



**MASARYKOVA UNIVERZITA**  
**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**  
**ÚSTAV GEOLOGICKÝCH VĚD**

---



**Mgr. Simona Krmíčková**

**Původ a prevariský vývoj  
brunovistulického mikrokontinentu**

**Rešeršní část**

**Školitel: doc. RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D.**

**Konzultant: Dr. Martin Jan Timmerman**

**Brno 2020**

# Obsah

1. Úvod.....	3
2. Brunovistulikum.....	6
2.1 Dyjský terán.....	13
2.2 Metabazitová zóna.....	17
2.3 Slavkovský terán .....	22
2.4 Neexponované části brunovistulického mikrokontinentu .....	24
2.5 Sedimentární pokryv brunovistulického mikrokontinentu .....	28
2.5.1 Proterozoikum a spodní paleozoikum .....	28
2.5.2 Devon.....	29
2.5.3 Karbon.....	33
2.5.4 Perm .....	35
2.5.5 Mesozoikum .....	36
2.5.6 Kenozoikum.....	37
2.6 Části brunovistulika v rámci příkrovové stavby moravo-silesika.....	38
2.6.1 Svratecká klenba .....	39
2.6.2 Dyjská klenba.....	40
2.6.3 Nectavská struktura .....	41
2.6.4 Silesikum.....	41
3. Literatura .....	43

# 1. Úvod

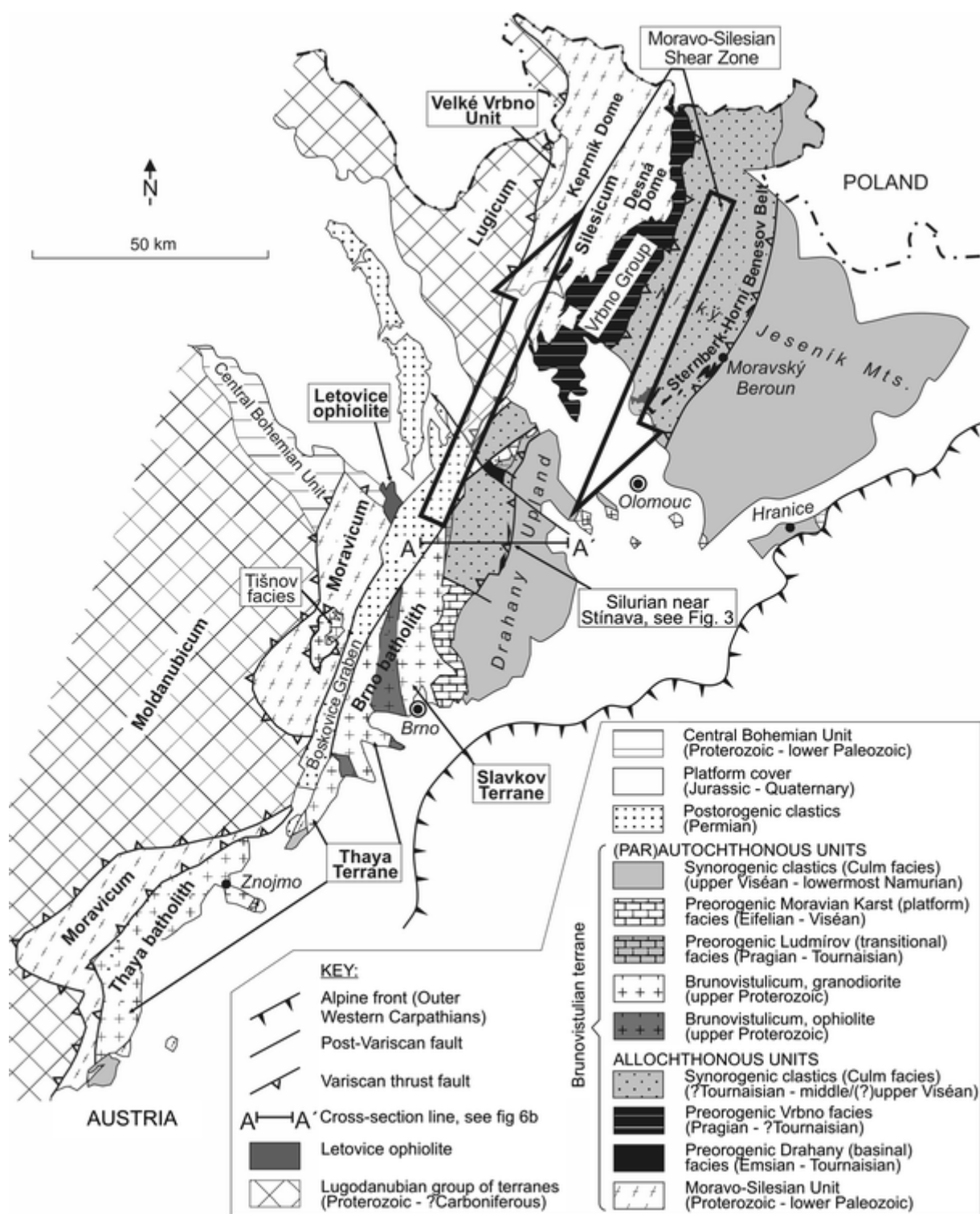
Brunovistulikum neboli brunovistulický mikrokontinent představuje geologicky významnou jednotku nacházející se v předpolí dvou orogénů – variského a alpského (Dudek, 1980). Stavbu brunovistulika poprvé popsal Suess (1912), který zkoumal strukturu hornin v okolí Brna na okraji Boskovické brázdy ve východní části Českého masivu. První pojmenování této jednotky se ale objevilo až ve 30. letech 20. století, kdy se začala rozvíjet vrtná prospekce ropných ložisek v podloží terciérních sedimentů Vnějších Západních Karpat. Zapletal (1931–1932) ve vrtech našel granitoidní horniny podobné horninám v okolí Brna a celou jednotku souhrnně označil jako brunie, avšak nijak blíže ji necharakterizoval, a proto se toto pojmenování zejména v novější literatuře příliš neujalo (cf. Schulmann *et al.*, 2009). Brunovistulikum poprvé skutečně definoval až Dudek (1980), který systematicky zkoumal vrtná jádra z oblasti Vnějších Západních Karpat a v podloží paleozoických až terciérních sedimentů na východním konci středoevropských variscid objevil krystalinické horniny náležející rozsáhlejšímu, dobře zachovalému kadomskému bloku. Název této jednotky byl odvozen z latinského názvu města Brna (Bruna), v jehož okolí jednotka vystupuje na povrch v podobě brněnského batolitu/masivu (termín „batolit“ označující rozsáhlejší plutonická tělesa je vhodné používat zejména v anglickém jazyce, v této práci se však autorka drží dříve zavedeného a běžně užívaného pojmu „masiv“; cf. Leichmann & Höck, 2008). Rozsah brunovistulického mikrokontinentu je ale ve skutečnosti mnohem větší. Horninové podloží brunovistulika se rozkládá od severovýchodního Rakouska, přes Moravu a Slezsko až po řeku Vislu (latinsky Vistula) v polské části hornoslezské pánve, která dala jednotce druhou část jejího názvu (Havlena, 1976; Stille, 1948).

Kadomský fundament brunovistulika, který leží při východním okraji Českého masivu, lze rozdělit do tří dílčích celků – dyjského teránu na jihozápadě, metabazitové zóny v centrální části a plošně rozsáhlého slavkovského teránu, který tvoří severovýchodní část brunovistulika (obr. 1). Zatímco horniny dyjského teránu již v minulosti byly podrobně geochemicky (včetně radiogenních izotopů Sr a Nd) a geochronologicky (především U-Pb datování zirkonu) charakterizovány, horniny metabazitové zóny a zejména horniny slavkovského teránu byly v tomto ohledu charakterizovány nesrovnatelně méně (*e.g.*, Finger *et al.*, 2000a, 2000b). Zejména brněnský masiv, který představuje exponovanou jihozápadní část brunovistulického

mikrokontinentu, umožňuje detailní studium brunovistulika jako celku, neboť je zde možné dobře zkoumat jak povrchové výchozy, tak i nadložní sedimenty, které nebyly výrazněji postiženy variskými geologickými procesy.

Historii výzkumů brněnského masivu od počátku 19. století shrnul Štelcl (1963). Stáří brněnského masivu a tedy i celého brunovistulika bylo některými autory chybně považováno za kaledonské (Kodym, 1954; Stille, 1948, Znosko, 1968; Zoubek, 1948), zatímco jiní autoři upřednostňovali stáří kadomské (Kettner, 1956; Kodym, 1963; Máška & Zoubek, 1960; Mísař, 1963; Roth, 1962; Zapletal, 1926), což bylo později potvrzeno radiometrickým datováním (Dudek & Šmejkal, 1968; Němcová, 1969). Původ a prevariský vývoj brunovistulického mikrokontinentu v širším kontextu střední Evropy však zůstává do současnosti předmětem řady odborných diskusí (*e.g.*, Kalvoda *et al.*, 2008, Mazur *et al.*, 2010, Soejeno *et al.*, 2017).

Podstatou disertační práce je provedení detailní petrologické, geochemické (včetně Sr–Nd–Pb–Hf izotopů) a geochronologické charakteristiky vybraných hornin metabazitové zóny a slavkovského teránu, včetně různě metamorfovaného krystalinického obalu a nemetamorfovaného spodnopaleozoického sedimentárního pokryvu), jehož zdrojem mohou být podložní granitoidní horniny brunovistulika, a zařazení zjištěných informací do širšího kontextu původu, prevariského vývoje a geologické historie brunovistulického mikrokontinentu a vzájemných vztahů jeho dílčích jednotek. Ke studiu budou využity jednak vzorky z povrchových výchozů, jednak unikátní vzorky z až 6 km hlubokých vrtů v rámci Vnějších Západních Karpat, které pro potřeby disertační práce poskytl RNDr. Arnošt Dudek, CSc. z České geologické služby. Vrtná jádra pocházejí zejména z průzkumných vrtů sloužících k ověření ložisek ropy a černého uhlí (např. Uhřice, Ždánice, Popice) a jsou tvořena horninami brunovistulika, které jsou přesunuty flyšovými příkrovy Vnějších Západních Karpat. Pro správnou interpretaci iniciálních poměrů radiogenních izotopů je rovněž nezbytná znalost stáří konkrétního vzorku. Radiometrická stáří budou zjišťována jak na vyseparovaných zirkonech (metoda U–Pb pomocí laserové ablace ICP–MS) na Geologickém ústavu AV ČR, v. v. i., tak na slídách a amfibolech pomocí metody  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  na Universität Potsdam.



**Obr. 1.** Pozice brunovistulika a jeho sedimentárního pokryvu při východním okraji Českého masivu (Kalvoda *et al.*, 2008).

## 2. Brunovistulikum

Brunovistulický mikrokontinent neboli brunovistulikum představuje největší, až 30 000 km<sup>2</sup> rozsáhlou zachovalou prekambriickou (kadomskou) geologickou jednotku ve východní části středoevropské variské kolizní zóny (Dudek, 1980; Finger *et al.*, 2000a, 2000b). K variské orogenezi ve střední Evropě došlo v průběhu devonu a karbonu v důsledku kolize dílčích mikrokontinentů a teránů odvozených z Gondwany (tzv. perigondwanské terány; např. Avalonie nebo Armorika), pokrytých pozdně neoproterozoickou (kadomskou) kůrou, kambro-silurskými sedimenty pasivního kontinentálního okraje a silursko-ordovickými magmatickými oblouky, a jižního okraje kontinentu označovaného jako Laurusie (Nance *et al.*, 2008). Méně mocná kůra paleozoické platformy v rámci variského orogénu je na severovýchodě oddělena od mocnější kůry východoevropského kratonu (stabilní jádro kontinentu Baltika) transevropskou suturní zónou, označovanou také jako Tornquist-Teisseyrova linie, která je nejdelším tektonickým a geofyzikálním lineamentem v Evropě a táhne se od Severního moře na severozápadě až po Černé moře na jihovýchodě (*e.g.*, Nawrocki *et al.*, 2004; von Raumer *et al.*, 2003; Winchester *et al.*, 2002; obr. 2). Transevropská suturní zóna byla doložena mnoha seismologickými výzkumy, včetně map magnetických a gravitačních anomálií a tepelného toku. Ve střední Evropě vznikla transevropská suturní zóna v důsledku několika významných tektonických procesů, jako je například akrece małopolského a łysogórského bloku v kambriu, Avalonie na přelomu ordoviku a siluru a Armoriky ve spodním karbonu (Winchester *et al.*, 2002). Publikovaná data však indikují pokračování prekambriického podloží východoevropského kratonu dále na jihozápad od této linie, kde se zanořují pod paleozoickou platformu. Tyto výsledky potvrzují přítomnost kaledonské tektonické sutury, která značí kolizní zónu mezi Avalonií a Baltikou, a leží dále na jihozápad od transevropské suturní zóny (v severovýchodním Německu a jihozápadním Polsku). Po této kolizi následovala sedimentace v rozsáhlé permo-mesozoické pánvi v západním Polsku, která vznikla nad ztenčeným okrajem Baltiky (Mazur *et al.*, 2018). Současné výzkumy polského podloží svědčí o tom, že okraj Baltiky zasahoval až ke zlomové zóně Kraków-Lubliniec a k oderskému a dolskému zlomu (Grad *et al.*, 2002, 2003; Wilde-Piórko *et al.*, 2010; Žaba, 1999).

Velká část brunovistulického mikrokontinentu nevystupuje na povrch, nýbrž je překryta mladšími sedimenty, především devonskými vápenci, karbonskými

(kulmskými) klastickými horninami a terciárními sedimenty karpatské předhlubně, a je známa pouze z hlubokých vrtů a geofyzikálních průzkumů (*e.g.*, Dudek, 1980; Finger *et al.*, 2000b; Janoušek *et al.*, 2014; Jelínek & Dudek, 1993; Żelaźniewicz *et al.*, 2009). Podložní horniny brunovistulika vystupují pouze v rámci brněnského a dyjského masivu v jihozápadní části mikrokontinentu (Leichmann & Höck, 2008) a v jádrech relativně malých jednotek západní části moravsko-slezské zóny – dyjské, svratecké, keprnické a desenské klenbě (Dudek, 1980). Největší a nejvýznamnější jednotkou brunovistulika je brněnský masiv, který se rozkládá v severojižním směru od Boskovic k Miroslavi a má trojúhelníkovitý tvar o rozměrech ca 70 × 15 km a celkové rozloze až 5000 km<sup>2</sup>, z čehož pouze 650 km<sup>2</sup> reprezentuje exponované výchozy (Klomínský *et al.*, 2010; Leichmann & Höck, 2008).

Brunovistulikum je tvořeno třemi geneticky nezávislými geologickými komplexy – dyjským teránem, slavkovským teránem a metabazitovou zónou, která tyto dva terány v rámci brněnského masivu navzájem odděluje (Finger *et al.*, 2000a). Zejména ve starší literatuře se objevuje také členění brunovistulika na severomoravský, středomoravský a jihomoravský blok, které jsou od sebe odděleny příčnými zlomovými strukturami (Dudek, 1980). Ke spojení dyjského a slavkovského teránu pravděpodobně došlo během regionální metamorfózy probíhající před 610–580 Ma (Dudek & Melková, 1975). Tato metamorfóza byla způsobena kolizí kontinentálního (kratonního) okraje na západě až jihozápadě a ostrovního oblouku na východě až severovýchodě a byla následována rozsáhlými granitoidními intruzemi nad subdukční zónou v relativně krátkém časovém rozpětí mezi ca 600 a 580 Ma (Finger & Pin, 1997; Finger *et al.*, 1989, 1995, 2000a; Hanžl & Melichar, 1997; Jelínek & Dudek, 1993; Klomínský *et al.*, 2010). Metabazitová zóna pak může představovat reliktně nově vznikajícího ostrovního oblouku nebo zaobloukového bazénu, pravděpodobně v prostředí Tornquistova oceánu při okraji Gondwany (Finger & Pin, 1997; Finger *et al.*, 2000a).

Do své současné pozice byl brunovistulický mikrokontinent zabudován následkem kolize s moldanubikem v průběhu variské orogeneze (Dudek, 1980; Fuchs, 1976; Suess, 1926). Nálezy fosilní fauny a publikovaná geochronologická data z magmatických i detritických zirkonů potvrzují genetickou souvislost brunovistulického mikrokontinentu s Avalonií, Armorikou nebo Baltikou, avšak afinita brunovistulika k okolním jednotkám a jeho role ve variském orogénu zůstává dodnes nejasná a je předmětem mnoha geologických diskusí (*e.g.*, Finger *et al.*, 2000b; Kalvoda *et al.*, 2008; Mazur *et al.*, 2010;

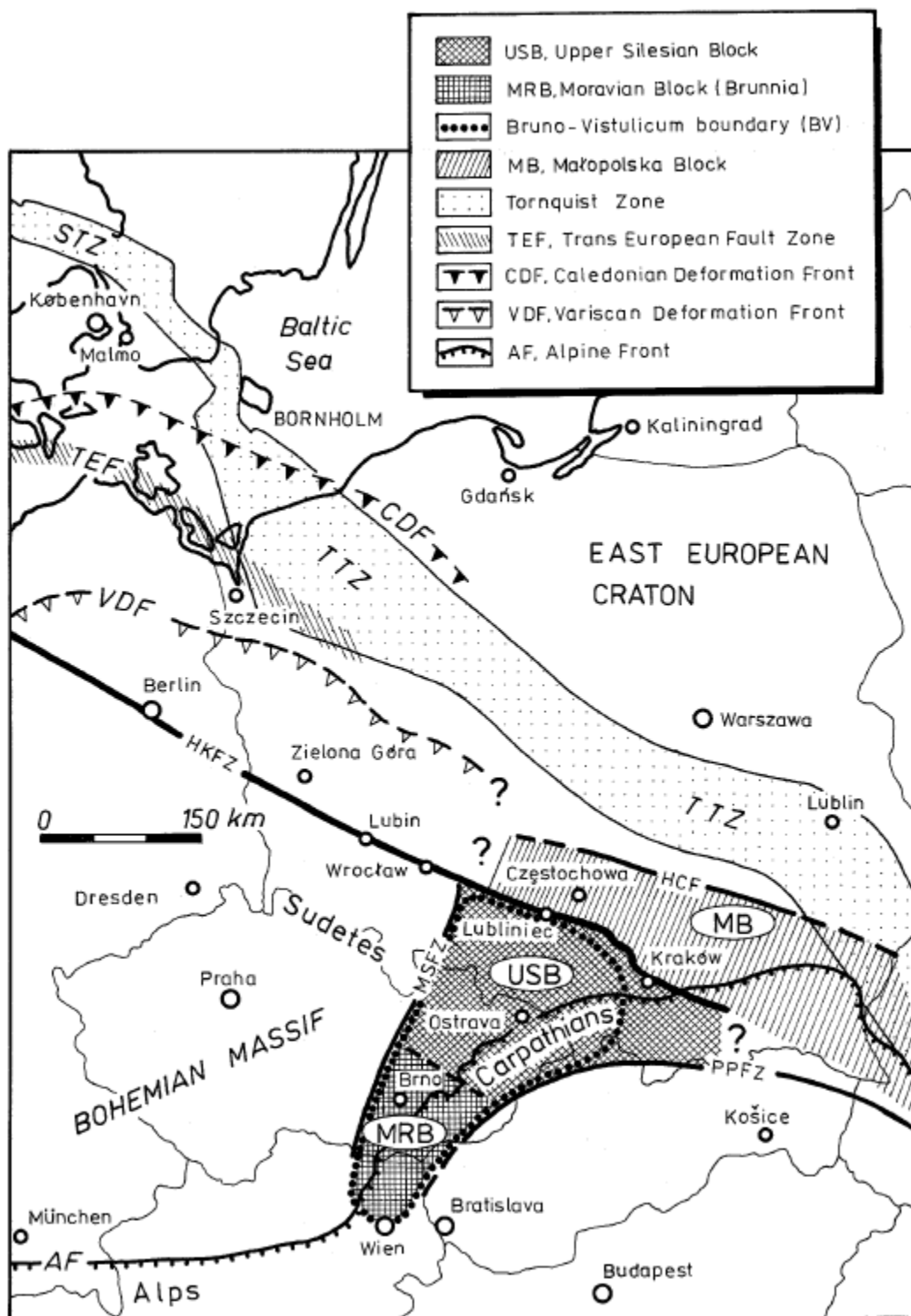
Żelaźniewicz *et al.*, 2009). Brunovistulický mikrokontinent bývá považován jednak za fragment pasivního okraje Baltiky, který se ke kontinentu opětovně připojil během siluru (Oczlon *et al.*, 2007), jednak za kadomský fragment Avalonie, popřípadě jiné části Gondwany, zabudovaný do okraje Baltiky na přelomu proterozoika a kambria, případně až v siluru, tedy mnohem dříve než ostatní variské terány (Belka *et al.*, 2000, 2002; Fatka & Vavrdová, 1998; Kalvoda & Bábek, 2010; Kalvoda *et al.*, 2008; Mazur *et al.*, 2010; Nawrocki *et al.*, 2004; Tait *et al.*, 1997; Vavrdová, 2006; Winchester *et al.*, 2002; Żelaźniewicz *et al.*, 2009). Porovnání geochronologických dat z brunovistulika a ostatních kadomských částí Českého masivu (např. tepelsko-barrandienská nebo saxo-thuringická oblast) ukazuje, že brunovistulikum pravděpodobně nebylo součástí Armoriky, nýbrž bylo odvozeno z jiné části neoproterozoického okraje Gondwany, například z Avalonie (Finger *et al.*, 2000a). Toto zjištění je v souladu také se skutečností, že brunovistulikum nebylo na přelomu prekambria a kambria postiženo regionální metamorfózou, tektonikou ani spodno- až středněkambrickou plutonickou a vulkanickou aktivitou, které ve velké míře postihly Armoriku během akrece dalších mikroteránů k okraji Gondwany a následného odtržení Armoriky od Gondwany a jsou zaznamenány v mnohých teránech (střední Evropa, Velká Británie, Španělsko) z Armoriky odvozených (Dörr *et al.*, 1998, 2002; Finger *et al.*, 2000a; Floyd *et al.*, 2000; Glodny *et al.*, 1998; Kröner & Hegner, 1998; Pin, 1990; Tait *et al.*, 1997; Tichomirowa *et al.*, 1997; von Quadt, 1994; Zulauf *et al.*, 1999). V tomto období docházelo v brunovistuliku k anorogenní molasové sedimentaci, která byla zdokumentována v polské části brunovistulika (Buła *et al.*, 1997) a v několika vrtech na jižní Moravě (Jachowicz & Přichystal, 1997). Spojitost brunovistulika s Avalonií naznačují i některé shodné geochronologické a litologické rysy s typovou lokalitou Avalonie v Newfoundlandu, jako například přítomnost neoproterozoické juvenilní kůry vulkanického oblouku (analogie s granitoidy slavkovského teránu), četných neoproterozoických vápenato-alkalických pyroklastických hornin a vulkanogenních turbiditů (analogie s metasedimenty slavkovského teránu) a mnohem starších (780 Ma), spodnopanafrických tholeiitických metabazitových sekvencí (analogie s metabazitovou zónou). Stáří vulkanických a plutonických hornin Avalonie (ca 680–570 Ma) se rovněž překrývá s obdobím magmatické aktivity zdokumentované na brunovistulickém mikrokontinentu (Finger *et al.*, 2000a; Kerr *et al.*, 1995; Kröner *et al.*, 2000; O'Brien *et al.*, 1996). V průběhu variské orogeneze, kdy došlo k zabudování brunovistulického mikrokontinentu do Českého masivu, se tento terán na rozdíl od ostatních jednotek



pravděpodobně nacházel na jižním okraji Laurusie (Finger & Steyrer, 1995; Finger *et al.*, 1998, 2000a; Kalvoda, 1995, 1998).

Severní hranice brunovistulika a jeho vztah k teránům sousedícím ze severní strany nejsou dosud zcela dobře definovány z důvodu nedostatečného množství vrtů dosahujících podloží a s tím souvisejícího nedostatku biostratigrafických, paleobiogeografických, sedimentologických, paleomagnetických a geochronologických dat, která jsou navíc často nekompletní nebo nekonzistentní. Żelaźniewicz *et al.* (2009) potvrdili, že neoproterozoické metasedimenty, jejichž protolitem jsou pravděpodobně horniny brunovistulického mikrokontinentu, pokračují dále na sever přes hornoslezský blok až k małopolskému a łysogórskému bloku a končí podél zlomové zóny Kraków-Lubliniec a oderského zlomu v jižním Polsku (obr. 2).

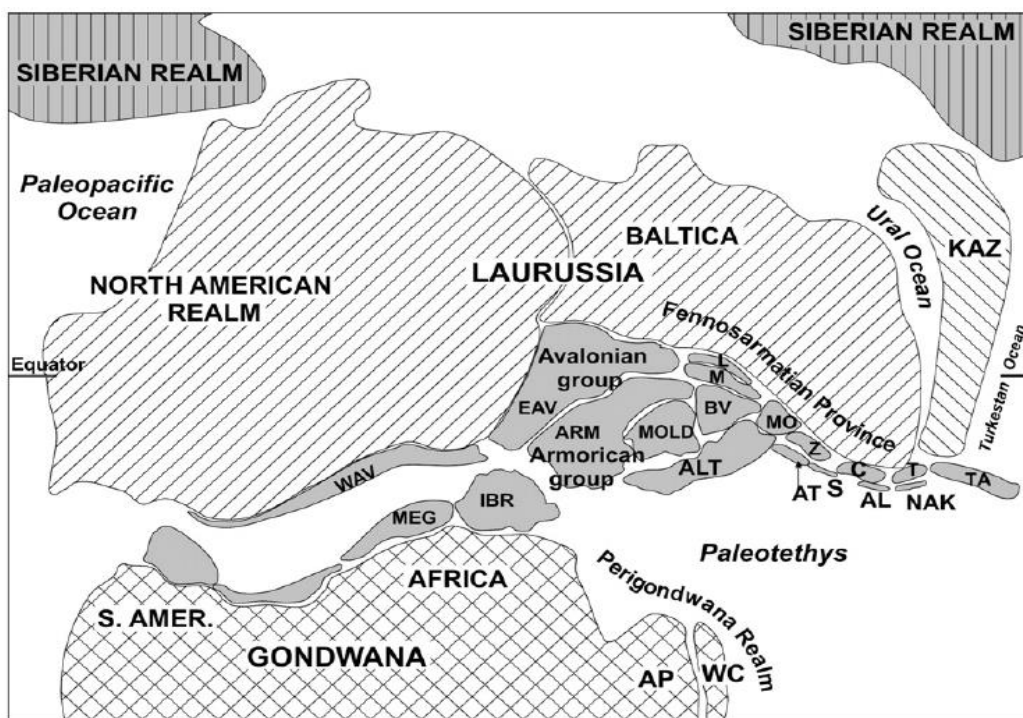
Małopolský a łysogórský blok jsou 20–50 km rozsáhlé terány, které oddělují brunovistulický mikrokontinent od východoevropského kratonu a jsou tvořeny převážně neoproterozoickými nemetamorfovanými nebo slabě metamorfovanými foliovanými sedimenty. Geofyzikální průzkumy hlubokých vrtů v této oblasti prokázaly, že łysogórský blok, který přímo sousedí s východoevropským kratonem, má krystalinické podloží, které bylo pravděpodobně odvozeno z Baltiky (Narkiewicz *et al.*, 2015), zatímco krystalinické podloží hornoslezského a małopolského bloku s kadomským stářím 660–610 Ma má afinitu ke Gondwaně (Narkiewicz & Petecki, 2017). Některé výzkumy interpretují małopolský a łysogórský blok jako součást brunovistulického mikrokontinentu (*e.g.*, Belka *et al.*, 2000; Winchester *et al.*, 2002), jiné je zase považují za součást východoevropského kratonu nebo pasivní okraj Baltiky, který se oddělil v neoproterozoiku a znovu připojil v kambriu (Żelaźniewicz *et al.*, 2009). Tyto bloky jsou diskordantně překryty ordovicko-silurskými sedimenty bez přítomnosti kambrických sedimentů, které jsou však v poměrně velkém množství zastoupeny jižně od těchto bloků, což nasvědčuje, že během kambria tyto bloky tvořily vyvýšené elevace a podléhaly erozi, přičemž byly kambrické sedimenty následně uloženy v pánvích na jih od těchto bloků, včetně brunovistulického mikrokontinentu (Buła *et al.*, 2015).



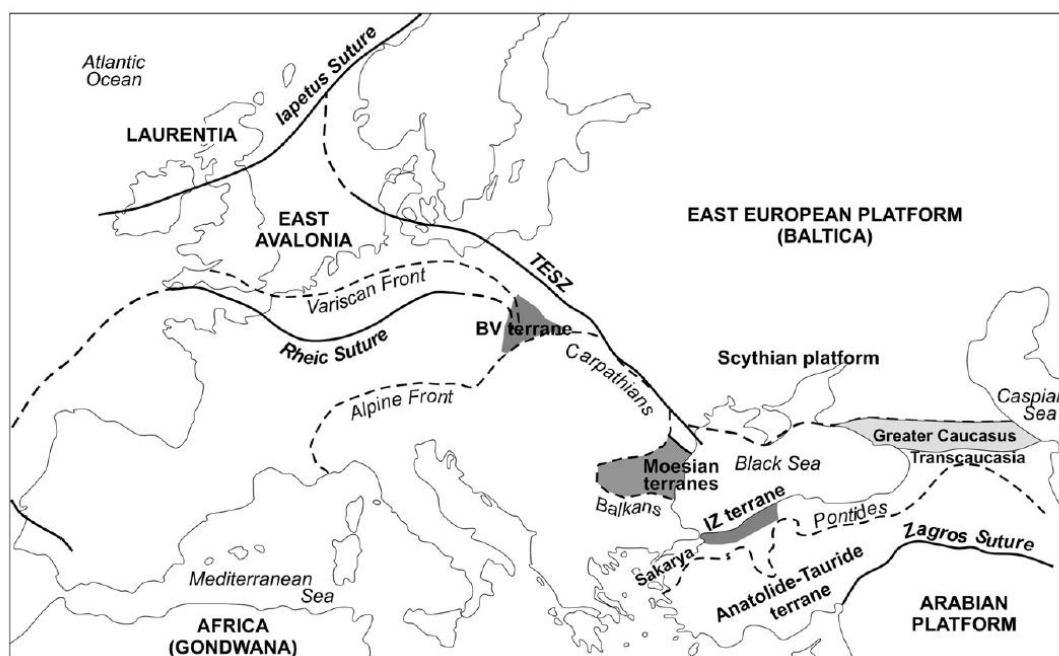
**Obr. 2.** Předpokládaný rozsah brunovistulického mikrokontinentu od Vídeňské pánve v severovýchodním Rakousku až po małopolský blok v jižní části Polska. Důležité zkratky: HKFZ – Hamburg–Kraków Fault Zone; MSFZ – Moravo-Silesian Fault Zone; TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone (Buła *et al.*, 1997).

Zlom Kraków-Lubliniec představuje deformovanou kontaktní zónu mezi hornoslezským a małopolským blokem a je součástí delšího lineamentu Hamburg-Kraków-Dobrogea, který rozděluje Evropu v severozápadně-jihovýchodním směru od Severního po Černé moře, paralelně s transevropskou suturní zónou (obr. 2). Zlom Hamburg-Kraków-Dobrogea odděluje na severovýchodě Baltiku a terány z ní odvozené od perigondwanských teránů na jihu na jihozápadě (Mazur *et al.*, 2018). Perigondwanské terány byly v průběhu kaledonských, variských a alpinských orogenních cyklů akretovány k Baltice a jejich pozice byla opětovně reorganizována (obr. 3). Jedním z těchto teránů byl hornoslezský blok, který dle publikovaných studií provenience zirkonu a mikropaleontologických výzkumů má afinitu k Avalonii (Finger *et al.*, 2000a; Friedl *et al.*, 2000; Mazur *et al.*, 2010; Moczydlowska, 1997). Tato významná tektonická hranice mezi hornoslezským a małopolským blokem byla potvrzena geofyzikálními výzkumy, které potvrdily přítomnost výrazné vertikální diskontinuity zasahující až do spodní kůry, přičemž se rychlost šíření seismických vln mezi oběma bloky liší. Také charakteristika prekambriko-kambrického podloží na obou stranách zlomu Kraków-Lubliniec odhaluje odlišnou provenienci a vývoj těchto dvou bloků. Sedimentární pokryv hornoslezského a małopolského bloku jsou srovnatelné až od spodního devonu (Paszkowski & Mazur, 2018). Navzdory tomu si mnoho dalších geologických výzkumů podloží navzájem odporuje a výsledkem je několik odlišných modelů, které vysvětlují vznik, evoluci a vztah těchto jednotek k brunovistulickému mikrokontinentu (*e.g.*, Belka *et al.*, 2000; Winchester *et al.*, 2002; Żelaźniewicz *et al.*, 2009).

Ačkoliv je brunovistulikum v některé literatuře považováno za jediný terán odvozený z Avalonie ležící na jihozápad od oblasti Rujány, je pravděpodobné, že se původně jednalo o větší celek s afinitou k Avalonii (obr. 3). Zbývající části tohoto předpokládaného jihovýchodního pokračování Avalonie byly zřejmě posunuty podél zlomu Hamburg-Kraków-Dobrogea a následně fragmentovány při mesozoickém riftingu a přepracovány v průběhu alpínské orogeneze (Paszkowski & Mazur, 2018). Toto zjištění je v souladu také s přítomností teránů odvozených z Avalonie, které se nacházejí ve větších vzdálenostech na jihovýchod, a to až v severozápadním Turecku (Kalvoda *et al.*, 2008; Okay *et al.*, 2008, 2011). Jedná se konkrétně o moesijský, istanbulský a zonguldakský terán, které společně s małopolským a łysogórským blokem nesou souhrnné označení jako brunovistulická skupina teránů (Kalvoda, 2001; Kalvoda *et al.*, 2002, 2003; obr. 3, 4).



**Obr. 3.** Paleogeografická rekonstrukce variského orogénu ve svrchním karbonu. Důležité zkratky: BV – brunovistulikum; M – małopolský blok; MO – moesijský terán; MOLD – moldanubikum; L – łysogórský blok; Z – istanbulský a zonguldagský terán (Kalvoda & Bábek, 2010).



**Obr. 4.** Pozice brunovistulické skupiny teránů při jihovýchodním okraji východoevropské platformy. BV – brunovistulikum; IZ – Istanbul-Zonguldak; TESZ – transevropská suturní zóna (Kalvoda & Bábek, 2010).

## 2.1 Dyjský terán

Dyjský terán představuje západní část brunovistulika (Finger & Pin, 1997) a byl doposud studován mnohem detailněji ve srovnání s dalšími dvěma jednotkami – s metabazitovou zónou a granitoidy slavkovského teránu. Dyjský terán je tvořen kadomskými granitoidními jednotkami (především granodiority a granity) s odlišnou I-, S- a A-typovou afinitou (*e.g.*, Finger *et al.*, 1989, 1995; Hönig *et al.*, 2014; Jelínek & Dudek, 1993; Leichmann & Höck, 2008), které se v proterozoiku nacházely při okraji většího kontinentu, pravděpodobně Gondwany (Finger *et al.*, 2000a; Přichystal, 2016). Leichmann & Höck (2008) zjistili, že granitoidy dyjského teránu mají obdobné geochemické složení jako panafrické granitoidy, které vystupují v severovýchodní Africe (Egypt), a přisuzují tak genetickou souvislost mezi těmito dvěma jednotkami. Nelze však vyloučit také genetický vztah dyjského teránu k Jižní Americe (Amazonii).

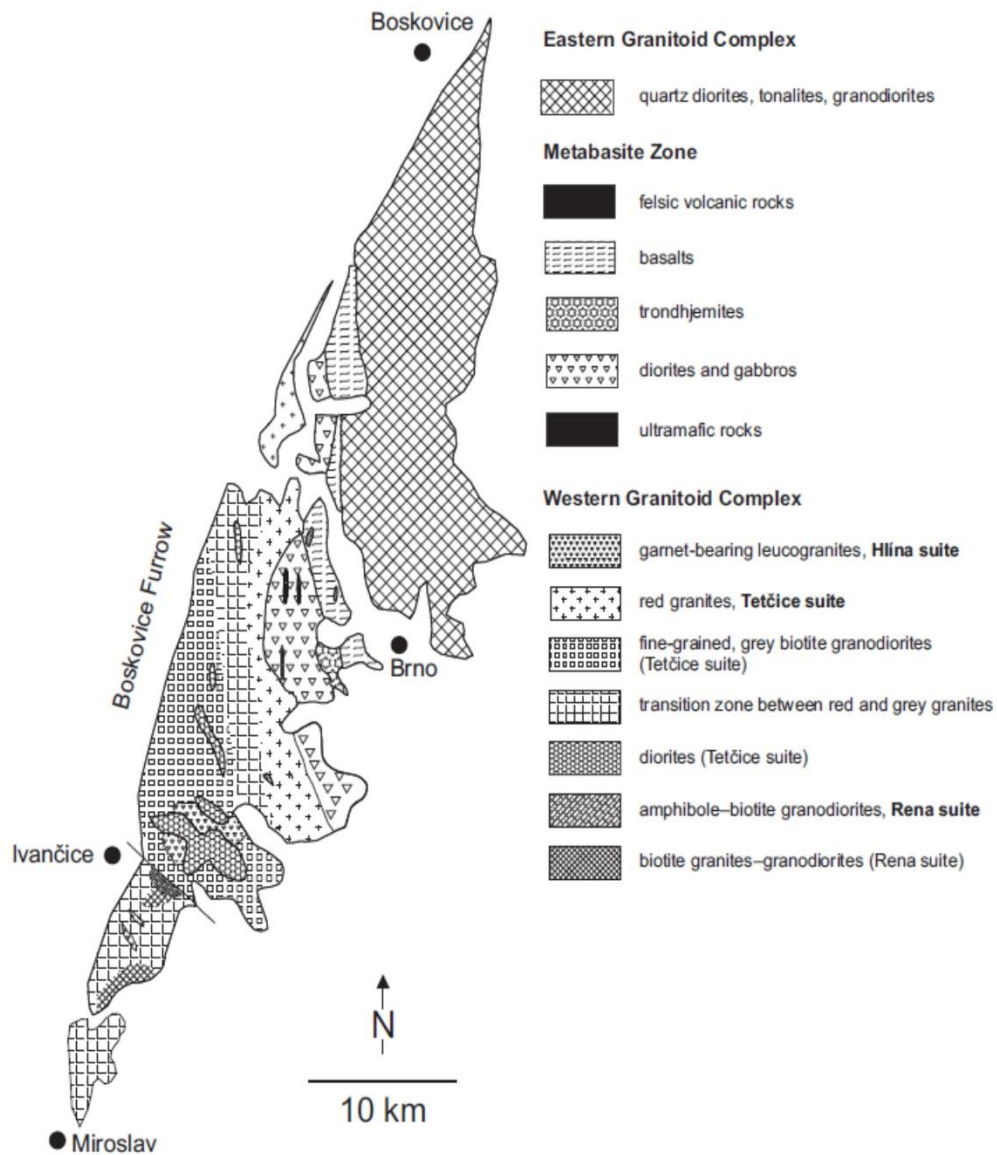
Dyjský terán lze rozdělit na dvě dílčí jednotky, které vytvářejí povrchové výchozy. Severní část je označována jako západní granitoidní zóna brněnského masivu (obr. 5), zatímco jižní část je reprezentována dyjským masivem. Původně tvořily obě jednotky jeden souvislý celek, avšak během permu došlo k dislokaci jeho západní části (dnešní dyjský masiv) směrem na jihozápad podél zlomové zóny Diendorf–Boskovice (Finger *et al.*, 2000a). Z vrtů bylo prokázáno, že dyjský terán pokračuje dále na jih až ke zlomovým pásmům jižně od Dunaje a tvoří podloží Vídeňské pánve (Dudek, 1980; Finger & Riegler, 1999; Finger *et al.*, 1999, Mísař *et al.*, 1983; Riegler, 2000).

Horniny západní granitoidní zóny brněnského masivu byly rozčleněny různými autory na několik typů. Klomínský *et al.* (2010) definovali až jedenáct petrografických typů granitoidů, zatímco Štelcl & Weiss (1986) uvedli osm typů, a Mittrenga & Rejl (1993) a Müller & Novák (2000) dokonce jen sedm. Jmenovitě se jedná o granitoidy typu Veverská Bitýška (biotit-amfibolický granodiorit), Černá Hora (leukokrátň granodiorit), Tetčice (biotit-amfibolický granodiorit), Krumlovský les (biotitický granodiorit), Vedrovice (biotit-amfibolický leukogranodiorit), Réna (porfyrický biotitický leukogranodiorit), Hlína (biotitický granit až leukogranodiorit), Kounice (biotit-amfibolický granodiorit), Leskoun (kataklazovaný granodiorit), Střelice (porfyrický biotit-amfibolický granodiorit) a Olbramovice (granodiorit). Nejnovější klasifikaci publikovali Leichmann & Höck (2008), kteří rozlišili pouze tři typy (suity) geneticky souvisejících jednotek – granitoidy typu Réna (amfibol-biotitické granodiority a biotitické

granity až granodiority I-typové afinity), Tetčice (červené hrubozrnné granity až šedé jemnozrnné biotitické granodiority a tonality a středně- až hrubozrnné amfibolické a biotit-amfibolické diority S-typové afinity) a Hlína (granátické leukogranity A-typové afinity). Zatímco horniny suity Rény a Tetčic jsou na povrchu poměrně rozšířené, horniny suity Hlíny tvoří jen drobnější žíly a intruzivní tělesa prorážející ostatními granitoidy (Klomínský *et al.*, 2010; Leichmann & Höck, 2008). Jižnější suita Rény a severnější suita Tetčic jsou od sebe odděleny ve východozápadním směru ivančickým zlomem, jehož geomorfologickým projevem je údolí řeky Jihlavy (Leichmann, 1996; Mittrenga *et al.*, 1976; obr. 5). Ekvivalenty těchto třech typů granitoidů byly popsány také v severní části dyjského masivu. Všechny tyto granitoidy se vyznačují zvýšeným obsahem K, Th a U, pozitivní tíhovou anomálií a velmi vysokými hodnotami magnetické susceptibility způsobené přítomností magnetitu. Zvýšené obsahy Th doprovázené vyšší koncentrací REE reflektují přítomnost allanitu v akcesorickém množství (Jaroš, 2018; Leichmann & Höck, 2008; Sedláková, 2008; Skála, 2012). Četné mafické mikrogranulární enklávy vypovídají o možném míšení dvou typů magmat granitického a dioritického složení (Leichmann & Höck, 2008). Západní granitoidní zóna vystupuje na povrch například v oblasti Brněnské přehrad, na hradě Veverří nebo v okolí Anenského mlýna (Jaroš, 2018; Přichystal, 2016). V granitoidech se objevují také aplitové žilné intruze v údolí řeky Svitavy či křemenné žíly s vzácnou barytovou a fluoritovou mineralizací vytvářející mohutný val v okolí Žebětína (Přichystal, 2016).

Dyjský masiv je vedle brněnského masivu další významnou, až 520 km<sup>2</sup> rozsáhlou jednotkou, v níž horniny brunovistulika tvoří povrchové výchozy. Obdobně jako západní granitoidní zóna brněnského masivu je dyjský masiv rozdělen na několik částí na základě petrografických typů vyskytujících se hornin. Převážně se jedná o S-typové granitoidy s vysokými obsahy K, jmenovitě růžový jemnozrnný biotitický granodiorit až granit typu Tasovice, biotitický granit až granodiorit typu Pulkau/Zellerndorf (analog suity Rény), světle šedý až růžový biotitický granit s amfibolem a turmalínem typu Eggenburg/Maissau, porfýrický biotitický granodiorit až kvarcmonzodiorit typu Gumping, jemnozrnný biotitický granit až granodiorit typu Gauderndorf, jemno- až střednězrnný biotitický tonalit typu Passendorf a amfibol-biotitický křemenný diorit typu Znojmo (analog suity Tetčic). V severní části dyjského masivu jsou diority znojmského typu proráženy jemnozrnnými leukokrátními granátickými granity, které jsou analogem suity Hlíny. Petrografická a geochemická zonalita dyjského teránu se projevuje klesající

kyselostí a mírou mylonitizace ve směru od severozápadu k jihovýchodu (Batík, 1984; Batík & Čtyroký, 1983; Finger & Friedl, 1993; Finger *et al.*, 1989; Klomínský *et al.*, 2010; Leichmann & Höck, 2008).



**Obr. 5.** Geologická mapa brněnského masivu s vyznačeným rozsahem horninových typů (suit) západní granitoidní zóny (Leichmann & Höck, 2008).

Metoda U-Pb datování zirkonu v amfibol-biotitických granodioritech, granitech a dioritech západní granitoidní zóny brněnského masivu poskytla stáří v rozmezí 601–584 Ma (Finger *et al.*, 2000a; Soejono *et al.*, 2017; van Breemen *et al.*, 1982), zatímco granodiority dyjského masivu byly odatovány na 603 Ma (Svojtka *et al.*, 2017). Datování granitů dyjského masivu poskytlo poněkud mladší stáří  $583 \pm 11$  Ma (Friedl, 1997), což je v souladu s datováním molybdenitu metodou Re-Os, které prokázalo stáří  $584 \pm 4$  Ma (Ackerman *et al.*, 2017). Nejvyšší dosud publikované stáří 630 Ma bylo získáno metodou K/Ar v křemenných dioritech typu Znojmo (Batík, 1978), naopak nejnižší stáří granitů dyjského masivu bylo stanoveno metodou Rb/Sr na 551 Ma (Scharbert & Batík, 1980). Riegler (2000) odatovala metodou Th-U-Pb monazit z metagranitického tělesa „Staatzer Granitmassiv“ zdokumentovaného z vrtů ve Vídeňské pánvi na 574–573 Ma, což velmi dobře koreluje se stářím dyjského teránu. V kombinaci s geochemickou podobností tohoto masivu a granitoidů dyjského teránu tato data potvrzují pokračování brunovistulika v podloží terciérních sedimentů Vídeňské pánve, až k alpinskému krystalinickému podloží (Dirnhofer, 1996; Finger *et al.*, 1993; Frisch & Neubauer, 1989; Frisch *et al.*, 1993; Neubauer & Frisch, 1993; Neubauer & Handler, 2000; von Raumer & Neubauer, 1993).

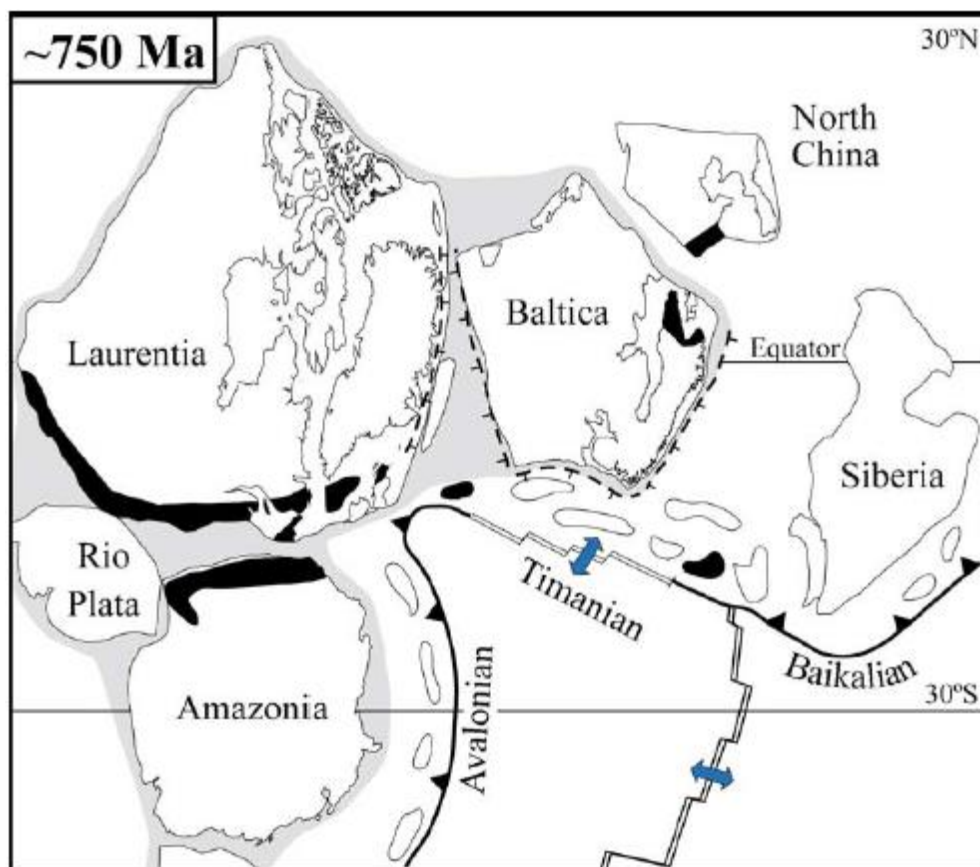
Iniciální Sr–Nd izotopové složení granitoidů dyjského teránu odpovídá typickým korovým hodnotám ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mezi 0,705–0,714 a  $\epsilon\text{Nd}$  v rozmezí od -11 do -1). Výjimkou jsou vzácná tonalit-dioritická tělesa nacházející se ve východní části západní granitoidní zóny a subbalkalický granitický pluton u Egenbergu v jižní části dyjského masivu, které vykazují spíše intermediální izotopové hodnoty ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  v rozsahu 0,705–0,707 a  $\epsilon\text{Nd}$  v úzkém rozpětí od -2 do -1), které indikují odlišný zdroj magmatu ovlivněný příměsí svrchního pláště či juvenilní kůry (Finger & Pin, 1997; Finger & Riegler, 1999; Finger *et al.*, 2000b).



## 2.2 Metabazitová zóna

Metabazitová zóna, v některé literatuře označována také méně rozšířeným termínem brněnsko-břeclavský terán (Finger & Pin, 1997), je tvořena metadiority, tholeiitickými metabazalty, metaryolity, metagabry a v menším množství i ultrabazickými horninami. Metabazitová zóna představuje přibližně 27 km dlouhý a 8 km široký pás, který od sebe odděluje dyjský a slavkovský terán, respektive západní a východní granitoidní zónu brněnského masivu v severojižním směru (Finger *et al.*, 2000a, 2000b; Klomínský *et al.*, 2010; Leichmann & Höck, 2008; Přichystal, 2016). Na rozdíl od dyjského teránu bylo pro metabazitovou zónu a granitoidy slavkovského teránu doposud publikováno pouze minimální množství geochemických a geochronologických dat (*e.g.*, Finger *et al.*, 2000b; Hanžl & Melichar, 1997; Hanžl *et al.*, 1995; Leichmann, 1996; Leichmann & Höck, 2008).

Mafické magmatické horniny metabazitové zóny mají geochemickou signaturu typu E-MORB (enriched mid-ocean ridge basalts) a vznikly při podmořském vulkanismu v zaobloukovém prostředí (Přichystal, 2016). Leichmann (1996) a Leichmann & Höck (2008) charakterizovali původ metabazitové zóny jako metamorfovaný relikt ofiolitového komplexu, avšak relativně čteně zastoupené metadiority a metaryolity se litologicky liší od běžné oceánské kůry vzniklé na středoocéánských riftech a jejich původ může být spjat spíše s extenzí zaobloukového bazénu, popřípadě se může jednat o pozůstatky primitivní kůry ostrovního oblouku, která během kolize s kontinentálním okrajem nebyla subdukována, nýbrž vmístěna podél vzniklé suturní zóny (Finger *et al.*, 2000b). Geochemická a izotopová charakteristika metaryolitů však potvrdila, že taveniny byly odvozeny z ochuzeného svrchního pláště ( $\epsilon\text{Nd}$  od +5,7 do +6,7), podobně jako okolní metabazity typu MORB ( $\epsilon\text{Nd}$  v rozsahu od +5 do +8,4). Metaryolity z metabazitové zóny dosáhly panafrického U-Pb stáří zirkonu (733–725 Ma), což je činí nejstaršími horninami Českého masivu a střední Evropy, mnohem staršími oproti granitoidům brunovistulika (Finger & Pin, 1997; Finger *et al.*, 2000b; Hanžl *et al.*, 2019). Panafrické stáří odpovídá hlavní fázi rozpínání oceánské dna při rozpadu superkontinentu Rodinie a následnému vzniku vulkanických ostrovních oblouků (*e.g.*, Caby *et al.*, 1989; Cocks & Torsvik, 2005; Hanžl *et al.*, 2019; Kröner *et al.*, 1992; Shackelton, 1994; obr. 6, 7a).



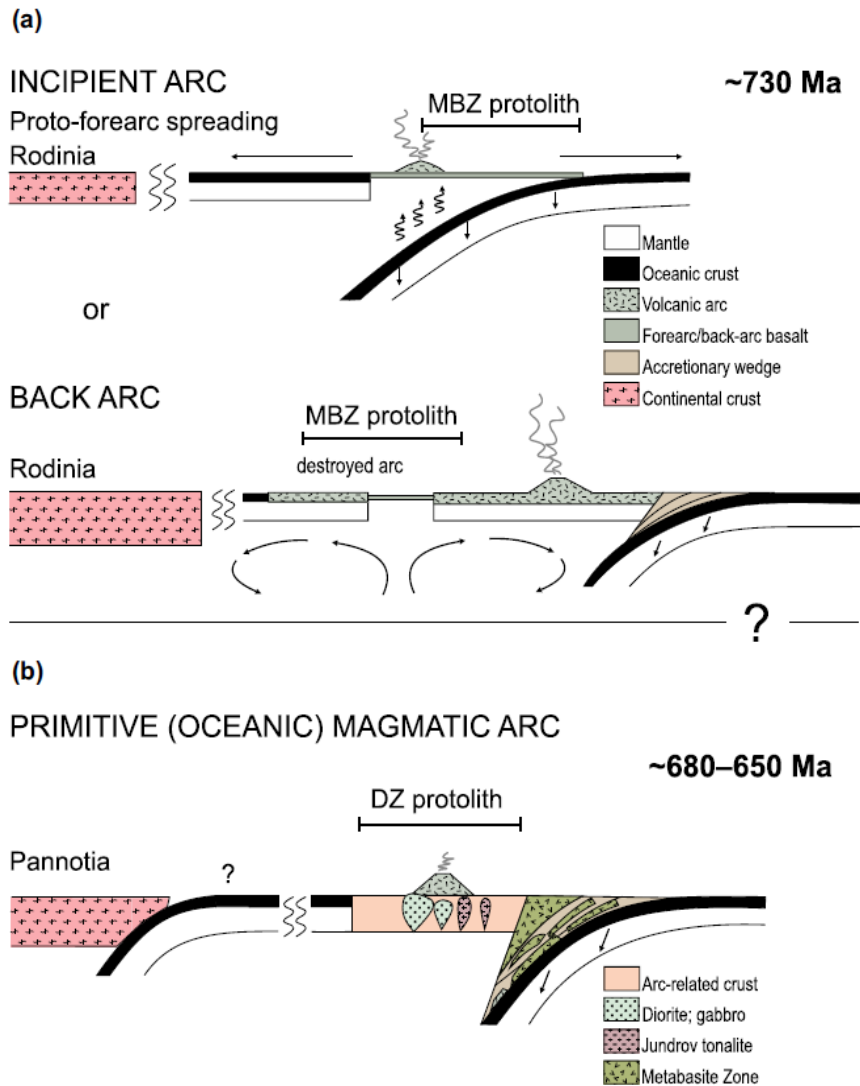
**Obr. 6.** Rozpad superkontinentu Rodinie na dílčí kontinenty před 750 Ma (Cocks & Torsvik, 2005).

Metabazitovou zónu lze rozdělit na dvě petrograficky odlišné dílčí části – plutonickou metadioritovou subzónu ve východní části (metamorfované amfibolické diority, gabra, trondhjemity a ultrabazické horniny dunitického až harzburgitického složení) a vulkanickou metabazaltovou (metadiabasovou) subzónu v západní části (metamorfované masivní bazalty a polštářové lávy, bazaltické andezity až trachyandezity, dolerity, ryolity, trachyty a tufy). Vzhledem k tomu, že hranice mezi oběma subzónami je výhradně tektonického původu, nelze jednoznačně určit, zda vznikly současně, nebo se jedná o dvě zcela nezávislé jednotky. Geochemická data ukazují, že metamorfované bazaltické taveniny, které tvoří metabazaltovou subzónu, byly odvozeny z ochuzeného (bazalty typu MORB) až mírně obohaceného (bazaltické andezity až trachyandezity) svrchního pláště, přičemž míra nabohacení narůstá severním směrem. Kyselé vulkanické horniny (ryolity a ojedinělé trachyty) vytvářejí konkordantní polohy nebo diskordantní žilná tělesa v metabazaltech o mocnosti od několika desítek dm až do 100 m (obr. 8). Metadioritová subzóna vykazuje vysoké poměry LREE/HREE a taveniny byly

pravděpodobně odvozeny z jiného plášťového zdroje než horniny metabazaltové subzóny (Finger *et al.*, 2000b; Leichmann, 1994, 1996; Leichmann & Höck, 2008; Mísař *et al.*, 1983). Leichmann (1996) popsal přítomnost mladších (ca 580 Ma) granitoidních intruzí v obou subzónách, přičemž intruze ve východní metabazaltové subzóně souvisejí se slavkovským teránem, zatímco granitoidy, které prorážejí západní metadioritovou subzónu, mají afinitu k dyjskému teránu. Jejich umístění může být spjato s nasunutím (obdukci) oceánské kůry metabazitové zóny na kontinentální okraj dyjského teránu (Finger *et al.*, 2000a). Nejvýznamnějším intruzivním tělesem v rámci metabazitové zóny je granodiorit typu Jundrov (biotitický granodiorit až chloritický trondhjemit), který byl tektonicky zapracován do metadioritové subzóny v blízkosti hranice s metabazaltovou subzónou, avšak má afinitu ke slavkovskému teránu (Klomínský *et al.*, 2010; Leichmann & Höck, 2008). Stáří jundrovského typu bylo stanoveno metodou U-Pb v zirkonu na 655 Ma. Toto stáří je přechodné mezi nejstaršími horninami metabazitové zóny a mladšími granitoidy slavkovského masivu a může dokumentovat počátek vývoje ostrovního oblouku (Hanžl *et al.*, 2019; obr. 7b). Kromě výše zmíněných kadomských granitoidních intruzí je metabazitová zóna prorážena také silurskými ( $483 \pm 16$  Ma) bazaltovými žilami (Přichystal, 1999) a variskými lamprofyry (Šmejkal, 1964).

Metabazitová zóna byla postižena několika metamorfními událostmi kadomského a variského stáří v relativně nízkých až středních p-T podmínkách facie zelených břidlic až amfibolitové facie, což společně s tektonickým přepracováním částečně setřelo původní kadomský charakter této jednotky. Stupeň metamorfózy byl pravděpodobně mírně vyšší v metadioritové subzóně ve srovnání s metabazaltovou subzónou (Hanžl & Melichar, 1995; Hanžl *et al.*, 1999; Leichmann, 1996; Leichmann & Höck, 2008).

Mezi typické lokality výskytu hornin metabazitové zóny patří například Petrov, Špilberk (výchozy podmořských polštářových láv), Kraví hora, Palackého vrch, Medlánecký kopec, opuštěný lom Opalenka u Kuřimi (až 10 m mocné žíly metaryolitu a čočky metadoleritu v okolních metabazaltech) nebo Malá Baba u Jinačovic (Finger *et al.*, 2000b; Přichystal, 2016).



**Obr. 7.** Nejnovější model vzniku metabazitové zóny po rozpadu Rodinie a následného vzniku ostrovního oblouku v období před 730–650 Ma. A – Prostředí vzniku vulkanických hornin metabazaltové subzóny v zaobloukové pánvi po rozpadu Rodinie; B – Intruze dioritů a granodioritů/tonalitů typu Jundrov v prostředí vznikajícího ostrovního oblouku. MBZ – metabazaltová (sub)zóna; DZ – (meta)dioritová (sub)zóna (Hanžl *et al.*, 2019).

Za součást metabazitové zóny je také považován želešický amfibolitový komplex, který leží v její jižní části. Těleso amfibolitu je odkryté masivní těžbou v aktivním kamenolomu Želešice (Buriánek, 2005; Hanžl & Melichar, 1997; Štelcl & Weiss, 1986). V amfibolitovém komplexu převažuje epidotický amfibolit, křemen-biotitová pararula a epidot-biotit-amfibolická zelená břidlice. Minerální asociace popsaných horninových typů je tvořena zonálními amfiboly (aktinolit, hornblend), plagioklasy (albit až bytownit),

epidotem, biotitem, chloritem, křemenem, apatitem, titanitem, magnetitem a vzácně ilmenitem. Biotitická pararula narozdíl od ostatních horninových typů neobsahuje amfibol a v akcesorickém množství se v ní objevuje také turmalín (dravit/skoryl). Minerály jsou pravděpodobně metamorfního původu, což znesnadňuje interpretaci původu těchto hornin. Popsané horninové typy se liší texturou (páskovaná vs masivní), strukturou, minerální asociací, chemickým složením i vývojem minerální asociace, což naznačuje variabilitu ve vulkanismu, jehož produkty byly následně přepracovány metamorfními procesy (Buriánek, 2005; Veverka & Leichmann, 2018). Původ amfibolitového komplexu je však stále nejednoznačný. Buriánek (2005) jej definoval jako vulkanosedimentární komplex, který nasedá na nejsvrchnější část ofiolitu. Želešický amfibolitový komplex ale leží západě od tektonického kontaktu s plutonickou metadioritovou subzónou, což hovoří proti teorii, že by se mohlo jednat o pokryv metabazaltové ofiolitové subzóny, která leží ještě dále na východ. Horniny želešického komplexu prošly navíc vyšším stupněm metamorfózy ve srovnání s metabazaltovou subzónou a primární minerály (např. pyroxeny) a vulkanické stavby nejsou přítomny. Želešický amfibolitový komplex je tedy možné interpretovat také jako samostatnou jednotku, která s metabazaltovou zónou geneticky nesouvisí (Veverka & Leichmann, 2018).



**Obr. 8.** Výchoz ryolitového metatufu v metabazaltové zóně na lokalitě Sychrov (2015).

## 2.3 Slavkovský terán

Intruze východního slavkovského teránu představují převážně I-typové (*i.e.*, subalkalické, metaaluminické) biotit-amfibolické granitoidy (zejména granodiority, tonality a křemenné diority), které obsahují četné mafické mikrogranulární enklávy (Krmíček *et al.*, 2017). Ultramafické horniny, gabra, gabronority, diority, křemenné diority, leukotonality, leukogranodiority, granity a leukogranity byly objeveny také ve vrtech dále na východ a na sever (Finger & Pin, 1997). Podle Jelínka & Dudka (1993) vznikly I-typové granitoidy frakcionací tholeiitických magmat odvozených ze zemského pláště, které byly pravděpodobně dále kontaminovány juvenilním korovým materiálem během výstupu magmatu. Slavkovský terán tak může představovat kořenovou zónu juvenilního kadomského ostrovního oblouku (obr. 9), avšak jeho přesná afinita k dalším teránům variského orogénu není dosud zcela jasná (Finger *et al.*, 2000a; Přichystal, 2016).

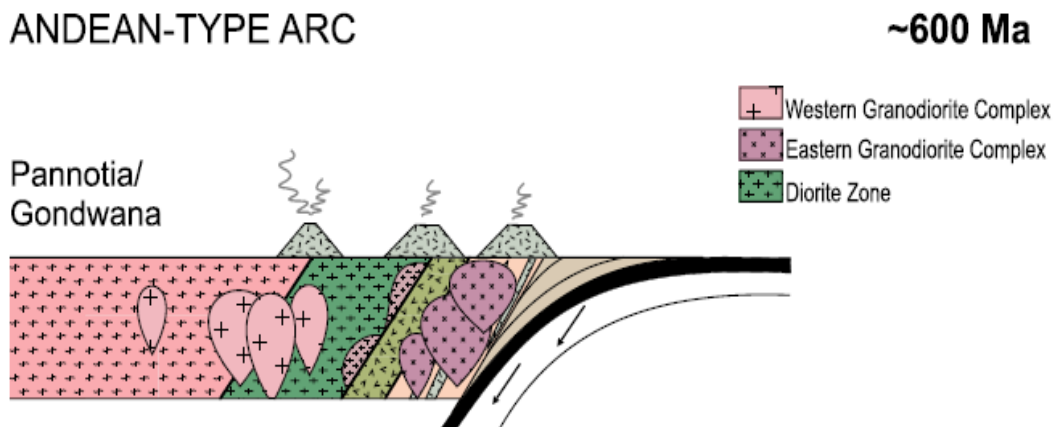
Exponované části slavkovského teránu, označovaného také jako východní granitoidní zóna brněnského masivu, lze rozdělit na biotitické granodiority až granity typu Královo Pole, které tvoří výchozy například v Líšni, Králově Poli, Řečkovících nebo Jehnicích (Přichystal, 2016; Timmerman *et al.*, 2018a; obr. 9), biotit-amfibolické granodiority až tonality/křemenné diority typu Blansko, které tvoří tělesa protažená v severojižním směru, vystupující na lokalitách v okolí Blanska, Olomučan a Petrovic (Hrouda & Janák, 1972; Hrouda *et al.*, 1980, 1983; Mittrenga & Rejl, 1993; Štelcl & Weiss, 1986), biotitické granodiority typu Doubravice a biotitické granodiority až chloritické trondhjemitu typu Jundrov, které jsou tektonicky zapracované v rámci metabazitové zóny (Klomínský *et al.*, 2010; obr. 10). Horniny tonalitického složení pravděpodobně představují část granitoidní intruze, která prodělala nižší stupeň frakcionace ve srovnání s granodiority (Kubeš & Leichmann, 2018).

Granitoidy slavkovského teránu pravděpodobně nebyly deformovány variskými tektonickými procesy ve svrchním karbonu, neboť byly dostatečně vzdáleny od kolizní zóny moravo-silesika na západě brunovistulického mikrokontinentu. Publikovaná  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  stáří amfibolů z dioritů a granodioritů typu Blansko se pohybují v rozmezí od 597 do 587 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1992; Fritz *et al.*, 1996). Kadomská stáří indikují, že pokud byla tato část brunovistulika postižena variskými metamorfními procesy, teplota nepřesáhla 550 °C, což je hodnota odpovídající uzavírací teplotě vápenatého amfibolu. Shodné stáří  $597 \pm 3$  Ma bylo stanoveno také datováním molybdenu metodou Re-Os



(Ackerman *et al.*, 2017) a potvrdilo jej i datování monazitu metodou Th-Pb v migmatitech souvisejících s plutonickou aktivitou (Finger & Pin, 1997).

Z geochemického hlediska jsou granitoidy slavkovského terénu relativně primitivní a připomínají magmata ostrovních oblouků (obr. 9), což potvrzuje také jejich iničiální Sr a Nd izotopové složení ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mezi 0,704 a 0,705,  $\epsilon\text{Nd}$  v rozmezí od -1 do +3; Finger & Pin, 1997; Finger *et al.*, 1995). Hodnoty naznačují, že horniny mohly vzniknout tavením mladší vápenato-alkalické kůry, případně mohl být zdroj magmatu ovlivněn zastoupením plášťové komponenty, a to zejména u neexponovaných těles mafických hornin rusavského a jablunkovského masivu (Finger *et al.*, 2000a).



**Obr. 9.** Model intruze granitoidů slavkovského terénu, respektive východní granitoidní zóny brněnského masivu v subdukčním prostředí primitivního kadomského ostrovního oblouku a stabilního kontinentálního okraje Gondwany (Hanžl *et al.*, 2019).



**Obr. 9.** Granodiorit typu Královo Pole z lokality Jehnice (2015).

## 2.4 Neexponované části brunovistulického mikrokontinentu

Kromě jihozápadní části v okolí Brna netvoří horniny brunovistulika rozsáhlejší povrchové výchozy. Východní a jihovýchodní část brunovistulického mikrokontinentu nebyla postižena procesy variské orogeneze, nýbrž byla přesunuta karpatskými (alpinskými) příkrovy a překryta neogenními sedimenty karpatské předhlubně. Krystalinické podloží v těchto oblastech bylo zastiženo pouze několika (ca 100) hlubokými vrty (Dudek, 1980; Jelínek & Dudek, 1993; Suk *et al.*, 1991). Rozsah výskytu krystalinických hornin slavkovského teránu velmi pravděpodobně pokračuje od brněnského masivu dále na sever a severovýchod až k hornoslezskému bloku v jihovýchodním Polsku (Jelínek & Dudek, 1993), kde jsou podložní horniny překryty kambro-ordovickými siliciklastickými sedimenty a karbonskými klastickými sedimenty paraautochtonní Hornoslezské pánve (Buła & Žaba, 2008). Jihovýchodní hranice brunovistulického mikrokontinentu není v důsledku přesunutí flyšovými příkrovy Vnějších Západních Karpat zcela dobře definována. Na základě geofyzikálních výzkumů se uvažuje, že brunovistulikum zasahuje až k hlubinné sutuře na styku s blokem Západních Karpat severozápadně od bradlového pásma v Pováží (Dudek, 1980; Chlupáč *et al.*, 2002). Tomek & Hall (1993) předpokládali, že na jihu je brunovistulický mikrokontinent subdukován pod jednotku označovanou jako ALCAPA (alpínsko-karpatsko-panonská jednotka; Fodor *et al.*, 1999).

Na severu a severovýchodě je podloží slavkovského teránu tvořeno pásmem neoproterozoických (vendských) metasedimentů facie zelených břidlic, jejichž protolit pravděpodobně pocházel z flyšové pánve s klastickou sedimentací (droby, prachovce) v předpolí kadomského orogénu a předpokládá se jeho souvislost s brunovistulikem (Buła & Jachowicz, 1996; Finger *et al.*, 2000a; Źelaźniewicz *et al.*, 2009). To potvrzují také geochronologická data získaná metodou U-Pb ze zirkonů, které poskytly kadomská stáří v rozsahu 577–693 Ma a svrchně paleoproterozoické stáří 1,97 Ga naměřené v nejstarších jádrech (Źelaźniewicz *et al.*, 2009). Tyto horniny byly následně retrogradně metamorfovány ve střednětlaké amfibolitové facii. Zejména v severní části brunovistulika jsou podložní biotitické až muskovit-biotitické pararuly migmatizovány v relativně širokém pásmu východo-západního směru. V oblasti Hornomoravského úvalu jižně a jihovýchodně od Olomouce metasedimenty obsahují také vločky metavulkanických hornin (metabazalty a metaandezity) neoproterozoického stáří, které mohou



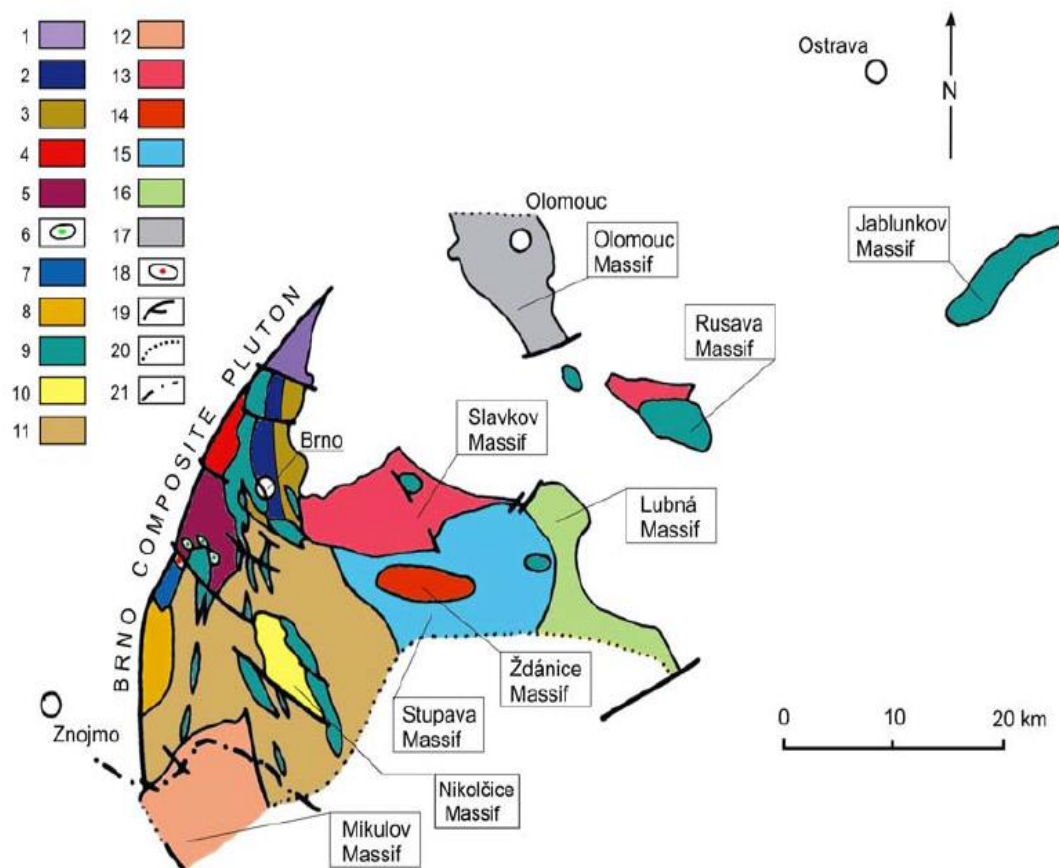
představovat reliktů vulkanického materiálu pocházejícího z ostrovního oblouku slavkovského teránu (Dudek, 1980; Finger *et al.*, 2000a). Ve střední a jižní části brunovistulika převažují chlorit-biotitické a sericit-biotitické fylity, dvojslídne a biotitické pararuly a dvojslídne granátické pararuly se sillimanitem (Mísař *et al.*, 1983). Metamorfóza těchto sedimentů byla pravděpodobně ukončena ještě před intruzí nedeformovaných posttektonických I-typových granitoidů, gaber a dioritů před ca 600–550 Ma (Finger *et al.*, 2000a; Żelaźniewicz *et al.*, 2009), která byla následována mladší fází kontaktní metamorfózy, projevující se silnou deformací a mylonitizací v kontaktní aureole (Dudek, 1980; Hanžl *et al.*, 1999; Klomínský *et al.*, 2010). Část kadomského metamorfního komplexu byla rovněž tektonicky přepracována během variské orogeneze ve facii zelených břidlic. Z toho důvodu je brunovistulický mikrokontinent obecně považován za heterogenní, co se litologie a stáří týče (Buła & Žaba, 2008).

Hliníkem chudé metasedimenty (zejména pararuly) východní části brunovistulika indikují vápenato-alkalický charakter protolitu odpovídajícího pyroklastickému materiálu, který pochází z primitivního vulkanického oblouku (Dudek, 1980), což potvrzuje také jejich inicální Sr–Nd izotopové složení ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  v rozsahu 0,704–0,706 a  $\epsilon\text{Nd}$  v rozmezí od -1 do +2), shodující se s granitoidy slavkovského teránu (Finger & Pin, 1997; Finger *et al.*, 1995, 2000a). Vzácnější kadomské metasedimenty v západní části brunovistulika náležející dyjskému teránu jsou geochemicky a izotopicky více vyvinuté ( $\epsilon\text{Nd}$  v rozsahu od -7 do -3) a jejich protolitem je pravděpodobně mnohem starší kratonická kůra (Finger *et al.*, 2000a).

Pomocí vrtů a geofyzikálních průzkumů byla v podloží karpatské předhlubně popsána také neexponovaná tělesa plutonických hornin náležejících brunovistuliku (obr. 10). Jmenovitě se jedná o nikolčický, lubenský, mikulovský, slavkovský, stupavský, ždánický, olomoucký, rusavský, mušovský, dražovický, vlkošský a strachotnínský masiv. Granitoidy nikolčického masivu (biotitický granodiorit) a mikulovského masivu (muskovit-biotitický granit až biotitický granodiorit) se podobají horninám západní granitoidní zóny brněnského masivu, zatímco granitoidy slavkovského masivu (střednězrnný amfibol-biotitický leukogranodiorit až tonalit a křemenný diorit), stupavského masivu (střednězrnný biotitický leukogranodiorit až biotitický granodiorit, leukotonalit a granit), lubenského masivu (středně- až hrubozrnný biotitický leukogranit, granit až monzogranit), ždánického masivu (střednězrnný amfibol-biotitický tonalit až křemenný diorit a gabro) a olomouckého masivu (dvojslídny leukogranit až granodiorit)

odpovídají horninám východní granitoidní zóny. Vlkošský masiv (pyroxenické gabro a gabrodiorit s vložkami ultramafických serpentinizovaných dunitů a pyroxenitů), rusavský masiv (gabro a gabrodiorit až pyroxenický gabronorit), jablunkovský masiv (gabro a gabrodiorit), mušovský masiv (diorit až křemenný diorit), dražovický masiv (biotitický diorit) a strachotínský masiv (biotitický diorit) tvoří plutonická tělesa bazického složení, přičemž mušovský a strachotínský masiv leží v dyjském teránu a ostatní bazické masivy náležejí slavkovskému teránu (Dudek, 1980; Klomínský *et al.*, 2010; Suk, 2004).

Dudek (1980) stanovil stáří jednotlivých masivů rozpoznaných z vrtných jader a jejich krystalinického obalu pomocí metody K/Ar v amfibolu, biotitu a muskovitu. Nejmladší data 300–285 Ma poskytly granity lubenského masivu. Takto nízké stáří bylo interpretováno jako sekundární „omlazení“ v důsledku zvýšeného tepelného toku v oblasti Hornomoravského úvalu (*cf.* Dudek & Melková, 1975). Naopak nejvyšší stáří 1410–1065 Ma vykazuje amfibol z dioritu dražovického masivu, zatímco biotit z téže horniny byl odatován pouze na 605 Ma, což indikuje závěrečnou fázi vývoje horniny a podobá se ostatním granitoidům brunovistulika. Výrazně vyšší stáří amfibolu bylo prisuzováno přítomnosti starších předkadomských struktur zakomponovaných do plutonického tělesa (*cf.* Dudek & Melková, 1975; Mísař, 1963). Ostatní neexponované masivy dosáhly kadomského stáří v rozpětí 621–555 Ma, zatímco pararuly a amfibolity krystalinického podloží poskytly variabilní stáří v rozmezí od 660 do 340 Ma. Toto relativně široké rozpětí může souviset s faktem, že geochronologická metoda K/Ar neumožňuje stanovení přesného stáří vzniku minerálů, nýbrž stáří, kdy došlo k jejich zchlazení pod hodnotu uzavírací teploty, která v případě biotitu činí 300 °C a v případě amfibolu 500 °C (Dudek, 1980). Mladší, pozdně kadomské stáří 550 Ma bylo zjištěno metodou Th-U-Pb u gabroických intruzí jablunkovského masivu (Finger *et al.*, 1999).



**Obr. 10.** Odkrytá geologická mapa brunovistulika s vyznačenými typy granitoidů a pozicemi neexponovaných plutonických těles v podloží terciérních sedimentů karpatské předhlubně. 1 – granodiorit typu Doubravice; 2 – granodiorit typu Královo pole; 3 – granodiorit typu Blansko; 4 – granodiorit typu Veverská Bitýška; 5 – granodiorit typu Tetčice; 6 – granodiorit typu Hlína; 7 – granodiorit typu Krumlovský les; 8 – granodiority typu Leskoun a Vedrovice; 9 – diority, gabra a gabronority; 10 – granit typu Nikolčice; 11 – biotitický granit; 12 – granodiorit typu Mikulov; 13 – tonalit typu Slavkov; 14 – křemenný diorit typu Ždánice; 15 – leukogranodiorit typu Stupava a Jundrov; 16 – leukogranit typu Lubná; 17 – dvojslídňý leukogranodiorit olomockého masivu; 18 – granodiorit typu Réna; 19 – zlomy; 20 – hranice vrtných průzkumných prací v jihovýchodní části brunovistulika; 21 – státní hranice (Klomínský *et al.*, 2010, upraveno podle Dudka, 1980; Dvořáka *et al.*, 1984; Mittrengy & Rejla, 1993 a Skácelové & Weisse, 1978).

## 2.5 Sedimentární pokryv brunovistulického mikrokontinentu

Jižní, východní a severní část brunovistulického mikrokontinentu je diskordantně překryta pozdně neoproterozoickým (ediakarským) flyšem a neoproterozoickými až kambrickými molasami (*e.g.*, Belka *et al.*, 2000; Mikuláš *et al.*, 2008), dále spodnopaleozoickými klastickými horninami, platformními vápenci a dalšími mesozoickými a kenozoickými sedimenty (Krmíček, 2006).

### 2.5.1 Proterozoikum a spodní paleozoikum

Neoproterozoické až kambrické sedimenty nejsou na území brunovistulika exponovány a jsou známy pouze ze starších hlubinných vrtů (Mikuláš *et al.*, 2008). Velmi důležité jsou téměř horizontální vrstvy sedimentů zastižené vrtem Měnin-1 jižně od Brna, které nebyly postiženy kadomskými či variskými tektonometamorfními pochody a poskytly celou škálu dobře zachovalých acritarch meso- až neoproterozoického stáří (rifej až vend) s afinitou k vyšším zeměpisným šířkám odpovídajícím Baltice, což indikuje silnou paleogeografickou vazbu nejstarších pokryvných sedimentů brunovistulika a stejně starých sedimentů z małopolského bloku a východoevropské platformy (*e.g.*, Kalvoda *et al.*, 2008; Mikuláš *et al.*, 2008; Vavrdová, 2008). Tyto sedimenty byly ukládány v prostředí předpolní pánve vzniklé flexurním ohybem během variské kolize nebo postorogenního kolapsu (Buła *et al.*, 2015 a citace v této práci). Nejstarší sedimentární pokryv tedy svědčí o tom, že brunovistulický mikrokontinent byl během spodního až středního kambria situován v blízkosti Baltiky, nebo dokonce mohl být její součástí.

Ordovické a silurské horniny platformního charakteru nebyly dosud popsány v jižní části brunovistulika. Pouze v severní části Horního Slezska se vzácně vyskytují ordovické světle zelené jílovité siliciklastické sedimenty prokládané vložkami jemnozrnných křemenných pískovců s variabilním stupněm silicifikace (Buła & Jachowicz, 1996; Gladysz *et al.*, 1990).

Alochtonní silurské (llandover až přídolí) tmavě šedé anchimetamorfované graptolitové a vápnité břidlice s drobnějšími vložkami vápenců a příměsí grafitu a pyritu se vyskytují pouze vzácně na několika výchozech na bázi karbonského flyše v okolí Stínavy v jihozápadní alochtonní části brunovistulika, kde byly zastiženy pokusnou štolou pro dobývání železné rudy. Jejich jemnozrnný hlubokomořský charakter a nedostatečné

množství detritického muskovitu a zirkonu však znemožňuje jejich využití pro studium jejich provenience (Bábek *et al.*, 2006; Chadima & Melichar, 1998; Chlupáč *et al.*, 2002; Kettner & Remeš, 1935, 1936).

### **2.5.2 Devon**

Na východní část brněnského masivu nasedají relativně rozšířené mocné vrstvy pouštních sedimentů – načervenalých klastických sekvencí typu „old red“, které jsou zejména ve starší literatuře považovány za analogy devonských slepenců popsanych na území Velké Británie a Irska (Dvořák, 1998; Přichystal, 2016; Reichenbach, 1834; Zapletal, 1922). Tyto sedimenty bývají typicky označovány jako „bazální klastika“, neboť leží v podloží devonských vápenců a nasedají přímo na krystalinické podložní horniny (Buriánek *et al.*, 2007, 2008; Mikuláš *et al.*, 2008; Nehyba *et al.*, 2001; Wojewoda *et al.*, 2015).

Nejspodnější části těchto vrstev jsou tvořeny polymiktními a monomiktními slepenci s drobovým tmelem, které byly uloženy během iniciální fáze riftingu brunovistulického mikrokontinentu. Kromě dominujících slepenců jsou přítomny také arkózy a hrubozrnné křemenné, arkózové a drobové pískovce s vzácnými vložkami jílovců, prachovců a břidlic, které pocházejí z velmi zvětralých intermediálních až kyselých magmatických hornin nebo ze starších, pravděpodobně kambrických recyklovaných sedimentů aktivního kontinentálního okraje (Dvořák, 1973; Gilíková *et al.*, 2003; Chlupáč & Svoboda, 1963; Mikuláš *et al.*, 2008; Purkyňová *et al.*, 2004; Vavrdová & Bek, 2001; Wojewoda *et al.*, 2015).

Dále je třeba věnovat pozornost také vzácným polohám felsického (ryolitového) tufu A-typové afinity, které se vyskytují ve vrstvách slepenců a které představují náhlou změnu sedimentačních podmínek během riftingu doprovázejícího oddělení Baltiky a Laurentie před 550 Ma (Cocks & Torsvik, 2005). Slepence také obsahují četné detritické polohy pocházející z metamorfovaných a magmatických hornin (sedimentární klasty jsou vzácné), které blíže vypovídají o geologické charakteristice zdrojových oblastí, neboť obdobné ryolitické a pegmatitické klasty byly pospány i z širšího okolí (*e.g.*, Krmíček, 2006; Mikuláš *et al.*, 2008; Nehyba *et al.*, 2001). Tyto erozní produkty tak představují velmi důležitý nástroj k pochopení původu brunovistulika. Klastická sekvence zaznamenává počáteční fázi raně variské extenze s erozí okrajových částí riftu, které byly

pravděpodobně tvořeny podložními horninami brunovistulika, ale zahrnovaly také exotické muskovitické granitoidy, které ovšem nebyly v bližším okolí dokumentovány (Kalvoda, 1995; Nehyba *et al.*, 2001).

Stáří vzniku bazálních klastik bylo odhadováno na základě korelace s nadložními, paleobotanicky odatovanými givetskými vápenci jako středně až svrchně devonské (Zukalová, 1976), což potvrdila také identifikace svrchně emské až spodnoeifelské fosilní makroflóry (Purkyňová *et al.*, 2004), avšak přítomnost acritarch v jílovitých vložkách bazálních klastik nasvědčuje také o svrchně kambrickém stáří jejich spodnějších vrstev (Fatka & Vavrdová, 1998; Jachowicz & Přichystal, 1997; Vavrdová, 1997; Vavrdová & Bek, 2001).

Dvořák (1998) a Skoček (1980) interpretovali depoziční prostředí bazálních klastik jako výhradně terrestrické (aluviální, fluviální či eolické), avšak Vavrdová *et al.* (2003) objevili také přítomnost paleogeografických indikátorů nasvědčujících o vlivu mělkého moře na vznik těchto sedimentů. Z toho vyplývá, že mohly být ukládány jak v podmínkách aridního, tak i semiaridního klimatu.

Mocnost vrstev bazálních klastik je velmi variabilní a pohybuje se od 1 do 1700 m (Purkyňová *et al.*, 2004; Vavrdová & Bek, 2001). Typické lokality výskytu bazálních klastik jsou například svisle vztýčené výchozy křemenných slepenců na Babím Lomu u Lelekovic, dále Červený a Žlutý kopec v Brně, Kanický kopec u Kanic, Hády nebo Šumberova cesta (obr. 11) a Těsnohlídkovo údolí, kde se v zářezech cest nacházejí odkryvy slepenců i pískovců (Přichystal, 2016; Timmerman *et al.*, 2018b).

Směrem na východ od brněnského masivu byly vrstvy bazálních klastik překryty flyšovými příkrovy Vnějších Západních Karpat a byly zde zdokumentovány pouze ve vrtech. Obdobné klastické sedimenty se shodnými paleobotanickými nálezy byly rovněž popsány v nadloží spodnokambrických sedimentů v hlubokých vrtech v hornoslezském bloku ve střední a jižní části Polska, což nasvědčuje o podobných sedimentačních podmínkách, a tedy i o úzkém paleogeografickém vztahu obou regionů v období svrchního kambria až svrchního devonu (Buła & Jachowicz, 1996; Purkyňová *et al.*, 2004; Vavrdová & Bek, 2001).



**Obr. 11.** Výchoz devonských bazálních klastik v zářezu Šumberovy cesty (2015).

V rámci brunovistulického mikrokontinentu reprezentují bazální klastika závěrečnou fázi klastické sedimentace a jsou následovány transgresivním, především diskordantním ukládáním mořských sedimentů. Vývoj devonských sedimentárních facií lze rozčlenit na čtyři fáze – pánevní (drahanský) vývoj, platformní vývoj (vývoj Moravského krasu), přechodný (ludmírovský) vývoj a okrajový (tišnovský) vývoj (Chlupáč *et al.*, 2002; Kalvoda *et al.*, 2008).

Pánevní (drahanský) vývoj je reprezentován hlubokomořskými fosíliemi bohatými břidlicemi stínavsko-chabičovského souvrství, kalciturbidity (jesenecké vápence) a pelagické prachové a jílovité břidlice ponikevského souvrství s vložkami páskovaných radiolaritových rohovců a vápenců (Chlupáč *et al.*, 2002; Kalvoda *et al.*, 2008). Ve vrbenské skupině silesika se vyskytují také spodnodevonské mělkomořské drakovské kvarcity, emské až fameské černé fylity a vložky givetských až famenských karbonátů a radiolarických rohovců v metavulkanických horninách a zelených břidlicích (Hladil *et al.*, 1987; Chlupáč, 1989).

Karbonáty Moravského krasu představují mělkovodní vápence usazené v platformním prostředí teplého moře během devonu až spodního karbonu (Hladil, 1994; Kalvoda *et al.*, 2008). Lze je rozdělit na nadložní macošské a podložní líšeňské souvrství. Macošské souvrství je reprezentováno tmavě šedými josefovskými vápenci bohatými na



fosílie (zejména brachiopody), lažáneckými vápenci s četným výskytem stromatoporoidové fauny a světle šedými korálovými vilémovickými vápenci, které jsou nejtypičtější pro výskyt krasových jevů. Kromě rozsáhlých jeskynních systémů Moravského krasu jsou pro vápence macošského souvrství typické například škrapy a mrazové sruby (Šumberova skála) nebo tvorba propastí. Nejvýznamnější a nejhlubší propastí Moravského krasu je Macocha, podle níž je celé souvrství pojmenováno. Nejspodnější jednotkou macošského souvrství jsou jen několik metrů mocné vrstvy tmavě šedých čelechovických vápenců, jejichž výskyt je omezen pouze v okolí obce Čelechovice na Hané u Prostějova, avšak jsou velmi bohaté na celou řadu fosilií (Hladil & Kalvoda, 1993; Chlupáč *et al.*, 2002; Přichystal, 2016). Líšeňské souvrství zahrnuje hlíznaté, velmi jemnozrné (mikritové) křtinské vápence načervenalé barvy s podílem jílových složek a s bohatě zastoupenými fosilními zbytky konodontů, goniatitů či trilobitů, dále tmavě šedé bioklastické mikritové hádko-říčské vápence s vložkami vápnitých břidlic a rohovců a s výskytem konodontů, trilobitů a ichnofosilií (např. Hády, Lesní lom) a šedé, tenké laminované hněvotínské vápence s vložkami vápnitých břidlic (Chlupáč *et al.*, 2002; Přichystal, 2016).

Na přechodu mezi platformní a pánevní sedimentací (ludmírovský vývoj) se ukládaly periplatformní karbonáty a karbonátové turbidity, které jsou pokládány za ekvivalenty macošského souvrství, a další vrstvy fosiliferních břidlic stínavsko-chabičovského souvrství, které jsou však ve srovnání s břidlicemi drahanského vývoje méně mocné. Vrstevní sled je zakončen opět radiolaritovými břidlicemi ponikevského souvrství s ojedinělými vápencovými polohami (Chlupáč *et al.*, 2002; Kalvoda *et al.*, 2008). Sedimentární sekvence ludmírovského vývoje indikují počáteční fázi extenze zemské kůry, pokles platformy a subsidenci podloží (Bábek, 1996).

Okrajový (tišnovský) vývoj probíhal při západním okraji sedimentační pánve a projevuje se pouze omezeně v oblasti příkrovové struktury moravo-silesika, proto jsou sedimenty často tektonicky deformovány a neposkytují zachovalé fosilní nálezy. V období od spodního devonu do givetu zde převládala spíše klastická sedimentace za vzniku slepenců, kvarcitů a fylitů, v givetu a frasně pak následovala mělkovodní karbonátová sedimentace s ojedinělými pozůstatky korálů a stromatoporoidů u Tišnova a Vitošova (Hladil, 1992; Chlupáč *et al.*, 2002; Jaroš & Mísař, 1968; Koverdinský & Hladil, 1985).

Samostatnou devonskou jednotku v nadloží brunovistulika představuje kra Maleníku (tzv. hranický devon), jejíž vápence tvoří Hranický kras (Mísař *et al.*, 1983).



### 2.5.3 Karbon

V karbonu (spodní visé až spodní namur) docházelo k uzavírání Rheického oceánu v důsledku akrece armorických mikrokontinentů k brunovistuliku. V tomto kompresním režimu se v mořském prostředí ukládaly siliciklastické turbidity – kulmské slepence, brekcie, droby, fosiliferní břidlice a pískovce, které se vyskytují v nadloží slavkovského teránu v oblastech Dražanské vrchoviny, Nízkého Jeseníku a Zábřežské vrchoviny a navíc byly rozpoznány také ve vrtech v podloží Vnějších Západních Karpat. Brekcie obsahují přepracované klasty platformních karbonátů, pozůstatky svrchně devonských až tournaiských konodontů, fragmenty fosforitů a křemenná zrna připomínající valouny devonských bazálních klastik. Klasty slepenců a pískovců jsou tvořeny především více metamorfovanými a magmatickými horninami, například granulity (Dvořák, 1973; Chlupáč *et al.*, 2002; Kalvoda & Bábek, 2010; Kalvoda *et al.*, 1995, 2008; Kumpera, 1983; Špaček & Kalvoda, 2000; Zapletal *et al.*, 1989).

V rámci kulmského flyše byly vyčleněny dvě tektonické jednotky – alochtonní jednotka, v níž se sedimenty usazovaly v prostředí Rheické/Rhenohercynské pánve (andělskohorské, hornobenešovské, protivanovské souvrství) a paraautochtonní jednotka, kde sedimentace probíhala ve variské předpolní pánvi (moravické, hradecko-kyjovické, myslejovické souvrství). Sedimenty alochtonní jednotky tvoří západní (vnitřní) část kulmské flyšové pánve, zatímco paraautochtonní jednotka vyplňuje východní (vnější) část pánve (Kalvoda *et al.*, 2008). V souvrstvích paraautochtonní jednotky se často objevuje detritický materiál s moldanubickou proveniencí, který souvisí s variskou kolizí brunovistulika a moldanubika (Hartley & Otava, 2001; Schulmann & Gayer, 2000).

Andělskohorské souvrství v západní části Nízkého Jeseníku je tvořeno přes 1000 m mocným sledem střídajících se tmavých jílových a prachových břidlic, prachovců, drob a skluzových slepenců, v jejichž valounech byly rozpoznány granitoidy jádra desenské klenby (Zapletal, 1987). Hornobenešovské souvrství obsahuje převážně droby s vzácnějším výskytem relativně jemnozrnných slepenců, v jejichž valounovém materiálu převažují kyselé vulkanity, méně častěji i sedimenty, granitoidy a metamorfované horniny. V rámci hornobenešovského souvrství bývá vyčleňováno také moravskoberounské souvrství tvořené křemennými slepenci s výskytem konodontové a foraminiferové fauny ve valounech (Chlupáč *et al.*, 2002). Protivanovské souvrství představuje nejnižší část kulmského sledu Dražanské vrchoviny a je rozděleno na

jemnozrnné velenovské břidlice, hrubozrnné brodecké droby a rozstáňské břidlice (Dvořák, 1966).

Moravické souvrství o celkové mocnosti až 1500 m zahrnuje tmavě šedé prachovité a jílovité břidlice, prachovce a droby s výskytem goniatitové fauny, suchozemské flóry a ichnofosílií (Chlupáč *et al.*, 2002; Kumpera, 1972, 1976; Zapletal & Pek, 1997). V Osoblažském výběžku (tzv. osoblažský vývoj) obsahuje moravické souvrství také vložky vápenců s korály, krinoidy, plži a ramenonožci (Skácel, 1961; Zupalová, 1965). Hradecko-kyjovické souvrství je zastoupeno v nižší části drobami s čočkami křemenných slepenců (hradecké vrstvy) a ve vyšší části se objevují také polohy prachových a jílových břidlic (kyjovické vrstvy) s výskytem goniatitů, nautiloidů, mlžů a fosilní flóry (Maštera, 1975; Purkyňová, 1981, 1988; Zapletal, 1989). Přes 2000 m mocné myslejovické souvrství je tvořeno hrubozrnnými račicko-lulečskými slepenci a jemnozrnnějšími drobami a studnickými břidlicemi. Ve valounovém materiálu račicko-lulečských slepenců jsou hojné především krystalinické horniny moldanubika (granulity, ruly, kvarcity). V břidličných polohách byly zdokumentovány nálezy goniatitů, mlžů, fosilní flóry a ichnofosílií (Chlupáč *et al.*, 2002).

Svébytné postavení má tzv. „mírovský kulm“ v Zábřežské vrchovině, který je zastoupen mohelnickým souvrstvím tvořeným jednak mírovskými slepenci s valouny metamorfovaných hornin, granitoidů a devonských vápenců, jednak cimburskými jílovito-písčítými vrstvami s rostlinnou drtí a ichnofosíliemi (Janoška, 1997; Zapletal, 1994). Další samostatnou spodnokarbonskou jednotkou je kulm kry Maleníku (tournai-visé), tvořený pelitickými ekvivalenty moravického souvrství a drobovými ekvivalenty hradecko-kyjovického souvrství (Mísař *et al.*, 1983).

V Hornoslezské pánvi pak hlubokomořský kulmský flyš gradačně přechází v uhlonosnou paralickou a lakustrinní molasu namurského až westphalského stáří, která dosahuje mocnosti až 3,8 km (Kotas, 1995) a nasedá přímo na předflyšové krystalinické podloží brunovistulika (Kalvoda *et al.*, 2002; 2003). Svrchně karbonské sedimenty Hornoslezské pánve se dělí na ostravské a karvinské souvrství.

Mocnější ostravské souvrství představuje paralickou molasu usazenou po hlavní fázi variské orogeneze. Střídají se zde mořské, brakické a kontinentální facie hrubozrnných pískovců až slepenců, prachovců, jílovců a černouhelných poloh (až 500 slojí o relativně malé mocnosti). Z velmi hojných fosilních nálezů je zastoupena jak mořská, tak i terrestrická fauna. Ze suchozemské flóry dominují plavuně a přesličky, které

daly vzniknout uhlonosným vrstvám. Karvinské souvrství vykazuje rovněž cyklickou stavbu se střídáním pískovců, arkóz, slepenců, prachovců, jílovců a uhelných slojí, které jsou ve srovnání s ostravským souvrstvím méně početné, avšak mají vyšší mocnost. Fosilní fauna a flóra karvinského souvrství je výhradně sladkovodní nebo suchozemská, což svědčí o limnickém vývoji molasové sedimentace (Chlupáč *et al.*, 2002).

#### **2.5.4 Perm**

Na přelomu karbonu a permu (stephan až autun) docházelo na pomezí brunovistulika a moldanubika k vytváření úzkých příkopových struktur v důsledku gravitačního kolapsu a extenze variské orogenní kůry (Grygar & Vavro, 1995). V tomto období se zde usazovaly kontinentální sedimenty zastoupené načervenalými pískovci, slepenci, arkózami a brekciemi Boskovické brázdy, které částečně překrývají brunovistulikum v jeho západní části. Boskovická brázda představuje zachovalou příkopovou strukturu orientovanou v jz.-ssv. směru o šířce 5– 12 km a délce až 90 km. Jako první probíhala sedimentace na konci stephanu v jižní části Boskovické brázdy v rosicko-oslavanské oblasti a dále pokračovala severním až severovýchodním směrem. V rosicko-oslavanské depresi došlo na konci karbonu také k usazení uhlonosných vrstev (Chlupáč *et al.*, 2002).

Permské sedimenty Boskovické brázdy jsou zastoupeny rokytenskými slepenci s valouny hornin pokryvu brněnského masivu, balinskými slepenci s převahou valounového materiálu z moravika a moldanubika, a především pak červenohnědými klastickými psamitickými sedimenty fluviálního a limnického původu, které se dále dělí na padochovské, veversko-bitýšské a letovické souvrství (Chlupáč *et al.*, 2002).

V sedimentech Boskovické brázdy byly popsány hojné výskyty sladkovodní fauny a flóry, početné nálezy hmyzu a také fosilní otisky koster krytolebců, prvních suchozemských živočichů v oblasti Moravy (Chlupáč *et al.*, 2002; Přichystal, 2016). Původní sedimentární výplň Boskovické brázdy dosahovala mocnosti až 2000 m, avšak po autunské denudaci zde zbyly pouze sedimentární vrstvy o mocnosti ca 500 m (Kalvoda *et al.*, 2008). Post-orogenní extenze je dokumentována také přítomností bazaltových žil, které prorážejí permskými sedimentárními horninami (Malý, 1993; Přichystal, 1994).

### 2.5.5 Mesozoikum

Souvislý sedimentární pokryv brunovistulika z období triasu nebyl dosud zdokumentován. Popsány byly pouze výskyty karbonátových valounů triasového stáří v terciérních slepencích flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (Soták, 1985, 1986, 1989).

Na paleozoické horniny diskordantně nasedají poměrně rozsáhlé polohy mělkovodních vápenců stáří svrchní jury. Typickými lokalitami jurských vápenců v okolí Brna jsou Stránská skála (největší výskyt jurských vápenců na území České republiky), Hády (obr. 12), Bílá hora, Švédské šance či Maloměřický lom. Vápence obsahují četné fosilní zbytky krinoidů, brachiopodů či belemnitů. Na lokalitě Švédské šance byl dokonce popsán nález fosilního zubu dravého dinosaura ze skupiny Tetanurae. V Moravském krasu se jurské vápence s vložkami rohovců soustřeďují zejména v blanenském příkopu v okolí Olomučan, Rudice, Babic a Habrůvky, kde dosahují mocnosti až 50 m (Chlupáč *et al.*, 2002; Přichystal, 2016). Jurské sedimenty jsou rozšířeny také v oblasti jižně od nesvačilského příkopu, odkud pokračují v podloží miocenních sedimentů až do Vídeňské pánve v Rakousku (Mísař *et al.*, 1983).

Následují vzácné polohy kontinentálních zvětralin spodnokřídového stáří označované jako rudické vrstvy (mezi Rudicí a Olomučany – ložisko Rudice-Seč), které vyplňují krasové deprese v devonských a jurských vápencích. Jedná se o pestré limonitické a kaolinické jíly s polohami písků a s ojedinělým výskytem sedimentárních geod (Dvořák, 1993; Chlupáč *et al.*, 2002; Přichystal, 2016). Na konci spodní křídly nastala mořská transgrese související s uzavíráním tethydního oceánu. Z tohoto období se zachovaly brekcie a reliktové světlých vápenců, které se vyskytují v puklinách granitoidů brněnského masivu u Kuřimi (Krystek & Samuel, 1979). Ve vrtech v rámci flyšových příkrovů Vnějších Západních Karpat byly dále popsány autochtonní spodnokřídové mělkovodní mikritové řasové vápence (Řehánek, 1984) a svrchně křídové písčité polohy a vápnité jílovce a prachovce s fosilními zbytky mlžů (Řehánek, 1978).



**Obr. 12.** Jurské vápence diskordantně uložené na zvrásněných devonských vápencích líšeňského souvrství, odkryté v kamenolomu Hády (2015).

### **2.5.6 Kenozoikum**

Během spodního terciéru bylo na území brunovistulika teplé kontinentální klima. Výjimku představuje vranovický a nesvačilský příkop, které umožnily proniknutí paleogenního moře hluboko do platformy. Deprese byly následně vyplněny tmavými jílovci a laminovanými prachovci s vložkami pískovců a sideritovými konkrecemi, dále 300 m mocnými vrstvami hrubozrnných slepenců, uložených gravitačními skluzy a bahnotoky a vápnité jílovce s písčitou a organickou příměsí o mocnosti až 600 m, které byly uloženy během vrcholu transgrese ve středním eocénu (Chlupáč *et al.*, 2002).

Převážně kontinentální klima bylo v miocénu (23–15 Ma) vystřídáno poslední mořskou transgresí s předpokládanou hloubkou moře až 400 m. Sedimentární pokryv z tohoto období je zastoupen zejména štěrky, písky a jíly vyskytujícími se v Černovicích, Podbřežicích a Lažáneckém údolí. Zpevněné terciérní sedimenty obsahují fosilní zbytky mlžů, korálů, či ježovek a mechovek. Na lokalitě v Podbřežicích byl objeven dokonce i zub žraloka *Carcharocles megalodon* (Přichystal, 2016).

Sedimentární sekvence je zakončena pleistocenními štěrkopísky a sprašemi s dobře zachovalými profily, které byly dokonce předmětem těžby (např. Červený vrch, Modřice, Lesní lom), a holocenními povodňovými hlínami, které se zejména v okolí řeky Svatky a Svitavy ukládaly za posledních 10 000 let (Přichystal, 2016).

## 2.6 Části brunovistulika v rámci příkrovové stavby moravo-silesika

Západní hranici brunovistulika s moldanubikem a lugikem představuje moravsko-slezská zóna variských příkrovů a tektonických oken, označovaná zjednodušeně také moravo-silesikum (Klomínský *et al.*, 2010). Na základě výzkumu gravitačních a magnetických anomálií se předpokládá, že západní okraj brunovistulického mikrokontinentu subdukovaný během variské orogeneze pod lugodanubikum (terán moldanubika a lugika) pokračuje v podloží až k přibyslavské mylonitové zóně a ke zlomu Červenohorského sedla, tedy 30–60 km západně od moravsko-slezské zóny (Bielik *et al.*, 2006; Dudek, 1980; Gnojek & Hubatka, 2001; Lenhardt *et al.*, 2007).

Moravo-silesikum je tvořeno jednak autochtonním kadomským podložím brunovistulika a jeho sedimentárním pokryvem, jednak alochtonními variskými příkrovovými jednotkami moravika a silesika (Suess, 1912). K moraviku je řazena jižnější dyjská klenba, která z velké části leží v Rakousku, a severnější svratecká klenba, která se rozkládá mezi Náměští nad Oslavou a Svitavami. K silesiku, které se rozprostírá v oblasti Hrubého Jeseníku, náleží desenská, keprnická a oskavská klenba (Chlupáč *et al.*, 2002).

Horniny moravo-silesika jsou zastoupeny z velké části silně deformovanými ortorulami (bítešská a keprnická ortorula), které tvoří jádra klenbových struktur a jejichž protolitem jsou s největší pravděpodobností neoproterozoické plutonické horniny brunovistulika, přes které byly v karbonu přesunuty příkrovy lugodanubika (Finger *et al.*, 2000a; Fritz & Neubauer, 1993; Fritz *et al.*, 1996; Friedl *et al.*, 2000, 2004; Kröner *et al.*, 2000; Mazur *et al.*, 2010; Żelaźniewicz *et al.*, 2005, 2009).

Těleso spitzské ortoruly v dolnorakouské části moldanubika (drosendorfská jednotka), jejímž protolitem jsou I-typové granodiority, může být rovněž považováno za alochtonní metamorfovaný tektonický fragment brunovistulika, neboť se svým chemismem a stářím ( $614 \pm 10$  Ma) podobá některým granitoidům dyjského masivu a nikoliv jiným horninám moldanubika (Finger, 2018; Finger & Steyrer, 1995; Friedl *et al.*, 2004; Lindner & Finger, 2018; Matura, 1976). Podobná geochemická podobnost existuje také mezi ortorulou typu Dobra z drosendorfské jednotky moldanubika a bítešskou ortorulou (Lindner & Finger, 2016).

Datování amfibolu a muskovitu z těchto jednotek metodou  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  poskytlo variské stáří 340–325 Ma odpovídající metamorfním událostem spojeným s variskou orogenezí (Dallmeyer *et al.*, 1992; Racek *et al.*, 2017). Iniciální izotopové složení Nd

bítešské ortoruly se pohybuje ve velmi nízkých korových hodnotách  $\epsilon Nd$  v úzkém rozmezí od -11 do -10 (Liew & Hofmann, 1988).

Mnoho autorů považuje moravo-silesikum včetně jeho devonsko-karbonského sedimentárního pokryvu a kadomského krystalinického podloží (brunovistulika) za pokračování rhenohercynské zóny (Franke & Engel, 1982; Dvořák, 1995; Tait *et al.*, 1996, 1997; Franke, 2000), a tedy i za potenciální součást Avalonie (Finger *et al.*, 2000a).

### **2.6.1 Svratecká klenba**

V jádru svratecké klenby leží až 40 km<sup>2</sup> velké kadomské kupolovité těleso svrateckého masivu, často označované jako tzv. tišnovské brunidy, které se skládá ze dvou petrograficky odlišných typů, a sice ze svrateckého metagranitu (biotitický metagranit) a svrateckého metadioritu (amfibol-biotitický metagranodiorit až metadiorit), a jedná se o paraautochtonní ekvivalent západní granitoidní zóny brněnského masivu. Součástí svratecké klenby jsou také proterozoické migmatitizované biotitické ruly s vložkami metabazických hornin, grafitické fylity, mramory, svory a vzácně i kvarcity, amfibolity a aplitické intruze (Dudek, 1995; Fajst, 1969; Jaroš & Mísař, 1974). Tyto metamorfované horniny společně s tělesem svrateckého masivu náleží do tzv. deblínské skupiny. V okolí Tišnova je deblínská skupina překryta devonskými pískovci, slepenci, kvarcity a vápenci závistské a květnické skupiny (Dudek, 1995; Chlupáč *et al.*, 2002).

Dále se zde vyskytují zelené břidlice skupiny Bílého potoka (tzv. vnitřní fylity), které jsou od centrální deblínské skupiny odděleny tektonickým kontaktem označovaným jako dřínovské nasunutí (Klomínský *et al.*, 2010). Nejvýznačnější jednotkou svratecké klenby je těleso bítešské ortoruly. Jedná se především o metamorfované granitoidy s vložkami amfibolitů a mylonitizovaných a kataklazovaných karbonátů. Nejvyšší jednotkou svratecké klenby je faciálně pestrá olešnická skupina (tzv. vnější fylity), která zahrnuje svory, grafitické fylity, mramory, pararuly, amfibolity a metagabra. Ve srovnání se skupinou Bílého potoka prodělaly horniny olešnické skupiny vyšší stupeň metamorfózy (Chlupáč *et al.*, 2002).

Bítešská ortorula svratecké klenby byla odatována pomocí metody U-Pb na 601–590 Ma, zatímco deformovaný metagranit svrateckého masivu dosáhl stáří  $634 \pm 6$  Ma. Geochronologická data tak indikují souvislost jejich protolitu s granitoidy brunovistulika (Friedl *et al.*, 1998; Soejono *et al.*, 2017).

## 2.6.2 Dyjská klenba

Dyjská klenba je tvořena dvěma hlavními variskými příkrovovými skupinami ležícími západně od dyjského masivu, a sice autochtonní či paraautochtonní pleissingskou ortorulou a alochtonní bítešskou ortorulou. Pleissingská ortorula se dále dělí na dva subtypy – leukokráttní granitickou weitersfeldskou ortorulu a amfibol-biotitickou granodioritickou a tonalitickou buttendorfskou ortorulu. Bítešská ortorula představuje metamorfovaný porfyroklastický leukokráttní jemnozrný muskovit-biotitický granit a granodiorit až tonalit. Ortoruly dyjské klenby představují silně deformované ekvivalenty dyjského teránu s klesajícím stupněm metamorfózy ze západu na východ (Klomínský *et al.*, 2010; Timmerman *et al.*, 2018a).

Podloží bítešské ortoruly dyjské klenby tvoří lukovská a perneggská skupina (tzv. vnitřní fylity) zastoupená fylity, svory, mramory a vápenato-silikátovými horninami analogickými se skupinou Bílého potoka ve svratecké klenbě. V nadloží bítešské ortoruly lze vyčlenit faciálně pestrou vranovskou skupinu, která je analogem vnějších fylitů olešnické skupiny svratecké klenby. Někdy jsou proto obě jednotky souhrnně označovány jako vranovsko-olešnická skupina (Batík, 1981; Chlupáč *et al.*, 2002; Klomínský *et al.*, 2010). Na vranovskou skupinu dále nasedá ještě šafovská jednotka dvojslídnych svorů s granátem a kyanitem (Dudek, 1962).

Publikovaná U-Pb stáří zirkonů se pohybují v rozmezí 567 až 610 Ma a ukazují, že horniny odpovídající bítešské ortorule měly kadomské protolity, zatímco jádra zirkonů poskytla mnohem vyšší, svrchně paleoproterozoická až mesozoická stáří v rozmezí od 1,8–1,2 Ga. Geochronologická data silně indikují afinitu dyjské klenby k Perigondwaně (Avalonii), avšak velmi stará jádra zirkonů mohou ukazovat i na jejich původ z Amazonie, součásti Gondwany odpovídající Jižní Americe (Finger *et al.*, 2000a; Friedl *et al.*, 1998, 2000, 2004; Hegner & Kröner, 2000; Soejono *et al.*, 2017; Svojtka *et al.*, 2017; van Breemen *et al.*, 1982). Zirkony s obdobným stářím byly rovněž identifikovány v ortorulách v silesiku a v polské části brunovistulika (Żelaźniewicz *et al.*, 2009), avšak nikoliv v granitoidech dyjského a slavkovského teránu (Kalvoda & Bábek, 2010).



### **2.6.3 Nectavská struktura**

Na pomezí moravika a silesika v okolí Nectavy, Svinova a Vranové mezi Jevíčkem a Mohelnicí vystupuje samostatná jednotka nectavské struktury. Je tvořena krystalinickými horninami, které svým litologickým charakterem i stupněm metamorfózy odpovídají podložním horninám brunovistulika. Nectavská struktura se dále dělí na nectavské krystalinikum a svinovsko-vranovské krystalinikum (Mísař *et al.*, 1983).

Nectavské krystalinikum se skládá ze dvou tektonických jednotek. Spodní jednotka zahrnuje fylity, kvarcity a mramory, zatímco svrchní jednotka je tvořena kataklazovanými a mylonitizovanými porfyroblastickými ortorulami (Cháb, 1958). Na nectavské krystalinikum dále nasedají silně kataklazované vápence devonského stáří. Východní část nectavského krystalinika je překryta spodnokarbonskými kulmskými sedimenty Zábřežské vrchoviny, zatímco na západě na krystalinikum transgredují permské sedimenty Boskovické brázdy (Mísař *et al.*, 1983).

Svinovsko-vranovské krystalinikum se podobá nectavskému krystaliniku přítomností jak kataklazovaných ortorul, tak i metamorfního komplexu, který zde ale prodělal vyšší stupeň metamorfózy. Je tvořen kvarcity, metakonglomeráty, fylity až svory, mramory, amfibolity a granátickými a grafitickými břidlicemi. Na krystaliniku jsou rovněž transgresivně uloženy devonské, silně kataklazované vápence (Lang, 1958).

### **2.6.4 Silesikum**

Západněji položená keprnická klenba (skupina příkrovů) představuje protažené, silně tektonicky deformované intruzivní těleso o rozloze 50 × 10 km. Jádru keprnické klenby je tvořeno keprnickou ortorulou, která zahrnuje celkem sedm petrograficky odlišných horninových typů – kataklazovanou jemnozrnnou a střednězrnnou dvojslídnu ortorulu, kataklazovanou jemnozrnnou leukokráttní ortorulu, páskovanou střednězrnnou biotitickou ortorulu, hrubozrnnou biotitickou ortorulu, kataklazovaný jemnozrnný biotitický granodiorit a muskovitický metapegmatit, který vytváří až několik desítek mocná a okolo 1 km dlouhá tělesa (Klomínský *et al.*, 2010). Kromě ortorul se zde vyskytují také pararuly a svory různých typů (Chlupáč *et al.*, 2002).

Východněji položená desenská klenba představuje paraautochtonní kadomské těleso prekambriického stáří v rámci příkrovové struktury silesika (Chlupáč *et al.*, 2002).

Hlavní těleso desenské klenby je tvořeno porfyroklastickými metagranitoidy až muskovit-biotitickými okatými ortorulami granitického a granodioritického až tonalitického složení (Dudek, 1995; Klomínský *et al.*, 2010). Hanžl *et al.* (2007) popsali v desenské klenbě několik horninových typů, a sice tonalitickou, leukogranitickou (typ Polanka) a granitickou skupinu (suiu) s kadomskými protolity a spodnokarbonskou skupinu Rudné. Podle Klomínského *et al.* (2010) se desenská klenba dále dělí na libinský metagranit (mylonitický středně- až hrubozrnný dvojslídny metagranit), polanský (oskavský) metagranit (foliovaný hrubozrnný dvojslídny leukogranit) a orlickou ortorulu, která je tvořena mylonitickým jemno- až střednězrnným dvojslídny metagranodioritem až metatonalitem, mylonitickým středně- až hrubozrnným leukokrátiným dvojslídny metagranitem a biotitickou až amfibol-biotitickou ortorulou. Kromě pestrého sledu metamorfovaných magmatických hornin se v desenské klenbě vyskytuje také monotónní skupina biotitických pararul s ložiskem páskovaných magnetitových rud (Pouba, 1971). Ortoruly a pararuly desenské klenby se souhrnně označují jako desenská skupina (Chlupáč *et al.*, 2002).

Jižní část silesika je tvořena menším tělesem oskavské klenby, v jejímž jádře se rovněž nacházejí ortoruly kadomského stáří. V nadloží ortorul oskavské klenby leží mladoňovské souvrství zastoupené muskovitickými, biotitickými a chloritickými fylity (Chlupáč *et al.*, 2002).

Obdobné těleso středně- až hrubozrnných porfyrických biotit-muskovitických ortorul se nacházejí také v polské části silesika a je označováno jako strzelínský masiv, který se dále dělí na strzelínskou, gościęcickou, nowolesieskou a stachówskou ortorulu (Klomínský *et al.*, 2010).

Keprnické ortoruly byly odatovány metodou U-Pb na  $584 \pm 8$  Ma. Iničiální izotopové složení Nd vykazuje nízké korové hodnoty  $\epsilon_{Nd}$  mezi -6 a -5, které odpovídají izotopové charakteristice granitoidů dyjského teránu. Naproti tomu migmatity, ortoruly a metadroby desenské klenby vykazují výrazněji vyšší stáří (684–599 Ma) a jsou izotopicky podobné spíše granitoidům slavkovského teránu (Hegner & Kröner, 2000; Kröner *et al.*, 2000). Ludvíkovská ortorula desenské klenby navíc obsahuje reliktu metavulkanických hornin, které jsou pravděpodobně produkty vulkanismu ostrovního oblouku slavkovského teránu (Finger *et al.*, 2000a; Kröner *et al.*, 2000). Datování zirkonu z ortorul strzelínského masivu metodou U-Pb poskytlo podobná neoproterozoická stáří jako horniny brunovistulika, a sice 600–568 Ma (Oberc-Dziedzic *et al.*, 2001).

### 3. Literatura

Ackerman, L. – Haluzová, E. – Creaser, R. A. – Pašava, J. – Veselovský, F. – Breiter, K. – Erban, V. & Drábek, M. (2017): Temporal evolution of mineralization events in the Bohemian Massif inferred from the Re–Os geochronology of molybdenite. – *Mineralium Deposita*, **52**, 651–662. Berlín.

Batík, P. (1978): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, mapa 1 : 25 000 list Šatov (34–131). – MS. Archív Geofondu, Praha.

Batík, P. (1984): Geologická stavba moravika mezi bítešskou rulou a dyjským masívem. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, **59**, 321–330. Praha.

Batík, P. – Čtyroký, P. (1983): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR, mapa 1 : 25 000 list Šatov 34–131. – Česká geologická služba. Praha.

Bábek, O. (1996): Thinning and fining-upward megasequences in Middle Devonian carbonate slope deposits, Moravia, Czech Republic. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, **202**, 409–432. Stuttgart.

Bábek, O. – Tomek, Č. – Melichar, R. – Kalvoda, J. & Otava, J. (2006): Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian zone, Bohemian Massif: a review. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, **239**, 37–75. Stuttgart.

Belka, Z. – Ahrendt, H. – Franke, W. & Wemmer, K. (2000): The Baltica-Gondwana suture in central Europe: evidence from K-Ar ages of detrital muscovites and biogeographical data. – Geological Society, London, Special Publications, **179**, 87–102. Londýn.

Belka, Z. – Valverde-Vaquero, P. – Dörr, W. – Ahrendt, H. – Wemmer, K. – Franke, W. & Schäfer, J. (2002): Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. – Geological Society, London, Special Publications, **201**, 19–36. Londýn.

Bielik, M. – Kloska, K. – Meurers, B. – Švancara, J. – Wybraniec, S. & CELEBRATION 2000 Potential Field Working Group (2006): Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 seismic experiment region. – *Geologica Carpathica*, **57**, 145–156. Bratislava.

Buła, Z. – Habryn, R. – Jachowicz-Zdanowska, M. & Żaba, J. (2015): Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. – *Geological Quarterly*, **59**, 123–134. Varšava.

Buła, Z. & Jachowicz, M. (1996): The Lower Palaeozoic sediments in the Upper Silesian Block. – *Geological Quarterly*, **40**, 299–336. Varšava.

Buła, Z. – Jachowicz, M. & Żaba, J. (1997): Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). – *Geological Magazine*, **134**, 669–677. Cambridge.

Buła, Z. & Żaba, J. (2008): Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). – *Przegląd Geologiczny*, **56**, 473–480. Varšava.

Buriánek, D. (2005): Metamorfní vývoj želešického amfibolitového tělesa (brněnský masiv). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2004*, **12**, 82–87. Brno.

Buriánek, D. – Gilíková, H. – Nehyba, S. & Otava J. (2007): Depoziční prostředí a provenience spodnopaleozoických klastik ve vrtu Měnin-1, jjz. od Brna. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*, **14**, 46–47. Brno.

Buriánek, D. – Gilíková, H. – Nehyba, S. & Otava J. (2008): Studium těžkých minerálů v klastických sedimentech kambrického a devonského stáří na jihovýchodní Moravě – provenience a sedimentologie. – *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae*, **93**, 169–184. Brno.

Caby, R. – Andreopoulos-Renaud, U. & Pin, C. (1989): Late Proterozoic arc–continent and continent–continent collision in the Pan-African Trans-Saharan Belt of Mali. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**, 1136–1146. Ottawa.

Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H. (2005): Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. – *Earth-Science Reviews*, **72**, 39–66. Amsterdam.

Dallmeyer, R. D. – Neubauer, F. & Höck, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age controls. – *Tectonophysics*, **210**, 135–153. Amsterdam.

Dirnhofer, M. (1996): Zur Geologie und Petrographie des kristallinen Untergrundes der Molassezone in Niederösterreich. – MS, diplomová práce. Naturwissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, Salzburg.

Dörr, W. – Fiala, J. – Vejnar, Z. & Zulauf, G. (1998): U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). – *Geologische Rundschau*, **87**, 135–149. Berlín.

Dudek, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno–Vistulicum. – *Rozpravy Československé Akademie věd, řada matematických a přírodních věd*, **90**, 1–85. Praha.

Dudek, A. (1995): Metamorphic Evolution. – *In: Dallmeyer, R. D. – Franke, W. & Weber, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, 508–511. Berlín.

Dudek, A., & Melková, J. (1975): Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, **50**, 257–264. Praha.

Dudek, A. & Šmejkal, V. (1968): Das Alter des Brünner Plutons. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, **43**, 45–51. Praha.

Dvořák, J. (1966): Zpráva o řešení stratigrafie spodního karbonu v kulmském vývoji na Dražanské vrchovině. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1964, **1**, 182–185. Praha.

Dvořák, J. (1973): Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Dražany Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). – *Tectonophysics*, **17**, 359–391. Amsterdam.

Dvořák, J. (1993): Moravské paleozoikum. – *In*: Přichystal, A. – Obstová, V. & Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, 41–58. Brno.

Dvořák, J. (1995): Moravo-Silesian Zone: Autochthon–Stratigraphy. – *In*: Dallmeyer, R. D. – Franke, W. & Weber, K. (eds): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, 477–489. Berlín.

Dvořák, J. (1998): Lower Devonian basal clastics – Old Red Formation, Southern Moravia, Czech Republic. – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **73**, 55–60. Praha.

Dvořák, J. – Friáková, O. – Mittrenga, P. & Rejl, L. (1984): The influence of the structure in the E part of the Brno massif upon the development of overlying sedimentary formations. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, **59**, 21–28. Praha.

Fajst, M. (1969): Příspěvek k poznání facií a tektoniky jižního rozhraní vysokomýtské a svitavské synklinály. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, **14**, 11–22. Praha.

Fatka, O. & Vavrdová, M. (1998): Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Měnin 1 borehole, Czech Republic). – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **73**, 55–60. Praha.

Finger, F. (2018): The Salzburg contribution to the research on Brunovistulicum in the 1990s and what important questions remained open at that time. – *In*: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): *Proceedings of Brunovistulicum 2018*, 3. Brno.

Finger, F. – Frasl, G. – Dudek, A. – Jelínek, E. & Thöni, M. (1995): Igneous Activity (Cadomian Plutonism in the Moravo-Silesian Basement). – *In*: Dallmeyer, R. D. – Franke,

W. & Weber, K. (*eds*): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 495–507. Berlín.

Finger, F. – Frasl, G. – Haunschmid, B. – Lettner, H. – von Quadt, A. – Schermaier, A. – Schindlmayr, A. O. & Steyrer, H. P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (eastern Alps): insight into an intra- Alpine Variscan batholith. – *In*: von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (*eds*): The Pre-Mesozoic geology in the Alps, 375–391. Berlín.

Finger, F. – Frasl, G. – Höck, V. & Steyrer, H. P. (1989): The granitoids of the Moravian zone of Northeast Austria: products of a Cadomian active continental margin? – *Precambrian Research*, **45**, 235–245. Amsterdam.

Finger, F. & Friedl, G. (1993): Bericht 1992 über petrographische Untersuchungen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 637–638. Vídeň.

Finger, F. – Hanžl, P. – Pin, C. – Von Quadt, A. & Steyrer, H. P. (2000a): The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? – Geological Society, London, Special Publications, **179**, 103–112. Londýn.

Finger, F. & Pin, C. (1997): Arc-type crustal zoning in the Bruno-Vistulicum, Eastern Czech Republic: a trace of the late-Proterozoic Euro-Gondwana margin. – *Journal of Geosciences*, **42**, 53. Praha.

Finger, F. & Riegler, G. (1999): Der Thayabatholith und der kristalline Untergrund des Weinviertels. – *In*: Roetzel, R. (*ed.*): Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 1999, 23–31. Vídeň.

Finger, F. – Schitter, F. – Riegler, G. & Krenn, E. (1999): The history of the Brunovistulicum: total-Pb monazite ages from the metamorphic complex. – *Mineralogy and Petrology*, **62**, 269–289. Berlín.

Finger, F. & Steyrer, H. P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologica Carpathica*, **46**, 137–150. Bratislava.

Finger, F. – Tichomirowa, M. – Pin, C. & Hanžl, P. (2000b): Relics of an early-Panafrican metabasite–metarhyolite formation in the Brno Massif, Moravia, Czech Republic. – *International Journal of Earth Sciences*, **89**, 328–335. Berlín.

Finger, F. – von Quadt, A. – Pin, C. & Steyrer, H. P. (1998): The ophiolite chain along the western Moravo-Silesian plate margin – A trace of the Rheic suture? – *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, **42**, 244–245. Praha.

Floyd, P. A. – Winchester, J. A. – Seston, R. – Kryza, R. & Crowley, Q. G. (2000): Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. – Geological Society, London, Special Publications, **179**, 155–174. Londýn.

Fodor, L. – Csontos, L. – Bada, G. – Györfi, I. & Benkovics, L. (1999): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. – Geological Society, London, Special Publications, **156**, 295–334. Londýn.

Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – Geological Society, London, Special Publications, **179**, 35–61. Londýn.

Franke, W. & Engel, W. (1982): Variscan Sedimentary Basins on the Continent, and relations with southwest England. – *Proceedings of the Ussher Society*, **5**, 250–269. Penzance.

Friedl, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom Österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – MS, disertační práce. Naturwissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, Salzburg.



Friedl, G. – Finger, F. – McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. (2000): Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. – *Geology*, **28**, 1035–1038. Boulder.

Friedl, G. – Finger, F. – Paquette, J. L. – von Quadt, A. – McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 802–823. Berlín.

Friedl, G. – McNaughton, N. – Fletcher, I. R. & Finger, F. (1998): New SHRIMP-zircon ages for orthogneisses from the south-eastern part of the Bohemian Massif (Lower Austria). – *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, **42**, 251–252. Praha.

Frisch, W. & Neubauer, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – *Special Papers – Geological Society of America*, **230**, 91–100. Boulder.

Frisch, W. – Vavra, G. & Winkler, M. (1993): Evolution of the Penninic basement of the Eastern Alps. – *In: von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (eds): The Pre-Mesozoic geology in the Alps*, 349–360. Berlín.

Fritz, H. – Dallmeyer, R. D. & Neubauer, F. (1996): Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic-Austria). – *Tectonics*, **15**, 1389–1413. Washington, D. C.

Fritz, H. & Neubauer, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologische Rundschau*, **82**, 556–565. Berlín.

Fuchs, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 45–61. Vídeň.

Gilíková, H. – Nehyba, S. & Leichmann, J. (2003): The Lower Paleozoic clastic in the Měnin-1 borehole (Southern Moravia, Czech Republic). – *In: Vlahović, I. (ed.): 22<sup>nd</sup> IAS Meeting of Sedimentology – Opatija 2003 : Abstracts book, 63. Záhřeb.*

Glodny, J. – Grauert, B. – Fiala, J. – Vejnar, Z. & Krohe, A. (1998): Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallisation and metamorphic overprint, as constrained by U–Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb–Sr muscovite data. – *Geologische Rundschau, 87, 124–134. Berlín.*

Gładysz, J. – Jachowicz, M. & Piekarski, K. (1990): Akritarchy paleozoiczne z okolic Siewierza (północne obrzeżenie GZW). – *Geological Quarterly, 34, 623–646. Varšava.*

Gnojek, I. & Hubatka, F. (2001): Structure of the Brunovistulian Unit (E part of the Czech Republic) on the basis of seismic and magnetic data. – *Bulletin of the Czech Geological Survey, 76, 157–168. Praha.*

Grad, M. – Guterch, A. & Mazur, S. (2002): Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. – *Geological Society, London, Special Publications, 201, 295–309. Londýn.*

Grad, M. – Jensen, S. L. – Keller, G. R. – Guterch, A. – Thybo, H. – Janik, T. – Tiira, T. – Yliniemi, J. – Luosto, U. – Motuza, G. – Nasedkin, V. – Czuba, W. – Gaczyński, E. – Środa, P. – Miller, K. C. – Wilde-Piórko, M. – Komminaho, K. – Jacyna, J. & Korabliova, L. (2003): Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108, B11. Edinburgh.*

Grygar, R., & Vavro, M. (1995): Evolution of Lugosilesian orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): kinematics of Variscan deformation. – *Journal of the Czech Geological Society, 40, 65–90. Praha.*

Hanžl, P. – Janoušek, V. – Soejono, I. – Buriánek, D. – Svojtka, M. – Hrdličková, K. – Erban, V. & Pin, C. (2019): The rise of the Brunovistulicum: age, geological, petrological and

geochemical character of the Neoproterozoic magmatic rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif. – *International Journal of Earth Sciences*, **108**, 1165–1199. Berlín.

Hanžl, P. & Melichar, R. (1997): The Brno massif: a section through the active continental margin or a composed terrane. – *Krystalinikum*, **23**, 33–58. Praha.

Hanžl, P. – Melichar, R. & Leichmann, J. (1999): Excursion guide of 4<sup>th</sup> meeting of the Czech Tectonic Studies Group. – *Geolines*, **8**, 80–95. Praha.

Hanžl, P. – Přichystal, A. & Melichar, R. (1995): The Brno Massif: volcanites of the northern part of the metabasite zone. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium/Geologica*, **34**, 75–82. Olomouc.

Hartley, A. J. & Otava, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – *Journal of the Geological Society*, **158**, 137–150. Londýn.

Havlena, V. (1976): Late Paleozoic Paleogeography of Czechoslovakia and the Plzeň Basin. – *Folia Musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica*, **7**, 1–31. Plzeň.

Hladil, J. (1992): Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR). – *In: Kukul, Z. (ed.): Proceedings of the 1<sup>st</sup> International conference on the Bohemian Massif, 121–126*. Praha.

Hladil, J. (1994): Moravian Middle and Late Devonian buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **172**, 111–125. Frankfurt nad Mohanem.

Hladil, J. & Kalvoda, J. (1993): Extinction and recovery successions of the Devonian marine shoals: Eifelian-Givetian and Frasnian-Famennian events, Moravia and Bohemia. – *Věstník Českého geologického ústavu*, **68**, 13–23. Praha.

Hladil, J. – Kalvoda, J. & Vavrdová, M. (1987): Některá nová mikropaleontologická data z Nížkého Jeseníku. – *Miscellanea Micropaleontologica*, **6**, 97–118. Hodonín.

Hönig, S. – Čopjaková, R. – Škoda, R. – Novák, M. – Dolejš, D. – Leichmann, J. & Vašinová Galiová, M. (2014): Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. – *American Mineralogist*, **99**, 1922–1941. Chantilly.

Hrouda, F. & Janák, F. (1972): Research of magnetic properties of rocks: stage of research on possibilities of some magnetic properties of rocks for applied geophysics and geology. – *Geofyzika Brno*, s. r. o. Brno.

Hrouda, F. – Janák, F. – Ondra, P. & Rejl, L. (1980): Petrophysical research of rocks from the Brno massif. – *Geofyzika Brno*, s. r. o. Brno.

Hrouda, F. – Janák, F. – Ondra, P. & Rejl, L. (1983): Physical properties of rocks from the Brno massif. – *Geofyzika Brno*, s. r. o. Brno.

Chadima, M. & Melichar, R. (1998): Tektonika paleozoika střední části Drahanské vrchoviny. – *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, **1**, 39–46. Prostějov.

Chlupáč, I. (1989): Fossil communities in the metamorphic lower Devonian of the Hrubý Jeseník Mts, Czechoslovakia. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, **177**, 367–392. Stuttgart.

Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. & Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – *Academia*. Praha.

Chlupáč, I. & Svoboda, J. (1963): Geologické poměry konicko-mladečského devonu na Drahanské vrchovině. – *Sborník Ústředního ústavu geologického*, **27**, 347–386. Praha.

Jachowicz, M. & Přichystal, A. (1997): Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **72**, 329–332. Praha.

Janoška, M. (1997): Stav poznání zábřežského krystalinika a mírovského „kulmu“. – Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium/Geologica, **35**, 61–80. Olomouc.

Janoušek, V. – Aichler, J. – Hanzl, P. – Gerdes, A. – Erban, V. – Žáček, V. – Pecina, V. – Pudilová, M. – Hrdličková, K. – Mixa, P. & Žáčková, E. (2014): Constraining genesis and geotectonic setting of metavolcanic complexes: a multidisciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). – International Journal of Earth Sciences, **103**, 455–483. Berlín.

Jaroš, M. (2018): A remarkable granite locality in the Brno Massif: Anenský Mlýn. – In: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of Brunovistulicum 2018, 32–33. Brno.

Jaroš, J. & Mísař, Z. (1968): Stratigrafické postavení vápenců na Tišnovsku. – Věstník Ústředního ústavu geologického, **43**, 9–13. Praha.

Jaroš, J. – Mísař, Z. (1974): Deckenbau der Svratka – Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Bömischen Masse. – Sborník geologických věd – řada Geologie, **26**, 69–82. Praha.

Jelínek, E. & Dudek, A. (1993): Geochemistry of subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian massif, Czechoslovakia. – Precambrian Research, **62**, 103–125. Amsterdam.

Kalvoda, J. (1995): Devonian basins at the margin of Eastern Avalonia in Moravia. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, **2**, 48–50. Brno.

Kalvoda, J. (1998): The main phases of extension in the eastern part of the Rhenohercynian Zone. – Acta Universitatis Carolinae – Geologica, **42**, 274–275. Praha.

Kalvoda, J. (2001): Upper Devonian–Lower Carboniferous foraminiferal paleobiogeography and Perigondwana terranes at the Baltica-Gondwana interface. – *Geologica Carpathica*, **52**, 205–215. Bratislava.

Kalvoda, J. & Bábek, O. (2010): The margins of Laurussia in central and southeast Europe and southwest Asia. – *Gondwana Research*, **17**, 526–545. Amsterdam.

Kalvoda, J. – Bábek, O. – Fatka, O. – Leichmann, J. – Melichar, R. – Nehyba, S. & Špaček, P. (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 497–518. Berlín.

Kalvoda, J. – Leichmann, J. – Bábek, O. & Melichar, R. (2003): Brunovistulian terrane (Central Europe) and Istanbul zone (NW Turkey): Late Proterozoic and Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography. – *Geologica Carpathica*, **54**, 139–152. Bratislava.

Kalvoda, J. – Melichar, R. – Bábek, O. & Leichmann, J. (2002): Late Proterozoic-Paleozoic Tectonostratigraphic Development and Paleogeography of Brunovistulian Terrance and Comparison with Other Terranes at the SE Margins of Baltica-Laurussia. – *Journal of Geosciences*, **47**, 81–102. Praha.

Kerr, A. – Jenner, G. A. & Fryer, B. J. (1995): Sm–Nd isotopic geochemistry of Precambrian to Paleozoic granitoid suites and the deep-crustal structure of the southeast margin of the Newfoundland Appalachians. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**, 224–245. Ottawa.

Kettner, R. (1956): Einige Ergebnisse der geologischen Studien über den Bau der Ostsudeten. – *In: Lotze, F. (ed.): Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*, 255–271. Stuttgart.

Kettner, R. – Remeš, M. (1935): Objev silurských břidlic s graptolitovou faunou na Moravě. – *Věstník Královské české společnosti nauk, třída matematicko-přírodovědecká*, **16**, 1–11. Praha.

Kettner, R. & Remeš, M. (1936): Auffindung von silurischen Schiefen mit einer Graptolithenfauna in Mähren. – Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B: Geologie und Paläontologie, **1**, 21–26. Stuttgart.

Klomínský, J. – Jarchovský, T. – & Rajpoot, G. S. (2010): Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif – 5. Brunovistulicum & Moravosilesicum. – Česká geologická služba. Praha

Kodym, O. (1954): Geologický vývoj Československa. – *In: Veselý, J. (ed.): Ochrana československé přírody a krajiny, II. díl, 29–144.* Praha.

Kodym, O. (1963): Geologie Československa. – *In: Bouček, B. & Kodym, O. (eds): Geologie, II. díl, 299–621.* Praha.

Kotas, A. (1995): Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development – Upper Silesian Coal Basin. – *Prace Państwowe Instytutu Geologicznego*, **148**, 124–134. Varšava.

Koverdinský, B. – Hladil, J. (1985): Stáří vitošovských vápenců (devon, severozápadní Morava). – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, **60**, 1–7. Praha.

Krmíček, L. (2006): Petrologický výzkum hádského slepence. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.

Krmíček, L. – Horák, V. – Kuboušková, S. & Petružálek, M. (2017): Behaviour of Multicomponent Geomaterials: Pilot Experimental Study in Rock Mechanics. – *Procedia Engineering*, **191**, 31–35. Amsterdam.

Kröner, A. & Hegner, E. (1998): Geochemistry, single zircon ages and Sm–Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl Mts), Polish West Sudetes: evidence for early arc-related plutonism. – *Journal of the Geological Society*, **155**, 711–724. Londýn.

Kröner, A. – Štípská, P. – Schulmann, K. & Jaeckel, P. (2000): Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. – Geological Society, London, Special Publications, **179**, 175–197. Londýn.

Kröner, A. – Todt, W. – Hussein, I. M. – Mansour, M. & Rashwan, A. (1992): Dating of late Proterozoic ophiolites in Egypt and the Sudan using the single grain zircon evaporation technique. – Precambrian Research, **59**, 15–32. Amsterdam.

Krystek, I. & Samuel, O. (1978): Výskyt kriedy karpatského typu severne od Brna (Kuřim). – Geologické práce, Správy, **71**, 93–110. Bratislava.

Kubeš, M. & Leichmann, J. (2018): Extremely magnetic granitoids from the Eastern part of the Brno batholith: influence of late-magmatic alteration in oxidizing regime. – *In*: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of Brunovistulicum 2018, 30–31. Brno.

Kumpera, O. (1972): Problém vzniku druhotné tektonické stavby na přechodu mezi nemetamorfovanými a dynamometamorfovanými sériemi (na příkladu sérií západojesenického synklinoria). – Časopis Slezského zemského muzea, série A – vědy přírodní, **21**, 23–34. Opava.

Kumpera, O. (1976): Stratigrafie spodního karbonu jesenického bloku. Část 2, Kulmská souvrství a jejich stratigrafické ekvivalenty: moravické souvrství. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě – řada hornicko-geologická, **22**, 141–170. Ostrava.

Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. – Academia. Praha.

Leichmann, J. (1994): Trondhjemitý brněnského masivu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku v roce 1993, **1**, 82–85. Brno.

Leichmann, J. (1996): Geologie und Petrologie des Brünner Massivs. – MS, disertační práce. Naturwissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, Salzburg.



Leichmann, J. & Höck, V. (2008): The Brno Batholith: an insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – *Journal of Geosciences*, **53**, 281–305. Praha.

Lenhardt, W. A. – Švancara, J. – Melichar, P. – Pazdírková, J. – Havíř, J. & Sýkorová, Z. (2007): Seismic activity of the Alpine–Carpathian–Bohemian Massif region with regard to geological and potential field data. – *Geologica Carpathica*, **58**, 397–412. Bratislava.

Liew, T. C. & Hofmann, A. W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 129–138. Berlín.

Lindner, M. (2016): Geochemische Charakterisierung von Spitzer und Dobra Gneis im Waldviertler Moldanubikum. – MS, diplomová práce. Naturwissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, Salzburg.

Lindner, M. & Finger, F. (2016): A geochemical study of the Dobra Gneiss in the Austrian part of the Moldanubian Zone. – *In: Finger, F. – Verner, K. – Žák, J. & Zulauf, G (eds): Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Workshop on Orogenic Processes in the Bohemian Massif*, 30. Praha.

Malý, L. (1993): Formování sedimentační pánve permokarbonu boskovické brázdy a vývoj svrchnostefanské sedimentace v rosicko-oslavanské pánvi. – *In: Přichystal, A. – Obstová, V. & Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska*, 87–99. Brno.

Maštera, L. (1975): Petrografie slepenců moravických vrstev a hradeckých drob v Nížkém Jeseníku. – *Výzkumné práce Ústředního ústavu geologického*, **8**, 25–36. Praha.

Matura, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 63–75. Vídeň.

Mazur, S. – Aleksandrowski, P. – Turniak, K. – Krzemiński, L. – Mastalerz, K. – Górecka-Nowak, A. – Kurowski, L. – Krzywiec, P. – Żelaźniewicz, A. & Fanning, M. C. (2010): Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. – *International Journal of Earth Sciences*, **99**, 47–64. Berlín.

Mazur, S. – Krzywiec, P. – Malinowski, M. – Lewandowski, M. – Aleksandrowski, P. & Mikołajczak M. (2018): Recent data on the character of the Teisseyre-Tornquist Zone. – *In: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of Brunovistulicum 2018*, 16. Brno.

Máška, M. & Zoubek, V. (1960): The principal division of the West Carpathians and their preneoidic basement. – *In: Buday, T. – Kodym, O. – Mahel, M. – Máška, M. – Matějka, A. – Svoboda, J. – Zoubek, V. (eds): Tectonic development of Czechoslovakia*, 139–151. Praha.

Mikuláš, R. – Gilíková, H. & Vavrdová, M. (2008): Late Proterozoic to Early Palaeozoic platform deposits of Southern Moravia (Czech Republic). – *Geological Quarterly*, **52**, 335–348. Varšava.

Mittrenga, P. & Rejl, L. (1993): Brněnský masiv. – *In: Přichystal, A. – Obstová, V. & Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska*, 1–168. Brno.

Mittrenga, P. – Weiss, J., & Rejl, L. (1976): New results on the geological structure of the southern part of the Brno Massif. – *Výzkumné práce Ústředního ústavu geologického*, **13**, 33–39. Praha.

Mísař, Z. (1963): Předdevonský geologický vývoj severovýchodního okraje Českého masívu. – *Nakladatelství Československé akademie věd*. Praha.

Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. & Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív*. – Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Moczyłowska, M. (1997): Proterozoic and Cambrian successions in Upper Silesia: an Avalonian terrane in southern Poland. – *Geological Magazine*, **134**, 679–689. Cambridge.

Müller, P. & Novák, Z. (2000): *Geologie Brna a okolí*. – Český geologický ústav. Praha.

Nance, R. D. – Murphy, J. B. – Strachan, R. A. – Keppie, J. D. – Gutiérrez-Alonso, G. – Fernández-Suárez, J. – Quesada, C. – Linnemann, U. – D'lemos, R. & Pisarevsky, S. A. (2008): Neoproterozoic–early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. – Geological Society, London, Special Publications, **297**, 345–383. Londýn.

Narkiewicz, M. – Maksym, A. – Malinowski, M. – Grad, M. – Guterch, A. – Petecki, Z. – Probulski, J. – Janik, T. – Majdański, M. – Środa, P. – Czuba, W. – Gaczyński, E. & Jankowski, L. (2015): Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. – International Journal of Earth Sciences, **104**, 775–796. Berlín.

Narkiewicz, M. & Petecki, Z. (2017): Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. – Geological Quarterly, **61**, 502–520. Varšava.

Nawrocki, J. – Bogutsky, A. & Katinas, V. (2004): New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ. – Geological Quarterly, **48**, 309–316. Varšava.

Nawrocki, J. – Żylińska, A. – Buła, Z. – Grabowski, J. – Krzywiec, P. & Poprawa, P. (2004): Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. – Journal of the Geological Society, **161**, 513–522. Londýn.

Nehyba, S. – Leichmann, J. & Kalvoda, J. (2001): Depositional environment of the “Old Red” sediments in the Brno area (South-eastern part of the Rhenohercynian zone, Bohemian massif). – Geologica Carpathica, **52**, 195–203. Bratislava.

Neubauer, F. & Frisch, W. (1993): The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. – In: von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (eds): *The Pre-Mesozoic geology in the Alps*, 515–536. Berlín.

Neubauer, F. & Handler, R. (2000): Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: How do these units correlate. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **92**, 35–59. Vídeň.

Němcová, J. (1969): Příspěvek k petrografii krystalinika v Hornomoravském úvalu II. – *Sborník prací Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci*, **29**, 57–63. Olomouc.

O'Brien, S. J. – O'Brien, B. H. – Dunning, G. R. – Tucker, R. D. – Nance, R. D. & Thompson, M. D. (1996): Late Neoproterozoic Avalonian and related peri-Gondwanan rocks of the Newfoundland Appalachians. – *Special Papers – Geological Society of America*, **304**, 9–28. Boulder.

Oczlon, M. S. – Seghedi, A. & Carrigan, C. W. (2007): Avalonian and Baltican terranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania, and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the southwestern margin of the East European craton. – *Special Papers – Geological Society of America*, **423**, 375–400. Boulder.

Okay, A. I. – Bozkurt, E. – Satır, M. – Yiğitbaş, E. – Crowley, Q. G. & Shang, C. K. (2008): Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. – *Tectonophysics*, **461**, 252–264. Amsterdam.

Okay, N. – Zack, T. – Okay, A. I. & Barth, M. (2011): Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: detrital zircon–rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides. – *Geological Magazine*, **148**, 380–403. Cambridge.

Paszowski, M. & Mazur, S. (2018): Is the Hamburg-Kraków-Dobrogea Fault a fossil plate boundary of Avalonia? – *In: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of Brunovistulicum 2018*, 17. Brno.

Pin, C. (1990): Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. – *Tectonophysics*, **177**, 215–227. Amsterdam.

Přichystal, A. (1994). Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, **1**, 60–62. Brno.

Přichystal, A. (1999): Kalium-argonové datování bazaltové žíly ze Želešic (brněnský masiv). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998*, **6**, 120–121. Brno.

Přichystal, A. (2016): Po čem v Brně chodíme. – MS, prezentace. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.

Purkyňová, E. (1981): Makroflóra hradeckého souvrství kulmu Nízkého Jeseníku (dinant, svrchní visé). – *Časopis Slezského zemského muzea, série A – vědy přírodní*, **30**, 269–274. Opava.

Purkyňová, E. (1988): Makroflóra kyjovického souvrství moravskoslezského kulmu a její význam. – *Časopis Slezského zemského muzea, série A – vědy přírodní*, **37**, 173–182. Opava.

Purkyňová, E. – Gilíková, H. – Jachowicz, M. & Filipiak, P. (2004): Paleobotanical records from basal Devonian clastics in Měnin and Kozlovice boreholes (Moravia, Czech Republic). – *Časopis Slezského zemského muzea, série A – vědy přírodní*, **53**, 193–204. Opava.

Racek, M. – Lexa, O. – Schulmann, K. – Corsini, M. – Štípská, P. & Maierová, P. (2017): Re-evaluation of polyphase kinematic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling history of Moldanubian hot nappe at the eastern margin of the Bohemian Massif. – *International Journal of Earth Sciences*, **106**, 397–420. Berlín.

Reichenbach, K. (1834): *Geognostische Mitteilungen aus Mähren*. – Heubner. Vídeň.

Riegler, G. (2000): Chemismen und Th-U-Pb Modellalter akzessorischer Monazite aus kristallinen Bohrkernen des Weinviertels und ihre Bedeutung für das Verständnis der geologischen Situation am Ostrand der Böhmisches Masse. – MS, diplomová práce. Naturwissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, Salzburg.

Roth, Z. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1: 200 000: M-33-XXIV, Olomouc. – Geofond v Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.

Řehánek, J. (1978): Mikrofacie a mikrofauna (Incertae sedis) písčito-glaukonitové série svrch. křídly v podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. – *Zemný plyn a nafta*, **23**, 327–345. Hodonín.

Řehánek, J. (1984): Nález mořského svrchního albu Českého masivu na jižní Moravě. – *Geologické práce, Správy*, **81**, 87–101. Bratislava.

Sedláková, I., 2008. Gamaspektrometrická charakteristika vybraných typů granitů brněnského masivu. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.

Shackleton, R. M. (1994): Review of Late Proterozoic sutures, ophiolitic mélanges and tectonics of eastern Egypt and north-east Sudan. – *Geologische Rundschau*, **83**, 537–546. Berlín.

Scharbert, S. & Batík, P. (1980): The age of the Thaya (Dyje) pluton. – *Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt*, **3**, 325–331. Vídeň.

Schulmann, K. & Gayer, R. (2000): A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. – *Journal of the Geological Society*, **157**, 401–416. Londýn.

Schulmann, K. – Konopásek, J. – Janoušek, V. – Lexa, O. – Lardeaux, J.-M. – Edel, J.-B., Štípská, P. & Ulrich, S. (2009): An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian massif. – *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 266–286. Paříž.

Skácel, J. (1961): Rozšíření křídového útvaru na Osoblažsku. – Přírodovědný časopis slezský, **22**, 367–373. Praha.

Skácelová, D. & Weiss, J. (1978): Model hloubkového vývoje brněnského masívu podle geofyzikálních dat. – Časopis pro mineralogii a geologii, **23**, 409–415. Praha.

Skála, P. (2012): Radioaktivita Th-bohatých granitů při západním okraji metabazitové zóny, brněnský masiv. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno.

Skoček, V. (1980): Nové poznatky o litologii devonských bazálních klastik na Moravě. – Věstník Ústředního ústavu geologického, **55**, 27–37. Praha.

Soejono, I. – Janoušek, V. – Žáčková, E. – Sláma, J. – Konopásek, J. – Machek, M. & Hanzl, P. (2017): Long-lasting Cadomian magmatic activity along an active northern Gondwana margin: U–Pb zircon and Sr–Nd isotopic evidence from the Brunovistulian Domain, eastern Bohemian Massif. – International Journal of Earth Sciences, **106**, 2109–2129. Berlín.

Soták, J. (1985): Basinal developmental types of the triassic (reifling and «pseudohallstatt» limestones) in outer units of the West Carpathians. – Scripta facultatis scientiarum naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis – Geologia, **15**, 89–114. Brno.

Soták, J. (1986): Stratigraphy and typology of the Upper Triassic development in outer units in the West Carpathians (reconstructions from redeposited localised in the Silesian Cordillera area). – Zemný plyn a nafta, **31**, 1–53. Hodonín.

Soták, J. (1989): Nálezy spodnokriedových zástupcov čel'ade Pfenderinidae Smout et Sugden (Foraminiferida) vo valúnoch flyšových zlepenčov vonkajších Západných Karpát. – In: Samuel, O. (ed.): Zborník z paleontologickej konferencie: súčasné problémy a trendy v československej paleontológii, 37–44. Bratislava.

Stille, H. (1948): Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **100**, 223–266. Stuttgart.

Suess, F. E. (1912): Die moravischen Fenster: und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenke. – Die kaiserlich-königliche Hof- und Staatsdruckerei. Vídeň.

Suess, F. E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, **48**, 607–609. Stockholm.

Suk, M. (2004): Principy regionální petrografie. – In: Bajer, A. – Matyášek, J. – Rejšek, K. & Suk, M. (eds): Petrologie, 161–171. Brno.

Suk, M. – Ďurica, D. & Obstová, V. (1991): Hluboké vrty v Čechách a na Moravě a jejich geologické výsledky. – Gabrieli. Praha.

Svojtka, M. – Breiter, K. – Ďurišová, J. – Ackerman, L. – Veselovský, F. E. & Merda, J. (2017): Geochemie a zirkonové U-Pb stáří derflického granodioritu z dyjského masivu. – Zprávy o geologických výzkumech, **50**, 17–24. Praha.

Šmejkal, V. (1964): Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masívu stanovené kalium-argonovou metodou (II. část). – Sborník geologických věd – řada Geologie, **4**, 121–136. Praha.

Špaček, P. & Kalvoda, J. (2000): Reconstruction of syn-and postsedimentary tectonic events in flysch basin from limestone pebbles variation: Drahany Kulm of the Moravian Rhenohercynian Zone. – Geologica Carpathica, **51**, 37–48. Bratislava.

Štelcl, J. & Weiss, J. (1986): Brněnský masív. – Universita Jana Evangelisty Purkyně v Brně. Brno.



Tait, J. A. – Bachtadse, V. – Franke, W. & Soffel, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. – *Geologische Rundschau*, **86**, 585–598. Berlín.

Tait, J. A. – Bachtadse, V. & Soffel, H. C. (1996): Eastern Variscan fold belt: Paleomagnetic evidence for oroclinal bending. – *Geology*, **24**, 871–874. Boulder.

Tichomirowa, M. – Linnemann, U. & Gehmlich, M. (1997): Zircon ages as magmatic time marks – comparison of the crustal evolution in different units of the Saxothuringian Zone. – *Terra Nostra*, **97**, 137–141. Postupim.

Timmerman, M. J. – Krmíček, L. – Kuboušková, S. – Sláma, J. & Sobel, E. (2018a): LA-ICP-MS U-Pb zircon dating of plutonic and metavolcanic rocks of Slavkov Terrane and Central Basic Belt, Brunovistulian microcontinent – preliminary results. – *In: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of the Brunovistulicum 2018*, 4–15. Brno.

Timmerman, M. J. – Krmíček, L. – Kuboušková, S. – Sláma, J. & Sobel, E. (2018b): LA-ICP-MS U-Pb zircon provenance of the Lower Palaeozoic “basal clastics” sediment cover of the Slavkov Terrane, Brunovistulian microcontinent – preliminary results. – *In: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of the Brunovistulicum 2018*, 19–28. Brno.

Tomek, Č. & Hall, J. (1993): Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. – *Geology*, **21**, 535–538. Boulder.

van Breemen, O. – Aftalion, M. – Bowes, D. R. – Dudek, A. – Mísař, Z. – Povondra, P. & Vrána, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **73**, 89–108. Edinburgh.

Vavrdová, M. (1997): Early Ordovician provincialism in acritarch distribution. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, **98**, 33–40. Amsterdam.

Vavrdová, M. (2006): Two benthic microbial assemblages from the Měnin-1 borehole (Early Cambrian, Czech Republic). – *Bulletin of Geosciences*, **81**, 115–122. Praha.

Vavrdová, M. (2008): Proterozoic acritarchs from the Precambrian-Cambrian transition in southern Moravia (Měnin-1 borehole, Czech Republic). – *Bulletin of Geosciences*, **83**, 85–92. Praha.

Vavrdová, M. & Bek, J. (2001): Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Němčičky-3). – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **76**, 113–115. Praha.

Vavrdová, M. – Mikuláš, R. & Nehyba, S. (2003): Lower Cambrian siliciclastic sediments in Southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. – *Geologica Carpathica*, **54**, 67–80. Bratislava.

Veverka, L. & Leichmann, J. (2018): Želešice amphibolite complex – characteristic and position. – *In: Kuboušková, S. & Krmíček, L. (eds): Proceedings of Brunovistulicum 2018*, 29. Brno.

von Quadt, A. (1994): U-Pb zircon data and Pb-Sr-Nd isotope chemistry from metagabbros from the KTB-borehole. – *Journal of the Czech Geological Society*, **39**, 87–88. Praha.

von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (1993): Late Precambrian and Palaeozoic evolution of the Alpine basement – an overview. – *In: von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (eds): The Pre-Mesozoic geology in the Alps*, 625–639. Berlín.

von Raumer, J. F. – Stampfli, G. M. & Bussy, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. – *Tectonophysics*, **365**, 7–22. Amsterdam.

Wilde-Piórko, M. – Świeczak, M. – Grad, M. & Majdański, M. (2010): Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the

Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. – *Tectonophysics*, **481**, 108–115. Amsterdam.

Winchester, J. A. – Pharaoh, T. C. & Verniers, J. (2002): Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. – Geological Society, London, Special Publications, **201**, 1–18. Londýn.

Wojewoda, J. – Nehyba, S. – Gilíková, H. & Buriánek, D. (2015): The sedimentary environment of Devonian siliciclastics in the Babí lom locality (Brunovistulian Platform cover, Southern Moravia, Czech Republic). – *Geological Quarterly*, **59**, 229–238. Varšava.

Zapletal, J. (1987): Parakonglomeráty andělskohorského souvrství jihozápadní části Nížkého Jeseníku. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium/Geologica*, **26**, 11–41. Olomouc.

Zapletal, J. (1989): K některým otázkám sedimentace kulmských konglomerátů moravskoslezské oblasti Českého masivu. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, **34**, 79–84. Praha.

Zapletal, J. (1994): Vývoj mohelnického souvrství mezi Městečkem Trnávku a Mírovem. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, **1**, 67–68. Brno.

Zapletal, K. (1922): Geotektonická stavba Moravského krasu. – *Časopis Moravského zemského musea*, **20**, 220–256. Brno.

Zapletal, K. (1926): Výsledky srovnávacích tektonických studií. – *Časopis Moravského zemského muzea, zvláštní otisk*, **32**, 98–129. Brno.

Zapletal, K. (1931–1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské. – Okresní osvětový sbor. Znojmo.

Zapletal, J. – Dvořák, J. & Kumpera, O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nízkého Jeseníku. – Věstník Ústředního ústavu geologického, **64**, 243–250. Praha.

Zapletal, J. – Pek, I. (1997): Ichnofosilie visé jesenického kulmu: význam pro rekonstrukci sedimentačního prostředí. – *In*: Hladilová, Š. (ed.): Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí, 19–27. Brno.

Znosko, J. (1968): Geological Atlas of Poland 1:2000000. – Państwowy Instytut Geologiczny. Varšava.

Zoubek, V. (1948): Poznámky ke geologii krystalinika Českého masívu. – Sborník Státního geologického ústavu, **15**, 339–398. Praha.

Zukalová, V. (1965): Korálová fauna uhelného vápence z Osoblažska. – Věstník Ústředního ústavu geologického, **11**, 283–289. Praha.

Zukalová, V. (1976): Biostratigrafie paleozoika v podkladu a předpolí Karpat východně od Brna. – Časopis pro mineralogii a geologii, **4**, 369–384. Praha.

Zulauf, G. – Schitter, F. – Riegler, G. – Finger, F. – Fiala, J. & Vejnar, Z. (1999): Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **150**, 627–639. Berlín.

Žaba, J. (1999): The structural evolution of Lower Palaeozoic succession in the Upper Silesia Block and Małopolska Block border zone, southern Poland. – Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, **166**, 1–162. Varšava.

Żelaźniewicz, A. – Buła, Z. – Fanning, M. – Seghedi, A. & Žaba, J. (2009): More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. – Geological Quarterly, **53**, 93–124. Varšava.

Żelaźniewicz, A. – Nowak, I. – Bachliński, R. B. – Larionov, A. N. & Sergeev, S. A. (2005): Cadomian versus younger deformations in the basement of the Moravo-Silesian Variscides, East Sudetes, SW Poland: U-Pb SHRIMP and Rb-Sr age data. – *Geologia Sudetica*, **37**, 35–51. Vratislav.