

## SEDIMENTOLOGICKÉ STUDIUM KVARTÉRNÍCH SEDIMENTŮ LOKALITY „POD KRÁLOVÝM STOLCEM“ (NÁRODNÍ PARK PODYJÍ/THAYATAL)

SEDIMENTOLOGICAL STUDY OF THE QUATERNARY DEPOSITS AT THE LOCALITY  
„POD KRÁLOVÝM STOLCEM“ (NATIONAL PARK PODYJÍ/THAYATAL)

SLAVOMÍR NEHYBA, KAREL KIRCHNER, FRANTIŠEK KUDA

### *Abstract*

Nehyba, S., Kirchner, K., Kuda, F., 2024: Sedimentologické studium kvartérních sedimentů lokality „Pod Královým stolcem“ (Národní park Podyjí/Thayatal). – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 109, 2, 235-257 (with English summary).

*Sedimentological study of the Quaternary deposits at the locality “Pod Královým stolcem” (National park Podyjí/Thayatal).*

Sedimentological study of the deposits at the locality “Pod Královým stolcem” (National Park Podyjí/Thayatal) provides data about the evolution of the deposits within the confined Dyje valley. Deposits of the three facies associations/depositional environment have been recognised in the artificial trench. The first one is represented by alluvial and colluvial deposits formed by gravity flows (debrisflows) and poorly confined waterflows. The prominent facies association is composed of deposits of fluvial channel. In-channel bedforms (2D and 3D gravelly and sandy dunes) represent their dominant part. Braided fluvial style is supposed and occurrence of aggradational architectural element is interpreted. Soil sediments form the final facies association. Provenance analysis of the fluvial deposits recognised primary source from both local (granitoids of Thaya Batholit), and more distant areas (Moravian and Moldanubian Superunits). Moreover, an intense reworking and redeposition of material from older deposits (as secondary source) is evident. Multiple repeated periods of erosion, bypass and deposition influenced the texture and composition of the studied deposits and represent a characteristic feature of the deposition within deeply confined Dyje valley.

*Key words:* confined valley, facies analysis, depositional environment, provenance of fluvial deposits, redeposition

Slavomír Nehyba, Department of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic; e-mail: slavek@sci.muni.cz

Karel Kirchner, Institute of Geonics of the Academy of Sciences, Department of Environmental Geography, Drobného 28, 602 00, Czech Republic; e-mail: Karel.Kirchner@ugn.cas.cz

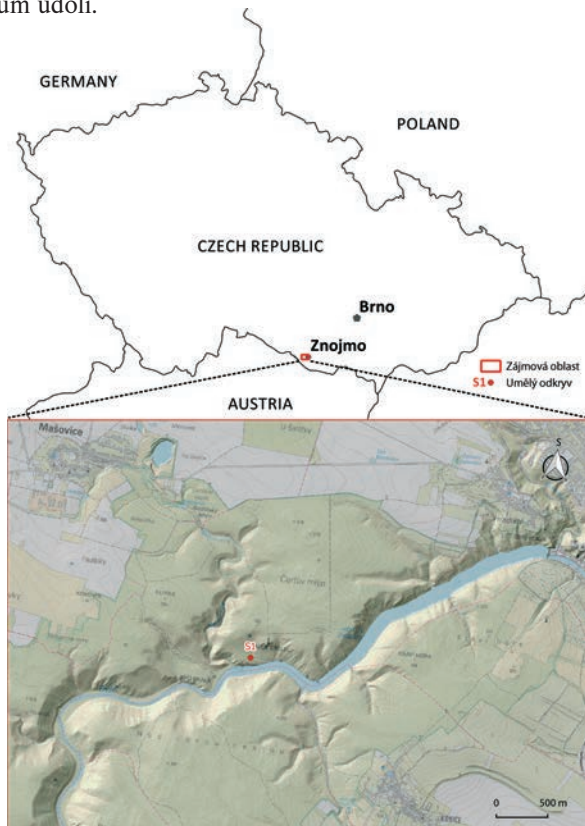
František Kuda, Institute of Geonics of the Academy of Sciences, Department of Environmental Geography, Drobného 28, 602 00, Czech Republic; e-mail: frantisek.kuda@ugn.cas.cz

### ÚVOD

Vznik a stáří říčních údolí v jv. okrajové části Českého masivu bývá tématem nejrůznějších publikací, diskusí a názorů (WETZLINGER *et al.* 2023). Specifickou pozicí zaujímá údolí řeky Dyje, které bylo vyhlášeno národním parkem v roce 1991. Kaňonovité údolí je od okolního plochého reliéfu v prostoru sz. od Znojma odděleno velmi ostře. Údolní zářez

je celistvý, svahy mají vcelku vyrovnaný sklon, což ukazuje na dlouhodobé zahlubování vodního toku s víceméně ustálenou pozicí a nepatrnými půdorysnými změnami. Zahlubování řeky v rámci sevřeného údolí během několika etap vedlo k vyklížení starších sedimentů (BRZÁK 1998, KIRCHNER *et al.* 1997). Relikty fluvialních sedimentů se proto v údolí Dyje v prostoru NP Podyjí/Thayatal uchovaly jen v omezeném rozsahu. Tyto byly studovány především BRZÁKEM (1996) a KIRCHNEREM *et al.* (1996; 1997) na lokalitách Králův stolec a Býčí skála. Sedimenty jsou spojovány s tzv. mladším štěrkopískovým pokryvem, leží v relativní výšce 30 až 40m a jsou srovnávány s nejrozsáhlejší morfostratigrafickou úrovní v Dyjsko-svrateckém úvalu a Znojenské kotlině tzv. V. úrovní dle ZEMANA (1973), označovanou též jako hodonická terasa (KARÁSEK 1985). Komplikovaná sedimentace štěrkopísků V. úrovně je v Brněnské kotlině kladena do středního pleistocénu (ZEMAN 1973, 1982; HAVLÍČEK 2002) a obdobně stáří lze předpokládat ve Znojenské kotlině. BRZÁK (1998) uvažuje, že v údolí Dyje nad Znojmem je tato úroveň pravděpodobně poněkud mladší. Prořezání uvedené úrovně není podmíněno klimaticky, nýbrž především tektonicky, což naznačuje její mírná konvergence se současnou spádovou křivkou Dyje (BRZÁK 1998).

Předložená publikace se věnuje výskytu fluvialních sedimentů pod Královým stolcem. Tuto lokalitu popisoval zejména KIRCHNER *et al.* (1996). Lokalizace zájmového území je prezentována na obr. 1. Cílem práce je přinést nové údaje především o charakteru těchto sedimentů, jejich depozičním prostředí a zdrojových horninách, případně se vyslovit k formálním procesům údolí.



Obr. 1. Lokalizace zájmového území, podkladová data: Český úřad zeměměřičký a katastrální WMS - ZTM25 (Základní topografická mapa ČR 1 : 25 000).

Fig. 1. Location of the area of interest, data sources: Czech Office for Surveying, Mapping and Cadastre WMS - ZTM25 (Basic topographic map ČR 1:25 000).

## METODIKA

Na lokalitě pod Královým stolcem byla ručně odkryta část stěny o celkové mocnosti přes 6 m. Profil bylo nutné kopat vertikálně, protože výkopové práce ukázaly, že se jedná o starou těžebnu zasypanou svahovým osypem. Vzhledem k mocnosti osypu a výšce odkryvu bylo nutné výkop pažit. Odkrytá část dosahovala šířky max. 60–70 cm a představovala jen omezený výřez stěny směrem k JJZ. Stěna byla litologicky popsána a provedena faciální analýza dle TUCKER (1988), WALKER a JAMES (1992) a NEMEC (2005). Paleoproudová data byla získána měřením sedimentárních struktur jako imbrikace, šikmé zvrstvení, ukloněné bazální povrchy (25 měření). Odebrané vzorky sedimentů byly vyhodnoceny metodami granulometrické analýzy (8 analýz), petrografické analýzy zrnitostní frakce nad 4 mm a posouzením tvaru a zaoblení klastů zrnitostní frakce nad 4 mm (dle POWERS 1982; KRUMBEIN a SLOSS 1951) (7 analýz) a měření přirozené radioaktivity (12 analýz). V zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm byla provedena analýza průsvitných těžkých minerálů spolu s hodnocením vnitřní i vnější morfologie zirkonů. Zrnitostní analýza byla provedena kombinací metody síťování za mokra na normovaných sítích (Retsch AS – 200) a laserové difrakce (CILAS 1064). K určení zrnitostních charakteristik (Mz,  $\sigma$ I) byly využity vzorce dle FOLK a WARD (1957). Hodnocení charakteristik tvaru a zaoblení proběhlo pod binokulárním mikroskopem, hodnocení těžkých minerálů a zirkonu pak pod polarizačním mikroskopem. Terminologie tvaru a zaoblení vychází z klasifikací POWERS (1953) a ZINGG (1935).

Na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PřF MU byly provedeny analýzy vybraných minerálů (granát – 38 zrn, rutil – 8 zrn) na elektronové mikrosondě CAMECA SX100 (urychlovacím napětí 15 kV, proud 20 nA, v průměru svazku 50  $\mu$ m).

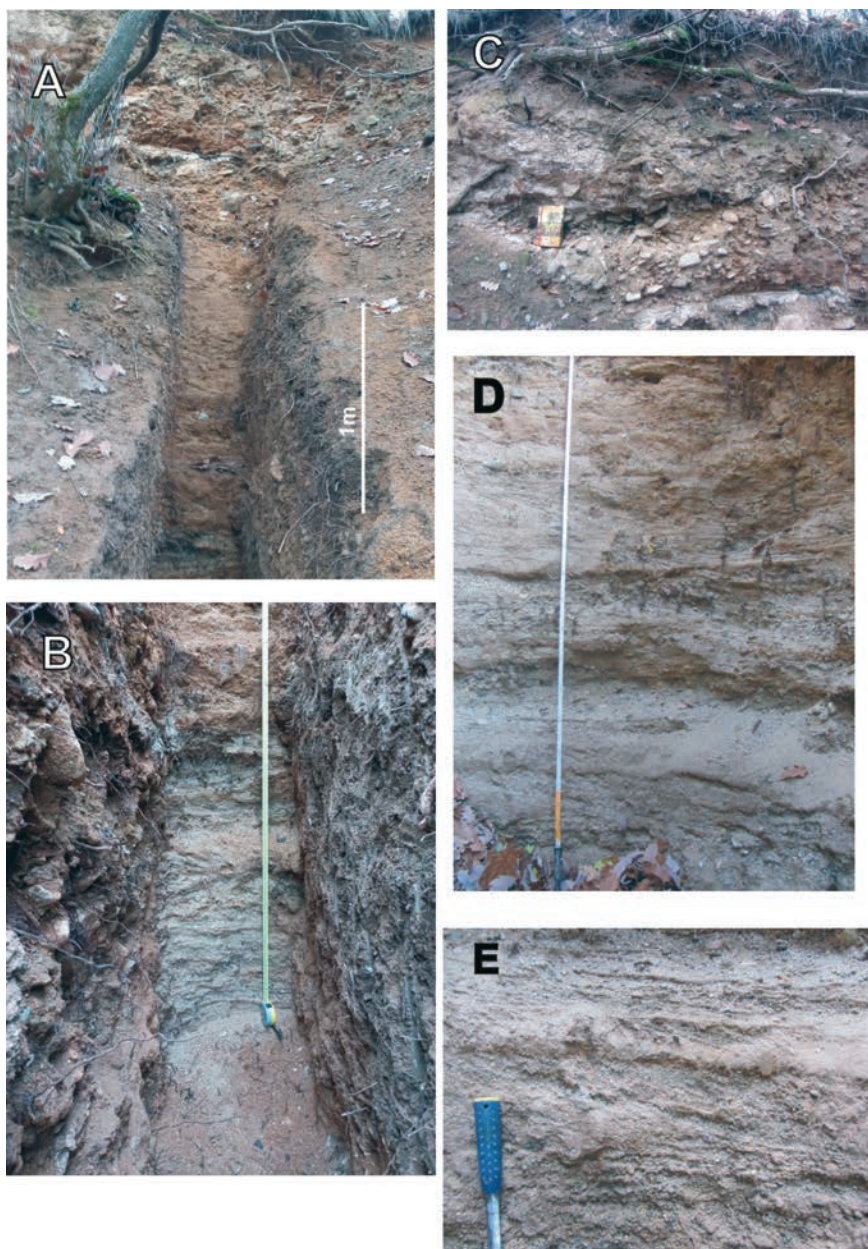
Gamaspektrometrická analýza byla provedena za účelem zjištění koncentrace radioaktivních izotopů draslíku, uranu a thoria na laboratorním gamaspektrometru GR – 320 SPEC. Váha měřených vzorků se pohybovala v rozmezí 216,1–390,7 g. Každé měření přirozených radionuklidů a celkové radioaktivity sedimentu bylo po kalibraci prováděno po dobu 30 minut.

Během výkopových prací se ukázalo, že studovaný odkryv je zaniklou a zapomenutou těžebnou štěrkopísku, která byla v dávné minulosti exploatována. Doba těžby je však značně nejistá vzhledem k mocnosti a rozsahu osypu stěny a chybějícím záznamu o těžebně v historických pramenech.

## VÝSLEDKY

### *Litofaciální analýza*

V rámci sedimentárního profilu bylo vyčleněno celkem 14 litofacií, jejichž označení a popis jsou uvedeny v tabulce 1 a jejich příklady na obrázku 2. Litofacie byly kombinovány do tří faciálních asociací (FA), které odpovídají různým depozičním prostředím a transportním procesům. Pro názvy jednotlivých FA jsou pro přehlednost použity interpretovaná depoziční prostředí. FA 1 tak představují aluviální a koluviální sedimenty, FA 2 sedimenty říčního koryta a FA 3 půdní sedimenty. V textu věnujícím se samotným FA je však popis oddělen od interpretace. Rozšíření litofacií a faciálních asociací v rámci popisovaného sedimentárního profilu je prezentováno na obrázku 3. Bližší pozornost byla věnována především sedimentům faciální asociace 2. Interpretace výsledků a využití metod depoziční architektury jsou ovlivněny malým laterálním rozsahem odkryvu.



Obr. 2. Fotografická dokumentace hodnoceného umělého odkryvu. A) Svrchní část umělého odkryvu (zachyceny sedimenty FA 2, FA 1 a FA3, B) Spodní část umělého odkryvu (sedimenty FA 2), C) Sedimenty FA 1 zastížené ve vyšší části hodnoceného profilu (litofacie Gm1, Gm2 and Gh) překryté sedimenty FA 3 (litofacie P a C), D) Svrchní část FA 2 s dominancí písčitých lithofacií, E) Spodní část FA 2 s dominancí štěrkovitých lithofacií.

Fig. 2. Outcrop photos of studied trench. A) The upper part of the artificial trench (deposits of FA1, FA 2 FA3, B) The lower part of the artificial trench (deposits of FA 2), C) The upper portion of deposits of FA1 (facies Gm1, Gm2 and Gh), covered by deposits of FA 3 (facies P and C), D) Sandy lithofacies dominated the upper portion of FA 2, E) Gravelly dominated the lower portion of FA 2.

Tabulka 1. Seznam, popis a základní interpretace litofacií rozlišených v rámci hodnoceného sedimentárního profilu Pod Královým stolcem.

Table 1. Descriptive summary list of lithofacies of the studied deposits distinguished at the locality Pod Královým stolcem.

Symbol	Popis	Interpretace
P	Hnědá prachovitá hlína s úlomky hornin do 3 cm v průměru, kořeny, svrchní část humózní.	Půdní sediment, svahové sedimenty postižené procesy pedogeneze.
C	Bělavý rozpadavý karbonát, masivní, náznaky laminace, stopy po kořenech. Erozní konkávní top, nepravidelná báze na štěrkových sedimentech. Laterálně variabilní mocnost od 7 cm (erozní relikt) do 50 cm.	Karbonátové paleopůdy, tvorba během etap stabilizace svahových pohybů.
Fm	Masivní prachovec, neprůběžná poloha – erozní zbytek. Erozní konkávní top a zvlněná nepravidelná báze. Mocnost do 5 cm.	Dominantně suspenzní sedimentace z distálních částí epizodických štítových toků na periferní části aluviálního kužele (Aziz et al., 2003).
Sp	Hrubozrný až velmi hrubozrný písek se štěrkem, planárně šikmo zvrstvený (menší sklon zvrstvení). U báze profilu červenohnědý s příměsí ostrohranného eluvia, výše v profilu světle šedý až bělavě šedý s přítomností klastů obvykle do 1 cm. Relativně špatně vytríděný. Erozní báze se zvýšenou přítomností psefitických klastů do 4 cm (osa A). Ostrý mírně zvlněný top. Mocnost setů 10–15 cm, cosety kolem 30 cm. Hojně reaktivační povrchy.	Migrace písčítých dun s rovným průběhem hřbetu (2D duny), akrece vnitrokorytových valů (příčná či šikmá orientace valu vůči korytu). Sedimentace za podmínek střední části spodního proudového režimu, jednosměrný subakvatický proud (Miall, 1977; Collinson, 1996).
St	Světle šedý až bělavě šedý, špatně vytríděný hrubozrný, až velmi hrubozrný písek se štěrkem, korytovitě šikmo zvrstvený. Horší vytrídění především díky přítomnosti psefitických klastů (obvykle do 1 cm v ose A). Ostrá mírně zvlněná báze i top. Mocnost do 10 cm. Reaktivační povrchy.	Migrace písčítých dun se zvlněným (3D duny), akrece vnitrokorytových valů nebo vnitřní části valů. Sedimentace za podmínek svrchní části spodního proudového režimu, jednosměrný subakvatický proud (Miall, 1977; Leclair and Bridge, 2001).
Sm	Středozrný až hrubozrný masivní písek s občasnými subangulárními klasty do 4 cm, relativně špatně vytríděný. Deskovité těleso, planární báze i top. Mocnost 15 cm.	Výrazný transport materiálu v suspenzi, rychlá depozice, možná tvorba trakčního koberce (Horn et al., 2018; Kędzior and Popa, 2018) a/nebo rychlá fluidizace písčitého dnového tvaru.
Sl	Jemnozrný, středozrný písek, dobře vytríděný, planárně paralelní laminace, plochá báze i top. Mocnost setů do 8 cm.	Svrchní část fluvialních valů, možné jejich rozmytí (Miall, 1996). Přechodný proudový režim mezi spodním a svrchním (Zellman et al., 2021).
Sh	Jemnozrný, dobře vytríděný písek, mírně ukloněná laminace. Ostrá mírně ukloněná až plochá báze i top. Mocnost 18 cm.	Přechod spodního a svrchního proudového režimu (Harms et al., 1975). Svrchní partie valů případně výsledek jednorázových přívalových událostí (Miall, 1996).

Gp	Písčítý štěrk až štěrkovitý písek s planárním šikmým zvrstvením. Erozní ukloněná báze s ojedinelými zaoblenými valouny až 6 cm v průměru, vzácně až 10 cm, výše dominuje štěrčík s klasty do 0,5 cm a zjemňování směrem vzhůru až do velmi hrubozrnného písku. Plochy top. Mocnost setů 16–22 cm, cosety s mocnostmi 42– 54 cm.	Migrace štěrkových dun s rovným hřbetem (2D duny), vnitrokorytové příčné dnové tvary (Harms et al., 1975; Miall, 1977).
Gt	Písčítý štěrk s podpůrnou stavbou písčité matrix až valounů, korytovité šikmé zvrstvení, valouny do 2 cm, dominuje štěrčík o velikosti do 0,5 cm. Ostrá mírně zvlněná báze i top. Mocnost setu 10 cm, coset 30 cm.	Migrace štěrkových dun se zvlněným průběhem hřbetu (3D duny), vnitrokorytovitá sedimentace, příčné dnové tvary (Harms et al., 1975; Miall, 1977).
Gm1	Štěrk, valouny až 13 cm (osa A), vzácně balvany až 30 cm, masivní podpůrná struktura valounů. Střídání nepravidelných čočkovitých až deskovitých poloh bohatších drobnějšími valouny a granulemi a bohatších velkými valouny. Matrix tvořena špatně vyříděným hrubozrnným pískem s valounky. Ostrá ukloněná erozní báze, konvexní top. Mocnost setů 31–48 cm.	Sedimentace bazálních dnových částí koryt, vertikální a laterální agradace (Miall, 1996; Collinson, 1996). Sedimenty nekohezivních úlomkotoků (Miall 1996, Blikra, Nemeč 1998).
Gm2	Štěrk, valouny až 13 cm (osa A), masivní štěrk s podpůrnou strukturou matrix. Dvě subfacie dle různé matrix: a) matrix tvoří světle hnědá až bělavě hnědá vápnitá hlína, nebo b) matrix tvoří hrubozrnný až velmi hrubozrnný písek. Valouny dosahují až 30 cm a jsou subangulární až subovální, masivní. Mocnost 20–50 cm. Ostrá nepravidelně zvlněná báze i top.	Sedimenty kohezivních i nekohezivních úlomkotoků (Collinson, 1996, Miall, 1996, Blikra, Nemeč 1998). Rozdílná matrix odráží rozdílné zdroje v rámci svahu (starší fluvialní sediment vs. sedimenty postižené pedogenezí).
Gh	Štěrk, valouny až 13 cm (osa A), kostrovitá stavba až podpůrná struktura valounů, hrubě vyvinutá přibližně horizontální až mírně ukloněná vrstevnatost, spojená s rozdíly ve velikosti valounů, zřetelná imbrikace – převážně A (p), B (i) typ.	Trakční sedimentace, plošný splach až mírně koncentrovaný vodní proud, štítový tok, “diffuse gravel sheets” (Hein and Walker, 1977, Blikra, Nemeč 1998). Výplň lokální deprese.
Gb	Velké balvany a bloky až 1,2 m v průměru, zvětralý povrch, polozaoblené. Písčítá matrix připomínající zčásti písčité eluvium. Ostrý kontakt s nadložními písky.	Balvanové reziduum, role skalního řízení a zvětrávání (Nemeč, Kazanci, 1998).

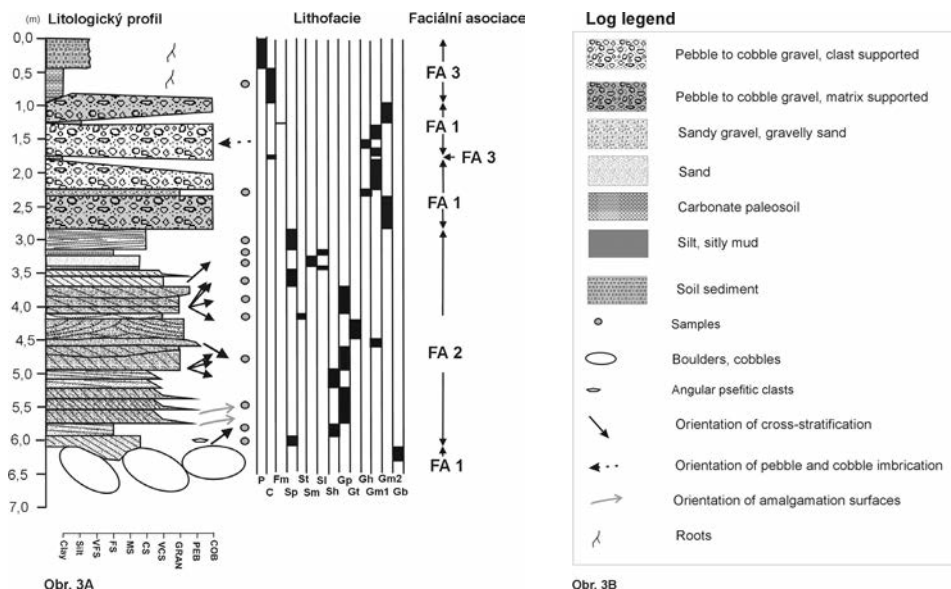
### Faciální asociace 1 – aluviální a koluviální sedimenty

Sedimenty faciální asociace 1 byly zjištěny na bázi profilu a dále v jeho vyšších partiích. Na bázi profilu jsou tyto představovány litofacií Gb, tedy balvanitými šterky se špatně opracovanými a jen slabě zvětřalými klasty granitoidních hornin. Na základě výsledků geofyzikálního průzkumu (KIRCHNER *et al.* 1996) je zřejmé, že tyto leží na podložním krystaliniku. Tyto sedimenty FA 1 jsou překryty sedimenty FA 2. Mocnost litofacie Gb je velmi proměnlivá a dosahuje převážně prvních decimetrů.

Ve vyšších partiích studovaného profilu pak sedimenty FA 1 překrývají sedimenty FA 2 a jsou překryty sedimenty FA 3 (případně se s nimi zastupují). Tyto sedimenty jsou tvořeny čtyřmi litofaciemi tj. Gm1, Gm2, Gh a Fm a dosahují mocnost 1,9 m. Výrazně převažují hrubozrnné masivní litofacie Gm1 a Gm2. V rámci nich jsou pak opakovaně vloženy poněkud jemnozrnnější zvrstvené šterky litofacie Gh a jen reliktně zachovány jemnozrnné sedimenty litofacie Fm. Klasty jsou obvykle menšího rozměru než v rámci litofacie Gb a také jsou lépe opracovány.

**Interpretace:** Výskyt FA 1 při bázi profilu, jeho výrazná texturní heterogenita spolu s výskytem jen slabě opracovaných balvanů je interpretován jako produkt svahových gravitačních procesů (skalní řícení, úlomkotoky) lokálního materiálu v reakci na intenzivní zvětrávací procesy a tvorbu výrazného reliéfu v rámci říčního zářezu. Ve svazích zářezu lze předpokládat tvorbu skalních stupňů a erozních strží. Možný jemnozrnnější materiál byl z kaňonovitého údolí nejspíše vyklizen převážně vlivem erozní činnosti vodního toku (FA 2) a sedimenty této etapy vývoje údolí jsou zachovány jen jako balvanové reziduum.

Výskyt sedimentů FA 1 ve vyšších partiích hodnoceného profilu má jiný charakter. Tyto sedimenty mají větší mocnost, jsou hrubě vrstevnaté, vyskytuje se několik litofacií a výše se zastupují s půdními sedimenty. Jedná se převážně o sedimenty gravitačních proudů tj. úlomkotoků (Gm1, Gm2) a podřadně o trakční či suspenzní sedimenty z vodního prou-



Obr. 3. A) Schematický litologický profil zastižený umělým odkryvem na lokalitě „Pod Královým stolcem“ s vyznačením rozmístění lithofacií, faciálních asociací (FA) a hodnocených vzorků. B) Vysvětlivky k symbolům použitým v obr. 3A.

Fig. 3. A) Schematic lithostratigraphic log of the artificial trench with distribution of lithofacies, facies associations (FA) and position of samples. B) Explanations to the symbols used in Fig. 3A.

du (Gh, Fm). Situaci lze vysvětlit jako několik těles aluviálních kuželů, které se navzájem překrývají a vyskytují se jak ve své proximální, tak distální části. Jednotlivé kužely byly generovány v různých částech údolního svahu nejspíše v rámci řady etap. Povrch gravitačních proudů byl nerovný a opakovaně přepracován přívalovými vodními srážkami. Směr pohybu takovýchto vodních proudů byl generelně k V.

## Faciální asociace 2 – sedimenty říčního koryta

Střední a dominantní část hodnoceného profilu je budována sedimenty FA 2 o celkové mocnosti 3,3 m. Tato faciální asociace je tvořena osmi litofaciemi (Gm1, Gp, Gt, Sh, Sl, St, Sp a Sm). Planárně šikmo zvrstvené písčité šterky až šterkovité pisky Gp představují nejčastější litofacii (34,4 %). Zrnitostní analýza těchto sedimentů (tři vzorky) ukázala, že zastoupení šterkové frakce se pohybuje od 15 do 35 %, písková frakce představuje 64,5 až 83,2 %, frakce prachová 0,5–0,3 % a frakce jílová 0,1 %. Střední velikost zrna je  $Mz$  0,5 až  $-0,6 \Phi$  a vyřídění  $\sigma_I$  je v hodnotách 1,4–1,5. Hojně byly zastoupeny také planárně šikmo zvrstvené pisky litofacie Sp (21,9 %), jejichž zrnitostní analýza (dva vzorky) ukázala, že zastoupení šterkové frakce se pohybuje od 9 do 10 %, písčité frakce představuje 87,4 až 89,1 %, frakce prachovitá 0,6–6,4 % a frakce jílovitá 0,1–1,6 %. Střední velikost zrna je  $Mz$  0,7 až  $1,0 \Phi$  a vyřídění  $\sigma_I$  je v hodnotách 1,5–1,6. Korytovitě zvrstvené šterky litofacie Gt představují 9,4% profilu a korytovitě zvrstvené pisky litofacie St 6,3%. Zrnitostní analýza sedimentů litofacie St (jeden vzorek) ukázala, že podíl šterkové frakce dosahoval 9,1 %, písková frakce představovala 80,3 %, frakce prachová 0,5 % a frakce jílová 0,1 %. Střední velikost zrna je  $Mz$  1,0  $\Phi$  a vyřídění  $\sigma_I$  1,6. Relativně hojný je podíl jemnozrnných písků s ukloněnou laminací litofacie Sh (14,1 %). Již méně časté je zastoupení korytovitě zvrstvených písků litofacie St (6,3 %), masivních šterků litofacie Gm1, masivních písků Sm a planárně zvrstvených jemnozrnných písků litofacie Sl (vždy 4,7 %). Zrnitostní analýza sedimentů litofacie Sl (dva vzorky) ukázala, že podíl šterkové frakce se pohybuje od 2,5 do 8,7 %, písková frakce představuje 75,3 až 90,3 %, frakce prachová 6,2–13,1 % a frakce jílová 1,0–2,9 %. Střední velikost zrna je  $Mz$  1,1 až  $1,3 \Phi$  a vyřídění  $\sigma_I$  je v hodnotách 1,6–2,5.

Zastoupení šterkových litofacií tj. Gp, Gt a Gm1 a písčítých litofacií je v rámci FA 2 vcelku vyrovnané, když první tvoří 49,5% a druhé 50,5% hodnoceného profilu. Zatímco zastoupení šterkových litofacií dominuje ve spodních částech FA 2, v jeho svrchních částech pak naprosto dominují litofacie písčité. Báze i povrchy těles jednotlivých litofacií jsou hojně erozní a jen mírně zvlněné s přítomností „cut and fill structures“.

Paleoproudová data (směry šikmého zvrstvení, reaktivační povrchy) indikují naprosto dominantní směr transportu k SV, V a JV s určitými variacemi pro jednotlivé facie.

**Interpretace:** Dominantní litofacie Gp, a také Gt vznikly sedimentací z jednosměrných vodních proudů spolu s migrací šterkových dun s rovným (Gp) nebo zvlněným (Gt) průběhem hřbetu při tvorbě vnitrokorytových valů (HARMS *et al.* 1975; COLLINSON 1996), případně jako výplň drobných podružných kanálů (MIALL 1977). Jednotlivé sety litofacií Gp a Gt jsou obvykle organizovány do mocnějších cosetů. Svrchní partie šterkových valů jsou obvykle tvořeny písčítými litofaciemi Sh, Sp či St. Výjimečně byly v rámci šterkových valů zjištěny masivní šterky litofacie Gm1, které představují sedimenty dnových agradačních partií říčních koryt (COLLINSON 1996; BRIDGE 2003). Bazální partie s malou mocností jsou interpretovány jako reliktní sedimenty především erozního vodního proudu a transportu většiny materiálu s tvorbou dnového rezidia („channel lag“), případně mohou být usazeny z vysoce energetických proudů (přívaly?) s výraznou trakční sedimentací (COLLINSON 1996). Sedimenty písčítých litofacií Sp a St zachycují depoziční procesy spojené s tvorbou písčítých dun/valů s různým průběhem hřbetu.

Na základě srovnání s literárními daty (LECLAIR a BRIGDE 2001; REESINK *et al.* 2015; LEARY a GANTI 2019; LI *et al.* 2022, HARTLEY a OWEN 2022; BOFILL *et al.* 2024) bylo přistoupeno k odhadu původní výšky fluviálních valů a hloubky proudu z mocnosti setů šikmého zvrstvení. Hodnoty se pohybují do 40 cm (výška dun) a přes 1 m (hloubka proudu), při-



čemž štěrkové valy (Gp, Gt) měly vyšší výšku a odrážely větší hloubku než valy písčité (Sp, St). Jedná se o odhad vzhledem k množství vstupních hodnot a nedostatečnému laterálnímu odkrytí profilu. Snižování výšky dun a změlčování je zřetelné směrem do vyšších částí profilu.

Dominantní sedimenty litofacií Gt, Gp, Sp a St jsou spojovány se spodním proudovým režimem (MIALL 1977; LECLAIR a BRIDGE 2001, atd.). Sedimenty litofacií Sm, Sl a Sh ukazují na přechodný až vyšší proudový režim (HORN *et al.* 2018, ZELLMAN *et al.* 2021). Přítomnost těchto sedimentů může ukazovat na proměnlivý průtok a roli přívalových vodních proudů. Případná jednoznačná identifikace sedimentů svrchního proudového režimu (WALKER a HOLBROOK 2023) byla komplikovaná nedostatečnou odkrytostí sedimentů.

V nejsvrchnějších částech FA 2 vyvinutý nahoru zjemňující trend spojený s ubýváním štěrkové frakce, nahrazováním štěrkových litofacií písčítými a určitou redukcí mocnosti setů šikmého zvrstvení lze vysvětlit postupnou redukcí hloubky koryta a/nebo rychlosti proudění. Směr transportu generálně k východu je ve shodě s průběhem údolí a směrem toku „paleoDyje“.

Výrazný podíl sedimentů štěrkových a písčitých valů (72 %) spolu s absencí mimokorytových sedimentů ukazuje na divočící fluviální styl. Relativní shoda v paleoproudových indikátorech a jejich malá variabilita ukazují na nízkou sinusoiditu proudu (BRIDGE 2003), což spolu s absencí projevů laterální migrace, absencí mimokorytových (floodplain) sedimentů a jemnozrnných intraklastů je pravděpodobně projev depozice v laterálně omezeném údolí, kompletně pod vlivem říčního koryta. Relativně nízká mocnost těles jednotlivých litofacií, víceméně deskovitý tvar těles, subhorizontální průběh reaktivačních ploch, i zjištěné litofacie lze opatrně spojit především s agradačními procesy („agradační architekturní element“) viz např. COLLOMBERA a MOUTNEY (2019), BOFILL *et al.* (2024). Opatrnost je dána malým horizontálním rozsahem odrytého profilu. „Cut and fill structures“ lze jednoznačně spojit s rychlým střídáním erozních a depozičních procesů.

Ze zrnitostních analýz je nápadné nízké zastoupení prachovité a jílové frakce v rámci hrubozrnnějších písků a štěrků. Hodnoty vytrídění  $\sigma_1$  lze jako celek považovat za signál relativně horšího vytrídění, což je vcelku typické pro sedimenty říčních koryt. V rámci relativně jemnozrnnějších písčitých sedimentů je již podíl prachové a jílové zrnitostní frakce poněkud vyšší. Lze případně usuzovat na relativně malou roli těchto zrnitostních frakcí ve zdrojové oblasti. Vyšší rychlosti proudění (ve spojení s hrubozrnnějšími litofaciemi) vedly nejspíše k transportu prachu a jílu v rámci vodní masy mimo sledovanou oblast.

### **Faciální asociace 3 – půdní sedimenty**

Tyto sedimenty byly zjištěny v nejvyšší části odkryvu, kde překrývají sedimenty FA 1, případně se s těmito sedimenty zastupují. FA 3 je tvořena dvěma litofaciemi tj. P a C. Erozní relikty litofacie C byl také zjištěn v rámci tělesa sedimentů FA 1. Bližší popis těchto litofacií je uveden v tabulce 1.

**Interpretace:** Sedimenty FA 3 jsou interpretovány jako výsledek pedogenních procesů za vhodných klimatických podmínek. K tvorbě facie C dochází v rámci alespoň částečně stabilizovaného povrchu aluviálního kužele. Obnovení gravitačních pohybů a tvorba nové generace sedimentů aluviálního kužele vedla k erozi dříve uložených sedimentů litofacie C, což lze vysvětlit s další etapou tvorby údolí a obnovením svahové nestability. Nelze vyloučit možnost, že tyto sedimenty mohly být přemístěny v rámci gravitačních pohybů. Zastupování svahových/gravitačních procesů a pedogeneze je spojeno s rozdílnou mírou/etapou stabilizace svahu.

### **Valounová analýza a analýza těžkých minerálů**

Valounová analýza klastů byla provedena pouze pro sedimenty FA 2. Zřetelná je dominance krystalinických hornin (65,1–76,3 %). Výraznou roli hrají klasty ortorul (17,7–29,6 %), křemen-živcového agregátu s proměnlivou kaolinizací živců (17,8–38,4 %) a dvojslídneho granitoidu (6,3–17,7 %), jehož živce jsou také proměnlivě kaolinizované.

Dále byly zjištěny v jednotkách procent klasty pararul, svorů a kvarcitů, které jsou často grafitické. Jako velmi ojedinělé se objevovaly klasty fylitu, amfibolitu a granulitu. Klasty ortorul jsou převážně diskovitého (20–75 %) případně čepelovitého (14,8–60,0 %) tvaru a převážně poloostrohranné (33,3–75,0 %) až polozaoblené (25–50 %). Angulární klasty ortorul byly zastiženy v jednom vzorku (4,1 %). Častější jsou zaoblené klasty ortorul, které mohou tvořit až 18,5 %. Naopak klasty granitoidů mají především sférický tvar (47,1–100 %), případně tvar diskovitý (12,5–66,6 %). Jejich zaoblení je pak velmi rozdílné, přičemž poloostrohranné (9,1–100 %) nebo polozaoblené (33,3–75,0 %) klasty byly zastiženy ve všech vzorcích. Angulární a zaoblené klasty granitoidů v některých vzorcích zcela chybí, jindy dosahují až 50 % (angulární) nebo 33,3 % (zaoblené). Ojedinělé klasty pararul, amfibolitu a granulitu byly velmi dobře zaoblené. Výjimečně bylo zjištěno diskovité polozaoblené zrnno načervenalého křemenného pískovce. Opakovaně bylo dokumentováno pokrytí povrchu valounů nahnědlým (limonit) až načervenalým povlakem a ojediněle i rhizolity.

Významně zastoupené klasty křemene jsou tvořeny několika varietami. Zcela dominuje bělavý až naředlý křemen (19,1–26,6 % spektra klastů), vzácnější je křemen narůžovělý (1,4–4,8 %) a ojedinělý je křemen medový až sytý žlutý (max. 3,1 %). Křemeny jsou převážně sférické (48,2–77,8 %). Byly však zjištěny i tvary čepelovité (5,6–50 %), diskovité (5,6–47,6 %) či sloupcovité (4,8–16,2 %). Dominují pak klasty polozaoblené (38,1–66,7 %) a poloostrohranné (10,2–47,6 %). Zatímco ve všech vzorcích byly přítomny také zaoblené křemeny (11,1–33,3 %), tak angulární křemeny jsou zcela ojedinělé (0–4,1 %). Klasty křemene jsou typicky menší (do 4–5 cm) než klasty krystalinických hornin

Asociace průsvitných těžkých minerálů je charakteristická dominancí staurolitu (22,9 %), epidotu (22,1 %), granátu (13,0 %) a zirkonu (10 %). Zvýšená (tj. 3,8–6,8%) byla také přítomnost apatitu, monazitu, amfibolu, disthenu a silimanitu. Ostatní průsvitné těžké minerály (turmalín, rutil, epidot, spinel) byly přítomny několika prvními procenty. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil – HUBERT 1962) dosahovala 13,1 %, přičemž v rámci stabilních minerálů výrazně převažoval zirkon nad rutilem a turmalínem.

**Interpretace:** Petrografickou zralost lze označit za nízkou až střední. Přesto výrazné zastoupení křemene nebo hornin křemenem bohatých (tj. relativně odolných vůči zvětrávacím procesům a trakčnímu transportu) v rámci psefitické frakce ukazuje na intenzivní zvětrávání ve zdrojové oblasti. Zdroj těchto klastů lze hledat především v okolních geologických jednotkách – tj. dyjský masív (granitoidy) a moravikum (bítešská a lukovská jednotka – ortoruly, amfibolit, kvarcit, svor; drosendorfská jednotka – pararuly) (ROETZEL *et al.* 2004; 2005). Tvary jsou ovlivněny především vlastnostmi matečné horniny. Ortoruly mají poněkud vyšší zaoblení než granitoidy, což lze spojit s poněkud delším transportem vzhledem k pozici zdrojových hornin vůči místu studia (viz ROETZEL *et al.* 2004; 2005). Ojedinělý klast odolného granulitu ukazuje na vzdálenější zdrojovou oblast – moldanubikum. Primárním zdrojem křemene jsou křemenné žíly, přičemž na výraznou roli redepozice ze starších sedimentů ukazuje vysoké zastoupení zaoblených a polozaoblených klastů. Redepozice ze starších sedimentárních hornin je doložena i přítomností zaoblených a polozaoblených krystalinických hornin.

Valounová analýza nabízí možnost srovnání s hodnotami zjištěnými pro neogenní a kvartérní sedimenty blízké lokality „Nový Hrádek“ (NEHYBA *et al.* 2019) výše proti proudu Dyje. Zřetelné je nižší zastoupení křemene a vyšší zastoupení krystalinických hornin (také jejich větší spektrum) pro lokalitu „Pod Královým stolcem“. Především granitoidy (také amfibolit a granulit) nebyly na lokalitě Nový Hrádek zjištěny a zastoupení rul je tam výrazně nižší. Tvary křemenných klastů jsou obdobné na obou lokalitách, ale na lokalitě „Pod Královým stolcem“ je výrazně vyšší zastoupení zaoblených klastů. Tato zjištění podporují představu o výrazné roli místních hornin na valounovém složení hodnocených klastik.

Asociace průsvitných těžkých minerálů ukazuje na výraznou roli krystalinických břidlic, kyselých a intermedialních vyvřelin a metabazik ve zdrojové oblasti. Asociace je odlišná od lokality „Nový Hrádek“, přičemž je výrazně nižší zastoupení stabilních a superstabilních minerálů (nižší ZTR index) na lokalitě „Pod Královým stolcem“.

## Hodnocení granátu

Studium chemismu granátu patří k hojně využívaným metodám určení zdroje těžkých minerálů (MORTON a HALLSWORTH 1994; MORTON 2007). Ze sedimentů FA 2 bylo vyčleněno 15 typů granátu (tabulky 2).

Nejčastějším zjištěným typem granátu (26,3 %) byly pyrop-almandiny ( $ALM_{56-75}$ ,  $PRP_{16-37}$ ,  $GRS_{3-8}$ ,  $SPS_{2-10}$ ,  $AND_{0-3}$ ), dalším typem (21,1 %) andradit-pyrop almandiny ( $ALM_{42-63}$ ,  $PRP_{24-43}$ ,  $AND_{10-21}$ ,  $GRS_{0-8}$ ,  $SPS_{1-2}$ ), a také (10,5 %) almandin pyropy ( $PRP_{48-54}$ ,  $ALM_{30-35}$ ,  $GRS_{5-10}$ ,  $SPS_1$ ). Méně zastoupené jsou grosulár-pyropy ( $PRP_{31-40}$ ,  $GRS_{31-32}$ ,  $ALM_{26-28}$ ,  $SPS_{1-2}$ ), které tvoří 7,9 % spektra, a také almandin-pyrop grosuláry ( $GRS_{31-43}$ ,  $PRP_{29-30}$ ,  $ALM_{26-27}$ ,  $SPS_{1-3}$ ) představující 5,3 %. Ostatní typy jsou ojedinělé (vždy 2,6 %). Jde o pyrop-grosulár almandiny ( $ALM_{58}$ ,  $GRS_{26}$ ,  $PRP_{22}$ ,  $SPS_{17}$ ), spesartin-andradit almandiny ( $ALM_{38}$ ,  $SPS_{30}$ ,  $AND_{26}$ ,  $PRP_{15}$ ), andradit-spessartin almandiny ( $ALM_{57}$ ,  $AND_{25}$ ,  $SPS_{19}$ ,  $PRP_9$ ), pyrop-andradit almandiny ( $ALM_{51}$ ,  $AND_{25}$ ,  $PRP_{22}$ ,  $SPS_1$ ), spesartin-almandin pyropy ( $PRP_{39}$ ,  $ALM_{37}$ ,  $SPS_{17}$ ,  $GRS_7$ ), andradit-almandin pyropy ( $PRP_{43}$ ,  $ALM_{41}$ ,  $AND_{14}$ ,  $SPS_1$ ), almandin grosuláry ( $GRS_{69}$ ,  $ALM_{12}$ ,  $SPS_9$ ,  $AND_8$ ,  $PRP_1$ ) a pyrop-almandin-spessartin andradity ( $AND_{38}$ ,  $SPS_{32}$ ,  $ALM_{18}$ ,  $PRP_{13}$ ).

**Interpretace:** Široké spektrum typů granátu ukazuje na jeho komplexní provenienci, případně komplikovanou geologickou stavbu zdrojové oblasti/oblastí. Je zřejmé, že dominují granáty s dominancí almandinu (49,3 %), nad granáty s dominancí pyropu (23,6 %), grosuláru (7,9 %) a andraditu (2,6 %). Zastoupení pyropové a andraditové komponenty je i v rámci almandinových a grosulárových granátů často vysoké.

Almandin ukazuje na primární původ granátu z rul a svorů, které lze lokalizovat do přilehlého moravika a moldanubika. Granáty pyrop-spessartin almandinového typu jsou typické v rámci krystalinických hornin brunovistulika. Pyropové granáty ukazují na provenienci z mafických či ultramafických hornin. Existuje, ale možnost redepozice materiálu (části materiálu) ze starších sedimentárních hornin.

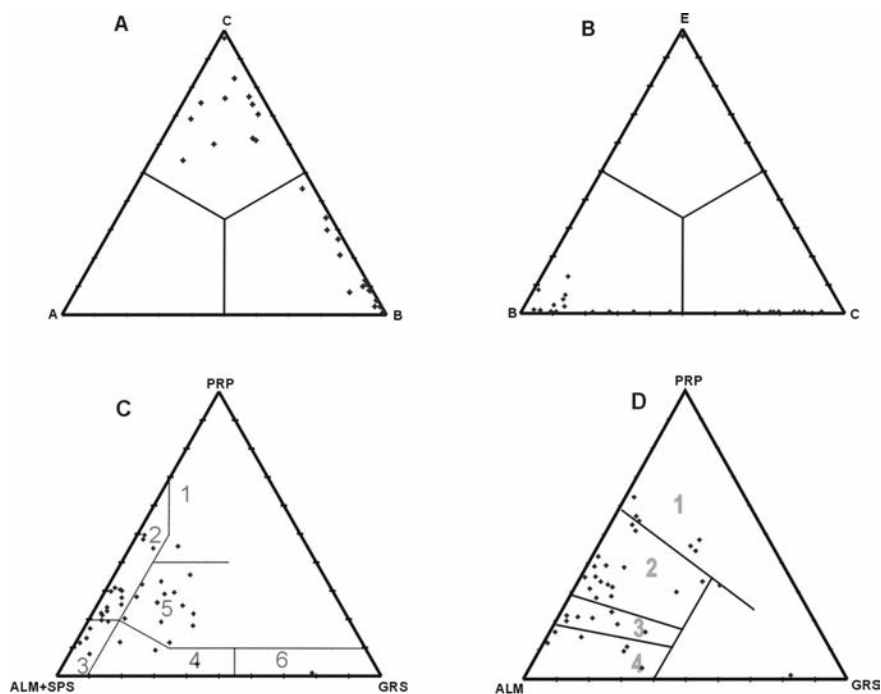
Nejexotičtějším zjištěným typem granátu jsou grosulár-andradity, které ukazují na původ z kontaktní magmatických hornin s karbonáty, když jsou typické např. ve skarnech. Tyto potenciální zdroje horniny lze lokalizovat nejspíše do přilehlého moravika (drosendorfská, lukovská či bitešská jednotka) (ROETZEL *et al.* 2004, 2005). Tento typ granátů nebyl dosud popsán v publikované literatuře z neogenních hornin karpatské předhlubně.

Tabulka 2. Rozlišené typy granátů z faciální asociace 2 na lokalitě Pod Královým stolcem.

Table 2. Recognised garnet types in the deposits of FA 2 in the locality Pod Královým stolcem.

Garnet type	(%)
$ALM_{56-75}PRP_{16-37}GRS_{3-8}SPS_{2-10}AND_{0-3}$	26,3
$ALM_{42-63}PRP_{24-43}AND_{10-21}GRS_{0-8}SPS_{1-2}$	21,1
$ALM_{58}GRS_{29}PRP_9SPS_6AND_3$	2,6
$ALM_{34}GRS_{26}PRP_{22}SPS_{17}AND_0$	2,6
$ALM_{38}SPS_{30}AND_{26}PRP_5GRS_0$	2,6
$ALM_{57}AND_{25}SPS_{19}PRP_9GRS_0$	2,6
$ALM_{51}AND_{25}PRP_{22}SPS_1GRS_0$	2,6
$ALM_{51-52}GRS_{16-21}AND_{14-19}PRP_{4-10}SPS_{5-7}$	5,3
$PRP_{48-54}ALM_{30-35}GRS_{5-10}SPS_{4-10}AND_0$	10,5
$PRP_{31-40}GRS_{31-32}ALM_{26-27}SPS_{1-2}AND_0$	7,9
$PRP_{39}ALM_{37}SPS_{17}GRS_7AND_0$	2,6
$PRP_{43}ALM_{41}AND_{14}SPS_1GRS_0$	2,6
$GRS_{31-43}PRP_{29-30}ALM_{26-30}AND_0SPS_{1-3}$	5,3
$GRS_{69}ALM_{12}SPS_9AND_8PRP_1$	2,6
$AND_{38}SPS_{32}ALM_{18}PRP_{13}GRS_0$	2,6

Pro bližší určení primárního zdroje granátu bylo využito několik diskriminačních diagramů (obr. 4). Multivariační analýza chemického složení granátu dle TOLOSANA-DELGADO *et al.* (2018) ukazuje na čtyři zdroje granátu. Jako dominantní lze označit zdroj amfibolitové metamorfní facie (43,3 %). Poněkud méně hojné jsou granáty z hornin granulitové metamorfní facie a granáty z ultramafických hornin (vždy 27 %). Vzácné jsou granáty z vyvřelých hornin (2,7 %). Nebyly detekovány granáty pocházející z eklogitové metamorfní facie.



Obr. 4. Trojúhelníkové diagramy pro hodnocení složení detritických granátů z FA 2 lokality „Pod Královým stolcem“ (ALM - almandin, GRS - grosulár, PRP - pyrop, SPS - spesartin). A) Trojúhelníkový diagram dle multivariační analýzy dle TOLOSANA-DELGADO *et al.* (2018) (A - eklogitová facie, B - amfibolitová facie, C-granulitová facie). B) Trojúhelníkový diagram dle multivariační analýzy dle TOLOSANA-DELGADO *et al.* (2018) (B - amfibolitová facie, C - granulitová facie, E - vyvřelé horniny). C) Diskriminační diagram dle MANGE a MORTON (2007) (1 - pyroxenity a peridotity, 2 - metasedimenty v rámci granulitové facie a intermediální felsické vyvřelé horniny, 3 - intermediaální a kyselé vyvřelé horniny, 4 - metasedimentární horniny v rámci amfibolitové facie), D) Diskriminační diagram podle AUBRECHT *et al.* (2009) (1 - pyroxenity a peridotity, 2 - felsické a intermediální granulity, 3 - ruly a amfibolity metamorfované za přechodných podmínek mezi granulitovou a amfibolitovou facii, 4 - ruly metamorfované za podmínek amfibolitové facie).

Fig. 4. Ternary diagrams of the chemistry of detrital garnets of FA 2 (ALM - almandine, GRS - grossular, PRP - pyrope, SPS - spessartine). A) Ternary diagram based on multivariate analysis according to TOLOSANA-DELGADO *et al.* (2018) (A - eclogite facies, B - amphibolite facies, C-granulite facies), B) Ternary diagram based on multivariate analysis according to TOLOSANA-DELGADO *et al.* (2018) (B - amphibolite facies, C - granulite facies, E - igneous rocks). C) Discrimination diagram according to MANGE and MORTON (2007) (1 - pyroxenites and peridotites, 2 - high-grade granulite facies metasediments and intermediate felsic igneous rocks, 3 - intermediate to felsic igneous rocks, 4 - amphibolite facies metasedimentary rocks), D) Discrimination diagram according to AUBRECHT *et al.* (2009) (1 - pyroxenites and peridotites, 2 - felsic and intermediate granulites, 3 - gneisses and amphibolites metamorphosed under pressure and temperature conditions transitional to granulite and amphibolite facies metamorphism, 4 - gneisses metamorphosed under amphibolite facies conditions).

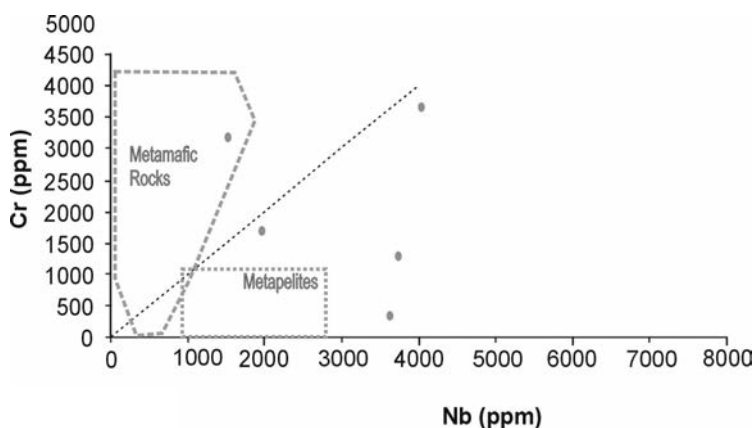
Diskriminační diagram PRP-ALM+SPS-GRS (MANGE a MORTON 2007) ukazuje na výrazný podíl granátů z vysoce metamorfovaných metasedimentů granulitové facie a intermediálních felsitických vyvřelých hornin a také vysoce metamorfovaných mafických hornin (vždy 35,1 %). Méně zastoupený je zdroj z intermediálních a kyselých vyvřelých hornin (16,2 %) a metasedimentů amfibolitové metamorfní facie (8,1%). Vzácný je původ granátů z pyroxenitů či peridotitů a také metasomatické horniny, nízké metamorfované horniny či horniny vápenato-silikátové (vždy 2,7 %).

Diskriminační diagram PRP-ALM-GRS (AUBRECHT *et al.* 2009) (obr. 4) také ukazuje na dominantní (43,2 %) původ granátu z hornin z granulitové facie. Následují granáty z rul a amfibolitů metamorfovaných v přechodných podmínkách granulitové a amfibolitové metamorfní facie (18,9 %), granáty z peridotitů a granáty z rul a amfibolitů metamorfovaných v podmínkách amfibolitové metamorfní facie (vždy 16,2 %). Pro část získaných výsledků nebyly v tomto diagramu zjištěny vhodné zdrojové horniny.

### Hodnocení rutilu

Rutil patří k stabilní součásti spektra těžkých minerálů neogenních sedimentů karpatské předhlubně, i když jeho zastoupení je obvykle pouze v jednotkách procent. Charakteristickou vlastností minerálu rutilu je jeho stabilita vůči zvětrávacím a transportním procesům, proto bývá považován za jeden z nejstabilnějších těžkých minerálů. Za hlavní primární zdroj rutilu v sedimentech jsou považovány především středně a vysoce metamorfované horniny (FORCE 1980). Jako další primární zdroj jsou uvažovány pegmatity, alkalické magmatické horniny a žíly alpské parageneze. Díky těmto vlastnostem je rutil stále více využíván pro bližší určení zdrojových hornin sedimentů (FORCE 1980; ZACK *et al.* 2004a,b; TRIEBOLD *et al.* 2007; MEINHOLD *et al.* 2008).

Provedené analýzy rutilu ze sedimentů FA 2 ukazují, že koncentrace hlavních diagnostických prvků (Fe, Nb, Cr, a Zr) se významně liší. Na základě koncentrací Fe, lze předpokládat, že všechny analyzované rutily pochází z metamorfovaných hornin. Zjištěné koncentrace Nb se pohybují mezi 1024 a 4040 ppm (průměr 2982 ppm), koncentrace Cr se nacházejí mezi 320 a 3640 ppm (průměr 1012 ppm), koncentrace Zr leží mezi 510 a 1980 ppm (průměr 956 ppm). Hodnoty  $\log Cr/Nb$  byly většinou (80%) negativní a méně často (20%) dosahovaly pozitivních hodnot. Diskriminační diagram Cr vs. Nb je prezentován na obrázku 5. Dosazené hodnoty ukazují na dominantní (80%) původ rutilu z metape-



Obr. 5. Diskriminační Cr vs. Nb diagram pro hodnocené rutily faciální asociace 2.

Fig. 5. Discrimination plot Cr vs. Nb of investigated rutilites of facies associations 2.

litů (pararuly, kyselé granulity) a podřízený (20%) původ z metamafických (eklogity, bazické granulity) hornin (ZACK *et al.* 2004a,b; TRIEBOLD *et al.*, 2007). Použití kritérií dle TRIEBOLD *et al.* (2012) ukazuje, že všechny rutily pochází z metapelitů.

Využití Zr termometrie rutilu bylo aplikováno jen pro metapelitické zirkony (stabilní rutil-křemen-zirkon společenstvo) (ZACK *et al.*, 2004 a,b; MEINHOLD *et al.*, 2008). Výsledky sice ukazují relativně úzké rozpětí metamorfních teplot od 688 °C po 827 °C (průměr 738 °C), což jsou hodnoty teploty typické pro vysoký stupeň metamorfózy např. pro granulitovou a amfibolitovou metamorfní facii. Zdroj lze proto umístit do hornin vysoce metamorfovaného krystalinika, což ukazuje na pokročilou erozi zdrojové oblasti. Zdrojovou oblast lze hledat západně od lokality v rámci přilehlého moravika či moldanubika (ROETZEL *et al.*, 2004; 2005).

### **Studium zirkonu**

Vzhledem k výraznému zastoupení zirkonu v asociaci průsvitných těžkých minerálů, a také dostupným datům z okolních lokalit neogenních a kvarterních sedimentů (NEHYBA *et al.*, 2019b; NEHYBA, ROETZEL 2021; 2022) byla tomuto minerálu věnována detailnější pozornost, neboť zirkon, jako jeden z nejstabilnějších těžkých minerálů, může poskytnout údaje o zdrojové hornině, charakteru transportu i redepozici. Kombinace metod posuzujících vnější i vnitřní charakteristiky zrn přináší informace o původu minerálu. Idiomorfni tvar zirkonů je považován za indikaci primárního zdroje a dokládá původ z magmatických či vulkanických hornin (POLDERVAART 1950; LIHOU a MANGE-RAJETZKY 1996). Zaoblená a polozaoblená zrna zirkonu mohou ukazovat na původ ze starších sedimentů (recyklace), z metamorfovaných hornin (primární zdroj) nebo i magmatických hornin (sedimentární protolit či odraz kontaminace magmatu) (MADER 1980; WINTER 1981).

Ze sedimentů FA 2 bylo celkem vyhodnoceno 119 zrn zirkonu. Zastoupení idiomorfni zirkonů představovalo 30,4 %, zatímco hypidiomorfni zirkony tvořily 16 %, zirkony nepravidelně kulaté 51,2 % a zirkony kulaté 2,4 %. Nepatrně převažují zbarvená zrna (49,6 %) nad zrny čirými (42,9 %). Hnědé zirkony tvoří 6,7 % a opakní 0,8%. Podíl zonárních zirkonů tvořil pouhých 1,7% a zirkony se staršími jádry tvoří 0,8% populace. Zirkony s inkluzemi pak představovaly 99,8% studovaných zrn.

Elongace zirkonů (poměr nejdelší osy/délky a nejkratší osy/šířky krystalů) může být využita k bližšímu určení zdroje zirkonů (POLDERVAART 1950; ZIMMERLE 1979, WINTER 1981) a poskytuje informace také o krystalizační teplotě (PUPIN 1980; 1985). Průměrná hodnota elongace zirkonů byla 2,4. Zirkony s elongací vyšší než hodnota 2,0 převažují, když tvoří 65,1 %. Zirkony s elongací nad 3 reprezentují 17,9 % a zirkony s elongací nad 4 pak 4,8 %. Takové zirkony jsou spojovány s magmatickým/vulkanickým původem (ZIMMERLE 1979) a jen omezeným transportem. Maximální hodnota elongace byla 4,6. Rozložení elongace je ukázáno na obrázku 6A.

Studované zirkony dále vykazují srůsty a jsou často rozpukané. Hodnocení rozpukání ukazuje, že rozpukané zirkony převažují (58,8%) nad zirkony nerozpukanými. Dále v 37,0% zrn vykazuje pukliny přibližně kolmé k nejdelší ose A, kdežto jen omezeně (4,2%) kolmé k nejkratší ose C.

Také typologie zirkonu může poskytovat údaje o bližších podmínkách krystalizace, tedy o mateřském magmatu. Rozdílná typologie zirkonů rozdílných magmatických rezervoárů byla ověřena a data využita k provenienčním studiím (PUPIN 1980, 1985; FINGER a HAUNSCHMID 1988; etc.). V rámci zirkonů z FA 2 byly nejvíce zastoupeny typologické subtypy S12 (21,4 %), S18 (18,6 %), S 19 ( 17,1 %) S 17 (12,9 %) a S 13 (10 %). Další subtypy S8, S10, S11, S 14, S20, S 23, S24 a J4 byly zastoupeny méně. Rozložení typů zirkonů je znázorněno na obrázku 6B.

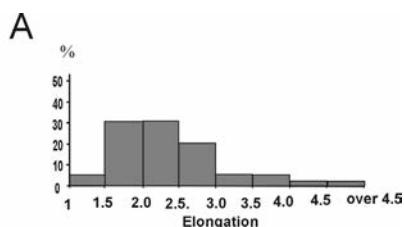
**Interpretace:** Spektrum zirkonů ukázalo jeho široké spektrum (13 subtypů) a lze částečně uvažovat o primárním zdroji především z aluminických granitoidů.

Relativně vyšší zastoupení protáhlých zirkonů ukazuje na roli vulkanických hornin ve zdrojové oblasti. Výsledky typologie zirkonů ukazují podobnost s hodnotami zjištěnými pro

kvartérní (pliocenní?) sedimenty blízké lokality „Nový Hrádek“ (NEHYBA *et al.* 2019a), podobné jsou i hodnoty elongace. Také lze doložit určitou podobnost v zastoupení hlavních subtypů zirkonů s hodnotami zjištěnými v rámci žerotického souvrství (NEHYBA *et al.* 2019b) a předpokládat výrazný primární původ zirkonů z hornin moravika. Celkově studované zirkony na lokalitě „Pod Královým stolcem“ vykazují značně vyšší podíl zaoblených zrn ve srovnání s výše uvedenými případy. Srovnání se spodnomiocenními sedimenty při jz. okraji dyjského masívu (NEHYBA a ROETZEL 2022) ukazuje již menší stupeň podobnosti zirkonového spektra. Lze to vysvětlit výraznější rolí zdroje z dyjského masívu pro neogenní sedimenty.

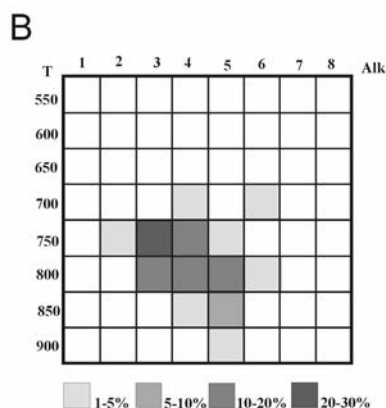
### Gamaspektrometrie

V rámci vrstevního sledu bylo gamaspektrometricky hodnoceno 12 vzorků. Pozice vzorků je znázorněna na obr 2. Koncentrace draslíku se pohybují v rozmezí 1,4–3,2 %, průměrná hodnota je 2,3 % (směrodatná odchylka 0,42). Zastoupení uranu se pohybují v rozmezí 1,0–2,6 ppm s průměrnou hodnotou 1,4 ppm (směrodatná odchylka 0,50). Koncentrace thoria se pohybují v rozmezí 4,3–11,6 ppm s průměrnou hodnotou 6,5 ppm (směrodatná odchylka 2,0). Dle hodnocení HASSEBLO (1996) se koncentrace draslíku a thoria pohybují od středních po vysoké a koncentrace uranu lze považovat za nízké. Podíváme-li se detailněji na distribuci jednotlivých prvků, tak vzorky s vysokými koncentracemi K vysoce převažují nad vzorky se středními hodnotami. Ojedinelá střední koncentrace K byla zjištěna v rámci lithofacie C. Vzorky se středními hodnotami Th mírně převažují nad vzorky s jeho vysokými hodnotami. Nejvyšší koncentrace Th pak byly zjištěny v rámci lithofacie C a také při bázi FA 2. Hodnoty poměru Th/K se pohybují v rozmezí 2,7–7,5 s průměrnou hodnotou 5,0 (směrodatná odchylka 1,26) a hodnoty poměru Th/U nabývají hodnot 1,8–6,9 s průměrem 3,0 (směrodatná odchylka 1,45), tedy se tyto poměry pohybují od nízké



Obr. 6. Diagramy pro studované zirkony faciální asociace 2. A) Histogram elongace zirkonu. B. Typologie zirkonů v klasifikačním diagramu Pupina (PUPIN 1980).

Fig. 6. Diagrams for studied zircons. A. Histogram of zircon elongation. B. Typology of the zircons in the Pupin diagram (PUPIN 1980).



kých po vysoké (dle HASSEBLO 1996). Nejvyšší hodnota poměru Th/K byla zjištěna v rámci litofacie C, což potvrzuje výrazné snížení koncentrací K. Celkové koncentrace Th vs. K vykazují středně silnou zápornou korelaci ( $r = -0,375$ ). Koncentrace K vs. U vykazují výraznou zápornou korelaci ( $r = -0,557$ ) a koncentrace Th vs. U výraznou pozitivní korelaci ( $r = 0,666$ ).

**Interpretace:** Pozitivní korelace Th a U ukazuje na společný zdroj jejich gamazáření, kdežto negativní korelace těchto dvou prvků s K ukazuje, že původ gamazáření K je odlišný. Zastoupení draslíku je také ve všech studovaných vzorcích relativně variabilní. Rozdílné koncentrace K lze vysvětlit rozdílným zastoupením slíd (sedimenty FA 2 jako celek jsou slídnaté), živců (rozdílně intenzivně kaolinizovaných), rozdílnou zrnitostí a rozdílným uplatněním zvětrávacích (více a méně zvětralé horniny krystalinika) a pedogenních procesů (litofacie C). Přesto, že izotopy uranu jsou řazeny mezi nestabilní, jejich variabilita je v rámci studovaných vzorcích obdobná jako variabilita K. Původ signálu Th a U studovaných vzorků je nejspíše ovlivněn především rolí zdrojových hornin. Poměr Th/U je považován za indikátor geochemických facií/oxidačně-redukčních podmínek (MYERS a WIGNALL, 1987; DOVETON 1991) nebo dokonce depozičního prostředí (ADAMS a WEAVER 1958). Výrazné rozdíly v hodnotě poměru Th/U signalizují určité rozdíly v provenienci materiálu, proměnlivé zastoupení rozdílných zrnitostních frakcí a velmi odlišný podíl karbonátového materiálu (litofacie C). Poměr Th/K bývá v rámci psefitických sedimentů využíván jako indikátor minerálního složení klastů. Výrazná variabilita tohoto poměru je vysvětlována proměnlivým zvětráváním materiálu zdrojových hornin a postdepozičních/pedogenních procesů (viz MORTON a BERGE 1995; MORTON a HURST 1995).

## DISKUSE

Odryté sedimenty na lokalitě Pod Královým stolcem dovoluji učinit určitou představu o vývoji sedimentace v rámci údolí řeky Dyje. Stáří těchto sedimentů klademe do středního pleistocénu ve shodě s literaturou (ZEMAN 1973, 1982; HAVLÍČEK 2002) neb prezentované výsledky nepřinesly v tomto směru žádná nová zjištění. Sedimenty odlišných faciálních asociací a jejich pozice v rámci hodnoceného profilu odráží odlišné etapy vývoje údolí. Ostrý vertikální přechod aluviálních, fluviálních a půdních sedimentů v rámci sedimentárního profilu Pod Královým stolcem je vysvětlitelný náhlými změnami podmínek depozice. Zastupování jednotlivých FA v rámci profilu spolu s dalšími poznatky ukazují na určité opakující se procesy v rámci sedimentace. Zjednodušený model vývoje sedimentace a jejich podmínek je prezentován na obr. 7.

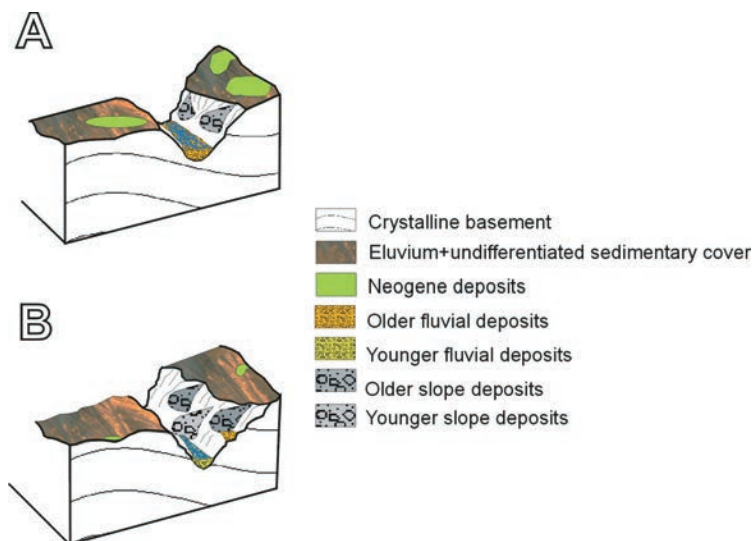
Iničiální sedimenty FA 1 (obr. 7A) lze spojit s výrazným reliéfem a značí zahloubení údolí. Obecně aluviální a koluviální sedimenty pokrývaly a pokrývají svahy údolí řeky Dyje před i po sedimentaci hodnocených fluviálních sedimentů a představují důležitou součást zdroje materiálu pro tyto sedimenty. V rámci nich dochází jednak k přínosu a částečnému opracování místního materiálu, dále formou eroze a redepozice částečně zachycují materiál ze starších fluviálních sedimentů výplně údolí, který je jinak dominantně vyklizen. Svah údolí tedy sloužil jako oblast přechodné depozice a akumulace. Tyto sedimenty byly později, během mladších etap zahloubení údolí, většinou redeponovány. Dochází tak k mísení řady materiálů nejrůznější geneze a proveniencie a přemísťování tohoto materiálu do nižších částí údolí v rámci následujících dílčích fází depozice.

Dno údolí bylo následně ovlivněno fluviální sedimentací odpovídající FA 2 (obr. 7B). Starší fluviální sedimenty reliktně zachované výše nad dnešní hladinou Dyje popisují BRZÁK 1998; HAVLÍČEK 2002; ROETZEL *et al.* 2004, 2005; atd. Tuto depoziční etapu lze spojit s relativní stabilitou vývoje údolí. Sedimentologická charakteristika těchto sedimentů ukazuje na fluviální systém s dominancí laterálně pohyblivých relativně mělkých koryt v rámci šterkovité a následně písčité divočící řeky. Dominantní šterková a písčité frakce byly transportovány především podél dna (trakce a saltace) ve formě dnových tvarů jako 3D



a 2D duny, které formovaly vnitrokorytové vally. Vertikální amalgamace deskovitých těles výplně koryta, evidence spodního a svrchního proudového režimu, hojně eroze a nedostatek evidence konkávních hlubších koryt lze spojit s tvorbou rozsáhlých deskovitých těles písčitého šterku. Typický nahoru zjemňující trend, zachování reziduálních hrubozrnných sedimentů následované spodními a svrchními partiemi vnitrokorytových dnových tvarů/válů (McLAURIN a STEEL 2007; GHAZI a MOUNTNEY 2009) i přítomnost šterkového rezidua a písků se šterkem ve spodní části sedimentární sukcese indikuje vysoce-energetický vodní režim. Naprosto dominantní ploché reaktivační a erozní povrchy s „cut and fill structures“ signalizují rozdíly v průtočném množství vody (COLLINSON 1996). Jemnozrnnější písky v nejvyšších částech FA 2 ukazují na snižování energie během pozdějších etap vyplňování říčního koryta.

Přesto, že byl zjištěn divočící fluvialní styl, tak vodní tok v rámci sevřeného zařízení tohoto říčního údolí nemohl volně laterálně migrovat. Tato situace vedla nejspíše k opakované erozi dřívějších dnových tvarů a následně relativně malé mocnosti dílčích setů. Část petrografických charakteristik (nízká texturní a petrografická zralost části psefitické frakce) indikují relativně krátký transport a lokální zdroj, který lze umístit do granitoidů dyjského masívu. Můžeme předpokládat blízký výrazný reliéf tvořený částečně zvětralými granitoidy. Naopak jiné provenienční charakteristiky (zaoblení křemene, přítomnost granulitu, výsledky studia granátu, rutilu a zirkonu) ukazují na delší transport materiálu, zdroj ze vzdálenějších oblastí a roli redepozice ze starších sedimentů. Primární zdroje materiálu lze lokalizovat do západněji ležících geologických jednotek moravika a moldanubika. Studovaný odkryv zachycuje fluvialní procesy a podmínky na okraji/periferii vodního toku/poblíž okraje údolí, nehledě na laterální omezení studovaného profilu. Díky výrazné



Obr. 7. Model vývoje depozice v rámci údolí řeky Dyje v národním parku Podyji/Thayatal. A) Starší fáze vývoje, B) Mladší fáze vývoje (stav zastížený a popsán v rámci hodnoceného profilu).

Fig. 7. Model of the evolution of deposition within the confined Dyje river valley in the area of National Park Podyji/Thayatal. A) Older stage of evolution, B) Younger stage of evolution (the stage supposed to be recognised within the studied profile "Pod Královým stolcem").

laterální migraci typické pro divočí říčky, by měl být sedimentární záznam značně uniformní v celém profilu. Nelze však vyloučit, že vývoj blíže k ose údolí byl zčásti odlišný (hloubka koryt, charakter jejich výplně) vzhledem k depozici v rámci sevřeného („confined“) údolí a pravděpodobným rozdíly v průtočném množství. Identifikace fluviálních litofacií odrážejících podmínky široké škály proudového režimu lze vysvětlit prostorovou distribucí, především rozdílnými hloubkovými poměry v rámci fluviálního koryta/koryt. Role variability průtočného množství se vcelku v rámci hluboce zařízlého údolí s limitací laterální migrace nabízí. Některé typické znaky výrazných rozdílů v průtoku (efemerní koryta s velmi jemnozrnnou výplní, hojně intraklasty, atd.) sice chybí, jiné (především hojnost reaktivních povrchů, kanalizace starších a větších dnových tvarů, „cut and fill structures“) naopak mohou tuto interpretaci podporovat. Mimokorytovité sedimenty nebyly zjištěny a je otázkou, zda v těchto podmínkách vůbec vznikaly. Agradacní charakter sedimentace ukazuje na vcelku vyrovnaný poměr mezi přínosem materiálu a vytvořeným depozičním prostorem.

Zjištěné výsledky provenienčních analýz a zdrojů materiálu by mohly vysvětlit některé poznatky z literatury. Významné rozdíly v petrografickém složení i opracování štěrků z lokalit Býčí skála a Králův stolec jak ve srovnání se štěrky V. úrovně ve Znojenské kotlině, tak s nivními štěrky v údolí Dyje u Ledových slují popisuje BRZÁK (1996; 1998). Podobně JENČEK *et al.* (1984) popisují na listu Vranov rozdíly v petrografickém složení fluviálních písčitých štěrků stáří riss (relativní výška báze 8–10 m nad povrchem nivy Dyje) a fluviálních písčitých štěrků stáří würm (ve dně údolí Dyje). Tyto rozdíly jsou podmíněny rozdílnou rolí primárních zdrojů a resedimentace ze starších sedimentů, které jsou v různých částech údolí odlišné.

Sedimenty FA 1, které překrývají sedimenty FA2 ve vyšší části hodnoceného profilu, lze vysvětlit opětovným zahloubením údolí a oživením svahových procesů. Vrstevnatost, klínovitý tvar těchto sedimentů FA1 ve vazbě na orientaci svahu, orientaci údolí a orientaci imbrikace v rámci facie Gh lze vysvětlit nejspíše pohybem po svahu směrem dolů, vnitřní segmentací aluviálního kužele a jeho občasným ovlivněním zvýšenou přítomností vody v kapalném skupenství (přivalové srážky, intenzivní tání,...), nejspíše ve formě štitových toků. Gravitační a vodní proudy byly důležitým fenoménem v rámci přemísťování materiálu dolů po svahu, mísení materiálu různé geneze a částečně i opracování psefitických klastů. Směr transportu vodního proudu, který se pohyboval po povrchu kužele je ve shodě se směry paleoproudění v rámci říčního koryta (FA 2), což potvrzuje přetrvávající směr paleosklo-nu oblasti/údolí.

Tato etapa zahloubení údolí mohla být následována etapou relativní stability, kdy docházelo k tvorbě paleopůd, čemuž odpovídá reliktní výskyt FA 3 v rámci aluviálních a koluviálních sedimentů. Z nadloží mladšího štěrkopískového pokryvu jsou známy výskyt karbonátového horizontu (ČTYROKÝ *et al.*, 1983). Fluviální sedimenty této etapy byly uloženy v nižších partiích údolí. Následuje další etapa zahloubení, odpovídající nejvyšším partiím FA 1. Aluviální a koluviální sedimenty tvořily řadu těles, jejichž proximální a distální partie i role odlišných transportních procesů (gravitační vs. vodní proudy) jsou zachyceny zjištěnými faciemi. Finální etapa relativní stabilizace je pak dokumentována půdními sedimenty FA 3.

## ZÁVĚR

Pleistocenní sedimenty na lokalitě Pod Královým stolcem v rámci národního parku Podýjí/Thayatal poskytují unikátní informace o vývoji hluboce zařízlého údolí řeky Dyje.

V rámci umělého odkryvu byly zjištěny tři faciální asociace, které odpovídají odlišným depozičním prostředím a v rámci nich pak 14 litofacií. První faciální asociace, která byla interpretována jako aluviální a koluviální sedimenty, se nachází na bázi a ve vyšší části odkryvu. Jedná se převážně o sedimenty gravitačních proudů (úlomkotoků), a také o trakční

či suspenzní sedimenty z vodního proudu. Bylo vyvinuto několik těles kuželů, které se navzájem překrývají a byly generovány v různých částech údolního svahu.

Druhá faciální asociace představuje sedimenty říčního koryta. Dominantní litofacie vznikly v rámci šterkových a písčitých dun s rovným nebo zvlněným hřbetem, které tvořily vnitrokorytové valy, případně jako výplň drobných podružných kanálů. Dominují sedimentární znaky spodního proudového režimu, přičemž se také uplatňují projevy přechodného až vyššího proudového režimu. Přítomnost těchto sedimentů ukazuje na proměnlivý průtok, případně na roli přivalových vodních proudů. V nejsvrchnějších částech vyvinutý nahoru zjemňující trend spojený s ubýváním šterkové frakce, nahrazováním šterkových litofacií písčitymi a určitou redukcí mocnosti setů šikmého zvrstvení, lze vysvětlit postupnou redukcí hloubky koryta a/nebo rychlosti proudění. Směr proudění vodního toku byl obecně k východu. Sedimenty ukazují na divočící fluvialní styl. Sedimentární charakteristiky jsou ovlivněny depozicí v laterálně omezeném údolí. Výraznou roli hrály především agradční procesy.

Třetí faciální asociace pak představují půdní sedimenty. Pedogenní procesy se uplatňují za vhodných klimatických podmínek v rámci alespoň částečně stabilizovaného povrchu svahů údolí.

Provenienční analýza fluvialních sedimentů je podložena výsledky valounové analýzy, analýzy těžkých minerálů, hodnocením chemického složení granátu a rutilu, studiem zirkonu, gamaspektrometrií a posouzením tvaru a zaoblení vybraných klastů psefitické frakce. Výsledky ukazují na zdroj materiálu fluvialních sedimentů jednak přímo z místního zdroje tj. granitoidů dyjského masivu, ale i ze zdrojů poněkud vzdálenějších ležících generálně západně tj. především hornin moravika, ale i moldanubika (primární zdroje). Uplatnila se i redepozice materiálu ze starších sedimentů (sekundární zdroj). V rámci hluboce zahloubeného údolí docházelo periodicky k usazení a opětovné erozi materiálu v reakci na jeho vývoj. Je předpokládána významná role/etap fluvialního a gravitačního transportu pro opracování a mísení materiálu z řady zdrojů.

## SUMMARY

The article deals with a sedimentological study of the deposits cropping out in an artificial trench at the locality "Pod Královým stolcem" (National Park Podyjí/Thaya-tal). New data about the evolution of the deposits within the confined valley of the Dyje River and their source areas have been reached. Three facies associations/depositional environment have been recognised in the wall of outcrop. The first one is represented by alluvial and colluvial deposits formed by gravity flows (debrisflows) and poorly confined waterflows. These deposits were recognised both at the base of the sedimentary succession covering the crystalline basement and also in the middle of the succession, where they cover the fluvial deposits of the second facies association. Several periods of evolution of these deposits is supposed, covering and evolving in various parts of the slope of the valley. The prominent facies association is composed of fluvial deposits, which formed the middle part of the profile studied. In-channel bedforms (2D and 3D gravelly and sandy dunes) represent the dominant part of these deposits. Braided fluvial style is supposed and occurrence of aggradational architectural element is interpreted. Although deposits of lower-flow regime dominate in the profile, deposits of upper-flow regime has been also observed. Variable fluvial discharge and rapid alternation of depositional and erosional period are all supposed. Floodplain deposits have been not recognised. Paleocurrent data confirmed transport towards NE, E and SE in concordance with present valley slope. Soil deposits form the final and uppermost facies association.

Pebble analysis, heavy minerals, chemistry of garnet and rutile, zircon studies and gamma-ray spectral analysis were all used for provenance study of the fluvial deposits. Provenan-

ce analysis recognised a primary source from both local (granitoids of Thaya Batholit), and more distant areas (Moravian and Moldanubian Superunits). Moreover, an intense re-working and redeposition of material from older deposits (as secondary source) is evident. Such a source area is generally consistent with the current provenance of the Dyje river.

Multiple repeated periods of erosion, bypass and deposition influenced the texture and composition of the studied clasts/deposits and represent a characteristic feature of the deposition within the confined valley of the Dyje River.

## PODĚKOVÁNÍ

Práce na problematice byly v rámci PříF MU financovány z projektu „Udržitelné hospodaření s podzemními vodami v česko-rakouském příhraničí (Podzemní vody/Grundwasser)“ – kód projektu ATCZ00067. Za recenzi textu a podnětné připomínky děkujeme Dr. H. Gilíkové a doc. D. Nývtovi. V rámci ÚGN AV ČR byl příspěvek finančně podporován projektem Dynamická planeta Země – Akademie věd ČR – Strategie AV21. Poděkování patří rovněž pracovníkům Správy NP Podyjí za umožnění a pomoc při výzkumu.

## LITERATURA

- AZIZ, H. A., SANZ-RUBIO, E., CALVO, J. P., HILGEN, F. J., KRIJGSMAN, W., 2003: Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*, 50, 211–236. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00544.x>
- ADAMS, J. A. S., WEAVER, E., 1958: Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical facies. *AAPG Bulletin*, 42, 387–430.
- AUBRECHT, R., MÉRES, Š., SÝKORA, M., MIKUS, T., 2009: Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 60: 463–483.
- BLIKRA, L. H., NEMEC, W., 1998: Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909–959.
- BOFILL, L., BOZETTI, G., SCHÄFER, G., GHIENNE, J. F., SCHUSTER, M., SCHERER, C., DESOUSA, E., 2023: Quantitative facies analysis of a fluvio-aeolian system: Lower Triassic Buntsandstein Group, eastern France. *Sedimentary Geology* 465 (2024) 106634, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106634>
- BRIDGE, J. S., 2003: Rivers and Floodplains. Blackwell, Oxford, U.K. (491 pp.).
- BRZÁK, M., 1996: Geomorfologické problémy Národního parku Podyjí a přilehlého území. – MS disertační práce, 94p. Přírodovědecká fakulta MU Brno.
- BRZÁK, M., 1998: Příspěvek k vývoji údolí Dyje mezi Vranovem a Znojmem na základě rnorfografické analýzy a výzkumu fluviálních sedimentů. – *Geografie – Sborník ČGS*, 103: 31–45.
- COLLINSON, J. D., 1996: Alluvial sediments. Chapter 3. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edition.
- COLOMBERA, L., MOUTNEY N. P. 2019: The lithofacies organization of fluvial channel deposits: A meta-analysis of modern rivers. *Sedimentary Geology*, 383, 16–40.
- ČTYROKÝ P., BATÍK P., GABRIEL, M., HOLÁSEK, O., KLEČÁK, J., LÍBALOVÁ, J., MÁTL, V., MATĚJOVSKÁ, O., STRÍDA, M., ŠALANSKÝ, K., ŠTYCH, J., ZEMAN, A., 1983: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 34–113 Znojmo. – ÚÚG Praha.
- DOVETON, J. H., 1991: Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: new subsurface templates for sedimentary modelling. In: Franseen EK, Watney WL, Kendall CJ, Ross W (eds.) *Sedimentary modelling-computer simulations and methods for improved parameter definition*. Kansas Geological Society Bulletin 233: 101–110
- FINGER, F., HAUNSCHMID, B., 1988: Die mikroskopische Untersuchungen der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitegebieten – eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 131/2, 255–266, Wien.
- FOLK, R. L., WARD, W., 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *J. Sed. Petrology*, 27, 3–26. Tulsa.
- FORCE, E. R., 1980: The provenance of rutile. *Journal of Sedimentary Research*, 50: 485–488.

- GHAZI, S., MOUNTNEY, N. P., 2009: Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: the Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sed. Geol.* 221, 99–126.
- HARTLEY, A. J., OWEN, A., 2022: Paleohydraulic analysis of an ancient distributive fluvial system. *Journal of Sedimentary Research* 92, 445–459. <https://doi.org/10.2110/jsr.2021.062>.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R., WALKER, R. G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM, Dallas
- HASSEBLO, S. P., 1996: Stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. In: Mountain GS, Miller KG, Blum P, Poag CW, Twichell DC (Eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 150: 411–422.
- HAVLÍČEK, P., 2002: NP Podyjí: Revizní kvartérně-geologický výzkum a mapování v letech 2001–2002. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*, 71–73.
- HEIN, F. J., WALKER, R. G., 1977: Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 562–570. <https://doi.org/10.1139/e77-058>
- HORN, B. L. D., GOLDBERG, K., SCHULTZ, C. L., 2018: Interpretation of massive sandstones in ephemeral fluvial settings: A case study from the Upper Candelária Sequence (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 81: 108–121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.009>
- HUBERT, J. F., 1962: A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*. 32, 440–450.
- JENČEK, V., HAVLÍČEK, P., DORNIČ, J., ŠALANSKÝ, K., HAZDROVÁ, M., STRÍDA, M., LÍBALOVÁ, J., DUDEK, A., 1984: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, 33–223, Vranov. 60 p. ÚÚG Praha.
- KARÁSEK, J., 1985: Geomorfologická charakteristika reliéfu jižní části Znojemska. – *Sborník Československé geografické společnosti* 90, 3: 177–189. Academia Praha.
- KĘDZIOR, A., POPA, M. E., 2018: An early Jurassic braided river system from Mehadia, south Carpathians, Romania. *Geological Quarterly*, 62: 415–432. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1415>
- KIRCHNER, K., IVAN, A., ANDREJKOVIČ, T., 1997: Geomorfologický výzkum Národního parku Podyjí a jeho severního okolí. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 1996, 10–12.
- KIRCHNER, K., IVAN, A., BRZÁK, M., 1996: K rozšíření kvartérních fluvialních sedimentů v NP Podyjí. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, 1995: 21–23.
- KRUMBEIN, W. C., SLOSS, L. L., 1951: *Stratigraphy and Sedimentation*. 497p, San Francisco.
- LECLAIR, S. F., BRIGDE, J. S., 2001: Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research* 71 (5), 713–716.
- LEARY, K. C. P., GANTI, V., 2019: Preserved fluvial cross strata record bedform disequilibrium dynamics. *Geophysical Research Letters* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL085910>.
- LI, W., COLOMBERA, L., YUE, D., MOUNTNEY, N., 2022: Controls on the morphology of braided rivers and braided bars: an empirical characterization of numerical models. *Sedimentology* <https://doi.org/10.1111/sed.13040> (21 pp.).
- LIHOU, J. C., MANGE-RAJETZKY, M. A., 1996: Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sedimentary Geology*, 105: 141–157.
- MADER, D., 1980: Weitergewachsene Zirkone im Bundsandstein der Westeifel. *Der Aufschluss*, 31: 163–170.
- MANGE, M. A., MORTON, A. C., 2007: Geochemistry of heavy minerals. *Developments in Sedimentology*, 58: 345–391
- MCLAURIN, B. T., STEEL, R. J., 2007: Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castle-gate Formation, Book Cliffs, Utah. *Sedimentary Geology*, 197, 291–311.
- MEINHOLD, G., ANDERS, B., KOSTOPOULOS, D., REISCHMANN, T., 2008: Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: An example from Chios Island, Greece. *Sedimentary Geology*, 203: 98–111.
- MIAL, A. D., 1977: A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13, 1–62.
- MIAL, A. D., 1996: *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, 582 pp., Berlin.
- MORTON, A. C., 2007: The role of heavy mineral analysis as a geosteering tool during drilling of high-angle wells. *Developments in Sedimentology*, 58: 1123–1144.
- MORTON, A. C., BERGE, C., 1995: Heavy mineral suites in the Staffjord and Nansen Formations of the Brent Field, North Sea: a new tool for reservoir subdivision and correlation. *Petroleum Geoscience*, 1, 355–364.
- MORTON, A. C., HURST, A., 1995: Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Staffjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea. – In: Dunay, R. E. – Hailwood, E. A. (eds): *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. Geological Society, London, Special Publications, 89, 3–23.

- MORTON, A. C., HALLSWORTH, C. R., 1994: Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241–256. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90041-8)
- MYERS, KJ, WIGNALL, P. B., 1987: Understanding Jurassic organic-rich mudrocks - new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. In: Legget JK, Zuffa GG (eds.) *Marine clastic sedimentology*: London, Graham and Trotman. p. 172–189
- NEHYBA, S., KIRCHNER, K., KUDA, F., 2019a: Neogenní a kvartérní sedimenty v oblasti Nového Hrádku (Západní část NP Podyjí). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*. Brno: Masarykova univerzita, 2019, 26, 1, 49–57. <https://dx.doi.org/10.5817/GVMS2019-1-2-49>.
- NEHYBA, S., OTAVA, J., TOMANOVÁ-PETROVÁ, P., GAZDOVÁ, A., 2019b: The foreland state at the onset of the flexurally induced transgression - data from provenance analysis at the peripheral Carpathian Foredeep (Czech Republic). - *Geologica Carpathica*, 2, 241–260.
- NEHYBA, S., ROETZEL, R., 2021: Coastal sandy spit deposits (Lower Burdigalian/Eggenburgian) in the Alpine-Carpathian Foredeep of Lower Austria. *Geological Quarterly*, 65: 4, 1–30. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1619>
- NEHYBA, S., ROETZEL, R., 2022: High-energy, microtidal nearshore deposits and their provenance (Lower Miocene, Burdigalian/Eggenburgian, Alpine-Carpathian Foredeep, Lower Austria). *Geological Quarterly*, 66: 4, 1–29. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1665>
- NEMEC, W., 2005: Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. Institut für geowissenschaften, Uni. Bergen, 1–28.
- NEMEC W., KAZANCI N. 1999: Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. *Sedimentology*, 46, 139–170
- POLDERVAART, A., 1950: Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. *Nature*, 165: 574–575.
- POWERS, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 1, 118. Tulsa.
- POWERS, M. C., 1982: Comparison chart for estimating roundness and sphericity. - AGI Data Sheet 18.
- PUPIN, J. P., 1980: Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 207–220.
- PUPIN, J. P., 1985: Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 65: 29–56.
- REESINK, A. J. H., VAN DEN BERG, J. H., PARSONS, D. R., AMSLER, M. L., BEST, J. L., HARDY, R. J., ORFEO, O., SZUPIANY, R. N., 2015: Extremes in dune preservation: controls on the completeness of fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 150, 652–665. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.09.008>.
- ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P., ČTYROKÝ, P., 2004: Geologische Karte der Nationalparks Thayatal and Podyjí. 1:25 000. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROETZEL, R., FUCHS, G., HAVLÍČEK, P., ÜBL, Ch., WRBKA, T. 2005: Geologie im Fluss. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. GBA Wien, 1–92.
- TOLOSANA-DELGADO, R., VON EYNATTEN, H., KRIPPNER, A., MEINHOLD, G., 2018: A multivariate discrimination scheme of detrital garnet chemistry for use in sediment provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 375: 14–26.
- TRIEBOLD, S., VON EYNATTEN, H., LUVIZOTTO, G. L., ZACK, T., 2007: Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: An example from the Erzgebirge, Germany. *Chemical Geology*, 244: 421–436.
- TRIEBOLD, S., VON EYNATTEN, H., ZACK, T., 2012: A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 282: 268–275.
- TUCKER, M. ed. 1988: *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science, 1,394.
- WALKER, R. G., James, N. P. 1992: *Facies Models. Response to sea level changes*. Geol. Ass. Canada, 1–380, Toronto.
- WALKER, S., HOLBROOK, J., 2023: Structures, architecture, vertical profiles, paleohydrology and taphonomy of an upper-flow-regime-dominated fluvial system, the Triassic Dockum Group of the Palo Duro Canyon, Texas. *Sedimentology* 70, 645–684. <https://doi.org/10.1111/sed.13041>.
- WETZLINGER, K., ROBL, J., LIEBL, M., DREMEL, F., STÜWE, K., VON HAGKE C., 2023: Old orogen - young topography: Evidence for relief rejuvenation in the Bohemian Massif. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 116, 17–38.
- WINTER, J., 1981: Exakte tephro-stratigraphische Korrelation mit morphologisch differenzierten Zironpopulationen (Grenzbereich Unter/Mitteldevon, Eifel-Ardennen). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 162: 97–136.
- ZACK, T., VON EYNATTEN, H., KRONZ, A., 2004a: Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology*, 171: 37–58.

- ZACK, T., MORAES, R., KRONZ, A., 2004b: Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 471–488.
- ZELLMAN, K. L., PLINK-BJÖRKLUND, P., FRICKE, H. C., 2021: Testing hypotheses on signatures of precipitation variability in the river and floodplain deposits of the Paleogene San Juan Basin, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 90, 1770–1801. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.75>.
- ZEMAN, A., 1973: Současný stav výzkumu pleistocénních fluviálních sedimentů v Dyjsko-svrateckém úvalu a jejich problematika. *Stud. Geograph.*, 36: 41–60.
- ZEMAN, A., 1982: Fluviální a fluviolakustrinní sedimenty Brněnské kotliny. *Studia Geographia*, 80: 55–84.
- ZIMMERLE, W., 1979: Accessory zircon from rhyolite, Yellowstone National Park (Wyoming, U.S.A.). *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, 130: 361–369.
- ZINGG, Th., 1935: Beiträge zur Schotteranalyse. *Min. Petrog. Mitt. Schweiz.* 15, 39–140.