



VÝVOJ MYLONITIZACE VÁPENCŮ A KONTRASTNÍ VARISKÁ DEFORMACE TEKTONICKÝCH DOMÉN JIHOZÁPADNÍHO BRUNOVISTULIKA

Mylonitization of limestones and contrasting deformation grade within the southwestern part of the Brunovistulicum

Petr Špaček¹, Rostislav Melichar¹, Jiří Kalvoda¹ a Eva Franců²

1) Department of Geology and Paleontology, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

2) Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 602 00 Brno, Czech Republic

Key words: *Brunovistulicum, Paleozoic limestones, mylonitization, recrystallization, microstructures*

Abstract:

The calcite mylonites in the Brunovistulian sedimentary cover developed in frontal thrust area of Moravian nappe units were examined. The inhomogeneous composition of sedimentary protoliths allowed the analysis of the contrasting behavior of matrix and clasts and the interpretation of microfabric evolution during deformation under low temperature conditions. Several tectonofacies with microfabric characteristic for a given position within the progressive/retrogressive deformation path are distinguished. Generally, the progressive phase of mylonitization is characterized by grain growth in the matrix and the grain size reduction of the clasts leading to a stress-determined equilibration of grain size. With rising temperature during deformation, grain growth predominated after grain size homogenization was finished. Large-scale thrusting within the Brunovistulian basement is evidenced by the juxtaposition of calcite and quartz mylonites with contrasting microstructures. In terms of deformational styles of calcite and quartz the lower unit of the Svatka tectonic window differs distinctively from both the lower unit of the Thaya tectonic window and the western margin of the Brno Batholith. Although these differences include such pronounced contrast as the fully brittle vs. fully plastic deformation of quartz, paleothermometric data which are available to date, suggest that the variation in microstructures is not accompanied by major changes in paleotemperatures. This can be explained by an abrupt change of deformation mechanisms in both calcite and quartz at temperatures around 300°C.

Úvod

Výsledky studia vývoje deformační mikrostavby v homogenních kalcitových agregátech jsou v posledních desetiletích předmětem mnoha publikací. Naproti tomu detailní studie duktilní deformace nehomogenních vápenců, které jsou v přírodě nejhojnější, jsou paradoxně velmi vzácné. Mnoho geologů, provádějících výzkum orogenů, tak postrádá základní informace o vápencových mylonitech vznikajících v nízkoteplotních metamorfních podmínkách.

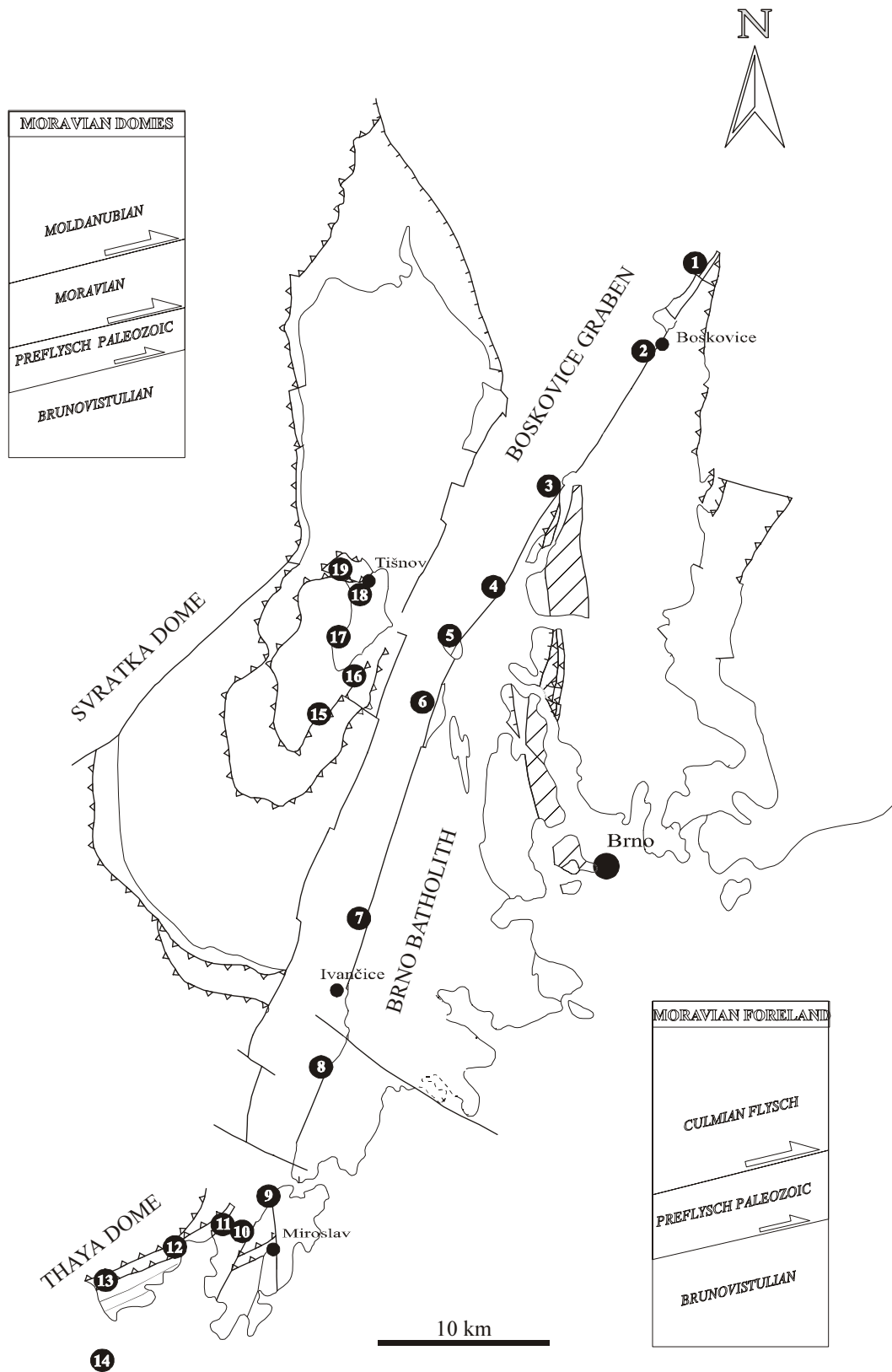
Přírozený deformační gradient vyvinutý v oblasti styku příkrovů moravika a moldanubika s brunovistulickým basementem poskytuje vhodný objekt právě pro takovýto výzkum. Paleozoický klasticko-karbonátový sedimentární obal brunovistulika je v kolizní oblasti variscid silně tektonizován v podmínkách anchimetamorfózy a velmi nízké metamorfózy. Nehomogenní kompozice mylonitizovaných sedimentárních protolitů (převažující mikritické typy vápenců) umožnila studium kontrastního chování matrix a klastů v daném spektru deformačních podmínek. Výzkum umožnil interpretaci evoluce deformační mikrostavby v rámci progresivní transformace vápenců na kalcitové

mylonity a při jejich retrogresivní degradaci za klesajícími teplot. Studium deformačních stylů kalcitu a křemene v jádrech svratecké a dyjské klenby mělo za úkol zdokumentovat proměnlivost deformačních podmínek v rámci jihozápadní části brunovistulika.

Geologická stavba

Struktura jihovýchodní části variské kolizní zóny je dobře odkryta ve dvou neúplných tektonických poloostrovech - dyjské a svratecké klenbě. V obou z nich je vyvinuta podobná litotektonická zonace:

- 1) granitoidy, metagranitoidy a migmatity brunovistulického kadomského basementu, jeho metamorfovaný plášť a klasticko-karbonátový paleozoický sedimentární obal,
- 2) příkrovy moravika, tvořené zejména metasedimenty a ortorulami,
- 3) svorová zóna s retrográdně metamorfovanými metasedimenty,
- 4) moldanubické příkrovy s vysokoteplotními granulity, pararulami, migmatity a reliktu eklogitů.



Obr. 1 - Mapa oblasti styku moravika a brunovistulického basementu s vyznačenými studovanými lokalitami. Studované výskyty: 1 - výskyty v okolí Šebetova a Vážan, 2 - výskyty mezi Boskovicemi a Újezdem u Boskovic, 3 - výskyt u Černé Hory, 4 - výskyt u Lažan, 5 - výskyty u Malhostovic a Čebína, 6 - pruh Veverská Bitýška-Chudčice, 7 - výskyty v západním okolí Kadova, 8 - výskyt u Skalice, 9 - výskyt u Horních Dunajovic, 10 - vrt Žerotice 1, 11 - jižní část herolticko-lažáneckého pruhu, 12 - severní část herolticko-lažáneckého pruhu, 13 - výskyty v okolí Březiny a Vohančic, 14 - výskyty na Květnici, 15 - výskyty na Dřínové a Dranči.

Fig. 1 - Schematic map showing the tectonic contact of the Brunovistulian basement with Moravian Nappe Units. The studied localities are marked with numbers.

tektonická doména	tektonofacie	č. vzorku, lokalita	d (μm, medián)	σ diff. (MPa)
ZBM	B	s88b, Čebín	6.2	211
ZBM	B	s90-1, Čebín	8.2	203
ZBM	B	s51a, Lažany	6.7	209
ZBM	B	s188, Šebetov	8	204
DK	B	s45/1	7.2	207
SK	D	s166-1, Dranč	100.5	57
SK	D	s171, Lažánky	115.6	51
SK	D	s158, Lažánky	89.4	63
SK	D	s151, Dřínová	102.4	56
SK	D	s157, Vohančice	111.5	52

Tab. 1 - Typické hodnoty velikosti rekrystalovaných zrn v kontrastních faciích reprezentujících pikové deformační podmínky srovnávaných částí basementu. Odpovídající hodnoty paleostressu byly vypočítány podle piezometru Ruttera (1995). ZBM - západní okraj brněnského masivu, DK - jádro dyjské klenby, SK - jádro svratecké klenby.

Tab. 1 - Characteristic values of recrystallized grains diameters in the contrasting microstructures which represent peak deformational conditions of the basement domains compared. Paleostress values were calculated using the Rutter paleopiezometer (Rutter 1995). ZBM - western margin of the Brno batholith, DK - lower unit of the Thaya Dome, SK - lower unit of the Svratka Dome.

Pro celou sekvenci je charakteristická inverzní barrovienská metamorfní zonace, metamorfní foliace paralelní s litologickými rozhraními a zhruba severo-jihní lineace subparalelní s osami toulcových vrás. S touto lineací jsou asociovány asymetrické struktury indikující nekoaxiální stříh s pohybem nadloží k severu až severovýchodu. Ve vyšších příkrovových jednotkách jsou přítomny východo-západní koaxiální lineace roztažení, jejichž existence je vysvětlována současnou aktivitou koaxiální extenze v nadložních prohrátých jednotkách a nekoaxiálního stříhu v podložních jednotkách (Fritz - Neubauer 1993).

V předpolí příkrovů moravika vystupuje brunovistulický basement v brněnském masivu, jehož východní pokračování bylo ověřeno mnoha vrty do podloží

karpatské předhlubně. V nadloží devonsko-spodnokarbonského sedimentárního obalu brunovistulika je zde vyvinuta mocná sekvence zvrásněných a imbrikovaných flyšových sedimentů.

Litotektonická zonace má tedy vzhledem k popsané interní části kolizní zóny odlišný charakter:

- 1) granitoidy kadomského brunovistulika, metamorfované horniny jeho pláště a devonsko-spodnokarbonský sedimentární obal,
- 2) flyšové klastické sedimenty viséského stáří.

Stupeň deformace v regionálním měřítku klesá směrem k východu, kde leží paleozoický sedimentární pokryv v původní autochtonní pozici na brunovistuliku.

V rámci tektonizovaného basementu jihovýchodní části variského orogenu tak můžeme rozlišit dvě části s odlišným vývojem. Nejzápadnější část s příkrov moravika v nadloží a východní část s příkrov kulmského flyše v nadloží. Styk těchto dvou oblastí je z velké části zakryt westphalsko-autunskými sedimenty boskovické brázd a přesný charakter styku je stále nejasný (obr. 1).

Mikrostrukturní analýza a klasifikace mylonitových facií

Vývoj deformační mikrostavby byl studován na několika desítkách vzorků odebraných z obou výše rozlišených částí basementu - z podloží moravika v „paraautochtonu“ svratecké a dyjské klenby a z blízkého předpolí moravika při západním okraji brněnského masivu. Klíčové kroky analytické části výzkumu byly: 1) popis a kvantifikace optických deformačních mikrostruktur a textur a 2) korelace deformační mikrostavby s teplotami deformace.

Vzhledem k zamýšlenému rozsahu této stručné zprávy odkazujeme pro podrobnější popis metodických postupů a studovaných mikrostruktur na článek Špaček a et al. (v tisku) a disertační práci P. Špačka (Špaček 2001).

záp. okraj brněnského masivu	jádro dyjské klenby	jádro svratecké klenby
nepřítomnost metamorfních reakcí živců (pers. comm. J. Leichmann)		
<350°C	<350°C	<350°C
deformační styl křemene (Špaček 2001, podle Stöckhert et al. 1999)		
<310±30°C	<310±30°C	>310±30°C
grafit/kalcit termometr (Ulrich 2000 s kalibrací Covey-Crump & Rutter 1989)		
-	-	max. 300°C
CAI (Špaček 2001, podle Frey & Robinson 1999)		
>250°C	-	-
IC (Špaček 2001, podle Frey & Robinson 1999)		
cca 250-320°C	cca 250-320°C	cca 250-320°C
složení organické hmoty (Bosák 1983)		
-	-	<300°C
rekrystalizace kalcitu (Špaček 2001, podle Burkhard 1990)		
>250°C	>250°C	cca 250-320°C

Tab. 2 - Paleotermometrická data západního okraje brněnského masivu, jádra dyjské klenby a jádra svratecké klenby. Z tabulky vyplývá, že ve všech těchto doménách basementu mají maximální dosažené teploty hodnotu okolo 300°C a teplotní rozdíly mezi doménami pravděpodobně nepřesáhly několik desítek stupňů Celsia.

Tab. 2 - Paleothermometric data of the three basement domains compared. Note the similar values of maximum paleotemperatures for the western margin of the Brno Batholith, the core of the Thaya Dome and the core of the Svratka Dome.

Analýza mikrostavby umožnila základní klasifikaci mylonitizovaných vápenců do několika skupin:

Deformované protolity (tektonofacie A)

Do této skupiny jsou řazeny horninové typy, v nichž jsou zachovány sedimentární znaky a nehomogenní struktura. Vzhledem k výrazné převaze mikritických typů v devonsko-karbonském vývoji karbonátové sedimentace je tato skupina charakteristická obsahem mikritické matrix (velikost zrna $d \sim 4 \mu\text{m}$) a širokého spektra úlomků fosilií, které jsou společně s žilami kalcitu a ostatními komponenty sparitového složení označovány jako „klasty“. Navzdory značnému stupni deformace, dosahující hodnot elongace až 450%, neprodělala matrix žádné podstatné změny mikrostavby. Nízká deformace klastů, jejich křehké lámání, dvojčatění a pouze slabá undulozita indikují podstatně vyšší pevnost hrubozrnného kalcitu, křehce-plastickou deformaci a přednostní lokalizaci deformace do matrix. Dominantní deformační mechanismus matrix je nutno interpretovat jako skluz na hranicích zrn (grain boundary sliding, GBS) akomodovaný difúzí na hranicích zrn. Značný obsah vody v hornině při deformaci, indikovaný častými stylolity a kalcitovými tlakovými lemy okolo křemenných zrn, měl pravděpodobně významný vliv na rychlost difúzní výměny a mohl vést k podstatnému změkčení matrix. Tyto tektonofacie jsou typické pro západní okraj brněnského masivu a jejich reliktů byly nalezeny i ve svratecké klenbě. Nedeformované vápence devonského stáří zastihl také vrt Znojmo-1 v dyjské klenbě (Batik - Skoček 1981).

Protomylonity (tektonofacie B)

Pro mylonity této skupiny je charakteristická přítomnost porfyroklastů lemovaných doménami malých novotvořených zrn vzniklých rekrystalizací (core-and-mantle struktury). Původní nehomogenní kompozice matrix/klasty je zachována. Domény novotvořených rekrystalizovaných zrn jsou často snadno odlišitelné od původní matrix díky nulovému obsahu jílových minerálů a tmavšímu vzhledu v procházejícím světle. K tvorbě nových zrn dochází přednostně na dvojčatných lamelách a hranicích zrn klastů a jejich velikost kolísá v rozsahu 5-10 μm (tab. 2). Vyklenování (bulging) hranic zrn a eliptický tvar novotvořených zrn svědčí pro rekrystalizační mechanismus migrace hranic zrn (grain boundary migration, GBM), případně nukleaci nových zrn. Vznik subzrn a projevy rotační rekrystalizace jsou nevýrazné a nevedou k významné redukci velikosti zrn. Přestože vznik core-and-mantle struktur je obvykle spojován s rotačním mechanismem rekrystalizace, charakter mikrostavby těchto struktur ve studovaných horninách indikují dominantní efektivitu GBM mechanismu a/nebo nukleace. V rámci matrix lze pozorovat pouze nevýrazný růst velikosti zrn na $d < 10 \mu\text{m}$. Deformační indikátory ukazují minimální hodnoty elongace 610%. Tyto facie jsou typické pro západní okraj brněnského masivu a vnější partie „paraautochtonu“ dyjské klenby.

Mylonity (tektonofacie C)

Do této skupiny radíme horniny složené z relativně hrubozrnné matrix ($d = 20-50 \mu\text{m}$), která uzavírá reliktní porfyroklasty. Všechna kalcitová zrna jsou vnitřně nedeformovaná, hranice zrn jsou často zvlněné (migrované). Dvojčatné lamely jsou vzácné, rovné a vznikly pravděpodobně jako důsledek vysoké termoelastické anizotropie při chladnutí. Vzhledem k nepřítomnosti undulóznic zrn, k velikosti zrn a charakteru hranic zrn, interpretujeme jejich mikrostruktury jako výsledek rekrystalizace s dominancí GBM mechanismu. V některých horizontech těchto tektonofacií jsou nacházeny ostře ohraničené domény prolátně čočkovitého tvaru, které reprezentují deformované větvičky amfipor. Jedná se tedy jednoznačně o produkt progresivní fáze deformace a nikoli o retrogresivně přepracované partie facií D. Tlakové lemy křemenných klastů indikují minimální elongace 600%. Tyto mylonity jsou typické pro centrální část „paraautochtonu“ svratecké klenby. Podobné facie byly nalezeny také v částech dyjské klenby zakrytých neogénními sedimenty (vrt Žerotice-1). Vzhledem ke špatné odkrytosti centrální části dyjské klenby však nelze jednoznačně posoudit tektonostratigrafickou příslušnost těchto nálezů.

Hrubozrnné mylonity (tektonofacie D)

V nejzralejších mylonitech jsou vyvinuty homogenní domény s uniformní zrnitostí, která závisí na obsahu dispergovaných fylosilikátů a dolomitu. Porfyroklasty kalcitového složení nejsou přítomny. V doménách s nízkým obsahem sekundární fáze kolísá velikost zrn obvykle mezi 100 a 120 μm . Všechna zrna jsou vnitřně nedeformovaná, mají zvlněné hranice a často ekvidimenzionální tvar. Takovéto mikrostruktury jednoznačně indikují dominanci rekrystalizace GBM mechanismem. Mezoskopické struktury (toulcové vrásky, budinované klasty dolomitu) indikují elongace větší než 1000%. Tyto tektonofacie byly nalezeny pouze v „paraautochtonu“ svratecké klenby, zejména v jeho externích partiích.

Retrogresivně deformované mylonity (tektonofacie E)

V některých oblastech došlo v rámci hrubozrnných mylonitů facie D k druhotné redukci zrna a ke vzniku jemnozrnných úzkých střížných zón. Starší zrna jsou polygonizována do subzrn a krystalografická orientace nově vznikajících zrn je často velmi blízká krystalografické orientaci zrn původních. Vzhledem k migrovanému charakteru hranic novotvořených zrn, předpokládáme jejich vznik společným účinkem rotace subzrn a GBM mechanismu. Tyto degradační struktury jsou interpretovány jako odraz retrogresivní deformace v počátečních fázích chladnutí. Další nízkoteplotní deformace některých domén způsobila silné dvojčatění a vznik undulozity velkých zrn.

Sekvence tektonofacií A-E může být chápána jako sukcese „zamrzlých“ stadií v procesu duktilně tektonické

transformace vápenců. Takovýto pohled je podporován např. analogickou tektonostratigrafickou pozicí mylonitů, jejich překrývajícím se biostratigrafickým rozsahem nebo vzájemnými přechody některých mikrostruktur. Pro progresivní fázi mylonitizace, reprezentovanou faciemi A-D, je charakteristický růst velikosti zrna matrix a redukce velikosti klastů, směřující k ekvilibraci zrnitosti. Po homogenizaci struktury převažuje s rostoucí teplotou (klesajícím stresem) a velikostí deformace růst velikosti zrn v mylonitu. Retrogresivní fáze je charakteristická redukcí zrnitosti díky klesající teplotě a rostoucímu stressu (viz níže).

Paleopiezometrie a paleotermometrie

Výzkumy materiálových inženýrů, metalurgů i geologů jednoznačně prokázaly existenci nepřímé úměrnosti mezi velikostí stressu a velikostí novotvořených zrn v dynamicky rekrystalovaném materiálu (např. Twiss 1977, Kohlstedt & Weathers 1980). Růst rekrystalovaných zrn je tedy odrazem poklesu pevnosti dynamicky metamorfovaného materiálu. Analogicky (a zjednodušeně) může být velikost zrna mylonitu v regionálním měřítku přibližně vztahována k dosaženému metamorfnímu stupni (teplotě). Proto jsme se pokusili postihnout rozdíly mezi oběma srovnávanými doménami tektonizovaného basementu z hlediska dosaženého stupně mylonitizace. Jako nejspolehlivější metodu relativních paleopiezometrických odhadů jsme zvolili měření velikostí rekrystalovaných zrn v tektonofaciích B a D, které reprezentují pikové metamorfní podmínky obou srovnávaných domén basementu. Malá proměnlivost velikosti rekrystalovaných zrn a nepřítomnost projevu statické rekrystalizace v těchto tektonofaciích zaručuje dobré předpoklady pro poměrně přesná měření stressu. V tabulce 1 jsou uvedeny hodnoty zrnitosti rekrystalovaných domén několika typických srovnávaných vzorků a odpovídající hodnoty stressu vypočítané s použitím Rutterova paleopiezometru pro GBM rekrystalizaci (Rutter 1995). Z výpočtu vyplývá, že kalcitové mylonity „paraautochtonu“ svratecké klenby vznikaly přibližně za čtyřikrát nižších stressů než kalcitové mylonity západního okraje brněnského masivu a jádra dyjské klenby.

Podobný rozdíl v deformačních podmínkách obou domén basementu je indikován kontrastním chováním křemene. V jádru svratecké klenby je křemen klastických sedimentů i krystalických hornin polygonizován a duktilně rekrystalován mechanismy rotace subzrn a GBM. Charakter mikrostruktur křemene odpovídá plně plastickému režimu 3 Hirtha a Tullise (1992). Naproti tomu v horninách západního okraje brněnského masivu i ve studovaných částech jádra dyjské klenby je křemen deformován křehce, bez známek duktilní deformace.

Pozorované kontrastní mikrostruktury kalcitových a křemenných mylonitů jsou ve zdánlivém rozporu s naměřenými a v literatuře dostupnými paleotermometrickými daty. Krystalinita illitu (IC) byla měřena na pěti vzorcích z obou moravických klenb a západního okraje brněnského masivu. Hodnoty IC kolísají mezi 0,20 a 0,35 ° $\Delta 2\Theta$ a indikují slabou metamorfózu s pravděpodobnými maximálními teplotami okolo 300°C. Proměnlivost IC

nevykazuje žádnou korelaci s pozorovanou proměnlivostí deformačních mikrostruktur kalcitu a křemene (nejvyšší hodnota byla dokonce zjištěna na západním okraji brněnského masivu). Hodnoty IC jsou v souladu s hodnotami CAI (conodont colour alteration index), ukazujícími pro vápence západního okraje brněnského masivu maximální dosažené teploty >250°C (tab. 2). Rovněž jsou konzistentní s existujícími paleotermometrickými údaji pro jádro svratecké klenby, které zde ukazují maximální teploty metamorfózy okolo 300°C (nověji byl použit např. grafit-kalcitový termometr Ulrichem 2000, viz. tab. 2).

Stöckhert et al. (1999) na základě sledování deformačního chování křemene a mobility izotopických systémů K-Ar a Rb-Sr v biotitu umístili oblast křehce-plastického přechodu křemene pod mezní teplotu 310 \pm 30°C.

Z nepřítomnosti korelace hodnot IC s pozorovanými křehce-plastickým přechodem křemene vyplývá, že rozdíly paleoteplot nebyly větší než citivost IC termometrie. S přihlédnutím k možným chybám termometrů a k proměnlivosti naměřených hodnot lze konstatovat, že maximální rozdíl v dosažených pikových teplotách mezi západním okrajem brněnského masivu, jádrem svratecké klenby a jádrem dyjské klenby nebyl větší než několik desítek stupňů Celsia (srv. tab. 2).

Závěr

Vzhledem k tomu, že všechny tři srovnávané části basementu (jádra obou moravických klenb a západní okraj brněnského masivu) jsou erodovány do přibližně stejné litostratigrafické úrovně (v obou jsou exponovány svrchní partie krystalinika a spodní partie paleozoického sedimentárního obalu), interpretujeme pozorované rozdíly v charakteru jejich duktilní deformace jako důsledek podstatného tektonického sblížení „paraautochtonu“ jádra svratecké klenby s ostatními studovanými doménami brunovistulika. Toto sblížení muselo proběhnout po dosažení pikových podmínek metamorfózy v jádře svratecké klenby. Dominantní severojižní lineace s asociovanými asymetrickými strukturami napovídají, že sblížení probíhalo v režimu pravostranného stříhu. Nicméně je obtížné určit, zda regionální podmínky byly v době sblížení extenzní nebo kompresní.

Je velice pravděpodobné, že proměnlivost zrnitosti rekrystalovaných domén kalcitových mylonitů je důsledkem regionální variability stressu a tedy relativních pevností kalcitu.

Za tohoto předpokladu je poměrně překvapující, že teplotní rozdíly nepřesahující několik desítek stupňů Celsia vyústily v tak dramatické změny stressu a odpovídajících mikrostruktur. Podobný fenomén změny deformačního chování kalcitových agregátů v přírodních nízkoteplotních podmínkách byl popsán např. Burkhardem (1990). Burkhard sledoval změny mikrostavby mikritických vápenců deformovaných v přirozeném teplotním gradientu. Zjistil, že při teplotách pod 250°C nedochází v mikritech během deformace k žádným změnám velikosti zrna. Při teplotách nad 280°C dochází k růstu velikosti zrna a k růstu tvarové i mřížkové přednostní orientace kalcitu. Podobnou

výraznou proměnlivost mikrostavby kalcitových mylonitů přirozeně deformovaných za teplot okolo 300°C popsal Behrmann (1984).

Mikrostrukturní charakter výše popsaných tektonofacií dokazuje dominanci GBM mechanismu rekrystalizace („grain boundary bulging“) a nukleace nových zrn v počátečních fázích progresivní mylonitizace. Rovněž Burkhard

(1990) interpretoval růst zrnitosti epizonálně deformovaných mikritů jako výsledek GBM-dominantních procesů. Rychlost GBM je závislá především na teplotě (Guillopé a Poirier 1979) a lze tedy očekávat, že popsané změny mikrostavby v rámci mylonitizované sekvence vápenců jsou výsledkem výrazné změny efektivity GBM při teplotách okolo 300°C.

Poděkování

Tento výzkum byl prováděn za finanční podpory Grantové agentury ČR jako součást projektu 205/98/0751 „Stratigrafický, faciální a tektonický výzkum výskytu vápenců při západním okraji brunovistulika“.

Literatura:

- Batík, P. - Skoček V. (1981): Litologický vývoj paleozoika na východním okraji dyjského masívu. - Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 6, 337-347. Praha.
- Behrmann, J. H. (1983): Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain). - Geologische Rundschau, 72, 2, 605-618.
- Bosák, P. (1984): Organická hmota v devonských karbonátových horninách na Tišnovsku. - Čas. Mineral. Geol., 29, 1, 41-53. Praha.
- Burkhard, M. (1990): Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350°C). - In: Knipe R. J. - Rutter E. H. (Eds.) Deformation mechanisms, rheology and tectonics, Geological Society Special Publication No. 54, 241-257.
- Covey-Crump, S. J. - Rutter, E. H. (1989): Thermally induced grain growth of calcite marbles on Naxos island, Greece. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 101, 69-86.
- Fritz, H. - Neubauer, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif. - Geologische Rundschau, 82, 556-565.
- Guillopé, M. - Poirier, J.-P. (1979): Dynamic recrystallization during creep of single crystalline halite: an experimental study. - Journal of Geophysical Research, 84, 5557-5567.
- Hirth, G. - Tullis, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. - Journal of Structural Geology, 14, 145-159.
- Kohlstedt, D. L. - Weathers, M. (1980): Deformation-induced microstructures, paleopiezometers, and differential stresses in deeply eroded fault zones. - Journal of Geophysical Research, 85, B11, 6269-6285.
- Poirier, J.-P. - Guillope M. 1979: Deformation induced recrystallization of minerals. - Bull. Mineral., 102, 67-74.
- Rutter E.H. 1995: Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. - Journal of Geophysical Research, 100, 24651-24663.
- Stöckhert, B. - Brix, M. R. - Kleinschrodt, R. - Hurford A. J. - Wirth, R. (1999): Thermochronometry and microstructures of quartz - a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of brittle-plastic transition. - Journal of Structural Geology, 21, 351-369.
- Špaček, P. - Kalvoda, J. - Franců, E. - Melichar, R. (v tisku). The variation of deformation mechanisms within the complete progressive-retrogressive mylonitization cycle of limestones: The sedimentary cover of the Brunovistulian Passive Margin (the Variscan orogeny of the Southeastern Bohemian Massif). - Geologica Carpathica.
- Twiss, R. J. (1977): Theory and applicability of a recrystallized grain-size palaeopiezometer. - Pure and Applied Geophysics, 115, 227-244.
- Ulrich, S. (2000): Deformation microstructures and comparative rheology of marble and quartzite in natural strain gradient. - Unpublished PhD. thesis. Charles University, Prague.