R., Fordinál, K., Zlinská, A., Kováčová, M., Zágorský, K., Pipik, R. a Hudáčková, N., 1997: Jadrová elektrárň Mochovce – geológia a tektonika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 60.
- Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M. a Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins. In: *Tectonophysics (Amsterdam)*, č. 252, s. 433 – 451.
- Lehotayová, R., 1974: Kalkige nanoflora des Sarmatien. In: Papp, A., Marinescu, F. a Seneš, J. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostratotypen, IV. Miozän M₅ Sarmatien*. Bratislava, Veda, s. 516 – 546.
- Magyar, I., Geary, D. H. a Müller, P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, č. 147, s. 151 – 167.
- Mai, H. D., 1991: Palaeofloristic changes in Europe and confirmation of the Arctotertiary – Palaeotropical concept. In: *Rev. Palaeobot. Palynol. (Amsterdam)*, roč. 68, č. 1, s. 29 – 36.
- Mai, H. D., 1981: Entwicklung und klimatische Differenzierung der Laubwaldflora Mitteleuropas in Tertiär. In: *Flora (Jena)*, 171, s. 525 – 582.
- Martínek, K., Blecha, M., Daněk, V., Franců, J., Hladíková, J., Johnová, R. a Uličný, D., 2006: Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical

- study of the Rudník member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic. In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Amsterdam), č. 230, s. 85 – 128.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma 1970*, (Farinacci, A., ed.). Edizioni Tecnoscienza, Rome, 2, s. 739 – 785.
- Marunteanu, M., 1999: Litho and Biostratigraphy (Calcareous nannoplankton) of the Miocene deposits from the Outer Moldavides. In: *Geol. Carpath.* (Bratislava), roč. 50, č. 4, s. 313 – 324.
- Marunteanu, M., 1997a: Evolution line of the endemic genus *Noelaerhabdus* (Pannonian: Pannonian Basin). In: *Acta paleont. Roman.*, č. 1, s. 96 – 100.
- Marunteanu, M., 1997b: Pannonian Nannoplankton Zonation. In: *International Symposium Geology in the danube Gorges, Geologija derdapa, Orszova*, s. 263 – 265.
- Marunteanu, M. a Papaianopol, I., 1996: The connection between Dacic and Mediterranean basins, based on calcareous nannoplankton assemblages. In: *Rom. J. Stratigraphy* (Bucurest), roč. 77, č. 4.
- Mihajlović, D. a Knezević, S., 1988: Calcareous Nannoplankton from Sarmatian deposits at Belgrade. In: *Ann. Geol. Peninsulae Balkanique, LII* (Beograd), s. 317 – 332.
- Nagy, A. (ed.), 1998: *Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny, východná časť 1 : 50 000*. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 181 s.
- Nagy, A., Fordinál, K., Brzobohatý, R., Uher, P. a Raková, J., 1995: Vrchný miocén juhovýchodného okraja Malých Karpát (vrt Ma-1, Bratislava). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 27, s. 113 – 132.
- Nagymaryosy, A., 1982: A Tengelic-2 mélyfúrás bádienien-szarmata nannofórája. In: *Magy. áll. Földt. Intéz. Évk.* (Budapest), roč. 65, s. 139 – 145.
- Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Coward, M. P., Madarás, J., Houghton, J. J. a Bezák, V., 1998: Tertiary development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. In: *Tectonophysics* (Amsterdam), č. 290, s. 137 – 167.
- Papp, A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. In: *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 44, s. 85 – 222.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. In: *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, s. 39 – 41.
- Repčok, I., 1984: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sprovieri, R., Bonomo, S., Caruso, A., Di Stefano, A., Di Stefano, E., Foresi, L. M., Iaccarino, S., Lirer, F., Mazzei, R. a Salvatorini, G., 2002: An Integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene. In: *Riv. ital. Paleont. Stratigr. (Milano)*, roč. 108, č.2, s. 337 – 353.
- Stradner, H. a Fuchs, R., 1979: Über Nannoplanktonvorkommen im Sarmatien (Ober-Miozän) der zentralen Parathethys in Niederösterreich und im Burgenland. In: *Beitr. Paläont. Österreich* (Wien), 7, s. 251 – 279.
- Talbot, M., R. a Allen, P., A., 1996: Lakes. In: Reading, H., G., 1996: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Publishing, 669 s.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budinsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Young, J. R., 1998: Neogene. In: Bown, P. R. (ed.), 1998: *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (Vol. 8). Dordrecht, Kluwer Academic, s. 225 – 265.
- Zapletalová, 1956 – 1968: Biostratigrafické vyhodnotenia vrtovej Viedenskej a Podunajskej panvy. Manuskripty. Archív Nafta Gbely.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 114

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2008

Vedúca redaktorka: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava