

Spodnomiocénní fluvialní sedimenty v okolí Nových Bránic

Lower Miocene fluvial deposits in the surroundings of Nové Bránice

Slavomír Nehyba , Petr Fábera

Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

Key words:

Carpathian Foredeep, lithofacies, provenance, fluvial deposits

 slavek@sci.muni.cz

Editorka:

Pavla Tomanová Petrová

Abstract

Sedimentological study of the deposits at the locality near Nové Bránice provides data about Eggenburgian–Ottangian deposits of the Carpathian Foredeep basin in the area. Altogether 9 lithofacies have been identified and deposits of the two facies associations/depositional environment have been recognised in the outcrop. The first one is represented by deposits of the fluvial channel formed by traction currents of poorly confined waterflows. In-channel bedforms (2D and 3D gravelly and sandy dunes) represent their prominent part. Braided fluvial style is supposed with important role of variation in fluvial discharge. Paleocurrent data signalises transport towards SE, S or SSW. The deposits of the second facies associations (covering the deposits of the first facies association) are interpreted as proximal overbank deposits related to flood events with important role of aggradation. Provenance analysis of the fluvial deposits is based on the evaluation of petrography of pebbles, transparent heavy mineral assemblages, composition of garnet and rutile, and zircon studies). The assessment of the gamma-ray spectra provides supplementary data. An important role of relatively local sources has been recognised represented dominantly by local granitoids and metamorphics of the Brno Massif (primary source). The role of the next crystalline complexes (Moldanubicum, Moravian Zone) in provenance was minor. Moreover, a role of intense reworking and redeposition of material from older deposits (as recycled secondary source) is supposed. Studied fluvial system continued towards the centre of the peripheral foreland basin.

Úvod

Zájmová lokalita se nachází přibližně 1,5 km jz. od Nových Bránic a jedná se o zářez v úvozu cesty s vystupujícími drobnými výchozy po obou jeho stranách (obr. 1, v nejbližším okolí bodu 49°3'30.279" N, 16°26'15.115" E).

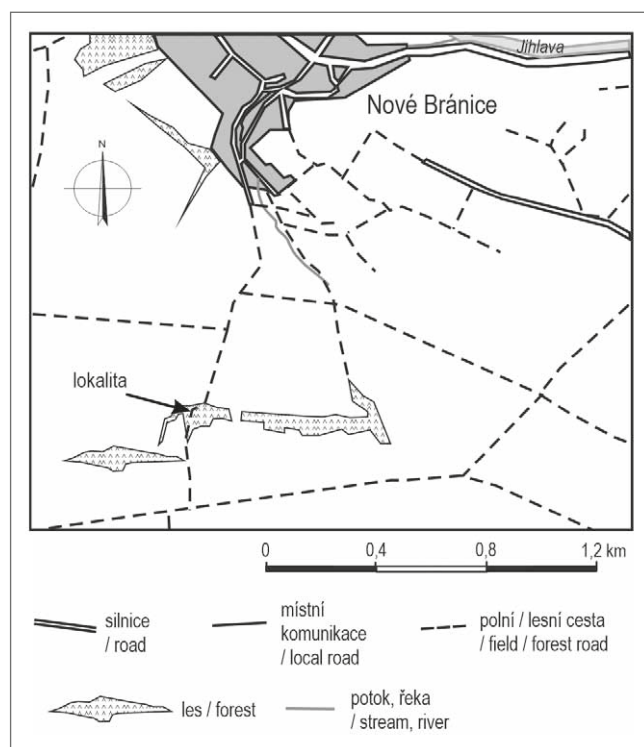
Geomorfologicky se lokalita nachází v Dyjsko-svrateckém úvalu, přesněji na Olbramovické tabuli (Demek 2014). Lokalita spadá na list geologické mapy 24-34 Ivančice. Na tomto listu mapy jsou sedimenty miocenního stáří velmi rozšířené, přičemž zde vystupují sedimenty stáří eggenburgu, ottnangu, karpátu i spodního badenu (Krejčí et al. 2023). Podloží neogenních sedimentů je budováno horninami brunovistulika – granitoidy i krystalickým obalem brněnského masivu (rulami, erlány a dalšími typy hornin) (Batík, Müller 1994). Samotná studovaná lokalita zastihla křemenné šterky a jemnozrnné písky karpatské předhlubně, které stratigraficky odpovídají ottnangu, případně eggenburgu–ottnangu. Tyto sedimenty byly interpretovány jako sedimenty sladkovodní a brakické (Pálenský et al. 1997).

Záměrem předloženého textu je blíže specifikovat tyto sedimenty z pohledu jejich depozičního prostředí i zdrojové oblasti.

Doporučená citace článku:

Nehyba, S., Fábera, P. (2025). Spodnomiocénní fluvialní sedimenty v okolí Nových Bránic. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 32, 1–2, 52–61.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2025-41098>



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti.

Fig. 1: Geographic location of the area under study.

Metodika

Na zájmové lokalitě bylo odkryto několik částí stěny k dosažení složeného litologického profilu o celkové mocnosti téměř 6 m. Litologický popis a faciální analýza sledovala zásady dle Tuckera (1988) a Nemece (2005). Paleoproudová data byla získána měřením šikmého zvrstvení a ukloněných bazálních povrchů (25 měření). Odebrané vzorky sedimentů byly vyhodnoceny metodami granulometrické analýzy (6 analýz), petrografické analýzy zrnitostní frakce nad 4 mm a posouzením tvaru a zaoblení těchto psefitických klastů (Krumbein, Sloss 1951; Powers 1982).

Zrnitostní analýza byla provedena kombinací metody síťování za mokra na normovaných sítích (Retzsch AS-200) a laserové difrakce (CILAS 1064). K určení zrnitostních charakteristik (M_z , σ_I) byly využity vzorce dle Folk a Warda (1957). Terminologie tvaru a zaoblení vychází z klasifikací Powerse (1953) a Zingga (1935).

Dále byla provedena gamaspektrometrická analýza za účelem zjištění koncentrace radioaktivních izotopů draslíku, uranu a thoria na laboratorním gamaspektrometru GR-320 SPEC (6 analýz, 30 minut analýza). Váha měřených vzorků se pohybovala v rozmezí 363,4–459,5 g. V zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm bylo provedeno vyhodnocení zastoupení průsvitných těžkých minerálů (4 analýzy) spolu s hodnocením vnitřní i vnější morfologie zirkonů (84 zrn zirkonu). Hodnocení charakteristik tvaru a zaoblení zrn proběhlo pod binokulárním mikroskopem, hodnocení těžkých minerálů a zirkonu pod polarizačním mikroskopem. Na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PŘF MU byly provedeny analýzy granátu (22 zrn) na elektronové mikrosondě CAMECA

SX100 (urychlovacím napětí 15 kV, proud 20 nA, v průměru svazku 50 μm).

Výsledky a interpretace

Litofaciální analýza

V rámci sedimentárního profilu bylo vyčleněno celkem 9 litofacií, jejichž označení a popis jsou uvedeny v tabulce 1 a jejich příklady na obrázku 2. Litofacie byly kombinovány do dvou faciálních asociací (FA), které odpovídají různým depozičním prostředím a transportním procesům. Pro názvy jednotlivých FA jsou pro přehlednost použita interpretovaná depoziční prostředí. FA 1 představují sedimenty říčního koryta a FA 2 mimokorytové 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. Interpretace výsledků a využití metod depoziční architektury jsou ovlivněny malým laterálním rozsahem odkryvu.

Dominantní část hodnoceného profilu je budována sedimenty FA 1 o celkové mocnosti přes 3 m. Tato faciální asociace je tvořena sedmi litofaciemi (Gi, Gt, Sh, Sl, St, Sp a Sr). Korytovitě šikmo zvrstvené a planárně šikmo zvrstvené písky až štěrkovité písky litofacií St a Sp představují nejčastější sedimenty (43,3 % a 30,8 %). Zrnitostní analýza těchto sedimentů ukázala, že zastoupení štěrkové frakce se pohybuje do 10 %, písková frakce představuje kolem 90 %, frakce prachová a jílová nedosahují ani 3 %. Písky jsou obvykle střednozrnné až hrubozrnné a jako celek špatně vytříděné. Mocnosti jednotlivých setů těchto litofacií se pohybují od 13 do 30 cm, mocnost cosetu vzácně dosahuje téměř 1 m. Charakteristická je přítomnost štěrkové frakce ve spodních částech setů a trend zjemňování směrem vzhůru. Planárně laminované jemnozrnné písky litofacie Sh představují přibližně 7,4 % profilu, přičemž mocnosti jejich setů jsou do 15 cm. Jemnozrnné čeřinově zvrstvené písky litofacie Sr tvoří 4,6 % profilu. Mocnost jejich ojedinělého cosetu byla 17 cm. Jemnozrnné až velmi jemnozrnné písky s mírně ukloněnou planární laminací (litofacie Sl) reprezentují 4,1 % profilu s mocností setů do 6 cm. Štěrkovité facie byly výrazně méně zastoupeny než facie písčité, když korytovitě zvrstvené štěrky litofacie Gt představují 2,7 % a štěrky s ukloněnou laminací litofacie Gi 4,4 %. Štěrkovitá frakce zde představuje 64–68 % vzorku, frakce písčité 20–29 %, frakce prachovité 2–9 % a frakce jílová 1–7 %. Štěrky jsou špatně vytříděny, přičemž maximální velikost klastů dosahovala 5 cm (osa A). Mocnost setů dosahovala max. 10 cm (facie Gt), mnohem častější byly reliktní polohy o mocnosti jednoho či několika psefitických klastů (facie Gi). V rámci sledu FA 1 lze vyčlenit několik amalgamovaných cyklů, kdy na bázi jsou obvykle usazeny sedimenty litofacie Gi, které jsou následovány písčitými sedimenty litofacií Sh, Sl nebo Sp, St. Mocnost jednotlivých cyklů je velmi proměnlivá. Paleoproudová data indikují dominantní směr transportu k JV, J až JJZ s určitými variacemi pro jednotlivé litofacie.

Tab. 1: Seznam, popis a základní interpretace litofacií rozlišených v rámci hodnoceného sedimentárního profilu na lokalitě poblíž Nových Bránic.

Tab. 1: Descriptive summary list of lithofacies of the studied deposits distinguished in the locality near Nové Bránice.

Symbol	Popis	Interpretace
Gi	Čočkovitá tělesa štěrku s podpůrnou strukturou valounů až podpůrnou strukturou písčité matrix. Valouny do 4 cm, dominuje spíše frakce do 1 cm, ukloněná laminace, střídání poloh s vyšším a nižším zastoupením štěrku. Někdy jen drobné neprůběžné laminy o mocnosti 1 klastu.	Sedimenty přídnových částí vodního proudu, agradace v rámci „diffuse gravel sheets“ (Hein and Walker 1977). Reliktní štěrkové residuum dokumentující erozní etapy vodního proudu (Rust 1972; Miall 1996).
Gt	Drobnozrnný štěrk, klasty do 0,7 cm, podpůrná struktura valounů, ploché korytovité šikmé zvrstvení.	Migrace 3D štěrkových dun/valů, vnitrokorytové valy (Harms et al. 1975; Miall 1977).
Sl	Světle žlutý, rezavě hnědý jemnozrnný písek, planární laminace, někdy mírně ukloněná (do 5°).	Subkritický proudový režim případně až přechod do superkritického proudového režimu, jednosměrný subakvatický proud, rozmyté duny případně velmi ploché duny (Miall 1996; Kędzior, Popa 2018).
Sp	Žlutohnědý, rezavě smouhovaný jemnozrnný až velmi jemnozrnný písek, občasné laminy hrubozrnného písku, gravelitu, ojedinělé klasty granules, planární šikmé zvrstvení, ostrá báze.	Sedimentace ve střední části spodního proudového režimu, jednosměrný sub-akvatický proud, migrace 2D dun, akrece vnitrokorytového valu (Miall 1977; Collinson 1970).
Sr	Báze valounky křemene až 0,4 cm velké, výše jemnozrnný písek čeřinové zvrstvení.	Migrace sub-akvatických čeřin, nejnižší část spodního proudového režimu, jednosměrný proud, nízká rychlost proudění (< 1m/s) (Miall 1996).
St	Korytovitě šikmo zvrstvený písek, obvykle jemnozrnný až střednozrnný s ojedinělými klasty do 0,5 cm, jindy hojně granule až malé valouny do 1 cm a velmi hrubozrnný písek podél erozní báze, zjemňování směrem vzhůru do střednozrnného písku. Mocnost jednotlivých setu 15 až 33 cm. Ojediněle velmi jemnozrnný písek.	Svrchní část spodního proudového režimu, normální depoziční rychlost, trakční sedimentace, migrace 3D dun/valů, tvorba vnitrokorytového valu nebo jeho jádra, sub-akvatické prostředí (Miall 1977; Leclair, Bridge 2001).
Sh	Rezavě hnědý, nažloutlý velmi jemnozrnný písek, planárně paralelní laminace, dobře vytríděný, mírně zvlněná báze i top.	Superkritický až přechodný proudový režim, normální depoziční rychlost, trakční depozice, tvorba „plane bed“ (Harms et al. 1975; Miall 1996). Ojedinělé polohy mohou signalizovat přívalové splachy (Miall 1996).
Fl	Popelavě žlutý, nahnědlý silt, místy až velmi jemnozrnný písek planárně paralelní laminace.	Mimokorytové sedimenty nebo sedimentace ze zpomalujících rozlivů, výplně svrchních partií koryt.
MI	Světle šedý prachovitý jíl, laminovaný, slabě jemně slídnatý. Konkávní báze, plochý top. Erozní relikt o mocnosti do 4 cm, laterální rozsah do 1 m.	Výplň opuštěného koryta, mimokorytová sedimentace převážně ze suspense.

Sedimenty FA 2, které tvoří nejvyšší partie profilu, byly zachyceny v mocnosti téměř 2 m a jsou tvořeny třemi litofaciemi (Fl, MI a St). Sedimentace FA 2 začíná erozním reliktem tvořeným laminovanými prachovitými jíly litofacie MI, které konformně pokrývají konkávní povrch štěrku litofacie Gt, patřícím ještě podložní FA 1. Sedimenty litofacie MI představují 1,9 % hodnoceného sledu FA 2 a jsou erozně seříznuty dominantní litofacií FA 2 (88,8 %), kterou tvoří jílovitopísčité prach s mírně ukloněnou planární laminací, tj. litofacie Fl. Tyto sedimenty tvoří více než 1 m mocné těleso. Zrnitostní analýzy ukázaly, že se jedná o špatně vytríděné sedimenty s podstatným zastoupením tří zrnitostních frakcí, tj. prachové (39,8–40,0 %), písčité (33,7–34,6 %) a jílové (21,2–25,0 %). Jen podružně byla zastoupena frakce štěrková (0,0–5,3 %). V rámci planárně laminovaných prachů se nachází ostře omezené max. 20 cm mocné těleso velmi jemnozrnných korytovitě zvrstvených písků až prachovitých písků litofacie St.

Interpretace: Pro sedimenty FA 1 je rozhodujícím činitelem trakční transport a depozice. Dominantní litofacie St a Sp vznikly sedimentací z jednosměrných vodních proudů spolu s migrací písčitých dun s rovným (Sp) nebo zvlněným (St) průběhem hřbetu při tvorbě vnitrokorytových valů (Harms et al. 1975; Collinson 1996), případně jako výplň drobných podružných kanálů (Miall 1977). Podobně sedimenty litofacie Gt odráží tvorbu štěrkového valu se zvlněným hřbetem. Ve všech případech se jedná o vnitrokorytové valy. Sedimenty

litofacie Sr představují výsledek migrace písčitých čeřin při nižších proudových rychlostech. Dominantní sedimenty litofacií Sp a St spolu se sedimenty litofacií Sr a Gt jsou spojovány se spodním proudovým režimem (Miall 1977; Leclair, Bridge 2001, atd.). Sedimenty litofacií Sl, Sh a také Gi ukazují na přechodný až vyšší proudový režim (Horn et al. 2018; Zellman et al. 2021). Přítomnost těchto sedimentů může signalizovat proměnlivý průtok a roli přívalových vodních proudů. Sedimenty litofacie Gi představují nejspíše reliktní štěrkové residuum („channel lag“) pokrývající erozi obnažené dno koryta, kdy docházelo k odnosu a pohybu („by pass“) většiny materiálu, případně mohou být tyto usazený z vysoce energetických proudů (přívally?) s výraznou trakční sedimentací (Collinson 1996). Sedimenty litofacií Sl a Sh mohou vznikat jako rozmyté svrchní části dun/valů, případně představovat jejich ploché ekvivalent.

Výrazný podíl sedimentů písčitých a štěrkových valů (76,8 %) spojených především s procesy laterální akrece, nahoru zjemňující charakter sedimentace (cykly) a převažování hrubozrnných sedimentů, naznačuje spíše divočí fluvialní styl, tedy existenci řady nestabilních, relativně mělkých a širokých koryt (nízký poměr hloubka vs. šířka koryta) a značnou proměnlivost i nestabilitu průtoku. Střídání facií odrážejících podmínky subkritického a superkritického proudového režimu naznačuje výrazné rozdíly v průtočném množství (Fielding 2006) a určitou roli přívalových sedimentů. Relativně nízké zastoupení



Obr. 2: Fotografická dokumentace hodnoceného odkryvu. A – spodní část odkryvu (zachycený sediment FA 1); B – spodní část odkryvu (sedimenty FA 1); C – svrchní část hodnoceného profilu (litofacie Gt – sedimenty FA 1, litofacie MI a Fl – sedimenty FA 2); D – svrchní část hodnoceného profilu (litofacie Sp a Gt – sedimenty FA 1, litofacie Fl – sedimenty FA 2).

Fig. 2: Outcrop photos of studied trench. A – the lower part of the outcrop (deposits of FA 1); B – the lower part of the outcrop (deposits of FA 1); C – the upper portion of outcrop (lithofacies Gt – deposits of FA 1, lithofacies MI and Fl – deposits of FA 2); D – the upper portion of the outcrop (lithofacies Sp and Gt – deposits of FA 1, lithofacies Fl – deposits of FA 2).

prachové a jílové frakce v rámci hrubozrnnějších písků a štěrků lze vysvětlit vyššími rychlostmi proudění, které vedly k transportu prachu a jílu v rámci vodní masy mimo sledovanou oblast.

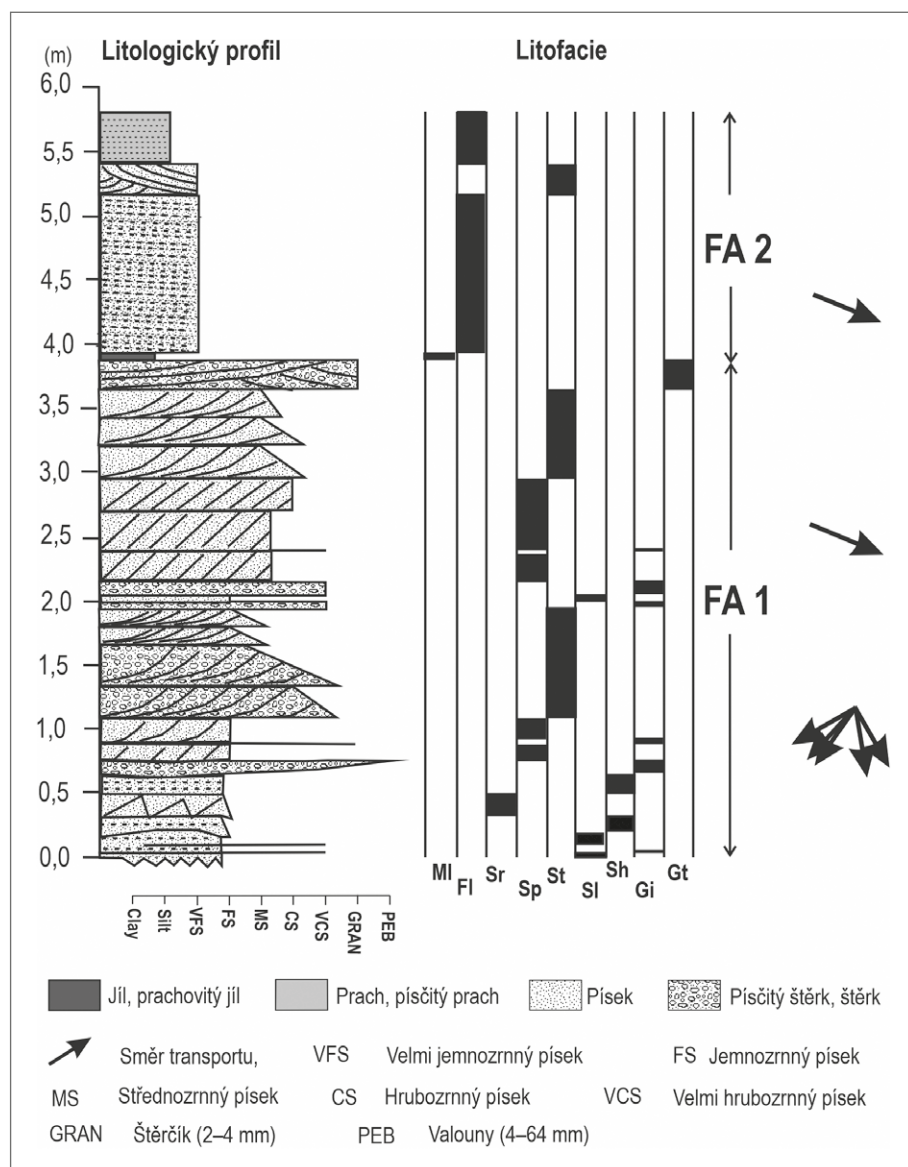
Paleoproudové indikátory ukazují na nízkou sinusoiditu proudu (Bridge 2003). Malý laterální rozsah odkryvu nedovoluje bližší hodnocení depoziční architektury. Relativně malá mocnost těles většiny litofacií, absence jemnozrnných litofacií, subhorizontální a jen slabě konkávní průběh reaktivních ploch i samotné litofacie ukazují nejspíše na kombinaci aggradace a migrace těles (Collomera, Moutney 2019; Bofill et al. 2023). Lze předpokládat rychlé střídání erozních a depozičních procesů.

Sedimenty FA 2 vykazují značný podíl jemnozrnných sedimentů, u kterých lze předpokládat nižší rychlostní a transportační kapacitu vodního proudu (ve srovnání s FA 1). Relativní faciální monotónnost FA 2 doprovázená vyšší mocností především litofacie Fl (ve srovnání s mocnostmi jednotlivých faciálních setů

v rámci FA 1) signalizuje značnou roli aggradace. Zjištěná horizontální laminace ve spojení se zrnitostí ukazuje nejspíše na doznívající trakční proudění. Sedimenty FA 2 jsou interpretovány jako mimokorytové sedimenty usazené po opuštění/přeložení koryta. Etapu opuštění koryta signalizuje erozní relikty facie MI. Následné sedimenty litofacií Fl a St lze interpretovat jako sedimenty spojené s přelivem z říčního koryta (nejspíše za zvýšeného vodního stavu) do okolní plošiny. Jedná se spíše o proximálnější facie mimokorytových sedimentů, potenciálně spojených i s tvorbou aggradačního valu.

Valounová analýza a analýza těžkých minerálů

Valounová analýza klastů byla provedena pouze pro sedimenty FA 1. Zřetelná je dominance křemene (42,9–81,8 %). Výraznou roli hrají klasty granitoidů (8,3–30,0 %), křemen-živcového agregátu s proměnlivou kaolinizací živců (6,9–16,7 %) a silicity (1,4–15,7 %). Dále



Obr. 3: Schematický litologický profil zastižený na lokalitě poblíž Nových Bránic s vyznačením rozmístění litofacií a faciálních asociací (FA).

Fig. 3: Schematic lithostratigraphic log of the evaluated profile in the locality near Nové Bránice with distribution of lithofacies and facies associations (FA).

byly ojediněle zjištěny klasty pískovce (0,0–2,9 %), kvarcitu (0,0–1,4 %) a grafitického fylitu (0,0–4,2 %).

Tvar a zaoblení byly sledovány pouze u nejčastěji zastoupených klastů – tedy křemene a granitoidu. Klasty křemene jsou převážně sférického tvaru (59,2–76,9 %). Výrazněji, avšak proměnlivě, jsou zastoupeny diskovité (12,5–21,2 %) a čepelovité (3,3–21,7 %) tvary křemene. Jen ojediněle (0,0–6,7 %) byly přítomny křemeny tvaru sloupcovitého. Zaoblení klastů křemene bylo relativně proměnlivé u jednotlivých vzorků. Obvykle hrály významnou roli zaoblené klasty (33,3–73,3 %), následované polozaoblenými (6,7–42,4 %) nebo poloostrohrannými (7,9–46,1 %). Nejméně hojné byly ostrohranné klasty křemene (8,5–15,4 %).

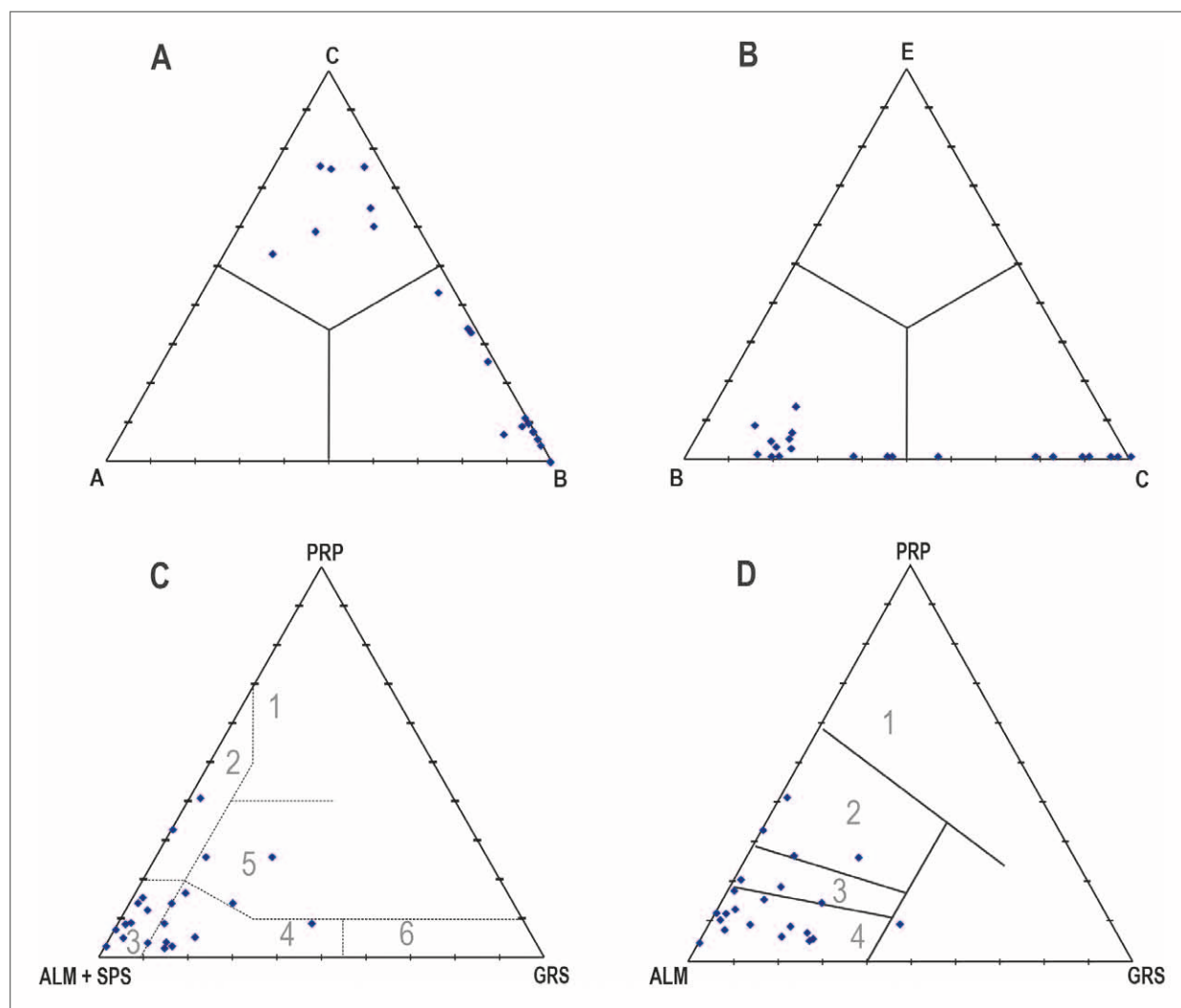
Klasty granitoidů jsou především nebo výhradně sférického tvaru (70,8–100,0 %). Spíše ojedinělá byla přítomnost dalších tvarů (tj. diskovitých: 0,0–13,4 %, čepelovitých: 0,0–14 % či sloupcovitých: 0,0–7,9 %).

Jejich zaoblení je vcelku jednotné, přičemž ostrohranné granitoidy dominují (40,6–73,0 %). Výrazněji jsou přítomny klasty poloostrohranné (14,3–20,0 %). Velmi proměnlivé je zastoupení polozaoblených (3,4–14,3 %) a především zaoblených (0,0–29,7 %) klastů granitoidů.

Asociace průsvitných těžkých minerálů je charakteristická dominancí granátu (31,6 %), staurolitu (23,6 %), epidotu (15,1 %) a zirkonu (12,7 %). Zvýšená (tj. 3,7–4,3 %) byla přítomnost kyanitu a rutilu. Ostatní průsvitné těžké minerály (turmalín, sillimanit, amfibol, apatit, spinel a monazit) byly přítomny méně než dvěma procenty. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil dle Huberta 1962) dosahovala 18,9 %, přičemž v rámci těchto velmi stabilních minerálů výrazně převažoval zirkon nad rutilem a turmalínem.

Interpretace: Štěrky lze klasifikovat jako polymiktní, přičemž zjištěné petrografické spektrum je poměrně úzké a dosti stabilní. Variace v petrografickém složení jsou podmíněny zrnitostními rozdíly jednotlivých vzorků, když vzorky s nejvyšším podílem

psefitické frakce mají nejširší petrografické spektrum a naopak. Dominance křemene a výrazné zastoupení hornin s jeho vysokým podílem ukazuje na intenzivní zvětřování ve zdrojové oblasti. Dominantní sférický tvar klastů lze vysvětlit primárním tvarem vzniklým při zvětřování a jeho relativně malým ovlivněním transportem. Sférické tvary jsou dále poměrně snadno transportovatelné trakcí. Proměnlivé zaoblení klastů křemene (výrazná role zaoblených, zastoupením ostrohranných klastů) lze vysvětlit jeho zdrojem jednak ze starších sedimentů a také primárním zdrojem ze zvětřalých hornin krystalinika (křemenné žíly). Během jednoho depozičního cyklu obvykle nedochází k zaoblení klastů tohoto minerálu. Doklad redepozice ze starších sedimentů indikuje dále přítomnost valounů sedimentárních hornin. Klasty granitoidů jsou naopak převážně ostrohranné a poloostrohranné, zastoupení zaoblených klastů je relativně nízké a spíše ojedinělé, což ukazuje na výraznou roli



Obr. 4: Trojúhelníkové diagramy pro hodnocení složení detritických granátů (ALM – almandin, GRS – grosulár, PRP – pyrop, SPS – spesartín). 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 Mangeho a Mortona (2007) (1 – pyroxenity a peridotity, 2 – metasedimenty v rámci granulitové facie a intermediální a felzické vyvřelé horniny, 3 – intermediální a kyselé vyvřelé horniny, 4 – metasedimentární horniny v rámci amfibolitové facie, 5 – metamafické horniny vysokého stupně metamorfózy, 6 – metasomatické horniny a ostatní); D – diskriminační diagram podle Aubrechta et al. (2009) (1 – pyroxenity a peridotity, 2 – felzické a intermediální granulity, 3 – ruly a amfibolity metamorfované za přechodných podmínek mezi granulitovou a amfibolitovou facií, 4 – ruly metamorfované za podmínek amfibolitové facie).

Fig. 4: Ternary diagrams of the chemistry of detrital garnets (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, 5 – high-grade metamafic rocks, 6 – metasomatic rocks and others); 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).

primárního zdroje granitoidů z blízkého brněnského masivu. Texturní zralost hodnocených sedimentů není příliš vysoká a je proměnlivá u jednotlivých vzorků. To lze spojit s jejich rozdílnou zrnitostí, rozdílným původem a částečně i délkou a způsoby transportu jednotlivých klastů (počet resedimentačních cyklů). Zdrojovou oblast představovaly tedy především místní krystalinické

horniny brunovistulika, jeho eluvium a starší (předneogenní) sedimenty.

Asociace těžkých minerálů odpovídá asociacím typickým pro spodnomiocenní sedimenty v zájmové oblasti (Krystek 1981) s výraznou rolí zdroje z krystalinických hornin. Relativně nižší hodnota ZTR indexu spolu s dominantní rolí zirkonu v rámci „superstabilních

minerálů“ signalizuje menší roli redepozice ze starších hornin sedimentárních a kyselejších magmatických hornin ve zdrojové oblasti.

Hodnocení granátu

Studium chemismu granátu patří k hojně využívaným metodám určení zdroje těžkých minerálů (Morton, Hallsworth 1994; Morton 2007). V rámci provedených analýz bylo vyčleněno celkem 8 skupin granátů. Nejhojnější dvě skupiny tvoří pyrop-almandiny:

ALM (65–78 %) - PRP (12–40 %) - GRS (1–10 %) - SPS (2–10 %) - AND (0–4 %) a spessartin-almandiny: PRP (51–74 %) - SPS (14–37 %) - GRS (0–10 %) - PRP (2–9 %) - AND (1–5 %), které jsou zastoupeny shodně 31,8 %. Třetí skupinu granátů tvoří almandin-spessartiny se zvýšenou grosulárovou komponentou: SPS (41–51 %) - ALM (21–36 %) - GRS (13–18 %) - PRP (2–5 %) - AND (1–2 %), které z celkové skupiny granátů zaujímají 13,6 %. Ostatních pět skupin granátů je zastoupeno vždy 4,5 %. Jde o almandin-spessartiny se zvýšenou pyropovou komponentou: ALM (51 %) - SPS (30 %) - PRP (13 %) - GRS (2 %) - AND (13 %), pyrop-grosular almandiny: ALM (46 %) - PRP (25 %) - GRS (25 %) - SPS (1 %) - AND (4 %), grosular-almandiny: ALM (44 %) - GRS (41 %) - PRP (8 %) - AND (5 %) - SPS (1 %), grosular-almandiny se zvýšenou pyropovou komponentou: ALM (59 %) - GRS (22 %) - PRP (13 %) - AND (3 %) - SPS (2 %) a konečně almandiny: ALM (79 %) - GRS (10 %) - PRP (9 %) - AND (2 %) - SPS (0 %).

Interpretace: Široké spektrum typů granátu ukazuje na jeho komplexní provenienci, případně komplikovanou geologickou stavbu zdrojové oblasti/oblastí. Je zřejmé, že výrazně dominují granáty s dominancí almandinu nad granáty s dominancí spessartinu. Zastoupení pyropové a grosularové komponenty je především v rámci almandinových granátů často vysoké.

Almandin ukazuje na primární původ granátu z rul a svorů, které lze lokalizovat do přílehlého moravika a moldanubika, případně metamorfovaných hornin obalu brněnského masivu. Granáty pyrop-spessartin almandinového typu jsou typické v rámci krystalinických hornin brunovistulika.

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 tři zdroje granátu. Jako dominantní lze označit zdroj z amfibolitové metamorfní facie (63,6 %). Poněkud méně hojné jsou granáty z hornin granulitové metamorfní facie (31,8 %) a vzácné jsou granáty z ultramafických hornin (4,5 %).

Diskriminační diagram PRP-ALM+SPS-GRS (Mange, Morton 2007) na obrázku 4 ukazuje na výrazný podíl granátů z intermediálních a felzických vyvřelých hornin (40,9 %) a metasedimentů amfibolitové metamorfní facie (36,4 %). Méně jsou přítomny granáty z vysoce metamorfovaných mafických hornin (13,6 %) a z vysoce metamorfovaných metasedimentů granulitové facie (9,1 %).

Diskriminační diagram PRP-ALM-GRS (Aubrecht et al. 2009) (obr. 4) ukazuje na dominantní (68,2 %) původ

granátu z rul metamorfovaných v podmínkách amfibolitové metamorfní facie. Následují granáty z granulitů (18,2 %) a rul a amfibolitů metamorfovaných v přechodných podmínkách granulitové a amfibolitové metamorfní facie (13,6 %).

Studium zirkonu

Vzhledem k významnému zastoupení zirkonu v asociaci průsvitných těžkých minerálů 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. Idiomorfní tvar zirkonů je považován za indikaci primárního zdroje a dokládá původ z magmatických či vulkanických hornin (Poldervaart 1950; Lihou, Mange-Rajetzky 1996). Zaoblená a polozaoblená zrna 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).

Zastoupení idiomorfních zirkonů představovalo 27,4 %, zatímco hypidiomorfní zirkony tvořily 26 %, zirkony nepravidelně kulaté 42 % a zirkony kulaté 3,6 %. Převažují zbarvená zrna (59,5 %) nad zrny čirými (33,3 %). Ostatní barevné variety zirkonu (opakní 6,0 % a hnědé 1,2 %) jsou přítomny spíše akcesoricky. Podíl zonárních zirkonů tvoří 13,1 % a zirkony se staršími jádry reprezentují 2,4 % populace. Zirkony s inkluzemi představovaly 95,2 % 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 2,6. Zirkony s elongací vyšší než hodnota 2,0 převažují, přičemž tvoří 75 %. Zirkony s elongací nad 3 reprezentují 18,8 % a zirkony s elongací nad 4 pak 9,4 %. Takové zirkony jsou spojovány s magmatickým/vulkanickým původem (Zimmerle 1979) a jen omezeným transportem. Maximální hodnota elongace byla 5,0.

Studované zirkony někdy vykazovaly srůsty. Hodnocení rozpukání ukazuje, že rozpukané zirkony převažují (96,4 %) nad zirkony nerozpukanými. Většina zrn zirkonu (63,1 %) nevykazovala odlomení. Třetina zrn (33,3 %) vykazuje odlomení podél puklin přibližně kolmých k nejdelší ose A, kdežto jen omezeně (3,6 %) jsou tyto kolmé k nejkratší ose C.

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, Haunschmid 1988; etc.). V rámci zirkonů byly nejvíce zastoupeny typologické subtypy S18 (21,4 %), S23 (16,7 %), S13 (14,3 %) a S24 (11,9 %). Další subtypy S22, S21, S8, S12, S17, S25, S14, S11, S16 a S19 byly zastoupeny méně.

Interpretace: Spektrum zirkonů je poměrně široké (14 subtypů) a lze částečně uvažovat o primárním zdroji především z aluminických granitoidů. Relativně vyšší zastoupení dlouze protáhlých zirkonů ukazuje na roli vulkanických hornin ve zdrojové oblasti. Výrazné zastoupení nepravidelně kulatých a kulatých zirkonů (vzhledem k jeho vysoké stabilitě) signalizuje, že tato zrna prodělala velmi pravděpodobně několik depozičních cyklů (Mange, Maurer 1992; Garzanti et al. 2015; Zoleikhaei et al. 2016). To je částečně potvrzeno také přítomností zlomených zrn zirkonu. Zdrojem zirkonu proto byly, do určité míry, také starší sedimentární horniny (vedle primárního zdroje z hornin krystalinika).

Gamaspektrometrie

Koncentrace draslíku se v rámci hodnocených vzorků pohybují v rozmezí 1,5–1,8 %, průměrná hodnota je 1,7 % (směrodatná odchylka 0,1). Zastoupení uranu se pohybuje v rozmezí 0,5–2,6 ppm s průměrnou hodnotou 1,1 ppm (směrodatná odchylka 0,2). Koncentrace thoria se pohybují v rozmezí 2,1–10,7 ppm s průměrnou hodnotou 4,2 ppm (směrodatná odchylka 0,4). Dle hodnocení Hassebla (1996) jsou koncentrace draslíku obvykle středně vysoké, uranu a thoria nízké. Pouze u jemnozrnných vzorků z nejvyšších částí sedimentárního profilu dosahují koncentrace thoria středně vysokých až vysokých hodnot.

Hodnoty poměru Th/K se pohybují v rozmezí 1,3–5,9 s průměrnou hodnotou 2,5 (směrodatná odchylka 4,2) a jsou tedy poměrně nízké. Naopak hodnoty poměru Th/U nabývají hodnot 2,6–5 s průměrem 3,9 (směrodatná odchylka 2,8) a jsou poměrně vysoké (dle Hassebla 1996). Celkové koncentrace Th vs. K vykazují středně silnou pozitivní korelaci ($r = 0,43$) podobně jako koncentrace K vs. U ($r = 0,45$). Koncentrace Th vs. U mají výraznou pozitivní korelaci ($r = 0,97$). Zatímco koncentrace K vykazují nejvyšší pozitivní korelaci vůči zastoupení písčité frakce ($r = 0,54$), tak koncentrace Th ji dosahují pro prachovou frakci ($r = 0,79$). Přítomnost U vykazuje silnou pozitivní korelaci jak prachové ($r = 0,8$), tak jílové frakce ($r = 0,84$).

Interpretace: Středně vysoké hodnoty a relativně stabilní zastoupení K i jeho vazba k písčité frakci signalizují nejspíše především roli draselných živců. Rozdílné koncentrace K lze vysvětlit rozdílným zastoupením slíd, křemen-živcového agregátu a klastů granitoidů (rozdílně intenzivně kaolinizovaných), rozdílnou zrnitostí a rozdílným uplatněním zvětrávacích procesů a redepozice v rámci individuálních vzorků. Pozitivní korelace Th a U ukazuje na společný zdroj jejich gama záření především v rámci jemnozrnné (prachové a jílovité) komponenty.

Nízký podíl těchto zrnitostních frakcí v rámci většiny hodnocených vzorků je zachycen v dominantně nízkých koncentracích těchto prvků.

Výraznější rozdíly v hodnotě poměru Th/U signalizují určité rozdíly v oxidačně-redukčních podmínkách depozice a proměnlivém zastoupení rozdílných zrnitostních frakcí v jednotlivých vzorcích (Adams, Weaver 1958; Myers, Wignall 1987; Doveton 1991). Lze uvažovat o velmi nízkém podílu organické hmoty v sedimentech i depozici v dominantně oxidačních podmínkách. Poměr Th/K bývá v rámci psefitických sedimentů využíván jako indikátor minerálního složení klastů. Variabilita tohoto poměru je vysvětlována proměnlivým zvětráváním materiálu zdrojových hornin a postdepozičních procesů (viz Morton, Berge 1995; Morton, Hurst 1995).

Závěr

Studované sedimenty eggenburgu–ottnangu na hodnocené lokalitě v okolí Nových Bránic jsou interpretovány jako fluvialní sedimenty vzniklé v rámci systému laterálně se překládajících, relativně mělkých a širokých koryt s výraznou rolí proměnlivého průtoku. Interpretovaný typ vodního toku je charakterizován blízkostí zdrojové oblasti, menším povodím a většími výkyvy v průtočném množství, což způsobuje epizodické a náhlé depoziční události (Lindsey et al. 2005). V částech hodnoceného profilu jsou podmínky trakčního proudu stabilnější, což vede k dominanci typické makroformy výplně říčního kanálu, tj. valu/baru s postupnou depozicí akrečních nárůstů. Nejvyšší partie hodnoceného profilu zachycují proximální mimokorytové sedimenty spojené s přeložením systému říčních koryt. Povodí fluvialního systému bylo tvořeno především horninami brněnského masivu (magmatické a metamorfované horniny) a zčásti také staršími sedimentárními horninami doprovázenými zvětralinami těchto hornin. Směr transportu byl obecně k J či JV, tedy do předpokládaného centra alpsko-karpatské předpolní pánve.

Poděkování

Práce na problematice byly v rámci PŘF MU financovány z projektu „Udržitelné hospodaření s podzemními vodami v česko-rakouském příhraničí (Podzemní vody/Grundwasser)“ – kód projektu ATCZ00067 a projektu specifického výzkumu MUNI/A/1576/2024 „Geologické procesy a jejich depoziční záznam“. Za pečlivou recenzi textu a podnětné připomínky děkujeme recenzentům Martinu Hanáčkovi, Danielu Šimíčkovi a editorce Pavle Tomanové Petrové.

Literatura

- 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. <https://doi.org/10.1306/0BDA5A89-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- 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. <https://doi.org/10.2478/v10096-009-0034-z>
- Batík, P., Müller, P. (1994). Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. – Edice ekologických map České republiky. Český geologický ústav. Praha.
- Bridge, J. S. (2003). Rivers and Floodplains. – Blackwell, Oxford, U.K., 491 pp.
- Bofill, L., Bozetti, G., Schäfer, G., Ghienne, J. F., Schuster, M., Scherer, C., deSouza, E. (2023). Quantitative facies analysis of a fluvio-aeolian system: Lower Triassic Buntsandstein Group, eastern France. – *Sedimentary Geology*, 465, 106634. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106634>
- Collinson, J. D. (1970). Bedforms of the Tana river, Norway. – *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 52, 31–56. <https://doi.org/10.1080/04353676.1970.11879807>
- Collinson, J. D. (1996). Alluvial sediments. Chapter 3. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 37–81.
- Colombera, L., Moutney, N. P. (2019). The lithofacies organization of fluvial channel deposits: A meta-analysis of modern rivers. – *Sedimentary Geology*, 383, 16–40. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.011>
- Demek, J., Mackovčín, P., ed. (2014). Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – 595 s., Mendelova zemědělská a lesnická univerzita. Brno.
- Doveton, J. H. (1991). Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: new subsurface templates for sedimentary modelling. – In: Franseen, E. K., Watney, W. L., Kendall, C. J., Ross, W. (eds.): Sedimentary modelling-computer simulations and methods for improved parameter definition. – *Kansas Geological Society Bulletin*. 233, 101–110. <https://doi.org/10.17161/kgbulletin.no.233.20451>
- Fielding, C.R. (2006). Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. – *Sedimentary Geology*, 190, 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.05.009>
- Finger, F., Hauns Schmid, B. (1988). Die mikroskopische Untersuchungen der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - 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. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26. Tulsa. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Garzanti, E., Resentini, A., Ando, S., Vezzoli, G., Pereira, A., Vermeesch, P. (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola). – *Sedimentology*, 62, 971–996. <https://doi.org/10.1111/sed.12169>
- 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*, 120 pp. <https://doi.org/10.2110/scn.75.02>
- Hasseblo, S. P. (1996). Stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. – In: Mountain, G. S., Miller, K. G., Blum, P., Poag, C. W., Twichell, D. C. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 150, 411–422.
- 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 Research*, 32, 3, 440–450. <https://doi.org/10.1306/74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Kêdzior, A., Popa, M. E. (2018). An early Jurassic braided river system from Mehadia, south Carpathians, Romania. – *Geological Quarterly*, 62, 2, 415–432. <https://doi.org/10.7306/gq.1415>
- Krejčí, O., Buriánek, D., Krejčí, V., Tomanová Petrová, P. (2023). Sedimenty spodního a středního miocénu jihozápadně od Brna ve světle nových poznatků. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 56, 1, 59–70. <https://doi.org/10.3140/zpravy.geol.2023.08>
- Krumbein, W. C., Sloss, L. L. (1951). Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco, 497 pp.
- Krystek, I. (1981). Použití výzkumu společenstev těžkých minerálů v sedimentárních komplexech. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis*, XXII, Geologia, 3, 3, 101–107.
- Leclair, S. F., Brigde, J. S. (2001). Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. – *Journal of Sedimentary Research*, 71, 5, 713–716. <https://doi.org/10.1306/2DC40962-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00147-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00147-6)
- Lindsey, D. A., Langer, W. H., Knepper Jr, D. H. (2005). Stratigraphy, lithology, and sedimentary features of quaternary alluvial deposits of the South Platte River and some of its tributaries east of the Front Range, Colorado. – *US Geological Survey Professional Paper*, 1–70. <https://doi.org/10.3133/pp1705>
- Mader, D. (1980). Weitergewachsene Zirkone im Bundsandstein der Westeifel. – *Der Aufschluss*, 31, 163–170.
- Mange, M. A., Maurer, H. F. W. (1992). Heavy Minerals in Colour. – Chapman and Hall, London, 147 s.
- Mange, M. A., Morton, A. C. (2007). Geochemistry of heavy minerals. – *Developments in Sedimentology*, 58, 345–391. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58013-1](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58013-1)

- Miall, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. – *Earth-Science Reviews* 13, 1–62.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1)
- Miall, 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. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58044-1](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58044-1)
- Morton, A. C., Berge, C. (1995). Heavy mineral suites in the Statfjord and Nansen Formations of the Brent Field, North Sea: a new tool for reservoir subdivision and correlation. – *Petroleum Geoscience*, 1, 355–364. <https://doi.org/10.1144/petgeo.1.4.355>
- Morton, A. C., Hurst, A., (1995). Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.089.01.02>
- 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, K. J., 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, J. K., Zuffa, G. G. (eds.): *Marine clastic sedimentology*: London, Graham and Trotman, 172–189.
https://doi.org/10.1007/978-94-009-3241-8_9
- Nemec, W. (2005). *Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses*. – Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, 1–28 pp.
- Pálenský, P., Nekovář, Č., Růžička, M. (1997). Geologická mapa 1 : 50 000, list 24-34 Ivančice. – MS Česká geologická služba, Praha.
- Poldervaart, A. (1950). Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. – *Nature*, 165, 574–575.
<https://doi.org/10.1038/165574b0>
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 1, 118.
<https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- 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.
<https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Pupin, J. P. (1985). Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 65, 29–56. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Rust, B. R. (1972). Structure and process in a braided river. – *Sedimentology*, 18, 221–245.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00013.x>
- 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.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.11.003>
- Tucker, M. ed. (1988). *Techniques in Sedimentology*. – Blackwell Science, 394 pp.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models. Response to sea level changes. – Geological Association of Canada, 1–380, Toronto.
- 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.
- 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>
- Zimmerle, W. (1979). Accessory zircon from rhyolite, Yellowstone National Park (Wyoming, U.S.A.). – *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, 130, 361–369.
- Zingg, T. (1935). Beiträge zur Schotteranalyse. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 15, 39–140.
- Zoleikhaei, Y., Frei, D., Morton, A., Zamanzadeh, M. S. (2016). Roundness of heavy minerals (zircon and apatite) as a provenance tool for unravelling recycling: A case study from the Sefidrud and Sarbaz rivers in N and SE Iran. – *Sedimentary Geology*, 342, 106–117. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.06.016>