

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Ústav petrologie a strukturní geologie

Studijní program: Geologie (navazující magisterské studium)

Studijní obor: Strukturní geologie



Bc. Petra SLUNSKÁ

**KVANTITATIVNÍ KORELACE TEXTURNÍCH DAT ZÍSKANÝCH
METODAMI CIP A EBSD**

**QUANTITATIVE CORRELATION OF TEXTURAL DATA OBTAINED
WITH CIP AND EBSD METHODS**

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: Mgr Ondrej Lexa, Ph.D.

Praha 2012

Prohlášení

Já Petra Slunská, prohlašuji, že jsem předloženou práci vypracovala samostatně a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje v souladu s metodickým pokynem o dodržování etických principů při přípravě vysokoškolských závěrečných prací.

V Praze dne

.....

Poděkování

Děkuji svému školiteli, doktoru Ondreji Lexovi, za cenné připomínky a odborné rady, kterými přispěl k vypracování této diplomové práce a za cílený vývoj PolyLX- toolboxu pro Matlab.

Dále děkuji grantové agentuře České republiky, za finanční podporu z projektu č. 205/09/0539

Mé díky patří doktoru Petru Jeřábkovi za doporučení relevantních článků týkajících se problematiky deformačního chování křemene, za pozvání Renée Heilbronner do Prahy na seminář Ústavu petrologie a strukturní geologie a za jeho účast na terénním výjezdu do Orlických hor.

Velice děkuji magistře Zitě Bukovské za její čas strávený na školení práce s CIP (*computer integrated polarization microscopy*) a za vyzvání k účasti na studentské geologické konferenci v Brně v roce 2012 (viz Příloha – 9.1, SGK).

Doktoru Martinu Rackovi děkuji za zpracování vzorků metodou EBSD (*elektron backscatter diffraction*).

Josefu Letkovi z firmy Diatech s.r.o. děkuji za výrobu oboustranně leštěných výbrusů.

Můj velký dík patří rodičům, Petrovi a Heleně, kteří mě podporovali psychicky i finančně po dobu studia, především v roce, kdy se obvyklé české EBSD laboratoře potýkaly s problémy a data pro korelaci s CIP se zdála čím dál víc nezískatelná.

Abstrakt

Od roku 2011 je na Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy zprovozněn polarizační mikroskop s počítačovým výstupem (*Computer Integrated Polarization microscopy*, CIP) pro rychlé, levné měření orientace c-os jednoosých minerálů, nejčastěji křemene, ve vysokém rozlišení. Metoda CIP je vyvíjena od začátku devadesátých let ve Švýcarsku (Heilbronner & Pauli 1993) a později na mnoha dalších pracovištích.

Záměrem práce bylo testování a kalibrace optického a kamerového vybavení za účelem ověření přesnosti a spolehlivosti získaných dat. Jako nezávislé měření sloužila EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*) data získaná ze stejných částí studovaných výbrusů.

Získaná data byla analyzována kvantitativní analýzou mikrostruktur (PolyLX – MATLAB™ toolbox; Lexa 2003).

Vzorky použité pro testování zmíněné metodiky byly odebrány na profilu potoků Hvězdná a Zdobnice u Rokytnice v Orlických horách na kontaktu orlicko-sněžnické klenby a jejího pláště. Terénní studium prokázalo existenci výrazné západo-vergentní poklesové střížné zóny podél zmíněného kontaktu a deformované ortoruly vykazují makroskopickou superpozici více deformačních událostí.

Výsledné histogramy četnosti shody a rozdílů úhlů c-os a úhlů misorientace zrn vykazují vysokou shodou v azimutálním kritériu, sklony os a misorientace zrn ukazují vyšší rozkolísanost a bude třeba pokračovat ve studiu příčin a postoupit v kalibračním procesu.

Abstract

Since 2011, the Institute of Petrology and Structural Geology, Charles University in Prague, worked with CIP - Computer Integrated Polarization microscopy as fast, inexpensive measurement of c-axis orientation of uniaxial minerals, mostly quartz in high definition. CIP method is developed from the early nineties in Switzerland (Heilbronner & Pauli 1993) and later in many other workplaces.

The aim of this work was testing and calibration of optical and camera equipment to verify the accuracy and reliability of data obtained. Served as an independent measurement of EBSD (Electron Backscatter Diffraction) data obtained from the same part of the studied thinsections. The data obtained were analyzed by quantitative analysis of microstructures (PolyLX - MATLAB™ toolbox; Lexa 2003).

The samples used for testing the methodology mentioned were taken on the profile of Hvězdná and Zdobnice near Rokytnice in the Eagle Mountains by contact orlica-snieznik complex and its mantle. Field studies showed the existence of west dipping shear zone along the said contact and deformed orthogneiss show a macroscopic superposition of several deformation events.

The resulting frequency histograms similarities and differences of angles c-axes and angles misorientation grains have a high consensus in the azimuthal criterion, axes inclinations and grains misorientation show higher volatility and will need to continue to study the causes and advance in the calibration process.

Obsah

1 Úvod.....	1
2 Deformační mikrostruktury.....	2
2.1 Stavba.....	2
2.2 Orientace zrn.....	3
2.3 Křemen.....	3
2.4 Deformace.....	4
2.5 Plastická deformace.....	5
2.5.1 Dislokační skluz.....	5
2.5.2 Mřížkové defekty.....	6
2.5.3 Energie dislokace.....	6
2.5.4 Úhlová hranice mezi zrnem a subzrnem.....	7
2.5.6 Difúzní tok.....	8
2.5.7 Mapy deformačních mechanismů.....	9
2.5.8 Reologický profil.....	9
2.5.9 Hranice zrna.....	10
2.5.10 Teploty dominujících deformačních mechanismů křemene.....	12
2.6 Význam deformačních fází.....	13
3 Metody studia.....	18
3.1 Počítačová polarizační mikroskopie (CIP).....	20
3.1.1 Polarizační mikroskop.....	21
3.1.2 Optické vlastnosti křemene.....	21
3.1.3 Dvojlom.....	22
3.1.4 Interferenční barvy.....	22
3.1.5 Kompenzátory.....	23
3.1.6 Konoskopický obrázek.....	23
3.1.7 Zhášení.....	24
3.1.8 Naklánění výbrusu.....	25
3.1.9 Cirkulární polarizace.....	26
3.2 Difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD).....	26
3.2.1 Difrakce.....	26
3.2.2 Odražené elektrony.....	27
3.2.3 Elektronový mikroskop.....	28
3.2.4 Kikuchiho pásy.....	29
3.2.5 Využití EBSD.....	32
4 Geologická charakteristika odebraných vzorků.....	33
4.1 Geologický rámec Českého masivu.....	33
4.2 Orlicko-kladská klenba.....	35
4.3 Stáří OSD.....	35
4.4 Obalové jednotky.....	36
4.4.1 Novoměstské krystalinikum.....	36
4.4.2 Zábřežské krystalinikum.....	38
4.4.3 Staroměstské krystalinikum.....	38
5 Metodika práce.....	40
5.1 Vzorky použité při testování.....	40
5.1.1 Strategie výběru vzorků.....	40
5.1.2 Popis vzorků.....	40
5.1.3 Výběr míst ve výbrusu.....	41
5.1.4 Výběr vzorků pro EBSD.....	41
5.1.5 Přístrojové vybavení EBSD a CIP použitých k vzorkování.....	42
5.2 Transformace datových souřadnic EBSD na CIP.....	42
6 Výsledky.....	44

7 Shrnutí.....	56
8 Literatura a odkazy.....	58
9 Přílohy.....	62
9.1 SGK (abstrakt ze sborníku).....	62
9.2 Terénní deník.....	62
9.3 Výbrusy (foto).....	62
9.4 Manuál CIP „cip@prg.pdf“.....	62
9.5 Manuál CIP „cip@prg_cipread.pdf“.....	62
9.6 CIP AVA obrázky „CIP_AVA_ilustracni.pdf“.....	62

Seznam obrázků

Obrázek 1: Příklad morfologie a stereoprojekce křemene, podle Chvátala (2005).....	4
Obrázek 2: Tři hlavní typy dynamické rekrystalizace, polykrystalický materiál. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.....	5
Obrázek 3: Čtyři mikrostruktury indikující směr pohybu migrujících hranic zrn. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.....	8
Obrázek 4: Diagram hloubky a napětí pro křemen, s geotermálním gradientem 30°C km ⁻¹ a hydrostatickým tlaku fluid v křehkých zlomech, rychlost deformace [s ⁻¹]. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.....	9
Obrázek 5: Redukce hranic zrn, mizí nepravidelnost zrn a některá malá zrna zanikají. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.....	11
Obrázek 6: Vztah mezi velikostí rekrystalovaných zrn a diferenciálním napětím vyjádřeným jako tokové napětí pro živec, olivín a kalcit. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.....	12
Obrázek 7: Pole přemístění a dráha částic pro rigidní translaci, rotaci a strain ústící do jednoduchého, dílčího jednoduchého a čistého stříhu. Převzato z Fossena (2010), upraveno.....	14
Obrázek 8: Jednoduchý a čistý stříh. Převzato z Fossena (2010), upraveno.....	16
Obrázek 9: Pětiosý Fjodorovův stolek na mikroskopu. Převzato z Fediuka (1961), foto S. Hatláková.....	19
Obrázek 10: Beerovy koule, (a) jednoosého minerálu, (b) dvojosého minerálu. Převzato z Fediuka (1961).....	20
Obrázek 11: Polarizační mikroskop s počítačovým výstupem na ÚPSG PřF UK. Foto P. Slunská.	21
Obrázek 12: Tabulka interferenčních barev. Převzato z http://www.zeiss.com/industry/pol_levy.pdf	23
Obrázek 13: Cyklus interferenčních barev při otáčení vzorku. Převzato z cipPRG_screen.pdf (Renée Heilbronner, Praha 2011), upraveno.....	24
Obrázek 14: (a) (d) detail CIP (b) příslušenství (c) kamera. Foto P. Slunská.....	25
Obrázek 15: Interakce primárního svazku rychlých elektronů s pevnou látkou. Převzato z Dolníčka (2005).....	27
Obrázek 16: Difrakční vzor zpětně odražených elektronů křemíku. Foto nickname BenBritton z WikiCommons.....	29
Obrázek 17: Snímací zařízení EBSD. Převzato z www.ebsd.com , upraveno.....	30
Obrázek 18: Vztah kuželových ploch, plochy mřížky krystalu a fosforové clony při difrakci. Převzato z www.ebsd.com , upraveno.....	31
Obrázek 19: Litologická mapa OSD. Převzato z Chopina (2012), upraveno.....	34
Obrázek 20: Mapa západního okraje OSD, lokalizace odebraných vzorků. Podle www.mapy.geology.cz (bližší specifikace litologií lze vyhledat dle čísel indexů online).....	37
Obrázek 21: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC4Axz4.....	45
Obrázek 22: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC4Ayz2.....	46
Obrázek 23: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC4Bxz3.....	47
Obrázek 24: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OCByz4.....	48
Obrázek 25: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC10xz2.....	49
Obrázek 26: Mapa orientací zrn pomocí CIP (horní) a EBSD (spodní) OC4Axz4. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.....	50
Obrázek 27: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC4Ayz2. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.....	51
Obrázek 28: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC4Bxz3. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.....	52

Obrázek 29: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC4Byz4. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.....	53
Obrázek 30: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC10xz2. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.....	54

1 Úvod

V návaznosti na mojí rešeršní bakalářskou práci na téma „Suprastruktura a infrastruktura orogenních pásem“, zabývající se Českým masivem, především oblastí orlicko-sněžnické klenby a jejího obalu jsem směřovala svůj terénní výzkum právě do této oblasti. V průběhu magisterského studia jsme přizpůsobili téma laboratorním podmínkám a terénní vzorky ortorul, svorů a křemenných žil jsme se rozhodli využít k testování mikroskopu s počítačovým výstupem (CIP- *Computer integrated polarization microscopy*), který nám umožňuje zjištění orientací c-os křemene, tyto informace mohou vést k identifikaci deformačních procesů.

Od roku 2011 je na Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy zprovozněna metoda CIP pro rychlé, levné měření orientace c-os jednoosých minerálů, nejčastěji křemene, ve vysokém rozlišení. Metoda CIP je vyvíjena od začátku devadesátých let ve Švýcarsku (Heilbronner & Pauli 1993) a později na mnoha dalších pracovištích.

Mým úkolem v rámci diplomové práce bylo testování a kalibrace optického a kamerového vybavení za účelem ověření přesnosti a spolehlivosti získaných dat. Jako nezávislé měření sloužila EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*) data získaná ze stejných částí studovaných výbrusů.

Data by měla být analyzovaná v kombinaci s kvantitativní analýzou mikrostruktur (PolyLX – MATLAB™ toolbox; Lexa 2003) za účelem testování metodiky separace dílčích mikrostruktur vzniklých během polyfázových deformací. Tato metoda předpokládá kauzální vztah mezi operujícími deformačními mechanizmy, tvarovou a velikostní charakteristikou vznikajících minerálních zrn, popř. jejich prostorovou distribucí.

Vzorky použité pro testování zmíněné metodiky byly odebrány na profilu potoků Hvězdná a Zdobnice u Rokytnice v Orlických horách na kontaktu orlicko-sněžnické klenby a jejího pláště

2 Deformační mikrostruktury

Jsou struktury, které nemůžeme pozorovat pouhým okem. Studium mikrostruktur lze provádět z výbrusů primárně v polarizačním optickém mikroskopu. Typy mikrostruktur se liší velikostí zrna, tvarem zrn, orientací (misorientací) zrn a subzrn, akumulací minerálních fází. Tyto proměnné se využívají k matematickému modelování geologické historie. Máme v úmyslu jednotlivé prvky identifikovat, popsat, případně separovat a převést do datové formy. Deformační mikrostruktury mohou vypovídat o podmínkách, kterým byla hornina vystavena. Jsou další indicií interpretací sledu událostí Wilsonova cyklu (1963).

Následující kapitoly blíže popíší pojmy spojené s oblastí vnitřní stavby hornin, zejména křemenné složky, v relacích mikroměřítká a popíší metody, kterými je identifikujeme a co můžeme díky nim odvodit. Zajímá nás orientace mřížky vůči mezoskopickým uspořádáním, foliaci, lineaci atp. Můžeme porovnávat mikrostruktury vzniklé za daných experimentálních podmínek a přírodní deformační mikrostruktury protolity hornin běžně nemají přednostní orientace zrn, ale deformace umožňuje uspořádání. Hornina interaguje v daných teplotně-tlakových podmínkách na působící napětí. Předmětem mikrostrukturní analýzy je studium mřížkové přednostní orientace (LPO- *lattice preferred orientation*, CPO- *crystallographic preferred orientation*).

2.1 Stavba

Passchier & Trouw (2005) užívají termínu stavba (*fabric*) pro popis zahrnující kompletní prostorovou a geometrickou konfiguraci všech komponent tvořících horninu a pojmy microfabric a microstructure berou jako synonyma.

Mikrostruktury jsou vodítkem ke zjištění strukturní historie a určení deformačních fází v tektonickém cyklu v řádech mikroměřítká. Při určování kinematiky a přetisků hornin z výbrusů se můžeme setkat s pojmem mikrotektonika.

Bohužel existuje rozpor mezi angloamerickou a českou terminologií popisující vlastnosti a vztahy makroskopických a mikroskopických složek hornin. V české terminologii vyjadřuje pojem struktura vlastnosti minerálních složek (zvláště jejich velikost a tvar), jejich vzájemné vztahy a uspořádání zejména v mikroskopickém měřítku (strukturní petrologie). Názvosloví horninových struktur není dostatečně sjednoceno, zahrnuje množství termínů a vedení hranice mezi strukturou a texturou je značně subjektivní.

Textura je způsob uspořádání součástí hornin a jejich vzájemné vztahy makroskopických rozměrů. U vyvřelých hornin je to např. kulovitá textura, pórovitá textura, polštářová textura, u

sedimentů nejružnější nerovnosti vrstevních ploch (např. čeřiny), skluzové a konvolutní textury. V angloamerickém pojetí mají struktura a textura právě opačný význam (Petránek 1993). Naštěstí ve všeobecné geologii a v tektonice se strukturou rozumějí celkové vztahy horninových jednotek, vrásnění, zlomové porušení a diskordance v obou terminologických rodinách. Díky výbrusům identifikujeme mikrostruktury a mechanismy, které je způsobují. Mikrostrukturní vývoj se liší v monominerálních a polyminerálních horninách a proto se liší i reologický vývoj horninových typů (Handy et al. 1999). Interakce těchto fází je různá v závislosti na napěťových, teplotně-tlakových podmínkách a různé rychlosti deformace (Jeřábek et al. 2007). Stavba je předurčena orientací minerálních zrn (Passchier & Trouw 2005).

2.2 Orientace zrn

Zajímají-li nás orientace zrn pro posouzení kinematiky a napěťového rámce a preferujeme-li analýzy v relacích mikroměřítko díváme se na orientace mřížky vůči mezoskopickým strukturním ukazatelům např. foliaci, střížné zóně. Předmětem mikrostrukturních analýz je studium tvarové a mřížkové přednostní orientace. Struktury viditelné v měřítku zrn jsou známy jako mezikrystalové deformační struktury (*intracrystalline deformation structures*).

Krystal je pevné těleso s trojrozměrně periodickým motivem z atomů, iontů nebo molekul. Motivy se řadí do mřížky a tvoří strukturu. Struktura je základní vlastností krystalu a od ní se odvíjí jeho morfologické, fyzikální a chemické vlastnosti (Chvátal 2002).

Krystalová mříž je abstrakce, která vyjadřuje translační periodicitu rozmístění ekvivalentních bodů v krystalu. Motivy mřížky lze chápat i jako mřížkové body, které mají stejné a stejně orientované okolí, volba počátku mřížky je libovolná (Chvátal 2002).

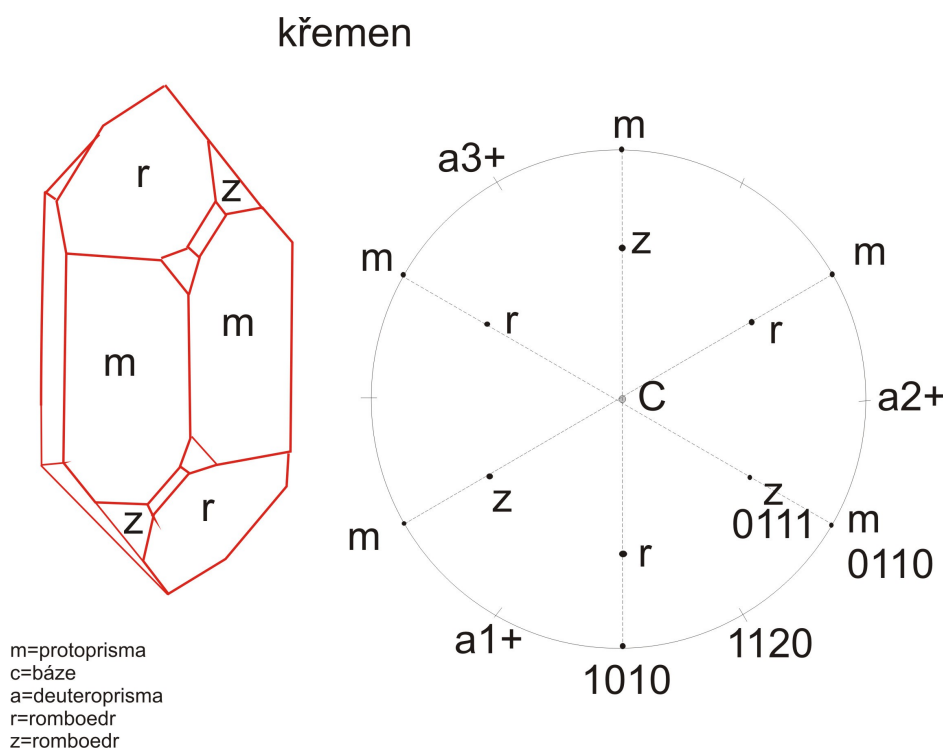
V každé mřížce lze zvolit nekonečné množství druhů buněk především pak primitivní buňku P, prostorově centrovanou buňku I, plošně centrovanou buňku F, a bazálně centrované buňky A, B, C. V Bravaisově pojetí buněk (mřížek) pak můžeme rozpoznat čtrnáct typů. P buňku pro triklinickou soustavu, P a I buňku pro monoklinickou soustavu, P, C, F a I buňku pro rombickou soustavu, P a I buňku tetragonální soustavy, P pro hexagonální soustavu, P pro trigonální soustavu, konečně pak P,F a I buňky pro kubickou soustavu (Chvátal 2002).

2.3 Křemen

Křemen, jeho trigonální, romboedrické modifikace v oddělení trigonálně trapezoedrickém, je významně zastoupený v korových litologiích, je stabilní do 573 °C dále přechází na vysokoteplotní hexagonální modifikaci. Struktura SiO₂ je tvořena křemík-kyslíkovými

koordinačními tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$ vzájemně spojenými všemi čtyřmi kyslíky v rozích. Tvary krystalů se zobrazují do stereografické projekce, ta potlačuje velikost krystalu i jeho nerovnoměrný vývin (Chvátal 2002). Křemen může dvojčatět podle dauphinského zákona (syn. alpského); jedná se o srůst dvou pravotočivých nebo dvou levotočivých forem, brazilského zákona, jedná se o srůst levotočivého a pravotočivého křemene podle roviny $\{1120\}$ a japonského zákona, srůst podle roviny $\{1122\}$ (Anthony et al. 2001).

Důvody takovýchto srůstů mohou být mechanické – např. tlak, nebo vhodná orientace zárodků, či rostoucích krystalů. Křemen se vyrovnává se změnami napětového rámce horniny aktivací kluzných systémů, deformuje se (Passchier & Trouw 2005).



Obrázek 1: Příklad morfologie a stereoprojekce křemene, podle Chvátala (2005).

2.4 Deformace

Deformací rozumí Fossen (2010) transformaci z původního, iniciálního do konečného stavu geometrie translací a/nebo rotací pevného tělesa, přetvořením za vzniku strainu a/nebo změnou objemu.

Změny tvaru způsobují mechanismy křehkého nebo duktilního charakteru. Příkladem křehkého mechanismu je kataklastický tok, charakteristický angulárním tzn. ostrohranným tvarem fragmentů. Těch se dosáhne mechanickou fragmentací horniny, převážně za nízkých až nemetamorfních podmínek, za vysokých rychlostí deformace a vysokém tlaku

fluid, klouzáním, sunutím a rotací fragmentů, k vidění kupř. v tektonických jílech brekcích a kataklasitech. Křehké deformace mohou nastat ve vyšší partiích kůry, nebo za vysokých deformačních rychlostí. Tímto mechanismem se však nedosáhne tvarové ani mřížkové přednostní orientace.

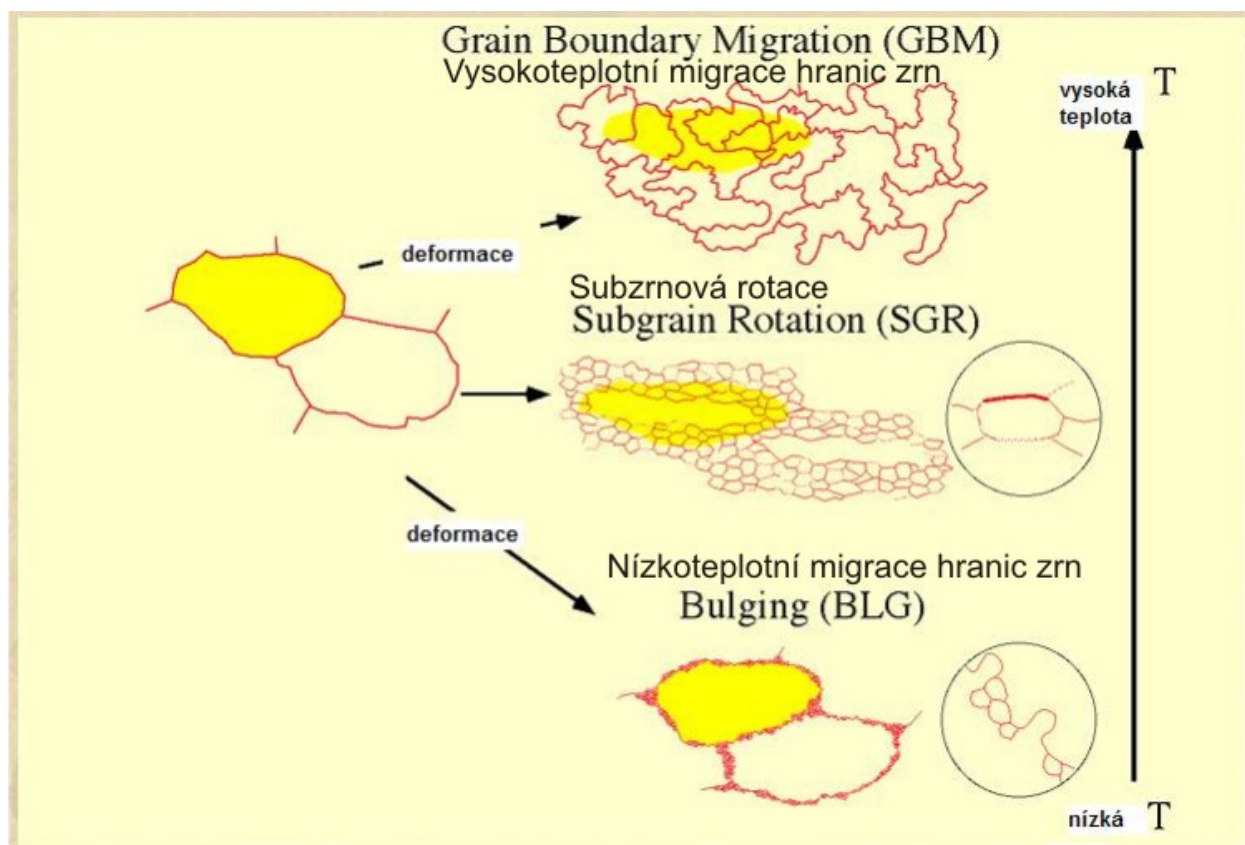
2.5 Plastická deformace

Plastická – duktilní, kontinuální deformace probíhá dvěma mody toků, dislokačním tokem a difúzním tokem.

Jak napovídá název dislokačního toku, při této deformaci migrují dislokace uvnitř zrna. Dislokační tok předpokládá pohyb dislokací a zahrnuje mechanismy jako je dislokační skluz a šplh (Passchier & Trouw 2005).

2.5.1 Dislokační skluz

Aby zůstali horniny duktilní a kompaktní, zmobilizují hranice zrn. Hlavní skupiny mobility hranic zrn jsou nízkoteplotní migrace hranic zrn- *grain boundary bulging* (BLG), subzrnová rotace- *subgrain rotation* (SGR), vysokoteplotní migrace hranic zrn- *grain boundary migration* (GBM) (Obrázek 2).



Obrázek 2: Tři hlavní typy dynamické rekrytalizace, polykrystalický materiál. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.

2.5.2 Mřížkové defekty

Krystaly běžně obsahují mřížkové defekty, dislokace, dělí se na bodové a liniové. Bodové, na úrovni atomů a molekul, se projevují jako chybějící částice, tzn. vakance, nebo přebývající částice tzn. intersticiální částice. Liniové defekty v podobě plochy navíc nazýváme hranovou dislokací. Liniové dislokace mohou být propojené. Šroubová dislokace vzniká díky posunutí části krystalu o jednu mřížkovou délku. Pro popis interní energie, vzdálenosti atomů a objemu materiálu se zavádí pojem dislokační hustota (Passchier & Trouw 2005).

2.5.3 Energie dislokace

Energie dislokace je přímo úměrná druhé mocnině Burgersova vektoru a proto skluz dislokace nastává snáze ve směru nejkratšího Burgersova vektoru. Burgersův vektor udává velikost a směr distorze krystalové mříže. Burgersův vektor hranové dislokace je kolmý na linii dislokace. Burgersův vektor šroubové dislokace je paralelní s linií dislokace (Passchier & Trouw 2005).

Nejvhodnější plocha pro vytvoření přednostní orientace akomoduje deformaci a přestavuje se nejméně namáhavým způsobem dominantně plochou s nejnižší energií dislokace vůči napětí a snaží si uspořádat touto plochou do foliace.

Minimální napětí, které uvede do pohybu dislokaci na dané skluzné ploše v daném směru se nazývá CRSS tzn. *critical resolved shear stress*, značící se τ_c . Velikost takového napětí záleží na faktorech teploty, rychlosti deformace, diferenciálního napětí, tlaku fluid, chemické aktivity deformovaného materiálu (Passchier & Trouw 2005).

Pokud se dislokace pohybuje pouze ve specifických mřížkových plochách vyvine se mřížková přednostní orientace, tzv. LPO a CPO. V krystalech jsou dislokace volné (v krystalu s nízkou hustotou dislokací) nebo zamotané dislokace (v krystalu je vysoká hustota dislokací). Zamotáním dislokací se stává hornina pevnější, nastává tzv. *strain hardening*, protože pohyb dislokací je obtížnější. Pokud však napětí naroste příliš, a není dost energie na aktivaci hranic zrn, může hornina relaxovat tvorbou ruptury (Passchier & Trouw 2005).

Při deformaci se zvětšuje dislokační hustota a s tou narůstá i energie vnitřního napětí (*internal strain energy*). Aby se tato energie snížila uvedou se do pochodu procesy dynamické rekystalizace. Reorganizace materiálu se změnou velikosti a tvaru zrn vede k mobilitě hranic zrn.

Hirth & Tullis (1992) pomocí optické a transmisní elektronové mikroskopie (TEM, *transmission electron microscopy*) stanovili tři režimy dislokačního toku v experimentálně deformovaných křemenných agregátech.

V režimu 1 za nízkých teplot a rychlých deformačních rychlostí viděli zrno obklopené malými nezávislými krystaly. Hranice zrn tvoří výdutě (*bulge*) do krystalu s vysokou hustotou dislokací a tvoří nová malá, nezávislá, ozdravená zrna s odlišnou orientací vůči většímu jadernému zrnu. Původní zrna mohou být za těchto nízkých teplot mírně deformovaná nebo undulózně zhášet či tvořit lamely. Takové struktury jsou známy pod názvy struktura jádra a pláště, nízkoteplotní migrace hranic zrn (*core-and-mantle, low-temperature grain boundary migration, bulging, BLG*) (Passchier & Trouw 2005).

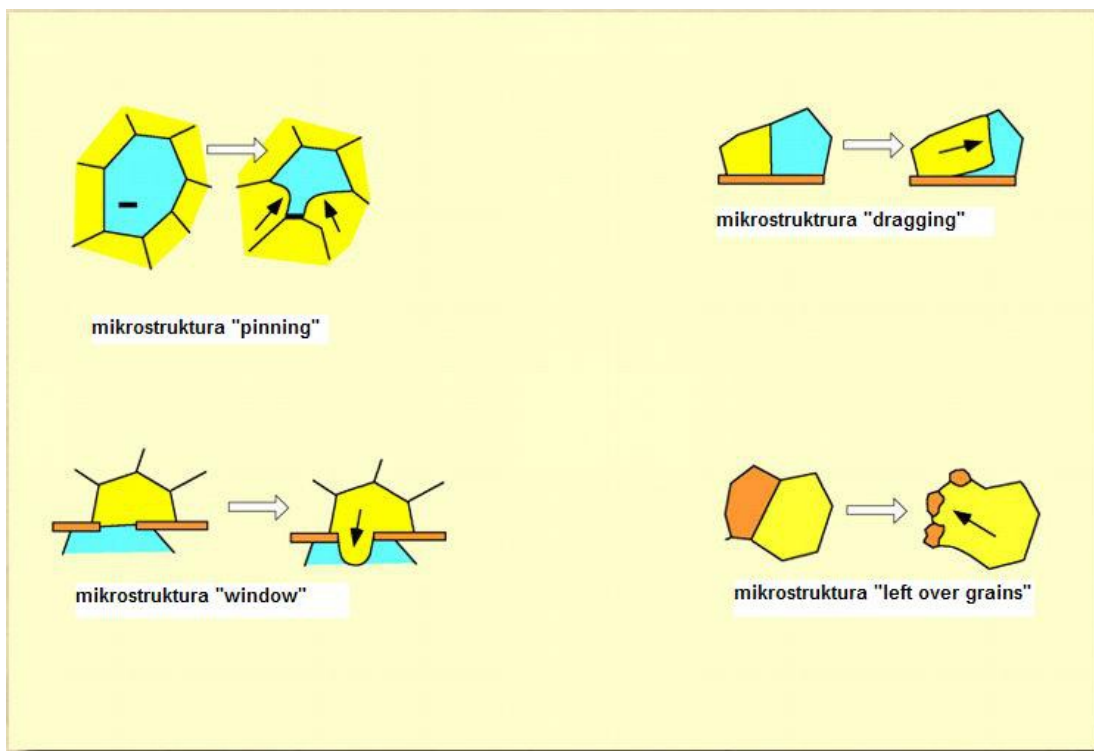
V 2. režimu, s narůstající teplotou, nebo snížením deformační rychlosti, viděli Hirth a Tullis duktilně deformovaná stará zrna, elongovaná až páskovaná s četnými subzrny. Původní zrna vykazovala rozmach undulózního zhášení, na rozdíl od skvrnitého výskytu undulózního zhášení v režimu 1.

2.5.4 Úhlová hranice mezi zrnem a subzrnem

Zrna a subzrna se od sebe liší úhlem misorientace, která byla stanovena pro subzrna do 10° , pro olivín až 25° (Drury & Pennock 2007). V režimu 2 (Hirth & Tullis 1992) byla viditelná struktura jádra a pláště započatá v prvním režimu, ale subzrna jsou lépe rozpoznatelná v pásmech okolo jaderných zrn. Subzrna jsou větší než výdutě v režimu 1. Pozorování indikovala, že dislokační šplh je dostatečně rychlý na akomodaci zotavení tvorbou subzrnových hranic. Rekrystalizace progresivní misorientací nevede k napěťovému ochabnutí (*strain weakening*), protože hustota dislokací nových zrn a subzrn je stejná jako u původních zrn (Hirth & Tullis 1992).

Režim 3 byl pozorován s narůstající teplotou, nebo dalším poklesem deformační rychlosti. Dislokační šplh měl dostatek energie na akomodování zotavení zrn (Hirth & Tullis 1992). A byla pozorována enormní mobilita hranic zrn, dnes nazývaná vysokoteplotní migrace hranic zrn (*high temperature grain boundary migration, GBM*). Hranice zrn jsou laločnaté, nová zrna jsou větší než koexistující subzrna. Je obtížné odlišit reliktu starých zrn od rekrystalovaných zrn. Relikty mohou ovšem obsahovat pevné a fluidní inkluze.

Pokud je v hornině i jiná fáze, např. slída či rutil, můžeme identifikovat směr pohybu hranice zrn, protože jiné fáze mohou odolávat napětí a nemají potřebu mobilizovat hranice. Jessell (1987) popsal mikrostruktury, díky kterým lze rozpoznat GBM. Jsou to mikrostruktury *pinning*- zastavení hranice na jiné fázi, *window* – průnik hranice jedné fáze mezi dvěma zrny jiné fáze, *dragging* – tažení růstu zrna podél jiné fáze a *left over grains* – přerůstání jednoho zrna přes druhé s viditelnými reliktu stejně orientovaných „růžků“ původního zrna (Obrázek 3).



Obrázek 3: Čtyři mikrostruktury indikující směr pohybu migrujících hranic zrn. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.

2.5.6 Difúzní tok

Druhý modus duktilní deformace je difúzní tok. Mechanismy difúzního toku jsou – tlakové rozpouštění (*dissolution precipitation creep*), difúze po hranicích zrn (*Coble creep*) a skluz po hranicích zrn (*grain boundary sliding*), objemová difúze (*Nabarro-Herring creep*).

Vyjma tlakového rozpouštění, probíhá difúzní tok za vysokých teplot, ale pod teplotou tavení. Vliv pohybu dislokací je již zanedbatelný. Mechanismy postupují buď difúzí atomů podél hranic zrn, za relativně nižších teplot, jak je tomu v Cobleho toku (CC), který je asociován se skluzem po hranicích zrn, nebo objemovou difúzí jako v Nabarrově-Herringově toku (NHC), kde je mechanismus řízen pohybem vakancí a atomů přes mřížku. Tvar zrna se mění.

Objemová difúze (NHC) je transport látky krystalovou mřížkou minerálů v důsledku nerovnovážného stavu způsobeného gradientem složení, gradientem chemického potenciálu nebo teplotním gradientem (Passchier & Trouw 2005).

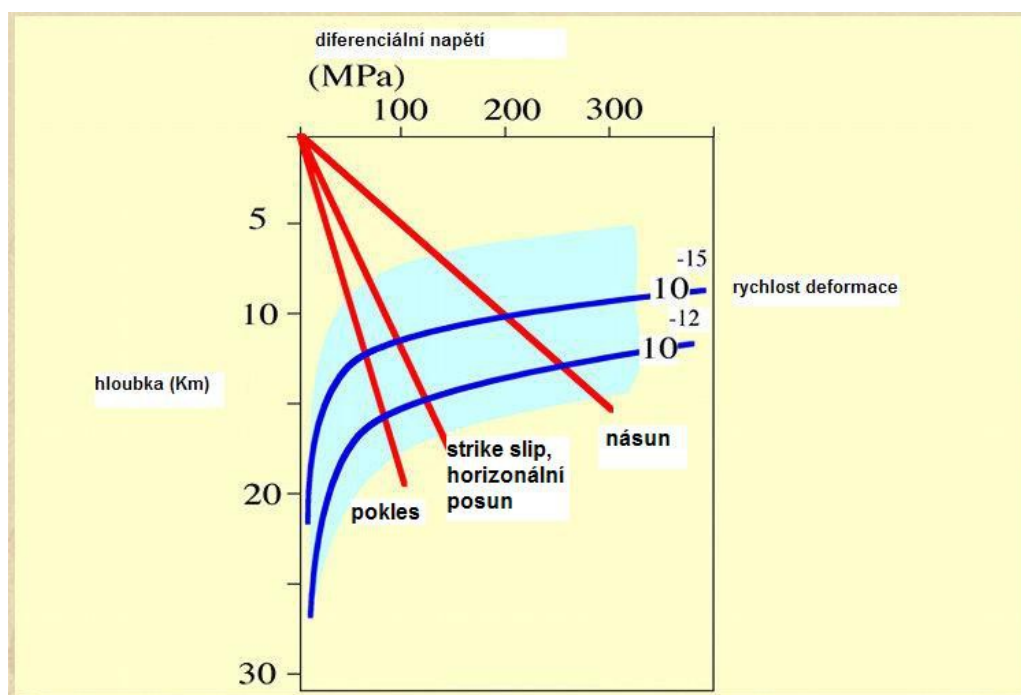
Difúzní tok pomocí mechanismů NHC a CC je typ toku citlivý na velikost zrn, což se projeví ve fyzikálním vyjádření difúzního toku, v rovnici je třeba uvažovat velikost zrn.

2.5.7 Mapy deformačních mechanismů

Abychom věděli za jakých podmínek dominuje jaký typ deformačního mechanismu, zjišťovali se zákony, fyzikální vyjádření, pro jednotlivé mechanismy křehké deformace, dislokačního a difúzních toků. Tyto zákony byly stanoveny na základě experimentálních dat, diferenciální napětí vs. teplota, za změny podmínek rychlosti deformace. Aby se mohly porovnávat mikrostruktury vzniklé v přírodních podmínkách za rychlostí deformace okolo 10^{-12} až 10^{-14} s^{-1} , rychlostí kterých lze v laboratořích těžko dosáhnout, byly extrapolovány experimentální výsledky na vyšší teploty a to mělo stejný efekt jako snížení rychlosti deformace. Překrýváním konstruovaných diagramů vznikly mapy dominantních deformačních mechanismů (Passchier & Trouw 2005).

2.5.8 Reologický profil

Pro vyjadřování rozhraní mezi křehkým a duktilním chováním hornin v hloubkovém profilu nám slouží graf diferenciálního napětí oproti hloubce, reologický profil. Při konstrukci takového grafu je třeba brát v úvahu měnící se dominantní litologii s hloubkou, výsledný napěťový diagram má tvar „vánočního stroměčku“. Pevnost kůry nebo celé litosféry můžeme vyjádřit jako plochu pod křivkami, označovanou jako integrovaná pevnost (Obrázek 4). Mapy deformačních mechanismů jsou tak dobré, jak dobré jsou v nich tokové rovnice a konstanty (Passchier & Trouw 2005).



Obrázek 4: Diagram hloubky a napětí pro křemen, s geotermálním gradientem $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ a hydrostatickým tlaku fluid v křehkých zlomech, rychlost deformace $[\text{s}^{-1}]$. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.

Křehká deformace, vynášená do grafu diferenciální napětí vs. hloubka (teplota), je definovaná vztahem Jamese Byerleeho

$$\sigma = (\rho h g)^\beta (1 - \lambda) \quad (1)$$

kde je diferenciální napětí rovno součinu litostatického napětí, geometrické konstanty (vliv geotermálního gradientu) a parametru tlaku fluid (Byerlee 1978, Gleason & Tullis 1995):

$$(\lambda = P_{\text{por. Fluid}} / P_{\text{litostatický}}) \quad (2)$$

Díky experimentům s lisem a tavnou buňkou s křemenným agregátem uzavřeným v platinovém obalu, mohly být stanoveny zákony pro dislokační tok (Gleason & Tullis 1995). Tyto experimenty využívaly Black Hills kvarcitu použitého v předchozích experimentech, ve kterých se rozlišovaly jednotlivé režimy dislokačního toku (režimy 1, 2, 3 odpovídající BLG, SGR, GBM; Hirth & Tullis 1992).

Gleason & Tullis (1995) dospěli k rovnici pro dislokační tok (*power law, non-Newtonian*)

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n e^{-(Q/RT)} \quad (3)$$

kde $\dot{\epsilon}$ je rychlost deformace [s^{-1}], A je materiálová konstanta [$MPa^{-n}s^{-1}$], σ je diferenciální napětí [MPa], n je napěťový exponent, Q je toková aktivační energie [$kJmol^{-1}$], R je plynová konstanta a T je teplota v Kelvinech, e je exponenciální číslo.

Difúzní typy toku jsou citlivé na změnu velikosti zrna, to bylo zohledněno v rovnicích Cobleho toku a Nabarrova-Herringova toku, zjednodušeně:

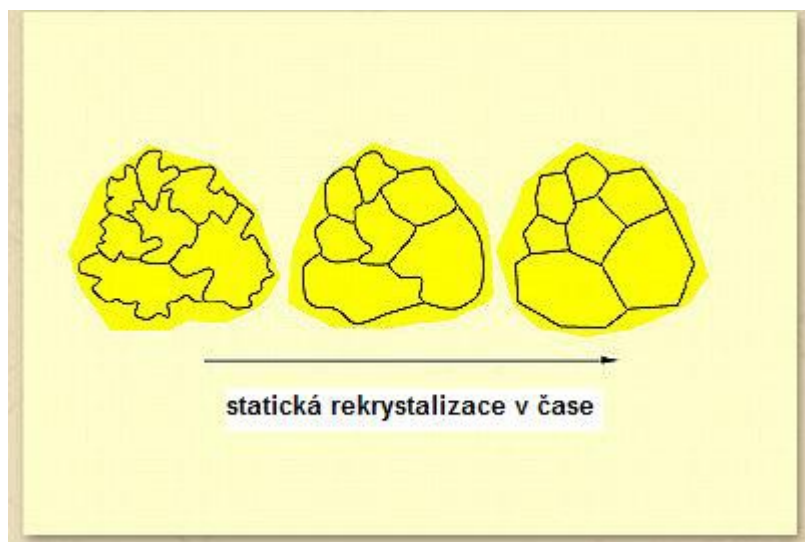
$$\dot{\epsilon} = A (\sigma)^n e^{-(Q/RT)} D^{-m} \quad (4)$$

kde D je velikost zrna, $n=1$, $m=2$ pro Nabarrova-Herringův tok, $m=3$ pro Cobleho tok, více v Passchier & Trouw (2005).

2.5.9 Hranice zrna

Po deformační fázi, za stále vysokých teplot, může dominovat redukce hranic zrn (*grain boundary area reduction*, GBAR), pomocí které statická rekrytalizace sníží zrnou interní volnou

energii. Hranice tvoří polygony s trojnými body svírající úhly okolo 120° (Obrázek 5) (Passchier & Trouw 2005).



Obrázek 5: Redukce hranic zrn, mizí nepravidelnost zrn a některá malá zrna zanikají. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.

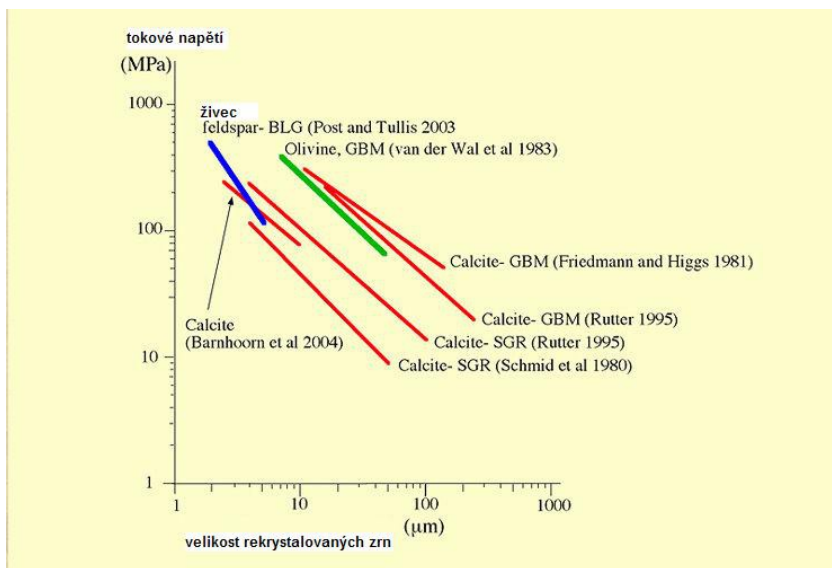
Tlakové rozpouštění vzniká na kontaktech zrn, za relativně nízkých diferenciálních napětí, mění tvar zrn, může se vyskytovat i jako tenký film okolo zrn. Jedná se o difúzní typ toku, *dissolution precipitation creep*.

Při kontaktu s fluidy může dojít k redepozici rozpuštěného materiálu. K tlakovému rozpouštění zpravidla dochází např. při vzniku krenulační kliváže, stylolitů a kompakcí nadloží v sedimentech (Passchier & Trouw 2005).

Napětíové podmínky deformace zemského pláště můžeme dokumentovat pouze nepřímo, nejčastěji pomocí napětíového mikrostrukturního indikátoru (piezometru, paleopiezometru).

Paleopiezometrické vztahy hustoty volných dislokací, nebo subzrna, či velikosti rekrytalovaných zrn vůči paleonapětí jsou definovány experimentálně a je tedy nutné brát v úvahu shodu velikosti zrn v experimentu a v přírodním vzorku (Kohlstedt & Weathers 1980, Poirier 1985, Stipp & Tullis 2003). Stipp et al. (2006) si kladli otázku, jaký má vliv na křemenné zrně rekrytalované dislokačním tokem voda, a tím pádem, jaký vliv má voda na paleopiezometr založený na velikosti rekrytalizovaného zrna. Voda nemá vliv na piezometrický vztah a paleonapětíové odhady přírodních mylonitů. Geologové tedy nemusí brát v úvahu variace obsahu vody, v případě užití paleopiezometrů rekrytalizovaných zrn dislokačním tokem (Stipp et al. 2006).

Stipp et al (2010) mohli, díky souhrnné studii 555 vzorků, korelovat četnosti velikosti rekrystalovaných zrn. Tři maxima četnosti velikosti rekrystalizovaných zrn odpovídají dominanci rekrystalizačních mechanismů BLG, SGR, GBM a minima četnosti odpovídají přechodům mezi těmito mechanismy. Proto je třeba užití správné kalibrace piezometru pro každý z mechanismů (Obrázek 6). Stipp et al. (2010) upozorňují na důležitost velikosti rekrystalizovaného zrna pro teoretické modely dynamické rekrystalizace.



Obrázek 6: Vztah mezi velikostí rekrystalovaných zrn a diferenciálním napětím vyjádřeným jako tokové napětí pro živec, olivín a kalcit. Převzato z Passchiera a Trouwa (2005), upraveno.

2.5.10 Teploty dominujících deformačních mechanismů křemene

Passchier & Trouw (2005) rekapituluje podmínky za kterých dominují deformační mechanismy křemene.

V křemenu, v podmínkách nízkého stupně (pod 300 °C), dominuje křehká frakcionace, tlakové rozpouštění a transfer rozpuštěných materiálů. Běžné jsou struktury s undulózním zhášením, fraktury v zrnech, kinky – pásy zalomení. BLG se může objevit za těchto velmi nízkých podmínek v silně deformovaných křemenech.

Za teplot 300-400 °C jsou důležitými mechanismy deformace křemene dislokační skluz a dislokační tok, převážně v bazálních plochách kolmo na osu (c) ve směru osy <a>. Křemen vykazuje charakteristické skvrnité undulózní zhášení a deformační lamely, dominantní mechanismus je BLG (Stipp et al. 2002).

Za středních podmínek 400-500 °C je dominantní dislokační tok a skluz nastává v prizmatické {m}<a>. Křemen má silně zploštěná stará zrna a časté rekrystalizační struktury převážně SGR. Stará zrna mohou být kompletně rekrystalována.

Za teplot 500-700°C probíhá rekrytalizace pomocí GBM, při teplotách nad 700 °C probíhá skluz v prizmatické $\{m\} \langle c \rangle$. Viditelné mohou být mikrostruktury šachovnicové desky, jejich vznik může být způsoben přechodem fází α -křemene na β -křemen, nebo kombinací bazálního $\langle a \rangle$ a prizmatického $\langle c \rangle$ skluzu.

S narůstajícím diferenciálním napětím se může aktivovat více kluzných systémů. Za nižších podmínek s nárůstem diferenciálního napětí jde sekvence kluzných systému od (c) $\langle a \rangle$, přes $\{m\} \langle a \rangle$, zakončená skluzem $\{r\} \langle a \rangle$. Za vyššího stupně s narůstajícím diferenciálním napětím začíná sekvence (m) $\langle c \rangle$, $\{m\} \langle a \rangle$, (c) $\langle a \rangle$ až po $\{r\} \langle a \rangle$ (Passchier & Trouw 2005).

2.6 Význam deformačních fází

Při pohledu na mikrostruktury se může ztratit kontext některých komponentů deformace a to translace a rotace velkých měřítek. Při translaci se pohybuje každá částice v hornině stejným směrem o stejnou vzdálenost a pole přemístění částic má paralelní vektory o stejné délce. Translaci si můžeme představit, jako pohyb příkrovu. Rotace velkého měřítka, jako příkrovy a tektonické desky rotující okolo vertikálních os, zlomové bloky okolo horizontální osy (ve zvolené koordinátové soustavě lokace) a na druhou stranu rotace malého měřítka mohou nastat okolo jakékoli osy. Při práci s kinematikou a přemístěním musíme vždy určit referenční rámec (Passchier & Trouw 2005).

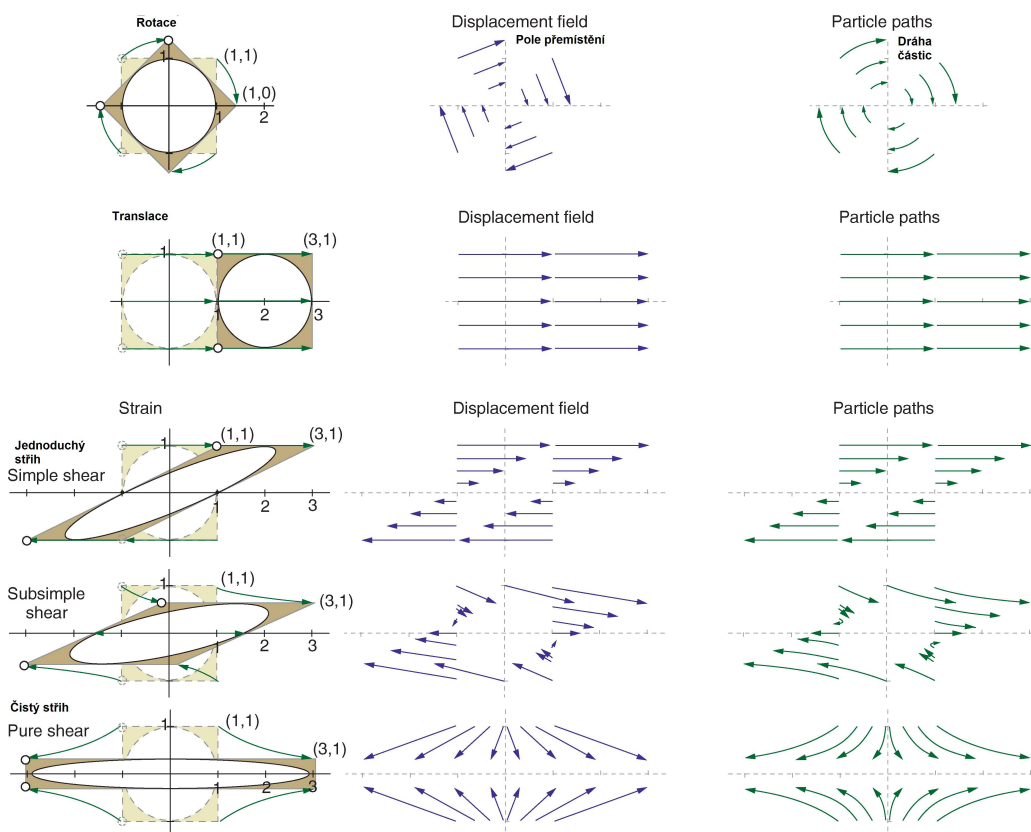
Přetvoření pomocí strainu je non rigidní (nepevná) deformace, při které se mění tvar a může i nemusí se měnit objem. Částice horniny mění pozici relativně vůči sobě (Fossen 2011).

Vzhledem k tomu, že je deformace rozdíl mezi deformovaným a původním stavem, nemůžeme říct co se dělo během deformační historie. Vidíme pouze konečný stav, usuzujeme ze zkušenosti, jak běžně vypadají primární stavby a co vidíme dnes. Můžeme zkonstruovat analogický model a zkoušet, za jakých podmínek vytvoříme podobné struktury.

Rigidní rotace a translace jsou homogenní deformace, kde přímky zůstávají přímkami paralelní linie zůstávají paralelní. Tato liniová kritéria mohou splňovat i deformace strainového typu, pokud ne, je deformace heterogenní. Deformace, která je v jednom měřítku homogenní, může být v jiném heterogenní. A deformace heterogenní může být rozdělena na části, které se samy o sobě chovají homogenně. Toho lze využít při matematických operacích, kdy vhodně zvoleným gridem můžeme rozseparovat nehomogenní horninu na několik homogenních částí (Passchier & Trouw 2005).

Popisujeme-li změnu tvaru mluvíme běžně o zkrácení či prodloužení. Chceme-li být přesní, musíme používat výrazů jako elongace, extenze, stretch - protažení, kontrakce, smykové přetvoření či úhlový stříh.

Výsledná strainová deformace může nastat čistým či jednoduchým stříhem, či jejich kombinací. Jednoduchým stříhem (*simple shear*) se přemísťují částice paralelně vůči sobě a pole přemístění je shodné s trasou částic. Čistým stříhem (*pure shear*) se pohybují částice hyperbolicky do míst nejnižšího triaxiálního napětí (Obrázek 7).



Obrázek 7: Pole přemístění a dráha částic pro rigidní translaci, rotaci a strain ústící do jednoduchého, dílčího jednoduchého a čistého stříhu. Převzato z Fossena (2010), upraveno.

Termín elongace (e) používáme při popisu délky linie před a po deformaci horizontálního profilu, fosílií, linie definované pro experiment atd. Extenze linie je shodná s elongací, negativní extenze je kontrakce (Fossen 2011):

$$e = \Delta L / L_0 \quad (5)$$

Přičemž (L_0) je původní délka, ΔL je rozdíl nové a původní délky.

Streč (s) linie je určen jako

$$s=1+e = L/L_0 \quad (6)$$

Termín se užívá ve strukturních analýzách riftů a extenzních pánví, někdy je nazýván β faktorem (Fossen 2011).

Kvadratická elongace (λ) je identická s vlastními čísly deformační matice D (Fossen 2011):

$$\lambda=s^2 \quad (7)$$

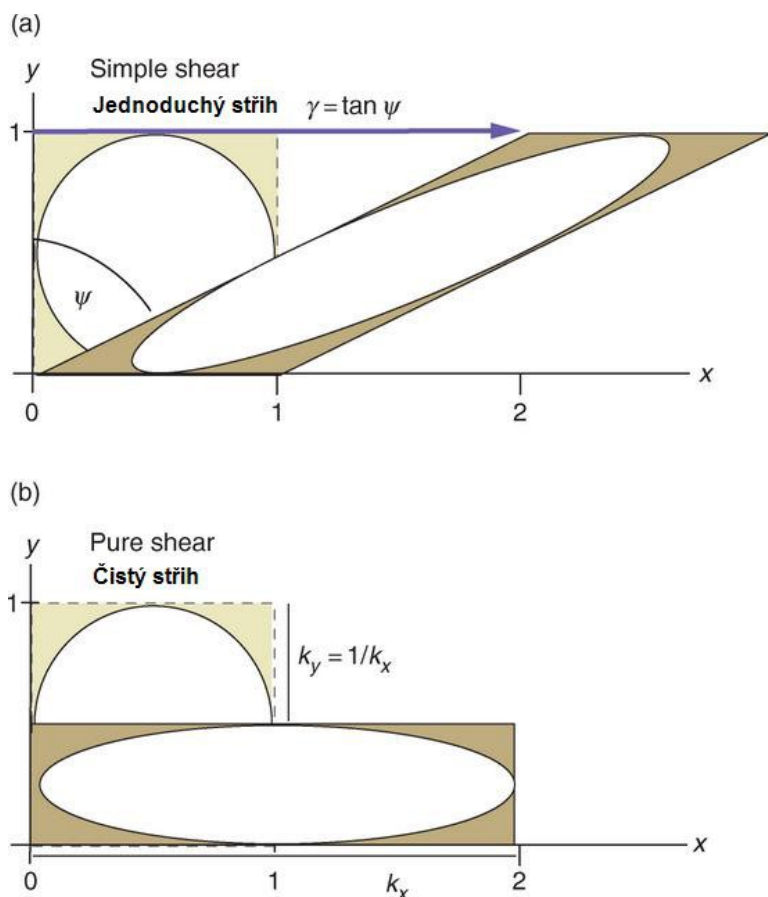
$$x' = Dx \quad (8)$$

kde x je stará pozice bodu, částice a x' je nová pozice částice v referenční soustavě. Deformační matice D má ve dvou dimenzích rozměr (2x2) a ve třech dimenzích (3x3) (Fossen 2011).

Úhlový stříh (ψ) popisuje změnu úhlu mezi dvěma původně svislými přímkami, tento jev nastává zejména u jednoduchého stříhu.

Smykové přetvoření (γ) je tangens úhlového stříhu (Obrázek 8). Smykové přetvoření můžeme určit, pokud máme znalost původních úhlových vztahů a můžeme určit strainovou elipsu (Fossen 2011):

$$\gamma = \tan \psi \quad (9)$$



Obrázek 8: Jednoduchý a čistý stříh. Převzato z Fossena (2010), upraveno.

Strainová elipsa je tvar přetvořený z kruhu – jednotkové kružnice (o poloměru 1) po deformaci. Popisuje množství elongace ve směrech deformace ve dvou dimenzích. Elipsa má dlouhou osu X (o délce $1+e_1$) a krátkou osu Y (o délce $1+e_2$). Poměr os je (R).

$$R=X/Y=(1+e_1)/(1+e_2) \quad (10)$$

Pokud $R=1$ jedná se o kružnici bez deformace.

Při deformaci jednoduchým stříhem se mění úhel, který svírají osy deformační elipsy před a po deformaci. Deformace se nazývá nekoaxiální.

Deformace probíhající v režimu čistého stříhu vytvoří deformační elipsu s osami zůstávající kolmo na sebe. Deformace je tedy koaxiální.

V prostoru se přidává do hry třetí osa, nejkratší (Z). Z elipsy se stává deformační elipsoid. Elipsoid vzniká z koule o poloměru 1, jeho osy (X,Y,Z) jsou nazývány hlavní osy přetvoření a jejich délky, hodnoty se nazývají hlavní protažení. Osy mohou být mimo jiné indexovány jako odmocnina z kvadratické elongace $\sqrt{\lambda_{1-3}}$ také ε_{1-3} nebo S_{1-3} .

λ_{1-3} jsou vlastní čísla maticového součinu DD^T (Fossen 2010).

Pokud máme osy elipsoidu zafixovány v prostoru, můžou nám jeho osy sloužit k popisu vektorů udávajících velikost a směr. Tyto vektory e_{1-3} jsou vlastní vektory maticového součinu DD^T (Fossen 2010).

3 Metody studia

Zdali chceme znát orientaci mřížky minerálů hornin jsou nám k dispozici metody optické či difrakční. Data získaná pomocí optických a elektronových mikroskopů odkrývají deformace a jejich mechanismy (Hirth & Tullis 1992, Neumann 2000), napomáhají ke zjištění aktivních kluzných systémů, teploty (Peternell et al. 2010, Stipp et al. 2002, Toy et al. 2008) a vývoje deformace (Heilbronner & Tullis 2006, Menegon et al. 2008).

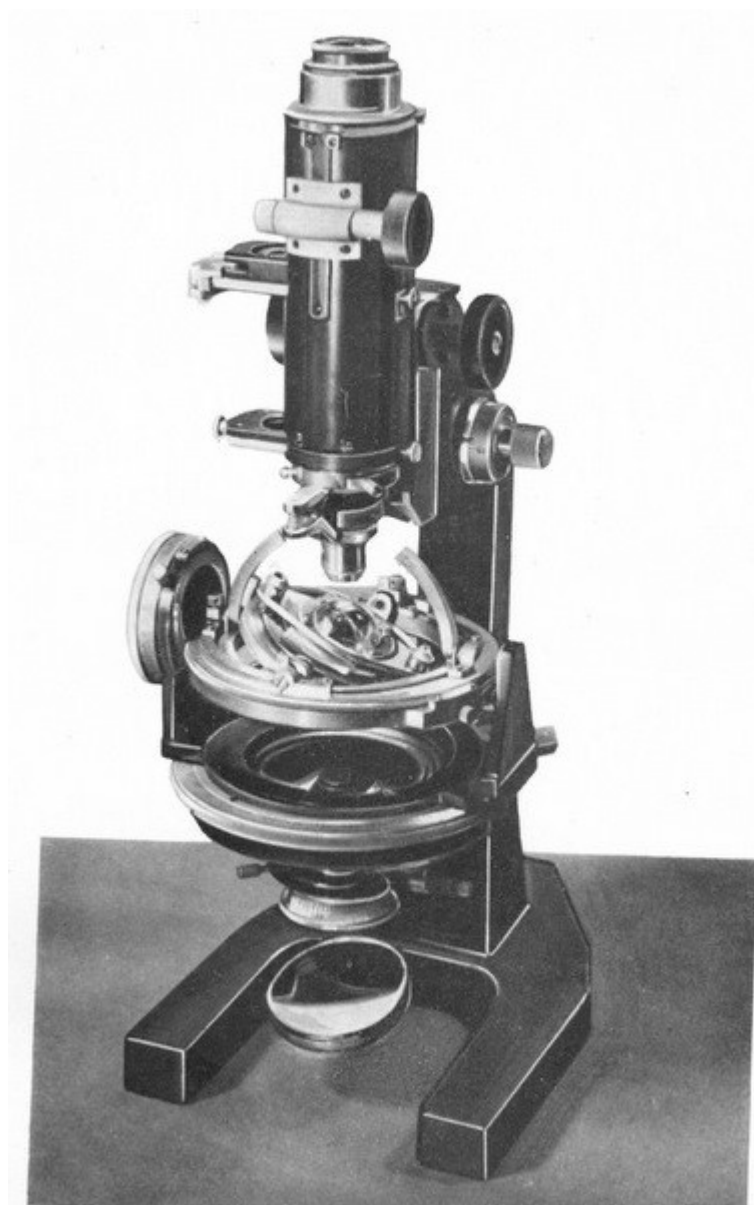
Základní metodou studia mikrostruktur je pozorování výbrusu v petrografickém, polarizačním optickém mikroskopu. Takto jsme schopni rozpoznat minerální fáze a mechanismus deformace, jako BLG, SGR, GBM a usuzovat na podmínky deformace (Passchier & Trouw 2005).

Polarizace světla, všesměrně kmitajícího, vycházejícího ze zdroje a procházejícího výbrusem, je proces usměrnění vlnění světla. Mikroskop má dva na sebe kolmé polarizátory – usměrňovače vlnění. Pokud světlo projde polarizátorem, vychází jako jednotné vlnění. Při průchodu vzorkem se světlo láme, mění rychlost vlnění, vlnovou délku, odpovídající barvu světla. Minerály mají různobarevné projevy za použití jednoho nebo dvou polarizátorů a pleochroické barvy se mohou měnit při otáčení vzorku vůči polarizátorům díky měnícímu se rozdílu rychlostí řádného a mimořádného paprsku, vzniklých rozkladem světla na vzorku.

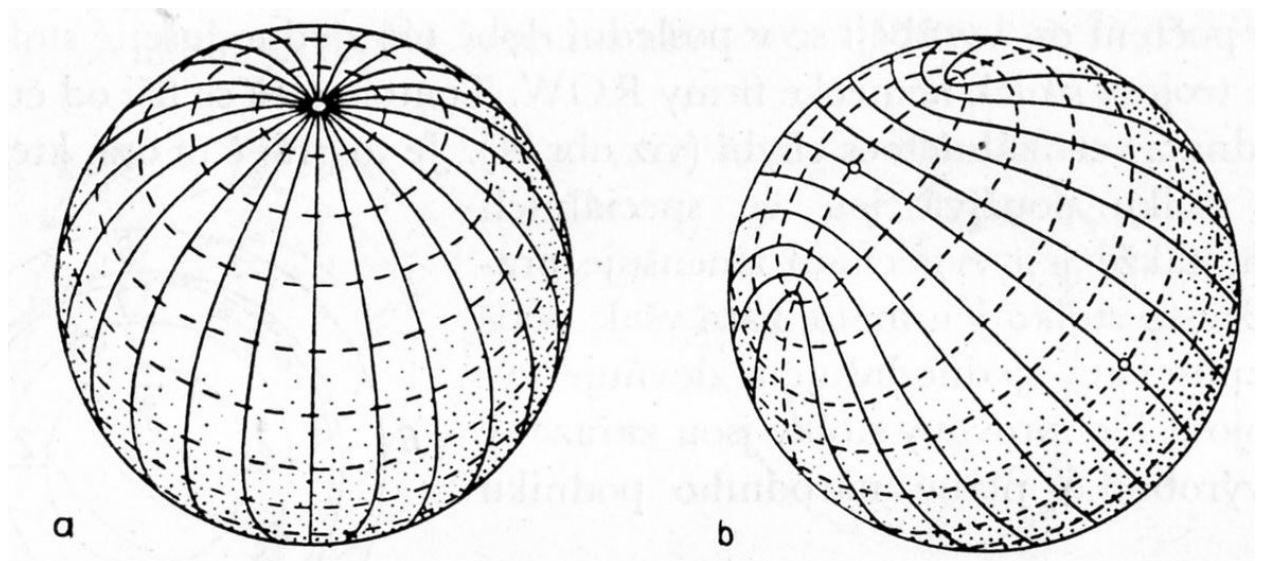
Nicméně samotný polarizační mikroskop nám nedá informace o směru os minerálů.

Jednou z prvních optických metod studia orientace c os jednoosých minerálů byl universální stolek, původní Fjodorovova mikroskopická metoda z roku 1889 byla technicky zdokonalena Maxem Berekem (Berek 1924, Fediuk 1961) (Obrázek 9). Univerzální stolek je přídatné zařízení k polarizačnímu mikroskopu umožňující naklání vzorku. Při studiu minerálů je výhodné pozorovat řez v němž jsou roviny kmitů nikolů rovnoběžné s hlavními optickými osami nebo krystalografickými směry. K tomu abychom převedli minerál z obecného řezu do požadované polohy je třeba minimálně dvou na sebe kolmých os. Fjodorovova metoda se hodí pro řadu úkonů jako je stanovení izotropnosti či anizotropie minerálu, jestli je minerál jednoosý nebo dvojosý, pozitivní nebo negativní, určit polohu hlavních optických směrů (ϵ a ω , α , β a γ) a v neposlední řadě změřit velikost úhlů optických os. Původní stolek měl dvě osy a postupem let byly sestrojeny stolky až šestiosé. Avšak stejně jako u stolku dvojosého se měřily optické osy nezávisle jedna na druhé a pro zjištění jejich vzájemných poloh bylo nezbytné vynášení do stereografické projekce. Pomůckou ke zjišťování správného otáčení osami do poloh hlavních optických směrů je Beerova koule, kulová plocha směrů kmitů (Obrázek 10). Metoda

předpokládá vynášení měření do konturovaného diagramu jako zrnovou texturu, kde má každé zrnno stejnou váhu. Fjodorovova metoda je časově velice náročná (Fediuk 1961).



Obrázek 9: Pětiosý Fjodorovův stolek na mikroskopu. Převzato z Fediuka (1961), foto S. Hatláková.



Obrázek 10: Beerovy koule, (a) jednoosého minerálu, (b) dvojosého minerálu. Převzato z Fediuka (1961).

V současnosti můžeme, za pomoci záznamového zařízení a počítačového softwaru, složením sekvence fotek z polarizačního mikroskopu, určit orientaci c-os křemene, nebo jiných jednoosých minerálů.

3.1 Počítačová polarizační mikroskopie (CIP)

CIP jako optická metoda studia tvarové a mřížkové přednostní orientace nabízí levnou a rychlou alternativu k elektronovým mikroskopům (Heilbronner & Pauli 1993). CIP metoda od roku 1993 prošla drobnými úpravami např. ve sledu a počtu fotek barevných schématech, principiálně zůstává stejná.

3.1.1 Polarizační mikroskop



Obrázek 11: Polarizační mikroskop s počítačovým výstupem na ÚPSG PŘF UK. Foto P. Slunská.

Leštěný vzorek zkoumaný v polarizačním mikroskopu (Obrázek 11) je snímán kamerou, software vyhodnotí 24 různých snímků z jednoho místa na výbrusu a vygeneruje AVA obrázek (*Achsenverteilungsanalyse*-analýzu distribuci os, obrázek zrn kolorovaný dle vybraných parametrů; Sander 1950) a distribuce os se vynese i na pólový obrazec.

Tato optická metoda se omezuje na zjištění orientací pouze c- os jednoosých minerálů, mezi jednoosé anizotropní látky patří všechny minerály s krystalografickou symetrií tetragonální, hexagonální a trigonální.

Minerální fáze se musí ručně separovat-maskovat pomocí softwaru umožňujícího malování a uložení masky jako soubor.raw. Separace zahrnuje kombinaci zkušenosti s rozpoznáváním minerálních fází v optickém mikroskopu a skládání 2-3 vrstev fotek ze série nafocených snímků. Software tato zamaskovaná místa nezapočítává do výsledku.

3.1.2 Optické vlastnosti křemene

Využitím optických vlastností křemene se zjistí azimut a sklon osy c krystalu v záběru fotoaparátu.

Nepolarizované světlo kmitající ve všech rovinách proložených ve směru drah paprsků ze zdroje polarizačního mikroskopu prochází polarizátorem, kde se lineárně polarizuje a kmitá pouze v jedné rovině – předozadní. Dále světlo prostupuje výbrusem, kde dochází k dvojlomu. Vznikají dva na sebe kolmo polarizované paprsky, řádný paprsek ω (ordinární) a mimořádný

paprsek ε (extraordinární). Řádný paprsek se pohybuje minerálem ve všech směrech stejnou rychlostí, u mimořádného paprsku se jeho rychlost mění podle směru ve kterém do minerálu vstoupil.

3.1.3 Dvojlom

Ve směru podél optické osy z (tj. krystalografická osa c) nedochází k dvojlomu světelného paprsku.

Dvojlom je rozdíl indexů (velikosti rychlosti světla) mimořádného (ε) a řádného paprsku (ω) (Chvátal 2002):

$$D = \varepsilon - \omega \quad (11)$$

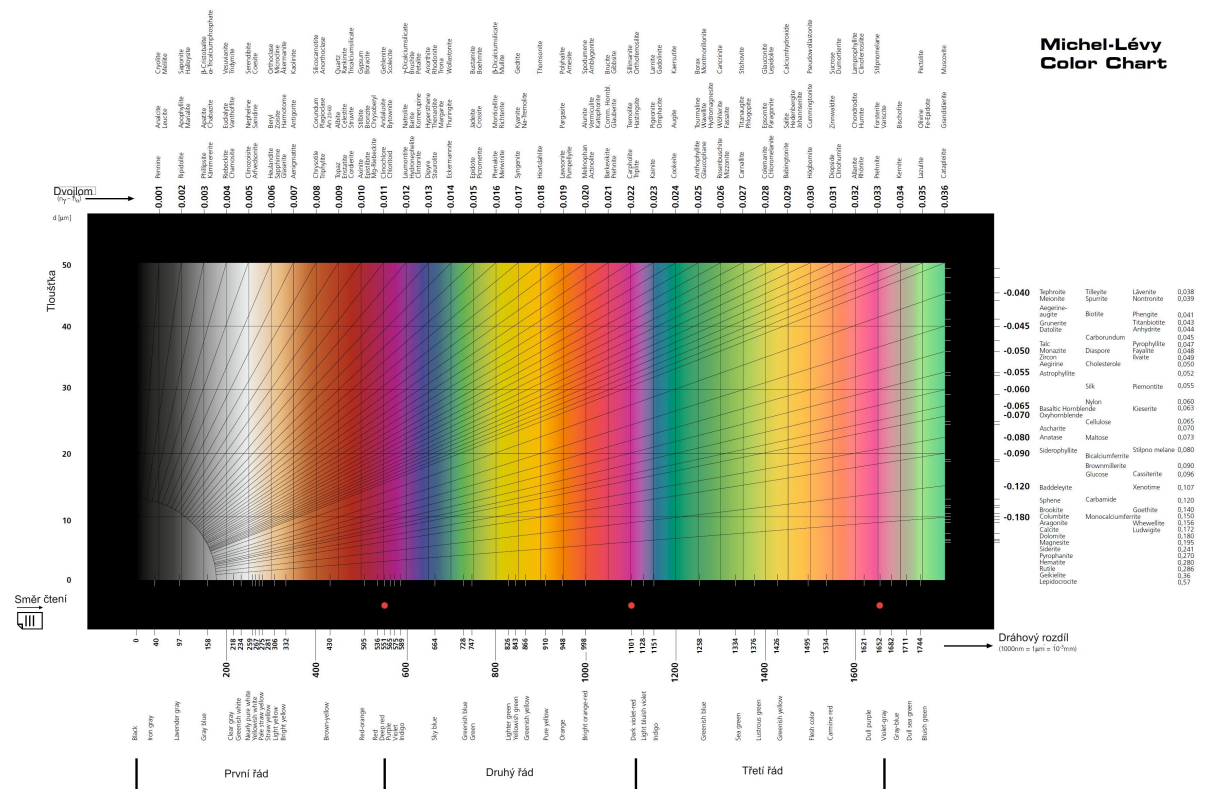
Dvojlom křemene odpovídá $\varepsilon = 1,553$; $\omega = 1,544$; $D = +0,009$

V analyzátoru mikroskopu se oba paprsky složí do stejné roviny kmitu a jejich fázový posun se projeví vznikem interferenčních barev. Analyzátor je stejné zařízení jako polarizátor, ale propouští pouze světlo polarizované v pravolevé rovině mikroskopu.

3.1.4 Interferenční barvy

Interferenčním barvám se věnoval francouzský geolog Auguste Michel-Lévy žijící v letech 1844-1911. Představil schéma interferenčních barev minerálu měnících se v závislosti na tloušťce výbrusu a charakteristickém dvojlomu. Na ose x je dráhový rozdíl [nm]. Jako dráhový rozdíl se označuje vzdálenost, o kterou se liší vzdálenosti uražené dvěma různými paprsky. Dráhovému rozdílu odpovídá konkrétní barva z Lévyho schématu. Na ose y je tloušťka výbrusu v [μm]. Pro lepší orientaci se dělí dráhový rozdíl do několika řádů – úseků (Obrázek 12). Jakou interferenční barvu bude mít určitý minerál při dané tloušťce výbrusu se sleduje ve schématu podle vynesené linie příslušného dvojlomu.

Při pozorování křemenných zrn se zasunutým analyzátozem (jinak řečeno ve zkřížených nikolech) jsou při běžné tloušťce výbrusu okolo 20 μm zrna světla šedá až černá, podle řezu minerálem a tomu odpovídající rychlosti mimořádného paprsku. Při točení stolkem se barva mění – minerál zhasíná, zhasíná přímo podél předozadní a pravolevé polarizační roviny. Pokud křemen zůstává po celou dobu zhasnutý, díváme se na řez kolmý na jeho optickou osu z , krystalovou osu c .



Obrázek 12: Tabulka interferenčních barev. Převzato z http://www.zeiss.com/industry/pol_levy.pdf.

3.1.5 Kompenzátory

Pro lepší představu jakou mají zrna orientaci nám poslouží kompenzátor zasunutý 45° vůči předozadní rovině. Běžně se zasouvá zepředu po pravé ruce. Kompenzátor, sádrovcová λ destička, změní vlnovou délku procházejícího polarizovaného světla, zpomalí ho, tím naroste dráhový rozdíl a interferenční barvy křemene se posunou do vyššího řádu. Zpoždění lambda destičky mimořádného od řádného paprsku je 560 nm.

3.1.6 Konoskopický obrázek

Různým orientacím c-os odpovídají barvy zrn odstínů modré žluté a červené prvního řádu. Orientaci vyčteme z konoskopického obrázku křemene, kde červená prvního řádu koresponduje s pravolevou, předozadní rovinou a středem konoskopického obrázku. V první a třetí čtvrtině konoskopického obrázku jsou odstíny modré a v druhé a čtvrté čtvrtině jsou odstíny žluté. Konoskopický obrázek může sloužit jako vyhledávací tabulka orientace c os – LUT (lookup table), funguje jako funkce s omezeným definičním oborem

Pozorování konoskopického obrázku se provádí při největším zvětšení objektivu, se zasunutou Bertrandovou čočkou, v řezech kolmých k optické ose u jednoosých minerálů. Bertrandova čočka upravuje chod paprsků v mikroskopu na sbíhavý (konoskop).

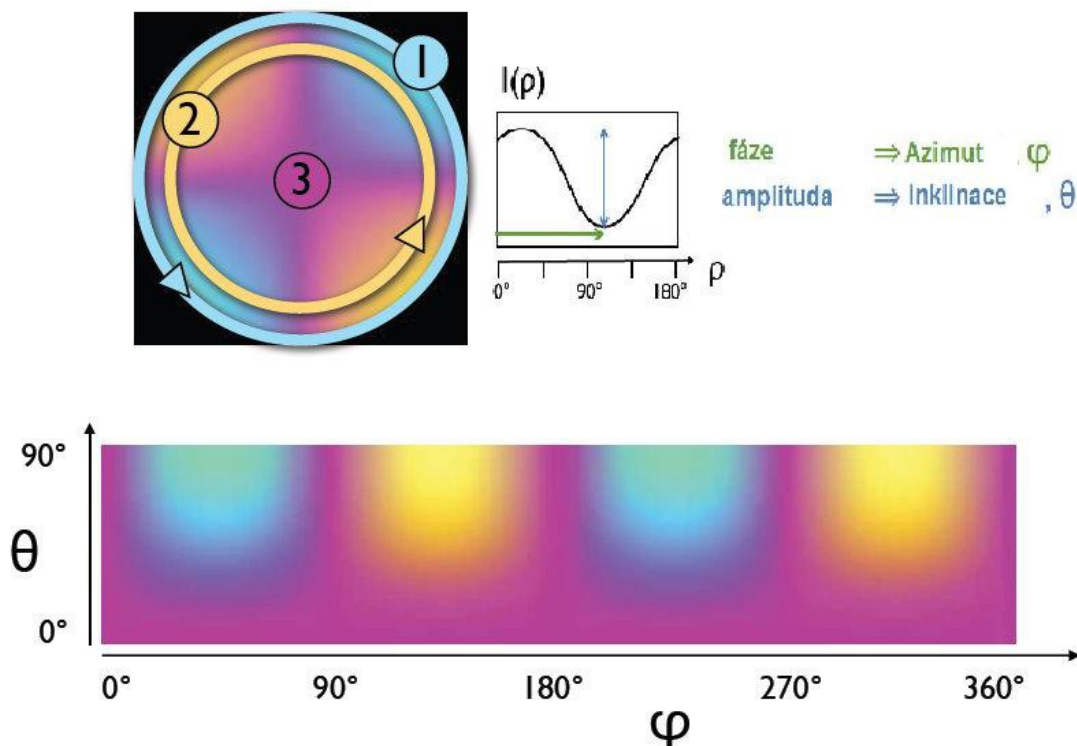
Nalezneme-li zrno, které bude mít červenou barvu prvního řádu po celou dobu otáčení stolcem, díváme se na zrno s řezem kolmým na optickou osu. Zrno nezhasí.

3.1.7 Zhášení

V případě, že zrno zhaselo při otáčení stolcem bez kompenzátoru, budou se měnit jeho barvy při otáčení stolcem se zasunutým kompenzátozem v možných sledech: modrá, červená, žlutá, červená, modrá, červená, žlutá, červená až se vrátí do původní polohy počáteční modré (Obrázek 13).

V jiném případě může mít zrno počáteční orientaci spadající do žluté barvy a prochází při točení stolcem sledem barev žlutá, červená, modrá, červená, žlutá, červená, modrá, červená a zpět ke žluté.

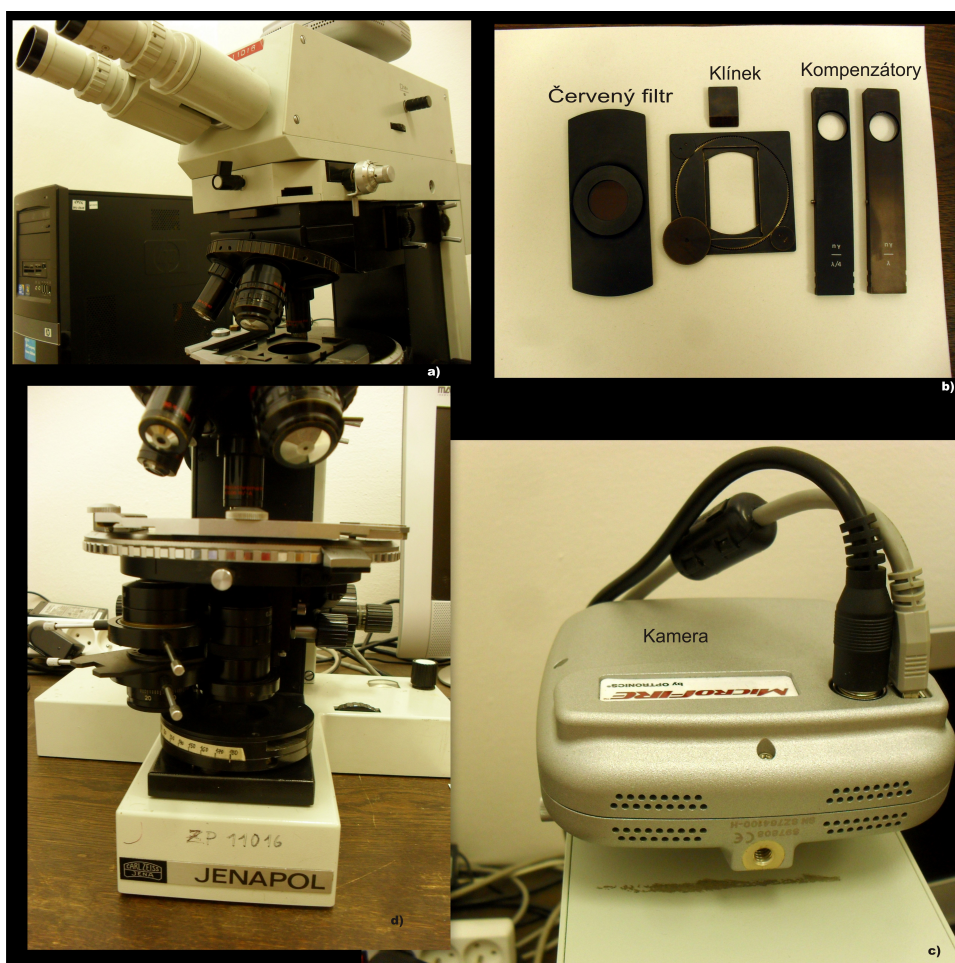
Při nafocení těchto sledů a intenzity barev pro každé zrno, nám může počítač vyhodnotit azimut a směr sklonu osy c . V případě počáteční modré barvy víme, že osa c může mít azimut mezi 0° - 90° a také 180° - 270° . V případě počáteční žluté barvy může být azimut osy c v rozmezí 90° - 180° a 270° - 0° .



Obrázek 13: Cyklus interferenčních barev při otáčení vzorku. Převzato z cipPRG_screen.pdf (Renée Heilbronner, Praha 2011), upraveno.

3.1.8 Naklánění výbrusu

Abychom rozeznali, do kterého kvadrantu osa c míří využíváme dalších dvou pohledů, fotografií. Snímky vytvoříme podložním výbrusu klínkem (Obrázek 14) v první fotce ve směru pravolevém a při druhé fotce podložíme výbrus klínkem ve směru předozadním. Podložním výbrusu se změní rychlost mimořádného paprsku a tím i interferenční barva. Barvy se podložním překloupí podle rovin předozadní a pravolevé. Kombinací výsledných barev zjistíme kvadrant azimutu c- osy.



Obrázek 14: (a) (d) detail CIP (b) příslušenství (c) kamera. Foto P. Sluská.

Aby zůstal výřez z výbrusu, který analyzujeme a snímáme fotoaparátem, co největší a my nemuseli ořezávat na sebe nesedící rohy, které by vznikaly při fixovaných polarizátorech a pohybujícím se vzorkem. Fotíme fixovaný výbrus a otáčíme polarizátory, které zůstávají na sebe kolmé. I tak při prohlížení fotografické série vidíme, že fotky se musí upravovat, posouvat. To je způsobeno nepatrným úklonem na polarizátorech (asi 4°), který redukuje odrazy a klínkem podložené fotky také přímo nesedí a musí se ručně posunout zrno nad zrno.

Ze škály odstínů žluté a modré, mění se od okraje ke středu konoskopického obrázku, můžeme odečíst i sklon osy c.

3.1.9 Cirkulární polarizace

Dalším postupem jak získat data pro určení sklonu osy je cirkulární polarizace. Škály odstínů šedé při cirkulární polarizaci lze dosáhnout dvěma způsoby. V prvním, mechanickém postupu, otáčíme na sebe kolnými polarizátory např. po 10° a zároveň tyto kroky fotíme, výsledné odstíny šedi sečteme a jejich průměr nám určí hodnotu šedi značící sklon osy. LUT cirkulární polarizace je ve středu černá přechází ve světlejší odstíny šedi směrem k okraji. Druhou možností, jak docílit cirkulární polarizace je rozkmitání paprsku světla do kruhové spirály díky dvěma zasunutým $\lambda/4$ kompenzátorům.

3.2 Difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD)

Jinou možností zjištění orientací os minerálů jsou difrakční metody elektronové mikroskopie (Passchier & Trouw 2005).

3.2.1 Difrakce

Difrakce je ohyb světla procházejícího štěrbinou, za kterou se na stínítku tvoří světlé a tmavé proužky různé šířky.

Elektronový mikroskop využívá chování elektronů, duálního charakteru částice a vlny (de Broglie 1924).

Elektronové mikroskopy mají lepší rozlišovací schopnost oproti optickým mikroskopům díky kratší vlnové délce elektronů oproti fotonům (550 nm bílé světlo versus 0,004 nm elektronové záření).

EBSD je metoda difrakce zpět odražených elektronů. Po dopadu proudu rychlých elektronů na povrch výbrusu dochází k interakci primárního svazku rychlých elektronů s pevnou látkou, které jsou zdrojem informací o analyzované látce (Obrázek 15). Primární elektrony, urychlené na rychlost srovnatelnou s rychlostí světla, naráží na atomy zkoumaného vzorku a dochází k jejich rozptylu (Dolníček 2005).



Obrázek 15: Interakce primárního svazku rychlých elektronů s pevnou látkou. Převzato z Dolníčka (2005).

3.2.2 Odražené elektrony

Odražené elektrony se pružně odrazí od atomů vzorku bez ztráty své rychlosti. Energie odražených elektronů se pohybuje kolem 50 eV.

Pokud elektron předá atomu část své energie a dále se pohybuje s nižší kinetickou energií (dojde k nepružnému rozptylu), dochází k ionizaci atomu vzorku a k uvolňování sekundárních elektronů. Energie sekundárních elektronů je nižší, řádově v desítkách až jednotkách eV. Sekundární elektrony se uvolňují jen z velmi tenké povrchové vrstvy vzorku. Část primárních elektronů je vzorkem pohlcena (absorbované elektrony) (Obrázek 15). Množství absorbovaných elektronů je závislé na velikosti proudu vzorkem a také na chemickém složení vzorku (čím větší je protonové číslo atomů ve vzorku, tím více elektronů se absorbuje). Pokud je vzorek dostatečně tenký, část elektronů jím projde (prošlé elektrony) a může nebo nemusí dojít k elastickému rozptylu primárního svazku, tj. k vychýlení letících elektronů z jejich původního směru.

Dalším jevem, ke kterému dochází v místě dopadu primárního svazku elektronů, je vznik rentgenového záření (RTG) o vlnové délce 0,01 až 10 pm. Energie fotonů RTG záření je 0,1-100 keV.

Rentgenové spektrum, emitované vzorkem, je tvořeno sérií spektrálních čar, jejichž poloha (vlnová délka) je charakteristická vždy pro určitý prvek (tzv. charakteristické záření). Kromě toho je vždy přítomna i spojitá složka, která tvoří pozadí (šum). RTG záření je produkováno z povrchové vrstvy vzorku o síle prvních jednotek mikrometrů. V některých případech se může energie vyzářit i ve formě infračerveného, ultrafialového nebo viditelného záření. Hovoříme o tzv. katodoluminiscenci (resp. katodové luminiscenci) (Dolníček 2005).

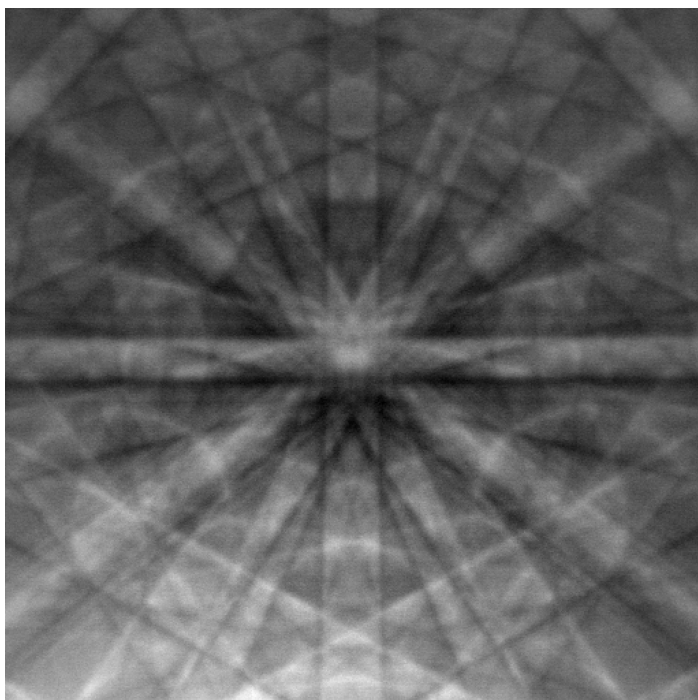
3.2.3 Elektronový mikroskop

Čočku, zaostřování, elektronových mikroskopů reprezentuje rotačně symetrické magnetické pole (Maitland & Sitzman 2007).

Zdrojem elektronů je žhavená katoda (W drát nebo tyčinka z hexaboridu lanthanu LaB6). Svazek elektronů je usměrněn elektronovou optikou. Těsně nad vzorkem je defleční cívka, která vychyluje svazek tak, že přejíždí po řádcích vybranou plochu ze vzorku. (Dolníček 2005, Maitland & Sitzman 2007).

Metoda je také známa jako BKD, *backscatter Kikuchi diffraction*, mikroskopická metoda zjišťování orientací ploch minerálů. Identifikuje sedm krystalových systémů, využívá se i ke zjištění fyzikálně chemické povahy, odhalení defektů, k morfologickým studiím. Tato metoda byla vynalezena za přispění rentgenové difrakce (Authier 2012), neutronové difrakce (Shull 1995).

3.2.4 Kikuchiho pásy

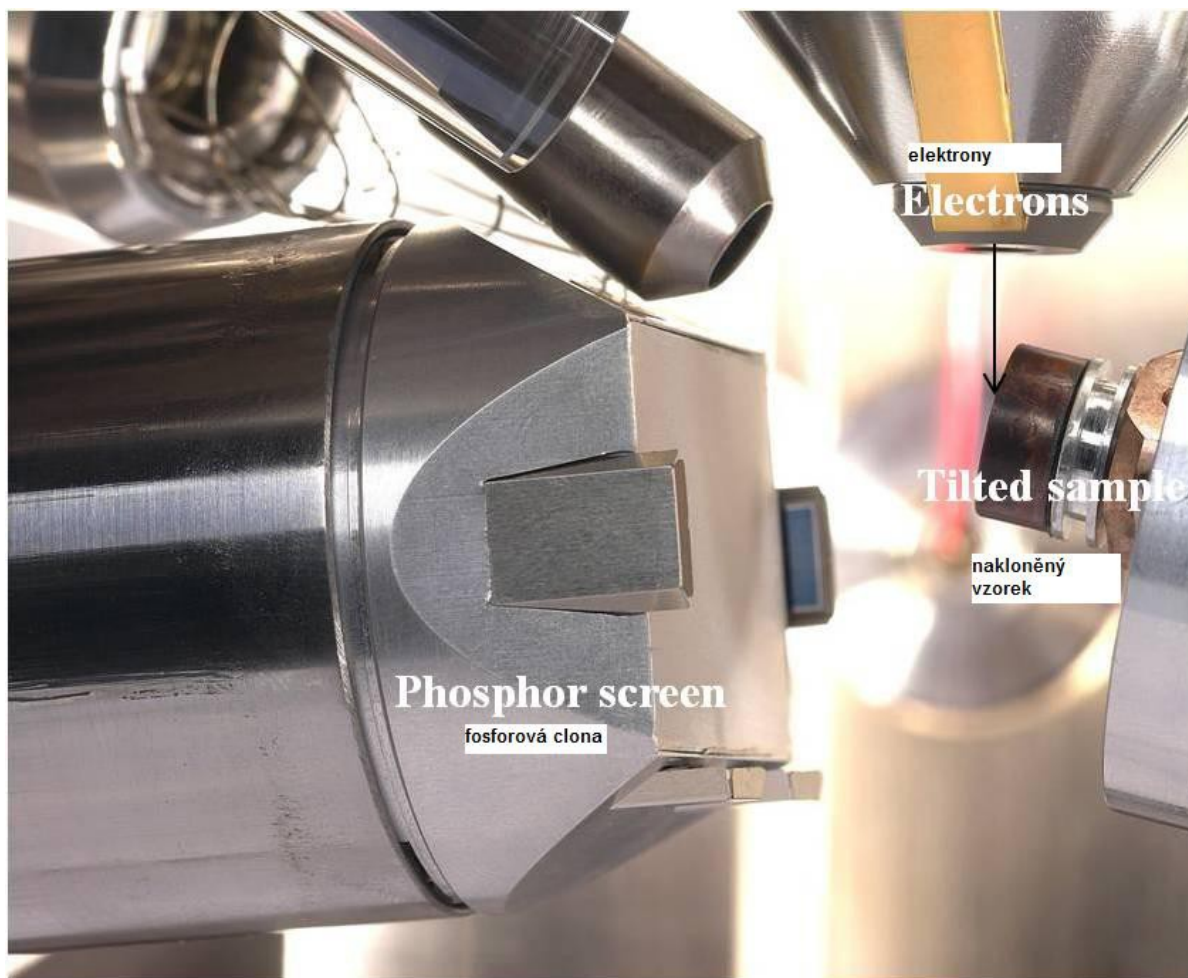


Obrázek 16: Difrakční vzor zpětně odražených elektronů křemíku. Foto *nickname BenBritton* z WikiCommons.

Soubor dat získaných naskenováním vzorového krystalu software porovná se vzory Kikuchiho pásů (Kikuchi 1928) studovaného vzorku a vydá informace o orientaci všech os.

Detekční soustava EBSD je fosforové stínítko osvětlované odraženými elektrony ze vzorku, které tvoří difrakční vzor (Obrázek 16).

Pro záznam difrakčního vzoru na fosforové cloně slouží CCD (*charge coupled device*) kamera spolu s optikou (Obrázek 17).



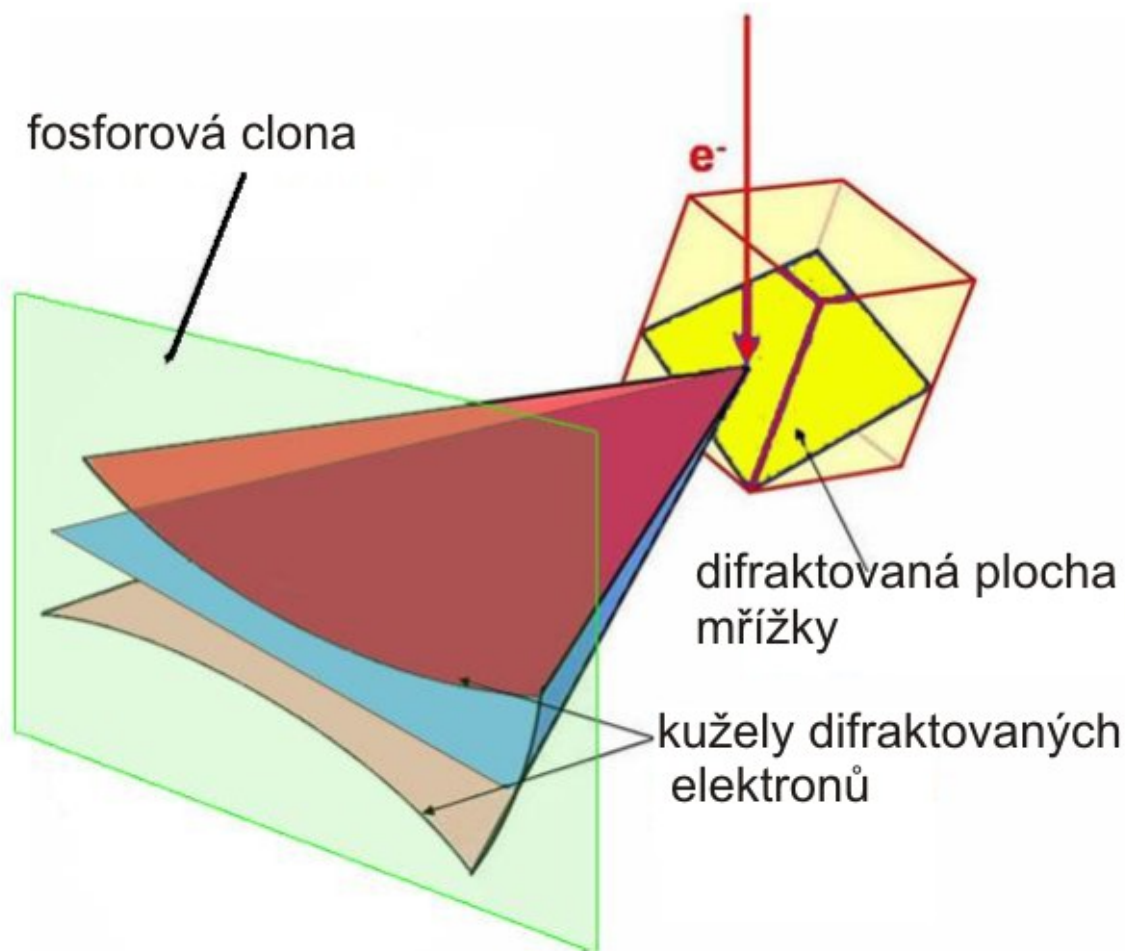
Obrázek 17: Snímací zařízení EBSD. Převzato z www.ebsd.com, upraveno.

Elektronový paprsek je veden na místo určení pod úhlem o 70° ukloněným vůči horizontále. Rozlišení EBSD je až 10nm, úhlové rozlišení $\sim 0.2^\circ$.

Braggova rovnice vyjadřuje difrakci, ohyb na rovinách krystalů vzdálených navzájem o délku d , vlnových délkách λ , a difrakčním úhlu θ , n je celé číslo – násobek vlnové délky, representuje řád difrakce.

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (12)$$

Difraktované elektrony tvoří soubory dvojic velkoúhlových kuželoploch vztahujících se ke každé difrakční rovině (Obrázek 18).



Obrázek 18: Vztah kuželových ploch, plochy mřížky krystalu a fosforové clony při difrakci. Převzato z www.ebsd.com, upraveno.

Obraz vznikající na fluorescenční stěně produkuje charakteristické Kikuchiho pásy, difrakční vzory odražených elektronů (Kikuchi 1928). Tyto pásy mohou být indexovány Millerovými symboly pro každou snímanou krystalovou plochu.

Tloušťka Kikuschiho pásu je závislá na vzdálenosti vzorku od snímače, vlnové délce a nepřímo úměrná vzdálenosti dvou krystalových ploch. Čím je Kikuschiho pás užší, tím jsou od sebe krystalové plochy vzdálenější.

Krystalovou orientaci vypočítává software z digitalizovaných Kikuchiho pásů snímaných CCD kamerou transformací koordinát (x,y) difrakčních vzorů a koordinát (ρ,θ) Houghova prostoru. Kde ρ je vzdálenost od centra (v gnomonické projekci) a θ je Braggův úhel (úhel rozptylu) (Duada & Hart 1972):

$$\rho = x \cos \theta + y \sin \theta \quad (13)$$

3.2.5 Využití EBSD

EBSD umožňuje vizualizaci minerálních fází, velikost zrn, zrnovou a subzrnovou distribuci. Přesnou identifikaci minoritních fází, uspokojivé statistiky za použití i za automatického snímání. Příprava vzorku je časově náročná a samotné snímání je finančně i časově nákladné (Maitland & Sitzman 2007).

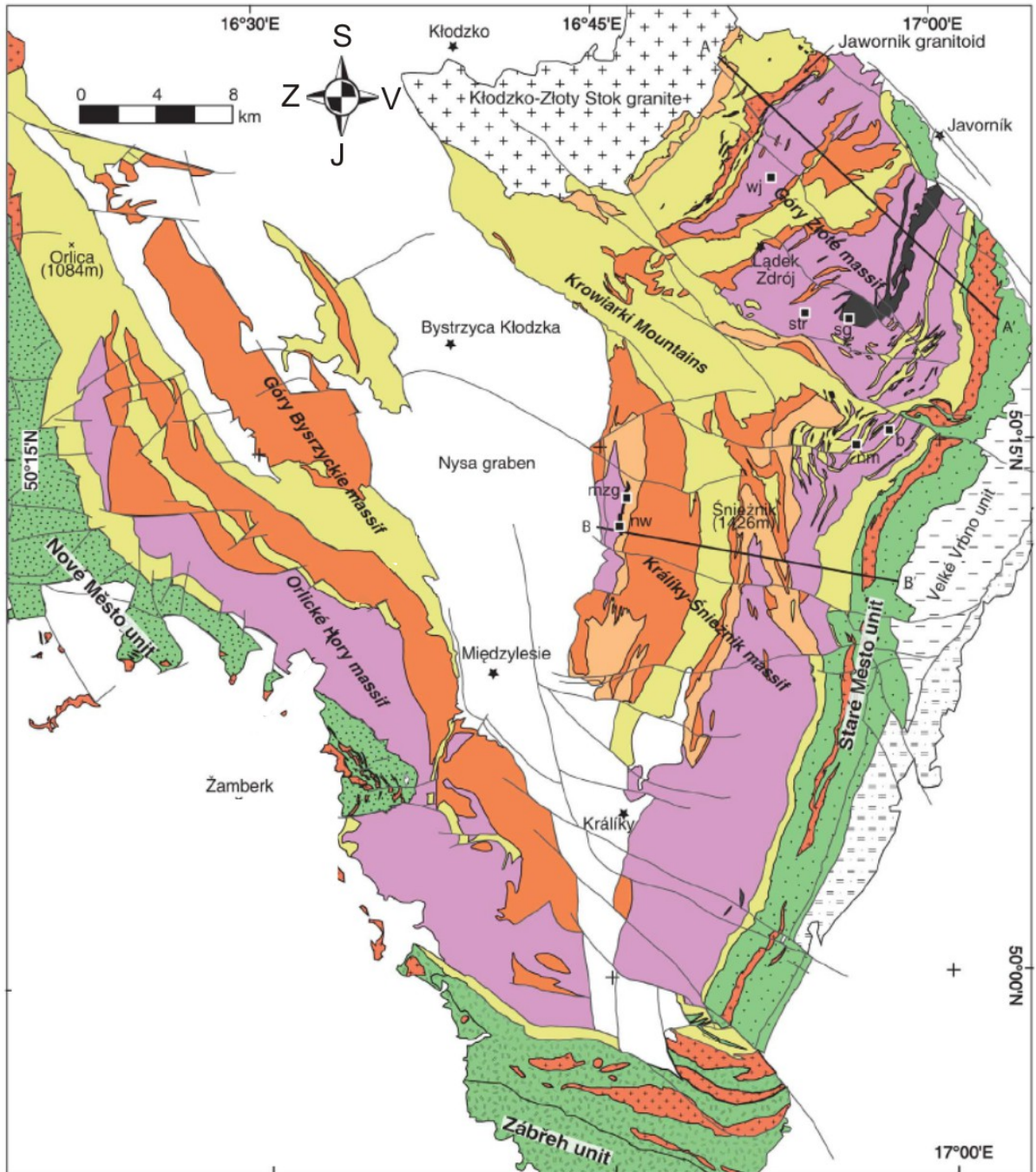
Vzorek určený na EBSD analýzu musí projít mechanickým a chemickým leštěním a pokrývá se napařeným uhlíkem.

Doba, kterou potřebuje EBSD na vyhodnocení výsledků orientace c os křemene, je mnohonásobně delší než při použití CIP. Výsledky se stejným, nebo podobně hustým krokem jako CIP, by EBSD zpracovávalo cca 14 dní nonstop provozu a cena by se mohla vyšplhat na 150 000 Kč.

4 Geologická charakteristika odebraných vzorků

4.1 Geologický rámec Českého masivu

Dnešní pohled na variský vývoj Českého masivu může být shrnut jako výsledek spodně devonské subdukce saxothuringického oceánu pod východnější kontinentální desku zastoupenou dnešní tepelsko-barrandienskou jednotkou a moldanubikem (Schulmann et al. 2009). V průběhu středního devonu se exhumovaly saxothuringické sledy pasivního okraje a relikty ordovické oceánské kůry a dál na východě se na tepelsko-barrandienské kůře formovala předoblouková pánev a magmatický oblouk. Zaobloukový region – budoucí moldanubikum – byl postižen litosférickým ztenčováním, které okrajově postihlo i východní kontinentální kůru brunie. Uzavírání saxothuringického oceánu bylo následováno kontinentální kolizí spojenou s podstatným ztluštěním oblasti magmatického oblouku, zaobloukové pánve a rozvojem orogenního kořenového systému uvnitř svrchní desky. Masivní zkrácení orogenního kořenu vedlo k výrazným vertikálním pohybům, výměně korových hmot a extruzi orogenní spodní kůry do svrchních úrovní orogenu (Schulmann et al. 2008). Během této etapy také došlo k porušení suprastruktury (svrchněkorového pokryvu), což umožnilo výraznou exhumaci středně- a spodně korového materiálu – infrastruktury za přispění bočních sil, vertikálního zatížení, gravitační redistribuce a eroze (Culshaw et al. 2006, Chopin et al. 2012) (Obrázek 19). Chopin et al (2012) hledí na moldanubikum, jako na recyklovaný okraj saxothuringika.



Orlicko sněžnický dóm (OSD)

OSD obalové jednotky

- metasedimentární a metavulkanické horniny
- metasedimentární a metavulkanické horniny
- ultrabazické horniny a migmatity

OSD jaderné jednotky

- metasediment. a metavulkanické h
- okaté ortoruly až páskované ruly
- páskované ruly až mylonitické ortoruly
- migmatické ortoruly

OSD (U)HP

- granulity
- eklogity
- granodiorit

Brunie

- metagranity, metasedimentární a metavulkanické horniny

- pozdní variské granity

- Město

Obrázek 19: Litologická mapa OSD. Převzato z Chopina (2012), upraveno.

4.2 Orlicko-kladská klenba

Orlicko-kladská klenba (OSD) je názvoslovným ekvivalentem *Orlica Snieznik complex*, nachází se na území Polska a České republiky. Je nevýhodnější jednotkou západních sudet - lugika, ohraničenou labským a sudetským zlomem (Opletal et al. 1980).

Matte (1991) koreluje OSD s gřohlskými rulami moldanubické zóny, Franke (1989) klenbu považuje jako hlubší strukturní patro tepelsko-barrandienské oblasti, Kossmat (1927) považuje OSD za východní prodloužení saxothuringika. OSD rozdělil Misař (1983) kvůli nejasnostem charakteru tektonické a intruzivní hranice na orlicko-kladské krystalinikum, původní jádro klenby, a na krystalické jednotky na periferiích klenby. Jsou to periferní krystalinika novoměstské, zábřežské a staroměstské. Novoměstské krystalinikum odděluje na SV od nadložní stroňské skupiny orlicko-kladského krystalinika olešnicko-uhřínovské nasunutí. Je tvořeno chloriticko – muskovitickými, biotiticko - muskovitickými fylity, místy s granátem (novoměstské fylity), metadrob, fylitických drob a páskovaných fylitů (Misař 1963). Zábřežské krystalinikum leží v podloží novoměstské skupiny a je tvořeno převážně biotickými pararulami, které jsou často prostoupeny drobnými tělesy granitoidů až křemenných dioritů, dále staurolitickými svory a méně kvarcity a amfibolity (Opletal et al. 1980). Na jihu hraničí s kulmskými sedimenty a na JV se noří po křídě. Staroměstské krystalinikum je na V přesunuto přes silesikum, na Z leží v tektonickém podloží orlicko-kladského krystalinika, na J je ohraničeno bušínským zlomem. Je tvořeno několika SV-JZ směřujícími horninovými pásy mylonitických gaber, granodioritů až tonalitů a migmatitizovaných amfibolitů s malými tělesy spinelových peridotitů. OSD je složen z rul a břidlic prošlých metamorfózou středních až vysokých podmínek.

Na území České republiky najdeme sněžnickou ortorulovou a nadložní svorovou stroňskou skupinu. V Polsku jsou ortoruly sněžnické skupiny popisovány jako okaté ruly (na jihu) a ruly (na severu). V neoproterozoické stroňské skupině nalézáme i několik metrů mocné polohy dolomitických mramorů až dolomitů.

Mazur et al (2003) věří, že novoměstské fylity, zábřežské krytsalinikum a Železné hory jsou pokračováním tepelsko-barrandienského bloku a díky výskytu mafických hornin s charakterem MORB chemismu na kontaktu jednotky novoměstských fylitů a OSD předpokládá suturu mezi moldanubikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou.

4.3 Stáří OSD

OSD je reprezentován neoproterozoickými až spodnopaleozoickými metasedimenty, do kterých intrudovaly kambrické až ordovické granitoidy (Kröner et al. 2001, Kröner et al. 2000b,

Oliver et al. 1993) metamorfované na konci svrchního karbonu v amfibolitové facii (Turniak et al. 2000). Obsahuje tělesa variských granulitů a eklogitů (Borkowska et al. 1990, Brueckner et al. 1991, Steltenpohl et al. 1993).

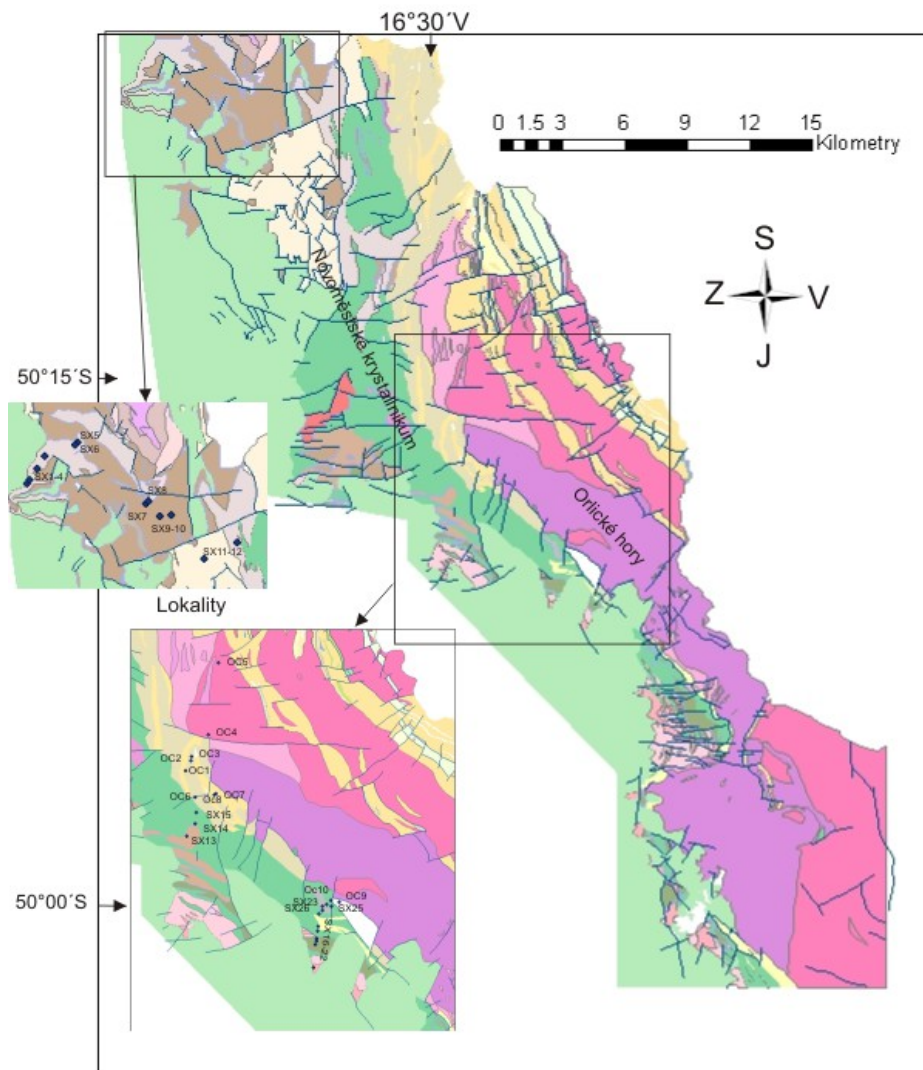
Podle Dona (1990) mají eklogity rysy neshodující se sněžnickými rulami, ale mají lineaci, jako amfibolitové slupky, a považuje eklogity za xenolity odvozené ze spodního podloží transportovaného při střednědevonské metamorfní události. Štípská et al. (2004) nahlíží na granulity eklogitové facie v Rychlebských horách, jako na extruzi spodní kůry během variské orogeneze.

Podzň variský granodioritový pluton odděluje polské *Góry Bardzkie*, nemetamorfovanou paleozoickou sérii na severu a severo-západě dómu, a klodzkou epimetamorfní jednotku ležící na severozápadě OSD od stroňské formace ležící směrem na jih.

4.4 Obalové jednotky

4.4.1 Novoměstské krystalinikum

Novoměstské krystalinikum odděluje na SV od nadložní stroňské skupiny orlicko-kladského krystalinika olešnicko-uhřínovské nasunutí. Úzké vertikální a laterální faciální vztahy se zábřežským krystalinikem vedou k označení (Opletal et al. 1980) novoměstsko-zábřežská série, ale rozdílné litologie je rozlišují na dvě oddělená krystalinika (Mísař et al. 1983). V novoměstské skupině vyčlenili Opletal a Domečka (1976) dvě souvrství. Spodní je tvořeno chloriticko - muskovitickými nebo biotiticko - muskovitickými fylity, místy s granátem. Svrchní souvrství se skládá z metadrob, fylitických drob a páskovaných fylitů. Tato souvrství nejsou od sebe ostře oddělena, jejich styk je vyznačen pozvolným přechodem sedimentace pelitické v peliticko-psemitickou. Sedimentace obou souvrství byla doprovázena bazickým vulkanismem. Novoměstské krystalinikum ve spodním souvrství zastoupené monotónním výskytem bioticko-muskovitickými a chlorito-muskovitickými fylity – novoměstskými fylity a svrchního souvrství s páskovanými metadrobami a metapelity. V obou souvrstvích je patrný bazický vulkanismus, dnes epidotických amfibolitů a zoisit-amfibolických břidelic (Mísař et al. 1983). Stupeň kadomské progresivní regionální metamorfózy klesá směrem k JZ do podloží křídý (Mísař et al. 1983). Granitoidní masívy novoměstského krystalinika připadají do konce orogenního cyklu 360-390 milionů let, jsou tvořeny leukokratním albitickým granodioritem (Domečka & Opletal 1972, Dudek & Fediuk 1956).



Legenda, orlický okraj OSD

— zlomy

polygony

Index

307	Sílnovec písčitý, jílovec spongiilitický	892	svor, rula	945	vápenec, krystalický dolomit
315	pískovec křemenný, glaukonitický	893	metakvarceratofyr, amfibolit	947	amfibolit, rula
329	slépenec, brekciovitý slépenec	896	masivní pararula	948	svor, rula
341	prachovec, jílovec prachovec	897	perlová migmatická rula	949	svor, rula
844	fyliť	927	porfyroid	1501	granodioritový porfyrit
875	porfyroid	931	rula, hrubě okatá	1502	laprofyroidy
878	fyliť	932	rula, jemnozrná, zrnito šupinatá	1503	granodiorit
879	metadoba, fyliť	933	rula, drobnozrná, zrnito plástevnatá	1504	albitický granodiorit, usměřený
884	fyliť	934	rula, středně zrnitá	1506	perlová rula
887	metakvarceratofyr, fyliť	939	svor, rula	1507	granit, granodiorit
891	amfibolit, gabroamfibolit	940	svor	1508	granit, granodiorit
		941	svor, fylonit	1509	tonalit
		942	svor, kvarcit	1511	serpentinit, ultrabazika
		944	kvarciz	2124	granit, granodiorit

Obrázek 20: Mapa západního okraje OSD, lokalizace odebraných vzorků. Podle www.mapy.geology.cz (bližší specifikace litologií lze vyhledat dle čísel indexů online).

4.4.2 Zábřežské krystalinikum

Zábřežské krystalinikum vymezuje Misař (1963) ze SV bušinským zlomem a na S přechází zábřežské krystalinikum do podloží novoměstské série. Na jihu hraničí s kulmskými sedimenty a na JV se noří po křídě. Leží v podloží novoměstské skupiny a je tvořeno převážně biotitickými pararulami, které jsou často prostoupeny drobnými tělesy granitoidů až křemenných dioritů, dále staurolitickými svory a méně kvarcity a amfibolity, které se obvykle vyskytují na stratigrafickém rozhraní mezi novoměstskou a zábřežskou skupinou (Opletal et al. 1980). Přejed novoměstského krystalinika a zábřežského krystalinika byl pozorován v údolí Zdobnice a Javornického potoka. Tam novoměstské fylity přechází do masivních zábřežských biotitických pararul. Pararulami pronikají tělesa granodioritů a křemenných dioritů až tonalitů v pásu tvořených lemy perlových rul, perly jsou tvořeny plagioklasem An 30-32 (Opletal et al. 1980).

4.4.3 Staroměstské krystalinikum

Staroměstské krystalinikum je na V přesunuto přes silesikum, na Z leží v tektonickém podloží orlicko-kladského krystalinika, na J je ohraničeno bušinským zlomem a na S je omezen okrajovým zlomem lugika. Představuje severní pokračování moldanubické násunové zóny (Suess 1912). Je tvořeno několika SV-JZ směřujícími horninovými pásy. Bází (z V na Z) utváří částečně migmatizovaný komplex s malými tělesy spinelových peridotitů. Směrem do nadloží se objevují tonalit - granodioritové žíly, dále poloha mylonitických gaber a nakonec retrogresované břidlice a metavulkanity. Variské syntektonické tonalitové a granodioritové na žíly byly datovány (Parry et al. 1997) na 340 Ma. Metamorfní stupeň staroměstského krystalinika odpovídá amfibolitové faci. Osa klenby staroměstského krystalinika je orientována SSV-JJZ. Je složeno pruhem metagaber 504.9 \pm 1 Ma let (Kröner et al. 2000a, Kröner et al. 2000b), lemovaným intruzivním tonalitem, a živcem bohaté vrstvené amfibolity (503 \pm 2 Ma let) (Kröner et al. 2000a, Kröner et al. 2000b) směrem k východu. Tento pruh tonalitové intruze a pruh amfibolitů lemují z obou stran SSV-JJZ orientované protáhlé polohy svorů, rul a migmatitů se stářím přetavení okolo 503 Ma let (Kröner et al. 2000a, Kröner et al. 2000b). Štípská et al. (2001) vidí staroměstské krystalinikum jako kambro-ordovický kontinentální paleoproterif (před 500 Ma let) s velmi teplou geotermou tvořený gabrovými intruzemi a nadložními amfiboly, který během 140 milionů let chladnutí a tuhnutí tvořil tuhou heterogenní masu s rostoucí integrovanou pevností větší než OSD. Dóm má také teplou geotermu odhadovanou podle intruzí granitoidů, tzn. ztluštěnou granitickou polohu s vysokou tepelnou radioaktivní produkcí se stářím kambro-ordovickým 480-522 Ma let (Kröner et al. 2000b).

Jednotka silesika byla období riftingu (500 Ma let až počátek variské konvergence-360 Ma let) konstantně rigidní a silesikum se standardní geotermou je na počátku chladnutí SM protoriftu pevnější, ale po cca 63 milionech let chladnutí SM nabývá větší integrované pevnosti než silesikum (Štípská et al. 2001).

5 Metodika práce

5.1 Vzorky použité při testování

Mým úkolem v rámci diplomové práce bylo testování a kalibrace optického a kamerového vybavení za účelem ověření přesnosti a spolehlivosti získaných dat. Jako nezávislé měření posloužila EBSD data získaná ze stejných částí studovaných výbrusů.

5.1.1 Strategie výběru vzorků

Vzorky použité pro testování metodiky kvantitativní kolerace texturních dat získaných metodami CIP a EBSD, byly odebrány na profilu potoků Hvězdná a Zdobnice u Rokytnice v Orlických horách na kontaktu orlicko-kladské klenby a jejího pláště (Obrázek 20). Terénní studium prokázalo existenci výrazné západo-vergentní poklesové střížné zóny podél zmíněného kontaktu a deformované ortoruly vykazují makroskopickou superpozici více deformačních událostí.

V kontaktní zóně ortorul klenby a novoměstských fylitů pláště klenby mi šlo o zachycení teplotního a deformačního gradientu. V jaderné části dómu jsem očekávala hrubozrnnou ortorulu a směrem k fylitické obalové jednotce záznam deformační historie projevující se přednostní orientací zrn. Jako referenční záznam poslední velké deformační události jsme odebrali vzorky z křemenných žil.

5.1.2 Popis vzorků

Lokality měření strukturních dat a případný odběr orientovaných vzorků a vzorků určených k petrologickým analýzám byly převážně v zářezech potoků Hvězdná a Zdobnice u Rokytnice v Orlických horách, strukturní měření z lokalit (viz Příloha – 9.2, Terénní deník). Vzorky a lokality z obalových jednotek převážně fylitového charakteru OSD byly značeny jako SX₍₁₋₂₅₎ a ortoruly, svory, amfibolity jádra klenby byly značeny jako OC₍₁₋₁₀₎ (Obrázek 20). Pokud byly z lokality odebrány dva vzorky přidal se ke vzorku písmena A,B.

Orientovaným výbrusům byly přiřazeny indexy XZ a YZ. Řez XZ je paralelní s lineací kolmý na foliaci. Řez YZ je kolmý k lineaci i foliaci. Výsledné mapy orientací zrn jsou doplněny konturovým diagramem s projekcí na spodní polokouli.

Celá plocha vzorků byla nafocena ve zkřížených nikolech po částech a softwarem spojena do jednoho obrázku (dnes je k dispozici na ÚPSG skener výbrusů) (viz Příloha – 9.3 Výbrusy). Tento obraz výbrusu vytištěný na formát A4 slouží k zakreslení vybraných míst měření pomocí

CIP a EBSD, tato místa se označila čísly 1-6. Příklad pojmenování vzorku je OC4Axx2, kde OC4A je makrovzorek, xx je řez, 2 je místo ve výbrusu.

5.1.3 Výběr míst ve výbrusu

Zvětšení (M) bylo definováno objektivem „3.2“ a okulárem „10“ (M=32x), kamera zabere pole 1600 x 1200 pixelů, výpočetní software AVA obrázků vybírá pole o velikosti 1200 x 1000 pixelů.

Vhodná místa pro měření CIP jsem volila v křemenných agregátech, která ve zkřížených nikolech co nejvíce heterogenně zhasěla. Po nafotografování většiny „CIP-stacků“-vstupních sérií pro CIP software, se jevilo jako vhodnější do strategie výběru místa vložit krok nalezení stále zhaslého zrna. Toto stále zhaslé zrno je používáno jako referenční zrno při zpracování softwarem poskytnutým Renée Heilbronner (pages.unibas.ch/earth/micro), software nebyl k dispozici při primární selekci míst ve výbrusu, bylo třeba převést skripty určené pro Apple Macintosh do formy vhodné k práci na Windows. K produkci AVA obrázků a stereogramů jsem měla v prvním roce k dispozici příkaz z PolyLX (Lexa 2003) „c=cipmake“, posléze se přidal příkaz „c=cipread“ umožňující přečtení původních skriptů pro Apple Macintosh. Tyto příkazy vygenerují orientace c-os. Příprava vstupních dat pro „cipread“ zahrnuje více kroků než pro „cipmake“ (viz Přílohy 9.4, 9.5 – manuály „cip@prg.pdf“ a „cip@prg_cipread.pdf“). Pro příkaz „cipread“ jsou vstupními soubory typy .AZI, .INCP a .mask. Kalibrace probíhá v původních skriptech v příkazovém řádku.

Vstupní data pro cipread se dají upravit ruční kalibrací výběrem zrn, která pro software vybereme jako referenční, říkáme mu, která zrna spadají do středu a na okraj stereogramu. Pokud neprovedeme ruční kalibraci, vybere software procentuální zastoupení tmavých zrn do středu stereogramu defaultně.

5.1.4 Výběr vzorků pro EBSD

Původní výběr vzorků pro EBSD analýzu se zakládal na vizuálním vyhodnocení AVA obrázků z CIP a jejich stereogramů. Chtěla jsem vybrat vzorky ve kterých stereogram c-os tvořil povědomé vzory a svým způsobem mohly vypovídat například o smyslu stříhu či teplotě (Heilbronner & Tullis 2006, Stipp et al. 2002) (měly to být vzorky OC8xx1, OC3Axx2,3 a OC4xx1,4). Jako vhodnější pro porovnání dat z CIP a EBSD se nakonec zvolily vzorky s výrazným „tindexem“. Tindex je jeden z výstupů CIP softwaru. CIP produkuje mj. černobílé AVA obrázky, které určují do jaké poloviny pólového obrazce daná C-osa spadá. Původně

vybrané vzorky neměli výrazné „tindexové“ rozlišení zrn. Bylo vybráno 5 vzorků (OC4Byz4, OC4Bxz3, OC4Azz4, OC4Ayz2, OC10xz2) jejichž tindexy ukazovaly nejvýraznější kontrasty zrn. U vzorku OC4Byz4 se nepodařilo při EBSD zaměřit polohu ve výbrusu a CIP-stack se fotil znova již s napařeným uhlíkem na výbrusu.

5.1.5 Přístrojové vybavení EBSD a CIP použitých k vzorkování

Přístrojové vybavení a přídatná zařízení pro CIP mikroskop Carl Zeiss Jenapol:

2x polarizátor (P)

lambda destička (l)

2x lambda/4 destička (l/4)

červený filtr (IF, 680nm)

kamera Optronics Microfire

počítač: PictureFrame, Fiji (ImageJ), MATLAB (viz Přílohy – 9.4, 9.5)

EBSD bylo pořízeno v laboratoři skenovací elektronové mikroskopie Ústavu petrologie a strukturní geologie, PřF UK v Praze elektronovým mikroskopem Tescan Vega, s EBSD od Oxford instruments HKL Nordlys, za urychlovacího napětí 20kV s proudem svazku 8nA s krokem 2,5 μ m. Data byla zpracována softwarem Aztec.

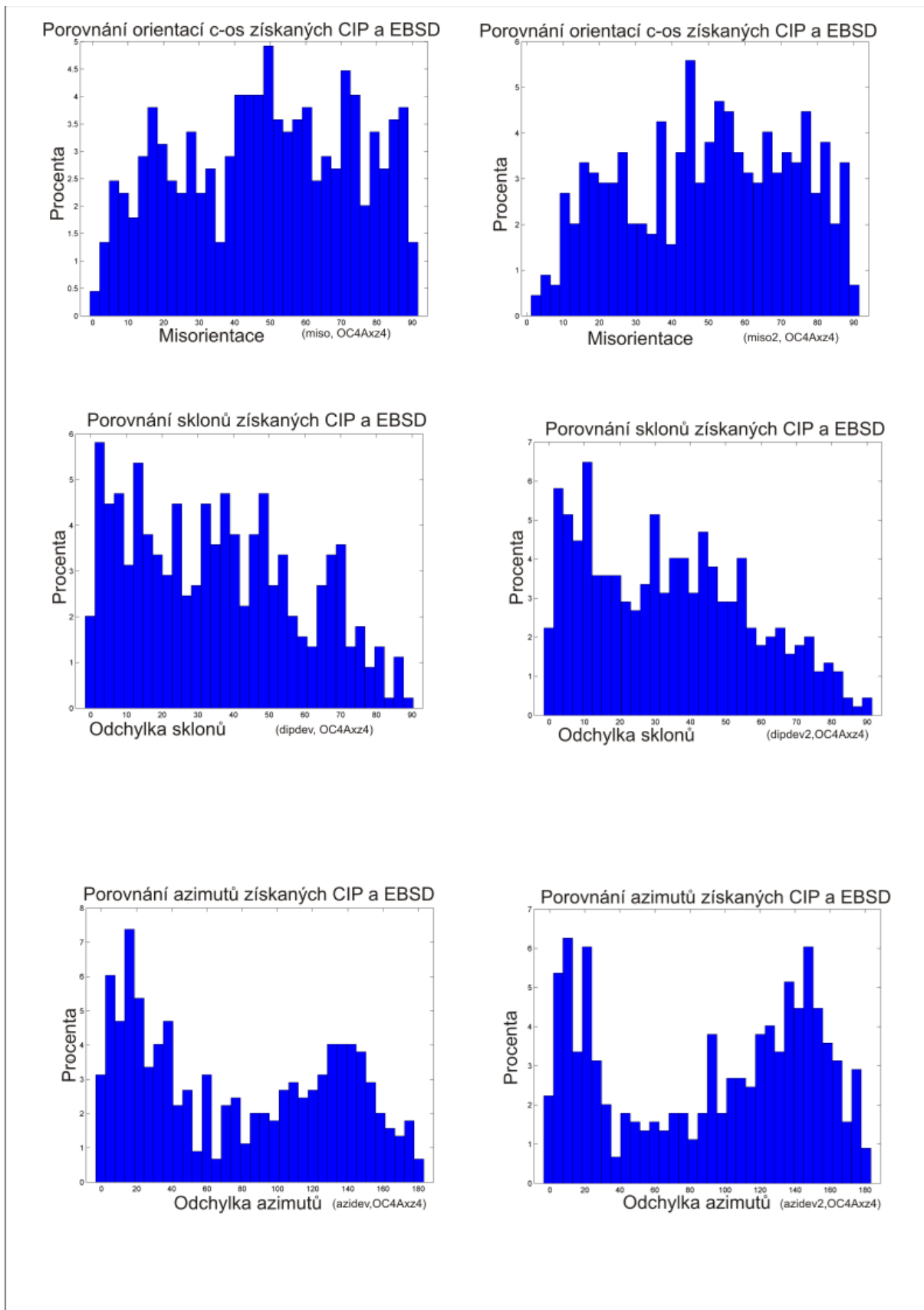
5.2 Transformace datových souřadnic EBSD na CIP

Pro transformaci souřadnic EBSD měření na CIPem naměřená data jsem zkonstruovala hranice zrn pomocí Matlabu s toolboxem MTEX – pro kvantitativní texturní analýzy (Bachmann 2010). Načetla jsem EBSD data ve formátu .ctf (*Chanel Text File*) a zkonstruovala hranice zrn definované velikostí misorientace určenou na 10°. Takto zkonstruovaná zrna jsem pomocí PolyLX toolboxu pro Matlab (Lexa 2003) exporovala do formátu .jml. S pomocí OpenJump, vektorově orientovaného multiplatformního opensource GIS (openjump.org), jsem převedla formát .jml na .shp (shape file -datový formát pro ukládání vektorových prostorových dat). V programu Global mapper (globalmapper.com) jsem si otevřela CIP-AVA obrázek ve formátu .png (*Portable Network Graphics*) a současně shapefile příslušných hranic zrn podle EBSD. Funkcí Global mapperu jsem re-rektifkovala shapefile vytvářením párů odpovídajících bodů z obou vrstev (.png, .shp), aby co nejlépe pokrýval zrna vykreslená CIPem. Upravený shapefile jsem otevřela v QuantumGIS (qgis.org) a jeho pomocí jsem zanedbala malá zrna funkcí „buffer“ tím, že jsem rozšířila hranice zrn (*buffer distance -5*) a malá zrnka byla překryta

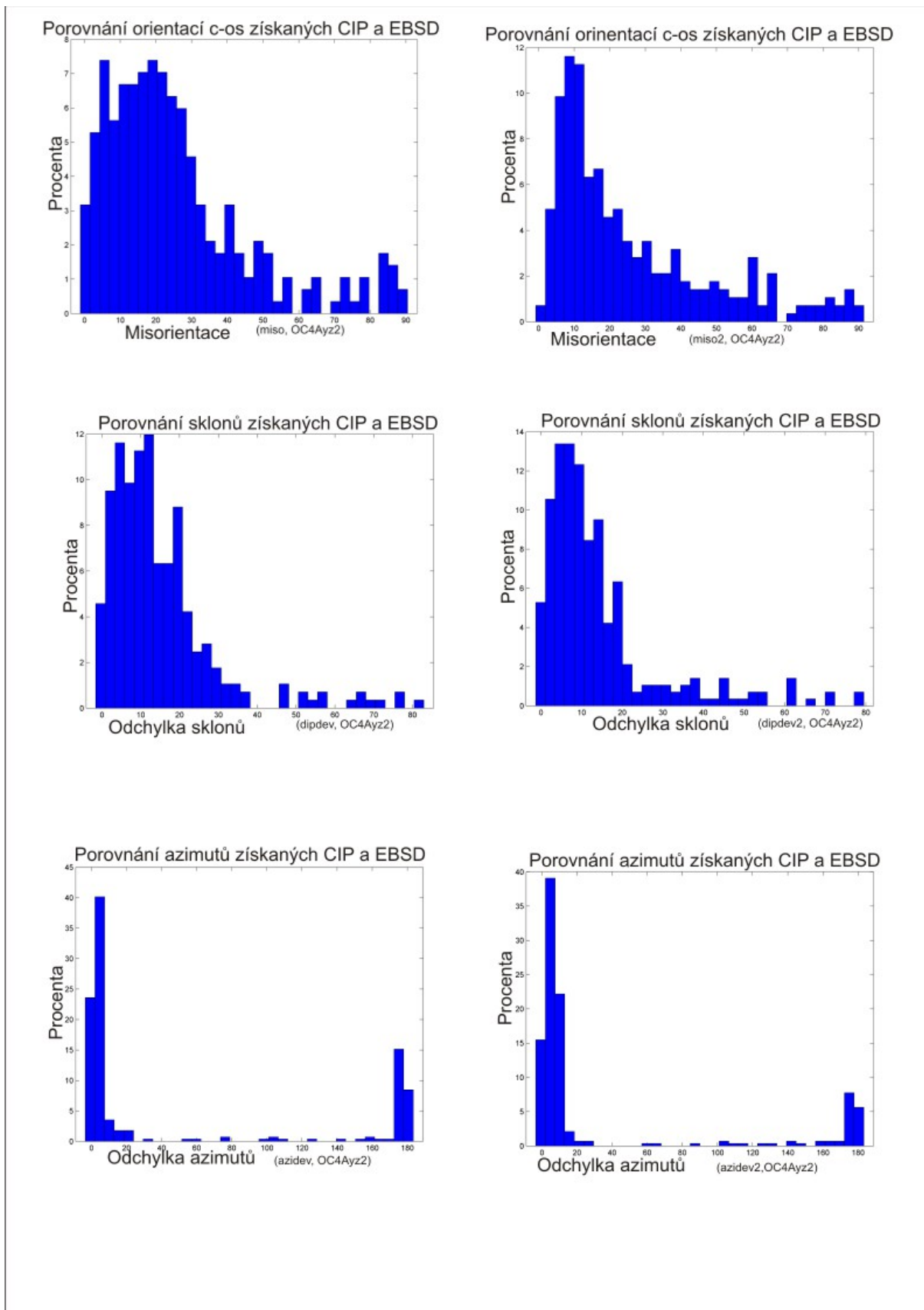
touto rozšířenou hranicí, následně jsem použila funkci „multipart to single parts“ která oddělila jednotlivé vektorové objekty (zrna).

6 Výsledky

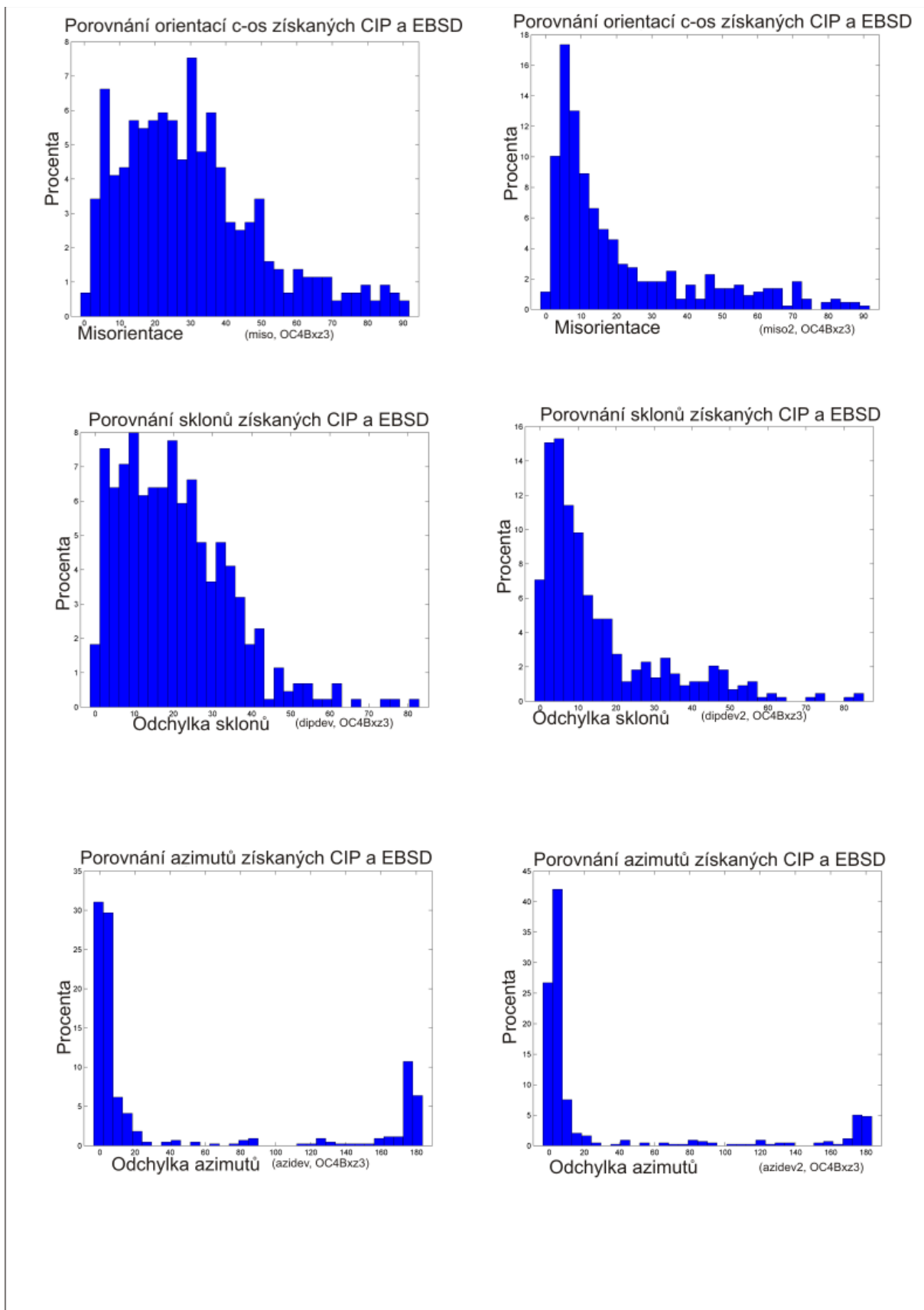
Výstup analýz jsou histogramy četnosti shody a rozdílů dat naměřených metodou EBSD a CIP. EBSD data jsou zde jako referenční. Histogramy zobrazují shody a rozdíly úhlů v parametrech azimutu a inklinace c-os křemene a misorientaci zrn křemene. Porovnávala jsem CIP data zpracovaná příkazem `cipread` (příkaz ke čtení původních skriptů pro Macintosh upravené PolyLX; Lexa 2003) s EBSD daty, jména výstupů jsou `azidev2.png`, `miso2.png` a `dipdev2.png`. Histogramy se jmény `azidev.png`, `miso.png` a `dipdev.png` jsou výstupem porovnávání EBSD dat s CIP příkazem `cipmake` (originální skript PolyLX; Lexa 2003). Výstupy `azidev` a `azidev2` se vztahují k azimutům, `dipdev` a `dipdev2` náleží histogramům sklonů c-os křemene, `miso` a `miso2` přísluší histogramům procentuálního vyjádření četnosti shody orientací zrn křemene měřených metodami CIP a EBSD. Histogramy byly zpracovány pro vzorky OC4Byz4, OC4Bxz3, OC4Azx4, OC4Ayz2, OC10xz2 (Obrázek 21, Obrázek 22, Obrázek 23, Obrázek 24, Obrázek 25). U vzorku OC4Byz4 se nepodařilo při EBSD zaměřit polohu ve výbrusu a CIP-stack se fotil znova již s napařeným uhlíkem na výbrusu. Vzhledem k nemnohým terénním měřením a nedokončené kalibraci CIP jsou ostatní nafocené mapy vzorků „OC“ orientací zrn ilustrační a jsou v příloze 9.6 „CIP AVA obrázky“.



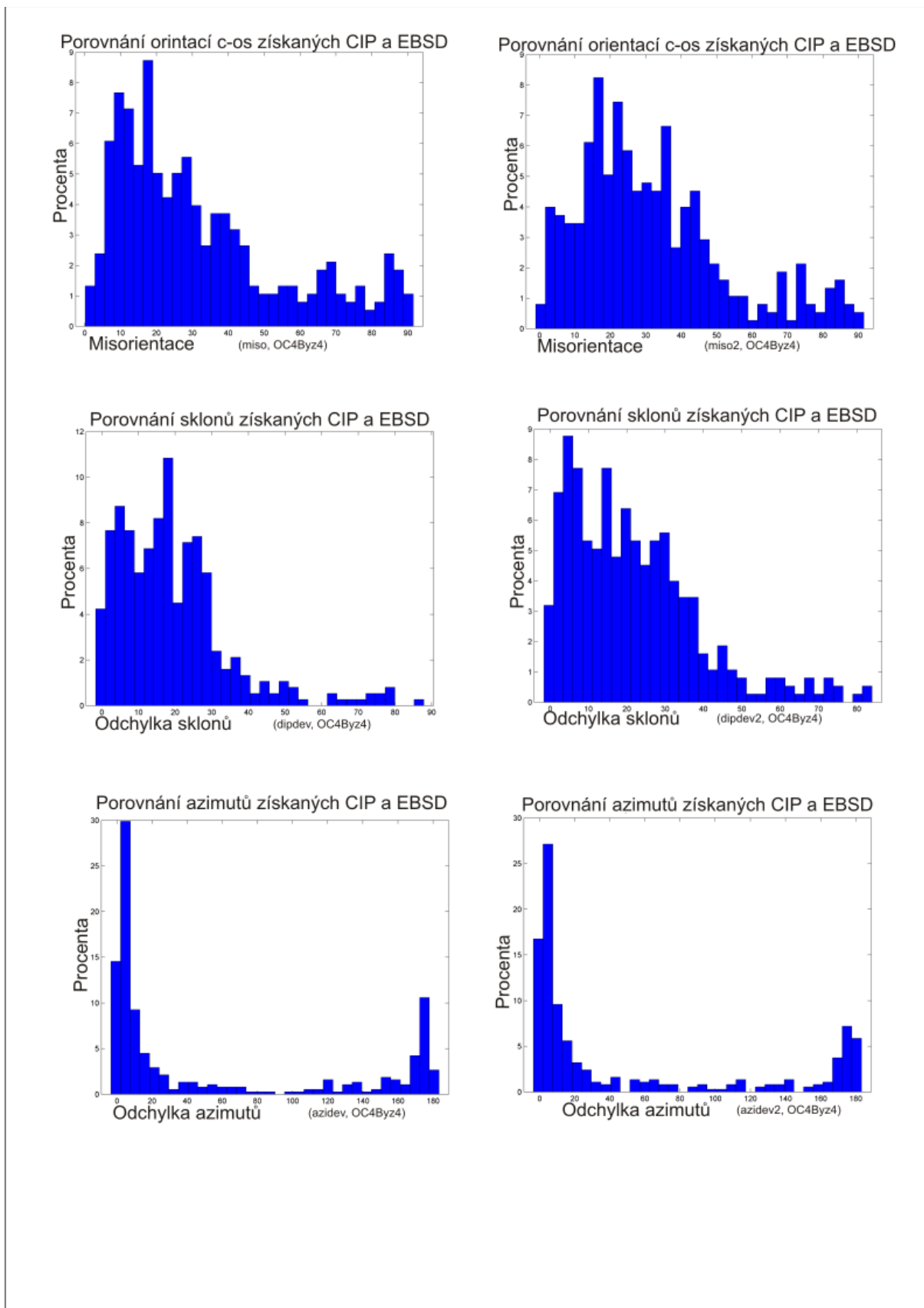
Obrázek 21: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC4Axz4



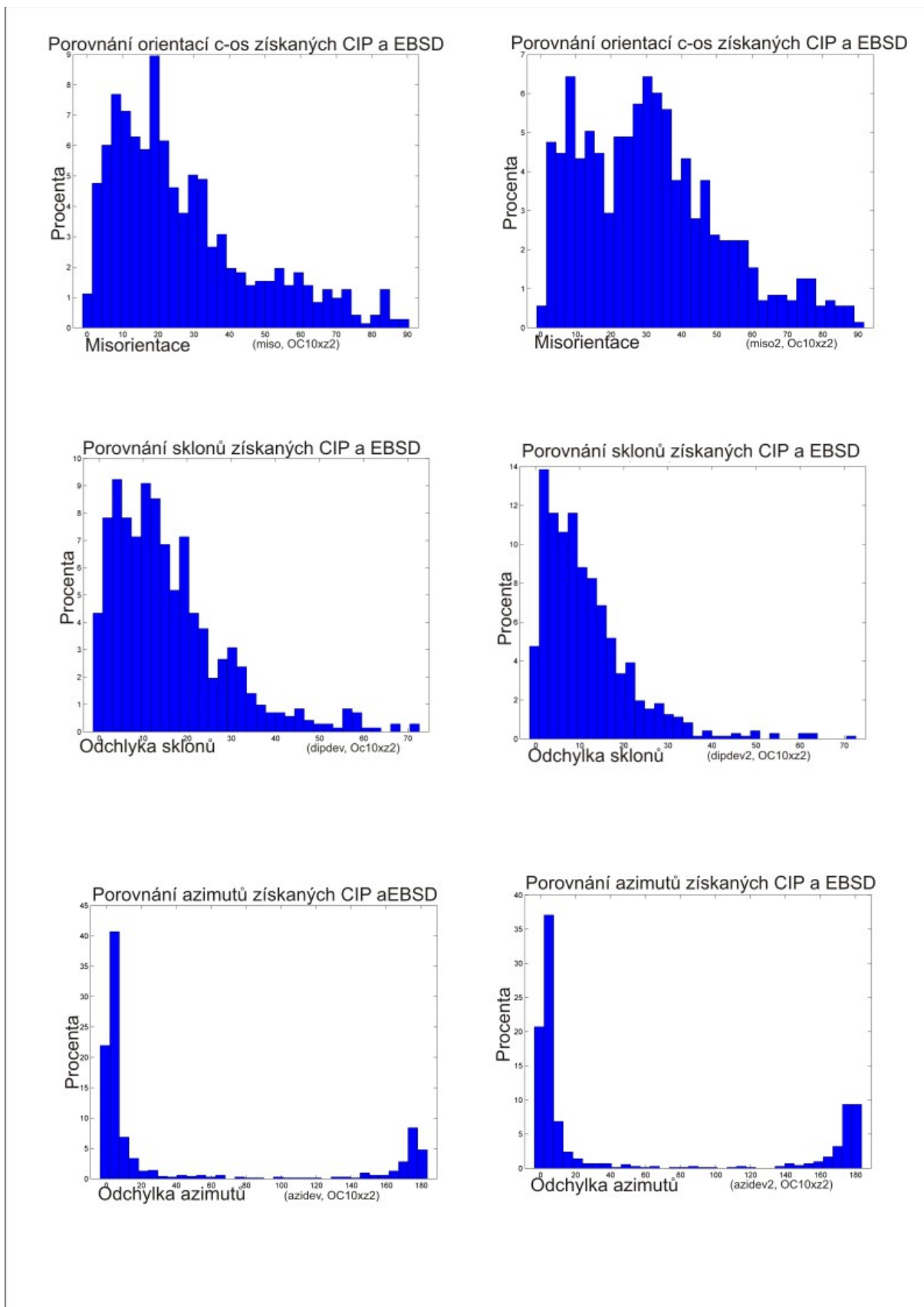
Obrázek 22: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC4Ayz2



Obrázek 23: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC4Bxz3

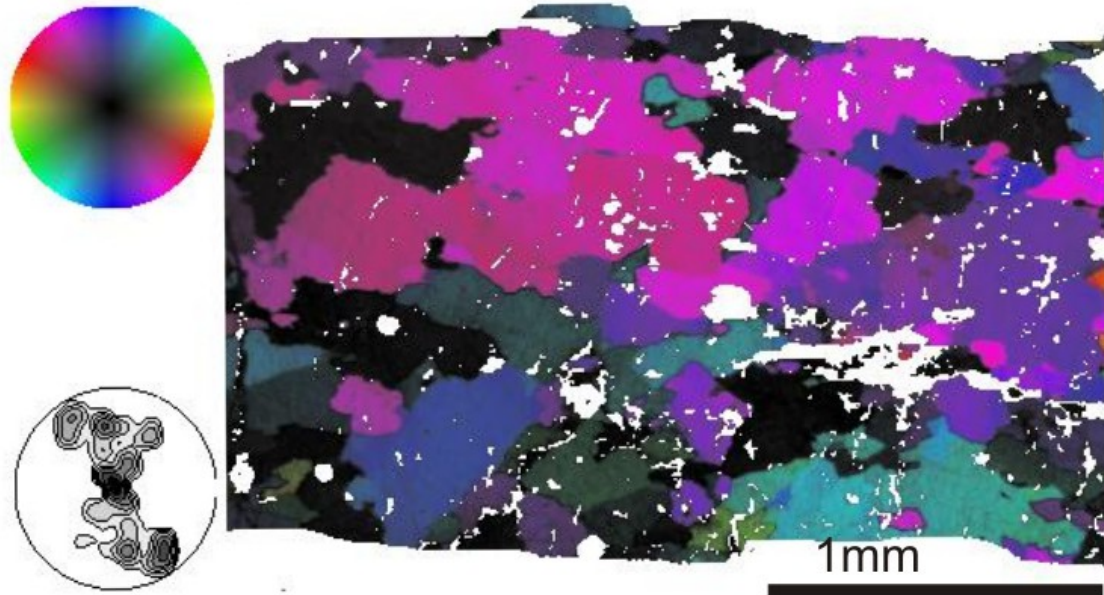


Obrázek 24: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OCByz4

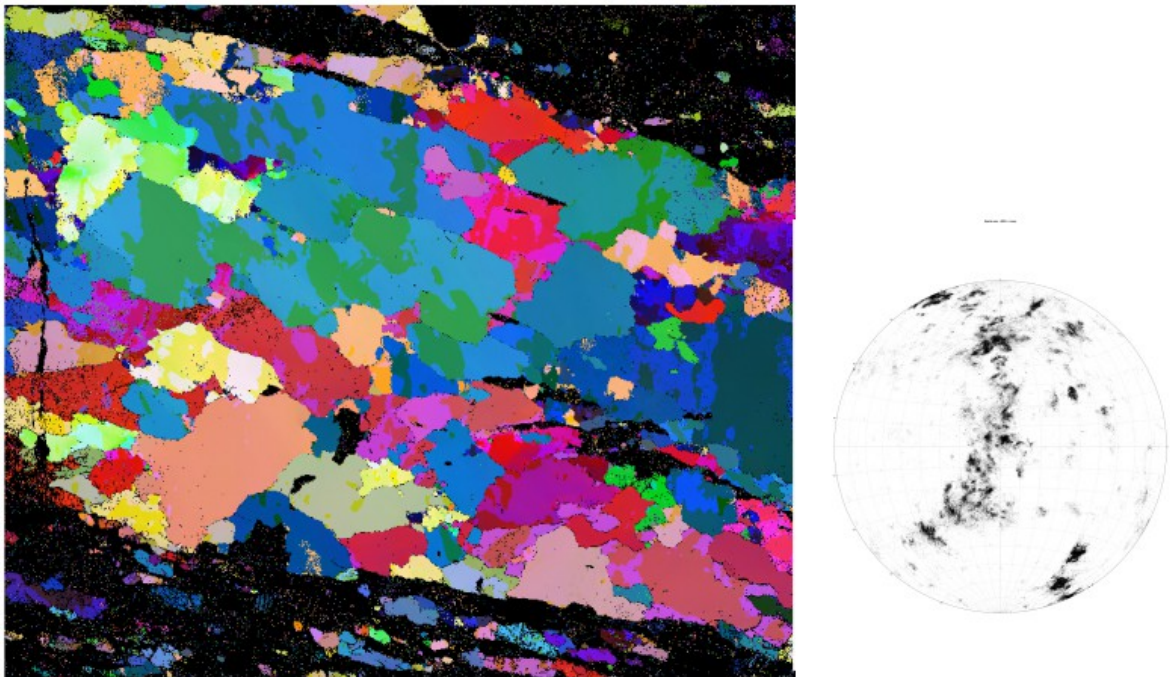


Obrázek 25: Histogramy odchylek CIP vs. EBSD OC10xz2

Mapa orientací zrn, CIP (cipmake) OC4Axz4

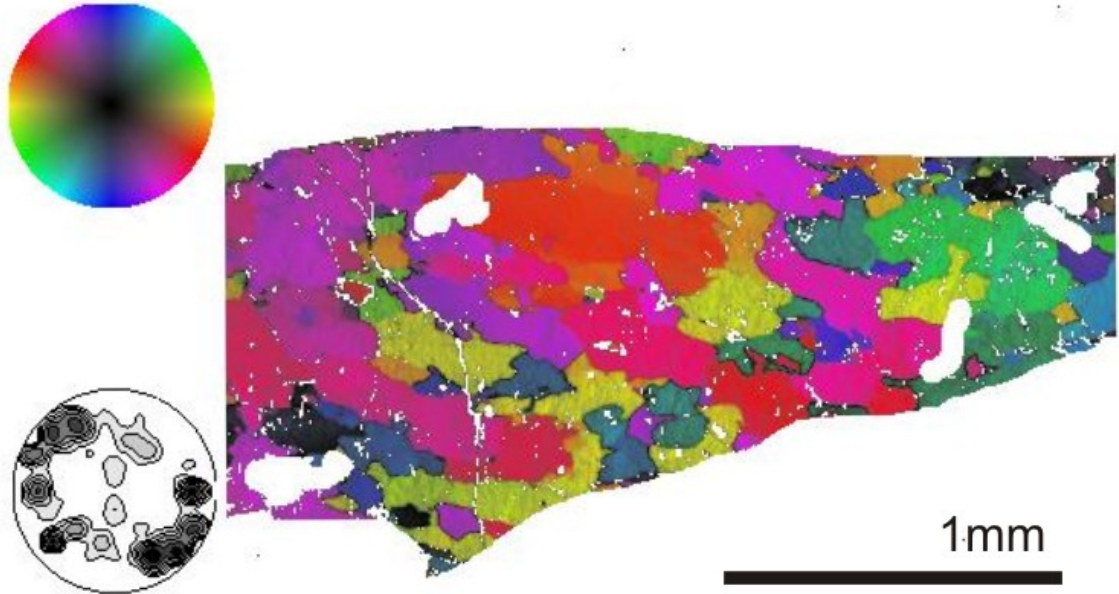


Výstup z EBSD pro OC4Axz4

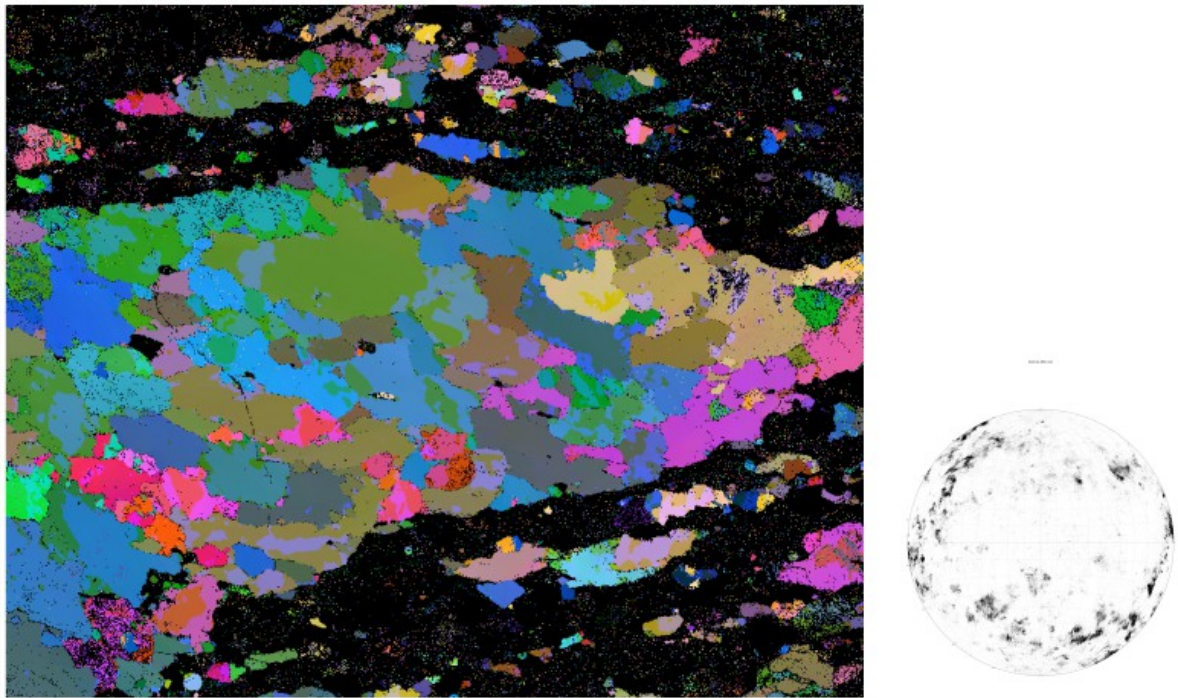


Obrázek 26: Mapa orientací zrn pomocí CIP (horní) a EBSD (spodní) OC4Axz4. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.

Mapa orientací zrn CIP (cipmake) OC4Ayz2

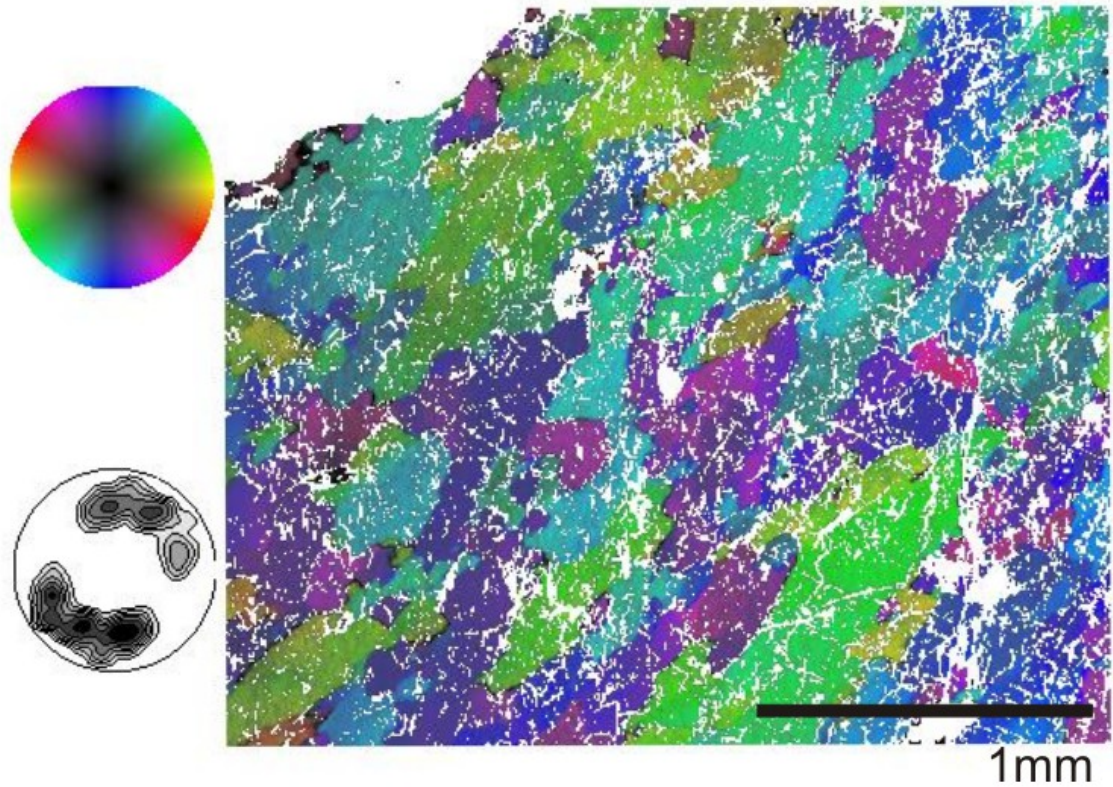


Výstup EBSD OC4Ayz2

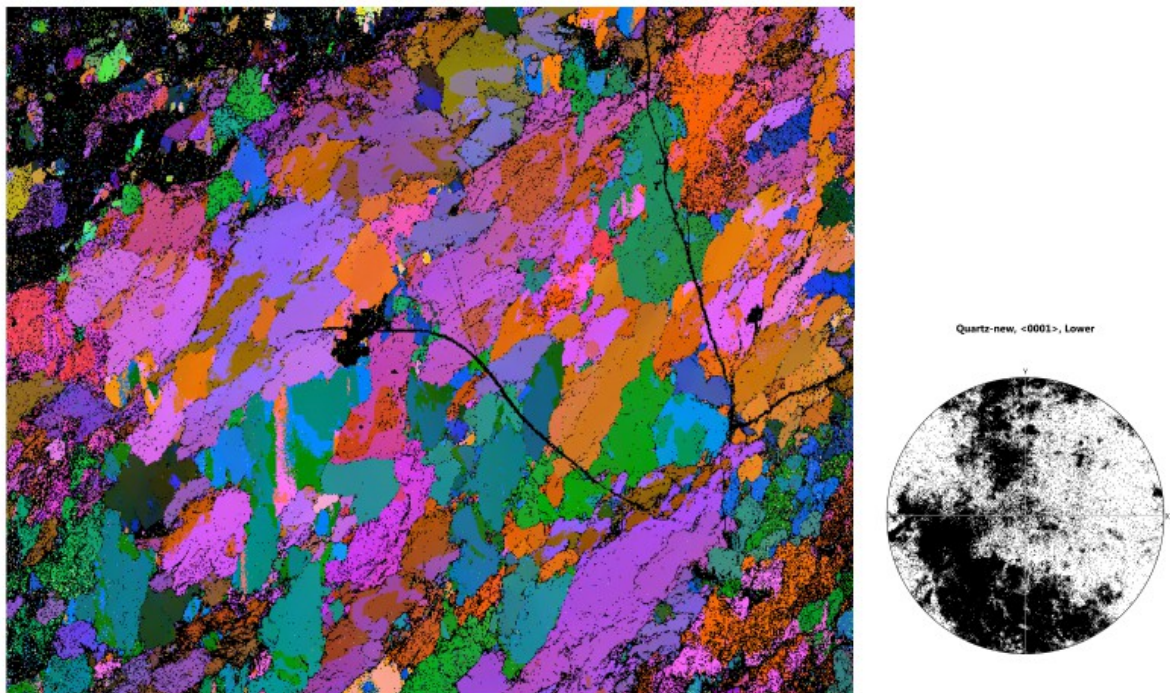


Obrázek 27: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC4Ayz2. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.

Mapa orientací zrn CIP (cipmake) OC4Bxz3

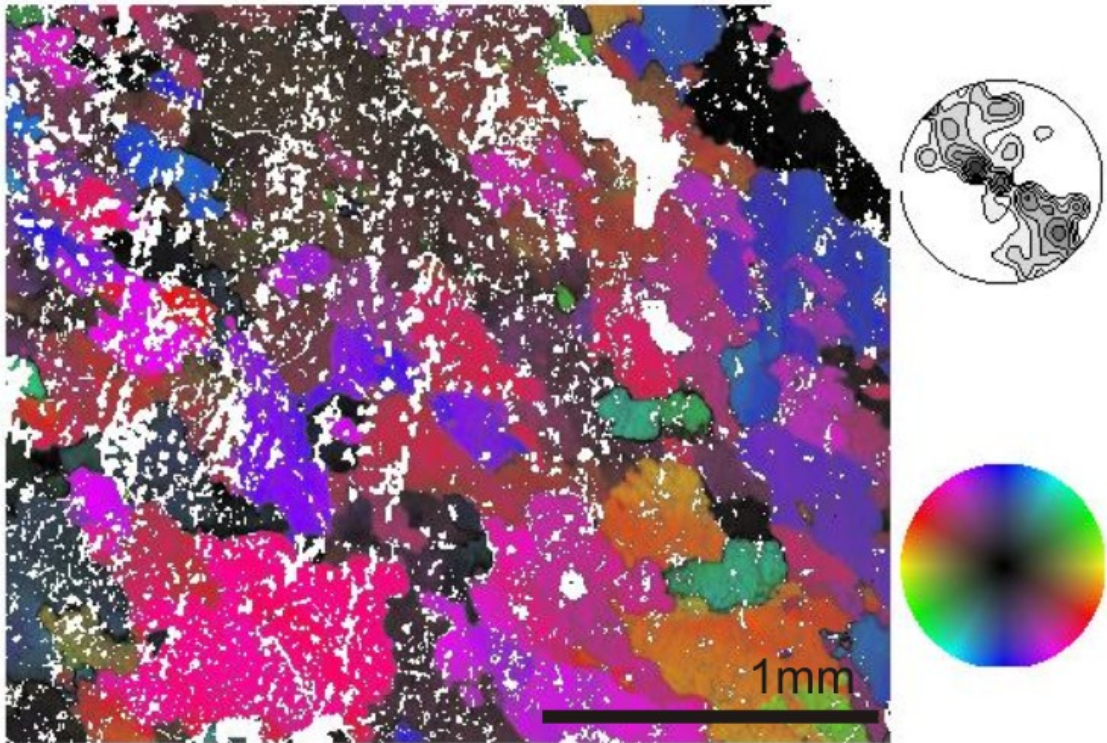


Výstup z EBSD OC4Bxz3

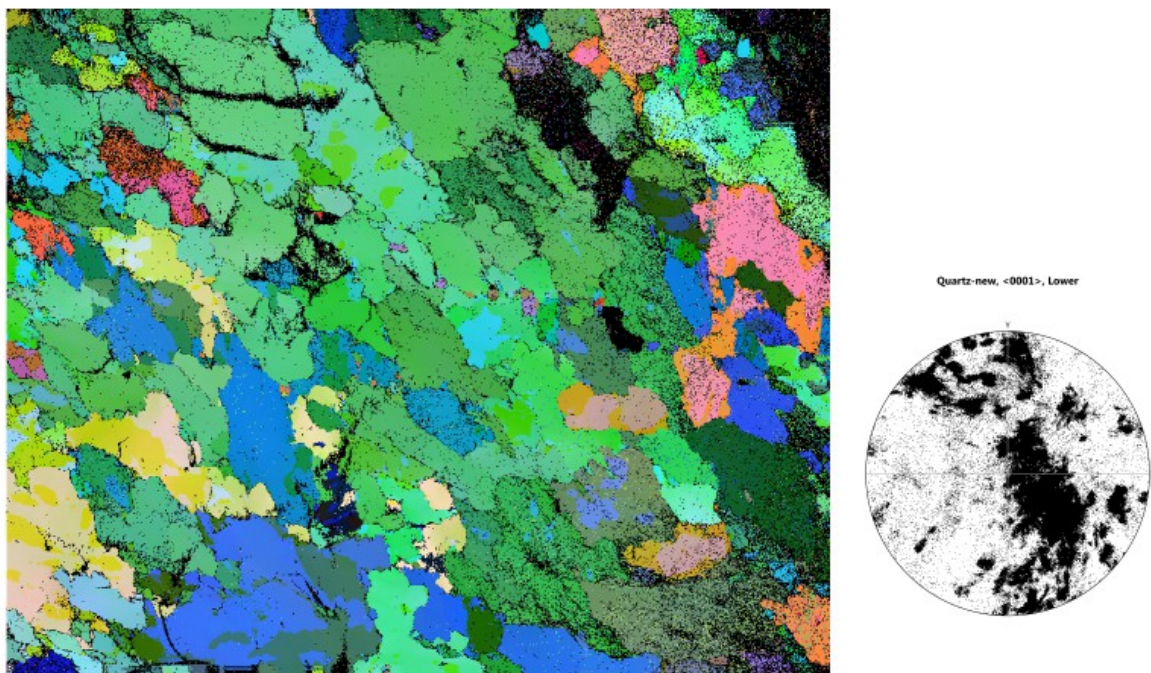


Obrázek 28: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC4Bxz3. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.

Mapa orientací zrn CIP (cipmake) OC4Byz4

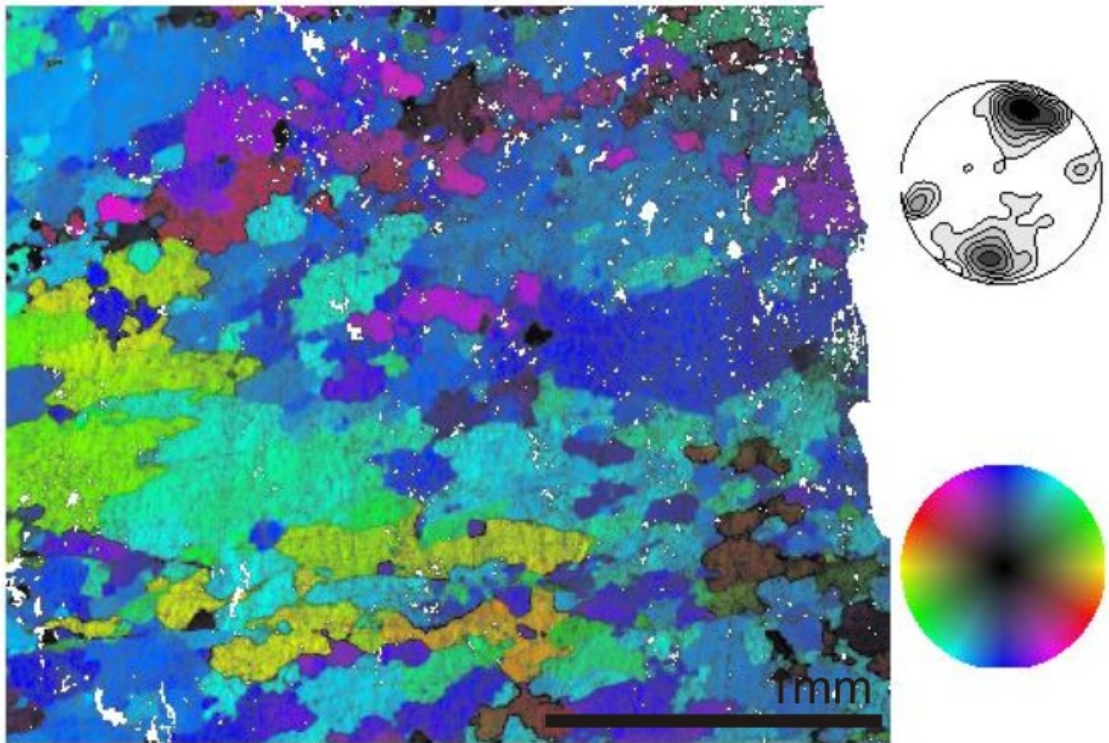


Výstup EBSD OC4Byz4

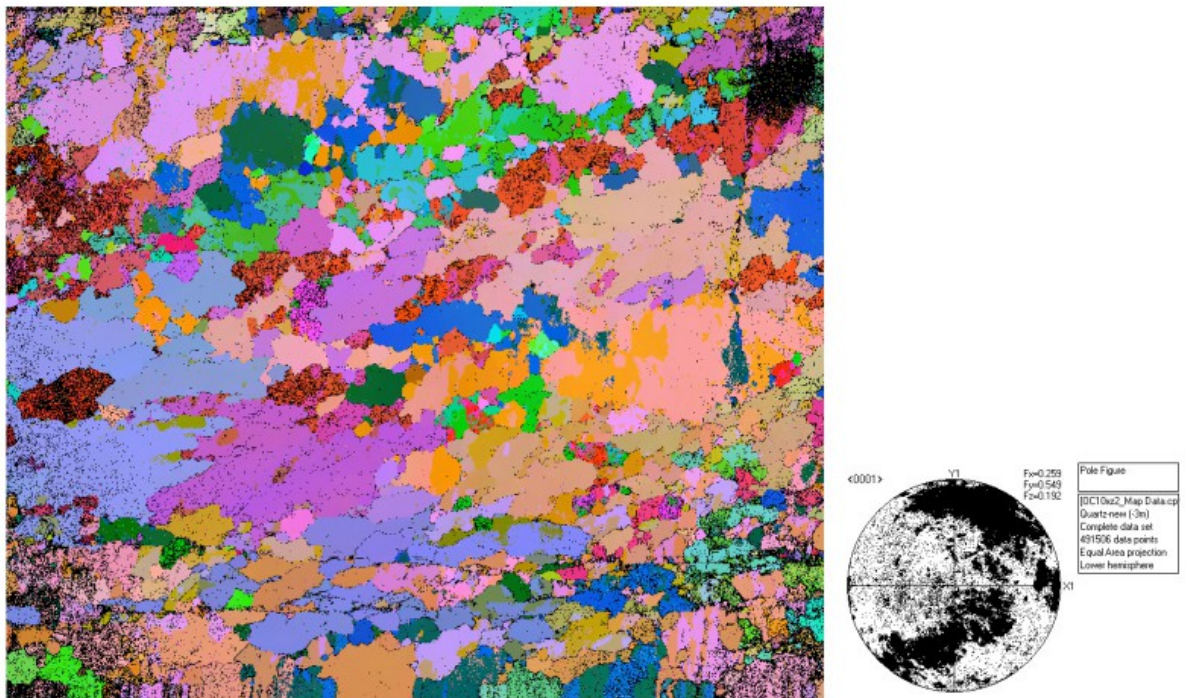


Obrázek 29: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC4Byz4. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribuci c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.

Mapa orinetací zrn CIP (cipmake) Oc10xz2



Výstup EBSD Oc10xz2



Obrázek 30: Mapa orientací zrn pomocí CIP a EBSD OC10xz2. Ke každé mapě orientací zrn náleží stereogram distribuci c-os s projekcí na spodní polokouli. Barevné kruhové schéma, tzv. LUT přísluší mapě CIP.

První úkol, testování optického a kamerového vybavení za účelem ověření přesnosti a spolehlivosti získaných dat, odhalil, že míra shody dat naměřených EBSD vs. „cipmake“ a EBSD vs. „cipread“ se liší, což vzhledem k rozdílnosti použitých skriptů není překvapení.

Histogramy vzorku OC4Axx4 (Obrázek 21) nejsou příliš přesvědčivé, příčinou může být měření šikmo uloženého vzorku při měření EBSD (Obrázek 26), nebo manipulace s daty na úrovni shapefilů zrn, či chyba na úrovni samotného focení. Upravování konstruovaných zrn EBSD pomocí rektifikace shapefilů v Global mapperu nebylo tak precizní, jak by mohla být nějaká forma ručního obkreslování zrn. Při lícování „bod k bodu“ software „zazubil“ některé hranice k neprospěchu celého shapefilu přes snahu docílit co nejlepšího přizpůsobení.

Ostatní porovnávané vzorky ukazují vysokou míru shody v azimutálním kritériu pro oba způsoby zpracování (cipmake, cipread). Lepší shodu sklonů c-os ukazuje zpracování CIP pomocí příkazu „cipread“.

U vzorku OC4Ayz2 je možné dosáhnout ještě lepší shody upravením masky, porovnáním CIP a EBSD AVA výstupu je vidět, že CIP počítal i s pár zrny jiné fáze, patrně s živci (Obrázek 27).

Obrázky 26-30 ukazují AVA obrázky a příslušné stereogramy vzorků OC4Byz4, OC4Bxz3, OC4Axx4, OC4Ayz2, OC10xz2 zpracované CIP a EBSD. CIP výstupy obsahují i stereogramy distribucí c-os s projekcí na spodní polokouli a barevné kruhové schéma orientací c-os, tzv. LUT. EBSD stereogramy se bohužel graficky liší, ale jsou také promítány na spodní polokouli. LUT pro EBSD naneštěstí nebyly připojeny ke zprávě z laboratoře.

Záměr práce, vytvořit kalibrační soubor pro CIP pracující se softwarem PolyLX (Lexa 2003) s příkazem „cipmake“ a případné přiřazení odstínu šedi z mikrofotek konkrétním azimutům a sklonům c-os se v daném čase nepodařilo.

Je možné, že k lepší shodě naměřených dat CIP a EBSD by se mohlo dojít instalací silnějšího zdroje světla pro polarizační mikroskop, který by mohl poskytnout výraznější rozlišení vstupních odstínů šedi a zkrátit by se čas potřebný na snímek. Umístěním CIP do místnosti se stálou intenzitou světla by zvýšil komfort práce s CIP a eliminoval by možné chyby způsobené změnou světelných podmínek. Používáním krytky okulárů v módu snímání fotoaparátem se zmírní gradient světelných podmínek ve snímaném výřezu, gradient má vliv na správnost měření.

V průběhu sběru dat (fotografování) pro CIP nebyl jednotný názor na postup snímání „nakloněných výbrusů“ (foto-stack č. 22, 23) a mohlo tak dojít k nejednoznačnosti „tindexů“.

7 Shrnutí

Modelovým územím pro kvantitativní analýzu texturních dat byla zvolena oblast západního okraje orlicko-kladské klenby. Lokality pro odběr vzorků vhodných ke zpracování metodami CIP a EBSD se nacházely v údolích potoků Hvězdná a Zdobnice u Rokytnice v Orlických horách. Tato údolí se zarývají do kontaktní zóny obalových jednotek klenby a její jaderné části.

Klenba je ohraničena labským a sudetským zlomem (Opletal et al. 1980). Jednotky jádra klenby mají svorové a ortorulové litologie, okaté, páskované až mylonitizované (Chopin et al. 2012). Mísař (1983) vyčlenil označil novoměstské krystaliniku na západě, zábřežské krystaliniku z jihu a staroměstské krystalinikum na východě klenby jako obalové jednotky. Novoměstské krystalinikum má převážně fylitový charakter, zábřežské krystalinikum tvoří hlavně biotitické pararuly, kterými prostupují drobná tělesa dioritů až tonalitů (Opletal et al. 1980). Obalová jednotka OSD, staroměstské krystalinikum, je tvořeno pásem mezi jádrem klenby a jednotkou brunie vedoucím od SSV k JJZ složeným z amfibolitů, tonalitů a pararul (Chopin et al. 2012), z této jednotky nebyli odebrány vzorky ani pořízena terénní měření.

Kontaktní zóna na přechodu novoměstského a zábřežského krystalinika s ortorulami jádra klenby byla zvolena pro možné studium polyfázových deformací pomocí kombinace mezoskopických strukturních pozorování a mikrostrukturních pozorování.

Od roku 2011 je na Ústavu petrologie a strukturní geologie PřF UK v Praze zprovozněna počítačová polarizační mikroskopie (Heilbronner & Pauli 1993), umožňující identifikaci c-os , jednoosých minerálů (především křemene) pomocí jejich optických vlastností. Metoda je založena na vyhodnocení fotografií změny interferenčních barev křemene při otáčení výbrusu, nebo zafixovaném výbrusu a rotaci polarizátorů. Směr azimutu a úklonu c-osy vychází z barev konoskopického obrázku a cirkulární polarizace křemene v řezu kolmém na osu c. Počítačovým výstupem je AVA obrázek (Sander 1950), kolorovaný obraz zrn dle azimutu a sklonu c-os, a konturovaný diagram distribuce c-os. Vzorky jsou orientované vůči mezoskopickým strukturám, foliaci a lineaci. Řez XZ je paralelní s lineací kolmý na foliaci. Řez YZ je kolmý k lineaci i foliaci.

Cílem práce bylo ověření přesnosti a správnosti naměřených dat, porovnáním stejných částí výbrusu elektronovým mikroskopem pomocí zpětně odražených elektronů. EBSD je difrakční metoda umožňující zjištění minerální fáze a orientací všech os minerálů. Osy zjišťuje EBSD porovnáváním difrakčních vzorů zaznamenaných CCD kamerou na fosforovém stínítku s monokrystaly z databáze. Difrakční vzory tvoří Kikuchiho pásy (Kikuchi 1928) vzniklé

rastrováním vzorku svazkem elektronů. Difraktované elektrony tvoří soubory dvojic velkoúhlových kuželoploch vztahujících se ke každé difrakční rovině a tyto kuželoplochy se promítají na fosforovou clonu snímacího zařízení EBSD. Výstupem z EBSD jsou data ve formátu .ctf, dále software může vykreslit konturovaný diagram distribuce c-os a mapu orientací zrn, která jsou mírně deformovaná díky uklonění vzorku v elektronovém mikroskopu.

K porovnání jsme vybrali 5 míst z různých výbrusů křemenných agregátů ortorul z jádra OSD, nalezením CIP vzorků s nejkontrastnějšími „tindexy“, azimutálními indikátory. K porovnání dat bylo třeba slícovat data z EBSD a CIP. Konstrukcí hranic zrn z EBSD za pomoci MTECH toolboxu pro Matlab (Bachmann 2010) a převedením do formátu .shp umožnilo rektifikaci zrn získaných EBSD na zrna konstruované CIP. Porovnání azimutu, sklonu c-os a misorientace zrn křemene jsem uskutečnila pomocí PolyLX toolboxu pro Matlab (Lexa 2003). Výsledné histogramy četnosti shody a rozdílů v parametrech azimutu, sklonu c-os a misorientace křemene vykazovaly vysokou míru shody v azimutálním kritériu, výrazná shoda nastala v parametrech sklonů c-os. Tomu odpovídala míra shody celkové misorientace. Vzorek OC4Axz4 má výrazně odlišné rozložení histogramu a patrně se jedná o chybu v procesu rektifikace dat.

Otázkou zůstává, proč velká část vzorků CIP neukazuje přesvědčivé „tindexy“, ukazatele azimutu? Vzhledem k tomu, že získání referenčních dat z EBSD trvalo déle, než jsem očekávala, nebyly kalibrace zcela dokončeny. V procesu kalibrace je třeba pokračovat pro bezproblémové a uživatelsky přívětivější používání metody CIP na ÚPSG PŘF UK.

8 Literatura a odkazy

<http://earth2geologists.net/Microscopes/LeitzScopes.htm>

http://www.zeiss.com/industry/pol_levy.pdf

<http://www.ai.sri.com/pubs/files/tn036-duda71.pdf>

<http://www.gimp.org/>

Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W. & Nichols, M. C. 2001. Handbook of mineralogy. In: <http://www.handbookofmineralogy.org>. Mineralogical Society of America.

Authier, A. 2012. Optical properties of X-rays - dynamical diffraction. *Acta Crystallographica Section A* **68**, 40-56.

Bachmann, F. a. H., R. and Schaeben, H. 2010. Texture Analysis with MTEX--Free and Open Source Software Toolbox. *Solid State Phenomena* **160**, 63--68.

Berek, M. 1924. Mikroskopische Mineralestimung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. *Borntraeger, Berlin*, 168.

Borkowska, M., Choukroune, P., Hameurt, J. & Martineau, F. 1990. A geochemical investigation of the age, significance and structural evolution of the Caledonian-Variscan granite-gneisses of the Sněžnik metamorphic area (central Sudetes, Poland). *Geologica Sudetica* **25**(1-2), 1-27.

Brueckner, H. K., Medaris, L. G. & Bakun-Czubarov, N. 1991. Nd and Sr age and isotope patterns from Variscan eclogites of the eastern Bohemian Massif. *N. Jb. Mineral. Abh* **163**, 169-196.

Byerlee, J. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* **116**(4-5), 615-626.

Culshaw, N. G., Beaumont, C. & Jamieson, R. A. 2006. The orogenic superstructure-infrastructure concept: Revisited, quantified, and revived. *Geology* **34**(9), 733-736.

de Broglie, L. 1924. Recherches sur la théorie des quanta.

Dolníček, Z. 2005. Laboratorní metody výzkumu. Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palckého, Olomouc, 62.

Domečka, K. & Opletal, M. 1972. Granitoidy severní části novoměstské série. *MS Geofond. Praha*.

Don, J., Dumicz, M., Wojciechowska, I. & Zelazniewicz, A. 1990. Lithology and tectonics of the Orlica-Snieżnik Dome, Sudetes - Recent State of Knowledge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **179**(2/3), 159-188.

Drury, M. R. & Pennock, G. M. 2007. Subgrain rotation recrystallization in minerals. In: *Fundamentals of Deformation and Annealing* (edited by Prangnell, P. B. & Bate, P. S.). *Materials Science Forum* **550**. Trans Tech Publications Ltd, Stafa-Zurich, 95-104.

Duada, R. O. & Hart, P. E. 1972. Use of the hough transformation to detect lenes and curves in pictures. *Comm. ACM*, **15**(1), 11-15.

Dudek, A. & Fediuk, F. 1956. Příspěvek k charakteristice novohrádeckého masívu v Orlických horách. *Přírodověd. Sbor. Ostrav. Kraje* **17**(3), 349-357.

- Fediuk, F. 1961. Fjodorovova optická metoda. Československá Akademie Věd, Praha, 185.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, 463.
- Franke, W. 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. In: *Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens* (edited by Dalmayer, R. D.) **230**. Geol.Soc. Am. Spec. Paper, 67-90.
- Gleason, G. C. & Tullis, J. 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten-salt cell. *Tectonophysics* **247**(1-4), 1-23.
- Handy, M. R., Wissing, S. B. & Streit, L. E. 1999. Frictional-viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength. *Tectonophysics* **303**(1-4), 175-191.
- Heilbronner, R. & Tullis, J. 2006. Evolution of c axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: Results from experimentally sheared quartzite. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **111**(B10), 19.
- Heilbronner, R. P. & Pauli, C. 1993. Integrated spatial and orientation analysis of quartz C-axes by computer-aided microscopy. *Journal of Structural Geology* **15**(3-5), 369-382.
- Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* **14**(2), 145-159.
- Chopin, F., Schulmann, K., Skrzypek, E., Lehmann, J., Dujardin, J. R., Martelat, J. E., Lexa, O., Corsini, M., Edel, J. B., Stipska, P. & Pitra, P. 2012. Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: Building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). *Tectonics* **31**.
- Chvátal, M. 2002. Mineralogie pro 1. ročník. Karolinum, Praha.
- Chvátal, M. 2005. Úvod do systematické mineralogie. Poštovní tiskárna Malešice, Praha.
- Jeřábek, P., Stunitz, H., Heilbronner, R., Lexa, O. & Schulmann, K. 2007. Microstructural-deformation record of an orogen-parallel extension in the vepor unit, West Carpathians. *Journal of Structural Geology* **29**(11), 1722-1743.
- Jessell, M. W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* **9**(8), 1007-1014.
- Kikuchi, S. 1928. Diffraction of Cathode Rays by Mica. *Japanese Journal of Physics* **5**, 83-96.
- Kohlstedt, D. L. & Weathers, M. S. 1980. Deformation-induced microstructures, Paleopiezometers, and differential stresses in deeply eroded fault zones. *Journal of Geophysical Research* **85**(NB11), 6269-6285.
- Kossmat, F. 1927. Gliederung der varistischen Gebirgsbaues. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamst* **1**, 1-39.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E. & Opletal, M. 2001. Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerske hory, Krkonose Mountains and Orlice-Sneznik Complex). *International Journal of Earth Sciences* **90**(2), 304-324.
- Kröner, A., O'Brien, P. J., Nemchin, A. A. & Pidgeon, R. T. 2000a. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **138**, 127-142.

- Kröner, A., Štípská, P., Shulmann, K. & Jaeckel, P. 2000b. Chronological constrains on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. In: *Orogenic Processes: Quantification and Modeling in the Variscian Belt* (edited by Franke, W., Haak, W., Oncken, O. & Tanner, D.) **179**. Special Publications, London, 175-197.
- Lexa, O. 2003. Numerical approaches in structural and microstructural analysis PhD thesis, Charles University in Prague <http://petrol.natur.cuni.cz/~ondro/polylx:home>.
- Maitland, T. & Sitzman, S. 2007. Electron Backscatter Diffraction (EBSD). In: *Scanning Microscopy for Nanotechnology. Techniques and Applications* (edited by Zhou, W. & Wang, Z. L.). Springer, 399.
- Matte, P. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* **196**, 309-337.
- Mazur, S., Aleksandrowski, P. & Szczepanski, J. 2003. The presumed Tepla-Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. In: *International Meeting on Geology without Frontiers - Magmatic and Metamorphic Evolution of Central European Variscides*. Elsevier Science Bv, Blansko Ceskovice, Czech Republic, 85-112.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., Heilbronner, R. & Pittarello, L. 2008. Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductilely deformed granitoids (Arolla unit, Western Alps). *Journal of Structural Geology* **30**(11), 1332-1347.
- Mísař, Z. 1963. Předdevonský geologický vývoj sv. okraje Českého masívu. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd* **73**(17), 1-60.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V. & Weiss, J. 1983. *Geologie ČSSR I. Český masív*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Neumann, B. 2000. Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology* **22**(11-12), 1695-1711.
- Oliver, G. H., Corfu, F. & Krogh, T. E. 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc.* **147**, 355-369.
- Opletal, M. & Domečka, K. 1976. Przegląd wyników nowych badań geologicznych w Gorach Orlickich. *Przegląd Geologiczny* **24**(7 (279)), 414-418.
- Opletal, M., Domečka, K., Čech, S., Čuta, M., Fajst, M., Holub, V., Kačura, G., Líbalová, J., Pošmourný, K., Sekyra, J., Střída, M., Šalanský, K., Šulcek, Z., Tásler, R. & Valečka, J. 1980. *Geologie Orlických Hor*. Akademie, Praha.
- Parry, M., Štípská, P., Schulmann, K., Hrouda, F., Ježek, J. & Kröner, A. 1997. Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics* **280**, 61-81.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Springer, 382.
- Peternell, M., Hasalova, P., Wilson, C. J. L., Piazzolo, S. & Schulmann, K. 2010. Evaluating quartz crystallographic preferred orientations and the role of deformation partitioning using EBSD and fabric analyser techniques. *Journal of Structural Geology* **32**(6), 803-817.
- Petránek, J. 1993. *Encyklopedie geologie*. JIH, České Budějovice.

- Poirirer, J. P. 1985. Creep of Crystals - High temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge university press, Cambridge, 260.
- Sander, B. 1950. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, zweiter Teil: Die Korngefüge. Springer, Wien.
- Shull, C. G. 1995. Early development of neutron scattering. *Reviews of Modern Physics* **67**(4), 753-757.
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janousek, 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**(2-3), 266-286.
- Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., Edel, J. B., Peschler, A. & Lehmann, J. 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *J. metamorphic Geol.* **26**, 273-297.
- Steltenpohl, M. G., Cymerman, Z., Krogh, E. J. & Kunk, M. J. 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland; with Suppl. Data 9341. *Geology (Boulder)* **21**(12), 1111-1114.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 degrees C. *Journal of Structural Geology* **24**(12), 1861-1884.
- Stipp, M. & Tullis, J. 2003. The recrystallized grain size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters* **30**(21).
- Stipp, M., Tullis, J. & Behrens, H. 2006. Effect of water on the dislocation creep microstructure and flow stress of quartz and implications for the recrystallized grain size piezometer. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **111**(B4).
- Stipp, M., Tullis, J., Scherwath, M. & Behrmann, J. H. 2010. A new perspective on paleopiezometry: Dynamically recrystallized grain size distributions indicate mechanism changes. *Geology* **38**(8), 759-762.
- Suess, F. E. 1912. Die Moravische Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denkschr. K. K. Akad. Wiss* **83**, 541-631.
- Štípská, P., Schulmann, K. & Kröner, A. 2004. Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology* **22**(3), 179-198.
- Štípská, P., Schulmann, K., Thompson, A. B., Ježek, J. & Kröner, A. 2001. Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics* **332**, 239-253.
- Toy, V. G., Prior, D. J. & Norris, R. J. 2008. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology* **30**(5), 602-621.
- Turniak, K., Mazur, S. & Wysoczanski, R. 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica- Snieznik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodinamica Acta* **13**(5), 239-312.

9 Přílohy

9.1 SGK (abstrakt ze sborníku)

9.2 Terénní deník

9.3 Výbrusy (foto)

9.4 Manuál CIP „cip@prg.pdf“

9.5 Manuál CIP „cip@prg_cipread.pdf“

9.6 CIP AVA obrázky „CIP_AVA_ilustracni.pdf“