

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Strukturní geologie



Bc. Eva Očenášková

**CHARAKTERISTIKA POLYFÁZOVÉHO VÝVOJE
DEFORMAČNÍ MIKROSTRUKTURY KŘEMENE NA
PŘÍKLADU KRKONOŠSKO-JIZERSKÉHO KRYSTALINIKA**

CHARACTERISTICS OF POLYPHASE DEFORMATION
IN QUARTZ MICROSTRUCTURE:
AN EXAMPLE FROM THE KRKONOŠE-JIZERA UNIT

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Petr Jeřábek Ph.D.

Praha 2014

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 11.8.2014

Podpis

Poděkování

Děkuji svému školiteli doktoru Petru Jeřábkovi za výběr vhodné literatury, užití hrubé síly při odběru vzorků, podnětné konzultace a především za trpělivost zenového mistra během dlouhého období, kdy tato diplomová práce vznikala.

Děkuji rovněž doktoru Ondřeji Lexovi za neustálé vylepšování toolboxu PolyLX, bez kterého by analýza dat byla noční můrou, jakož i za jeho ochotu okamžitě řešit nové požadavky a odpovídat na dotazy ohledně funkcí PolyLX.

Mé díky patří také magistře Zitě Bukovské za zasvěcení do metody CIP, magistře Petře Slunské za její postřehy a praktické rady týkající se užití této metody a magistru Jakubu Krylovi za péči, se kterou se věnoval korekci procesu kalibrace a zpracování snímků pro metodu CIP.

Doktoru Martinu Rackovi děkuji za zpracování vzorků metodou EBSD a katodoluminiscence.

Velký dík patří mým rodičům Josefovi a Marii za jejich nezměrnou podporu, finanční a zejména psychickou. Zvláštní dík patří mému partnerovi Josefovi, který trpělivě snášel mé nálady během studia i psaní diplomové práce, dodával mi odvahy a jehož důvěra mi pomáhala překlenout těžká období a povzbuzovala mě v práci.

Abstrakt

Vzorky kvarcitu odebrané ve východní části Krkonošsko-jizerského masivu náleží k metasedimentárnímu pokryvu paraatuchtonní jednotky. Horniny prodělaly polyfázovou deformaci, která vedla k vytvoření silné přednostní tvarové orientace (SPO) křemenných zrn. Ve zvrásněných křemenných žilkách byly zkoumány mechanismy deformačního přetisku a vztahy mikrostruktury, SPO a CPO. K určení přednostní optické orientace (CPO) byla použita metoda počítačové polarizační mikroskopie (CIP). Analýza mikrostruktur byla zaměřena na velikost zrn, osní poměry zrn, orientace nejdelších os zrn a jejich vztah k míře deformačního přetisku. Z výsledků vyplývá, že dominantním mechanismem rekrystalizace křemenných zrn byla migrace hranic zrn. Vrásy byly v mikroměřítku vytvořeny jednoduchým stříhem. Míra deformačního přetisku je nejsilnější ve vrcholu zámku vrásy, kde zrna dosahují nejvyšších osních poměrů a velikostí. Ve spodní části zámku vrásy je zachována původní CPO u malých zrn a SPO má podobnou orientaci jako původní CPO. Během vrásnění CPO a SPO rotovalo ve směru stříhu v závislosti na míře deformačního přetisku.

Abstract

Quartzite samples taken in the east part of Krkonoše-Jizera Massif belong to metasedimentary cover of paraautochthonous unit. Rocks underwent a polyphase deformation which established a strong shape preferred orientation (SPO) of quartz grains. In folded quartz veins, deformation overprint mechanisms and microstructure, CPO and SPO relations were studied. For determination of crystal preferred orientations (CPO) the method of computer integrated polarization microscopy (CIP) was used. Microstructural analysis was focused on grain sizes, aspect ratios, long axis orientations and their relation to the deformation overprint grade. Results implies that dominant mechanism of quartz grain recrystallization is grain boundary migration. Folds were created by simple shear in microscale. The deformation overprint grade is strongest in the top of the fold hinge, where grains achieve highest aspect ratios and sizes. In the lower parts of the fold hinge the original CPO is preserved in small grains and SPO has similar orientation to original CPO. During folding CPO and SPO rotated with shear direction in dependance on deformation overprint grade.

Obsah

1. Úvod.....	1
2. Předmět studia.....	2
2.1 Křemen.....	2
2.2 Přednostní orientace zrn (CPO).....	3
2.3 Velikost a tvar zrn.....	4
2.4 Hranice zrn.....	5
3. Dosavadní výzkum.....	6
3.1 CPO ve vztahu k rekrystalizačnímu mechanismu.....	6
3.1.1 Difúzní tok.....	6
3.1.2 Dislokační tok.....	7
3.2 Vliv kinematiky na vývoj CPO.....	9
3.3 Vliv aktivace různých kluzných systémů na vývoj CPO.....	10
4. Metody studia.....	11
4.1 Analýza krystalové přednostní orientace (CPO).....	11
4.1.1 Počítačová polarizační mikroskopie (CIP).....	11
4.1.1.1 Princip metody.....	11
4.1.1.2 Postup získání dat.....	12
4.1.1.3 Zpracování dat.....	13
4.1.1.4 Kalibrace.....	13
4.2 Analýza mikrostruktury.....	14
4.2.1 Tvorba mapy zrn.....	14
4.2.2 Matlab.....	14
4.3 Další použité metody.....	15
4.3.1 Skenovací elektronová mikroskopie (SEM).....	15
4.3.2 Difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD).....	16
4.3.3 Katodoluminiscence (CL).....	17

5. Geologická pozice zkoumaných vzorků	19
6. Vzorky.....	21
6.1 Výběr vzorků pro analýzy.....	26
6.2 Stanovení referenčního rámce	27
7. Výsledky.....	29
7.1 Nárůst osního poměru zrn jako měřítko intenzity deformačního přetisku	29
7.2 Výchozí mikrostruktury a textury S1.....	29
7.3 Deformační přetisk S2 v silných pásčích.....	32
7.3.1 Stanovení domén	32
7.3.2 Celková přednostní optická orientace zrn (CPO) v doménách.....	33
7.3.2.1 Přednostní optická orientace zrn ve vztahu k velikosti zrn.....	35
7.3.3 Celková tvarová přednostní orientace zrn (SPO) v doménách.....	37
7.3.3.1 Přednostní tvarová orientace zrn ve vztahu k CPO.....	39
7.3.4 Osní poměr zrn v doménách.....	40
7.3.4.1 Velikost zrn ve vztahu k osnímu poměru zrn.....	43
7.3.4.2 Orientace dlouhých os zrn ve vztahu k osnímu poměru zrn	47
7.3.4.3 Zakřivenost hranic zrn ve vztahu k osnímu poměru zrn	49
7.4 Deformační přetisk S2 v tenkých pásčích.....	51
7.5 Deformační přetisk v matrix	54
8. Shrnutí.....	55
8.1 Mechanismus deformace	55
8.2 Deformační přetisk	55
9. Diskuze.....	57
9.1 CPO a SPO před přetiskem.....	57
9.2 Centrální maxima v ab řezech.....	57
10. Literatura a odkazy.....	59
11. Přílohy.....	64
11.1 Seznam obrázků.....	64

11.2	Mapy zrn	66
	67
11.3	Script pro analýzu v Matlab (PolyLX)	68

1. Úvod

Studium mikrostruktur křemene poskytuje cenné informace o deformační a rekrystalizační historii metamorfovaných hornin. Křemen se vyskytuje ve většině metamorfovaných hornin a jeho chování během rekrystalizačních procesů je dobře prozkoumáno. Při analýze mikrostrukturních a texturních znaků nás zajímá především přednostní orientace zrn, tvar a velikost zrn a hranic zrn. Podstatný je i vztah křemenných zrn a ostatních minerálních fází v hornině, pokud se nejedná o čistě křemenný agregát. Z výsledků analýz můžeme odvodit deformační rychlosti, teploty, směry a velikost napětí, vztahy mezi napětím a deformací, pozice zlomových struktur a smysl pohybu na nich, a další informace.

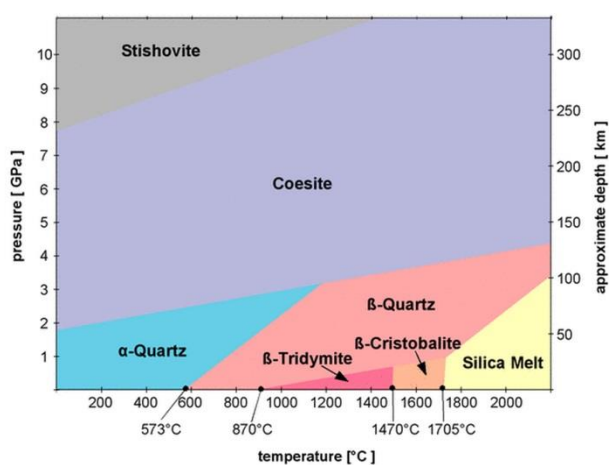
U metamorfovaných hornin, které prodělaly složitější vývoj, není snadné odlišit jednotlivé deformační fáze a jejich účinky na mikrostrukturu a texturu horniny. U monominerálních asociací, jako jsou kvarcity, nemůžeme spoléhat na přítomnost minerálních fází typických pro určité tlakově-teplotní podmínky, které by pomohly určit jakým podmínkám, případně v jakém časovém období, byla hornina vystavena. V takovém případě jsou nám vodítkem pouze textury a mikrostruktury a změny na nich.

Cílem této práce je prozkoumat a popsat změny mikrostruktury a textury kvarcitů krkonošsko - jizerského krystalinika, odlišit jednotlivé deformační fáze a jejich účinky na výslednou mikrostrukturu a texturu těchto kvarcitů. Jedná se především o pochopení vzniku a zániku mikrostruktur a textur, prozkoumání vztahu mikrostruktur a přednostní optické orientace (CPO) a vztahu přednostní optické orientace (CPO) a tvarové přednostní orientace (SPO). Cílem práce je rovněž objasnit mechanismus vzniku přednostní tvarové orientace (SPO) na příkladu deformačního přetisku.

2. Předmět studia

2.1 Křemen

Je jedním z nejobvyklejších horninotvorných minerálů. Vyskytuje se prakticky všude, stabilní není jen v horninách, kde je přítomen olivín nebo foidy. Nejběžnější trigonální křemen je stabilní do 573°C, dál přechází na vysokoteplotní hexagonální formu (Petránek, 1993). Přehled modifikací křemene v různých tlakově teplotních podmínkách je shrnut v obrázku 1.



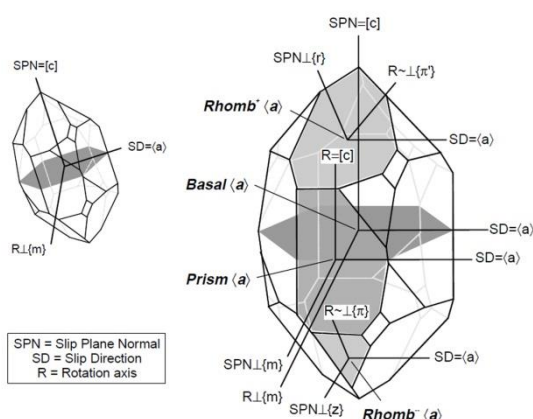
Obr. 1. Polymorfy SiO₂ – rozmezí p/T podmínek, převzato z: http://www.quartzpage.de/gen_mod.html

V mikroskopu je křemen bezbarvý, neštěpný, s nízkým reliéfem a nízkými interferenčními barvami (v odstínech šedi, mírně do žluta). Hodnota dvojlomu křemene je 0.009.

Automorfně omezený křemen se vyskytuje zřídka, setkat se s ním můžeme ve výlevných horninách. Křemen je většinou xenomorfně omezen v magmatických horninách, jelikož z magmatu krystalizuje mezi posledními. V metamorfovaných horninách křemen podléhá deformaci, která se projevuje zejména změnou jeho mikrostrukturních parametrů (velikost a tvar zrn, přednostní orientace) a dalšími typickými jevy, např. undulózním zhášením (Petránek, 1993).

2.2 Přednostní orientace zrn (CPO)

Orientaci krystalografických os měříme u porfyrroklastů a rekrystalizovaných zrn, nejčastěji se určuje orientace osy c a os a (Obr. 2). Orientace os zrn jsou zobrazovány do stereografických projekcí a pólových diagramů, podle jejich charakteristických vzorů můžeme určovat, které krystalové kluzné systémy byly během metamorfního procesu aktivní. Orientace hlavních os vypovídá rovněž o směru napětí, smyslu pohybu na zlomu, u rekrystalizovaných zrn je zároveň indikátorem různých stupňů rekrystalizačního procesu.



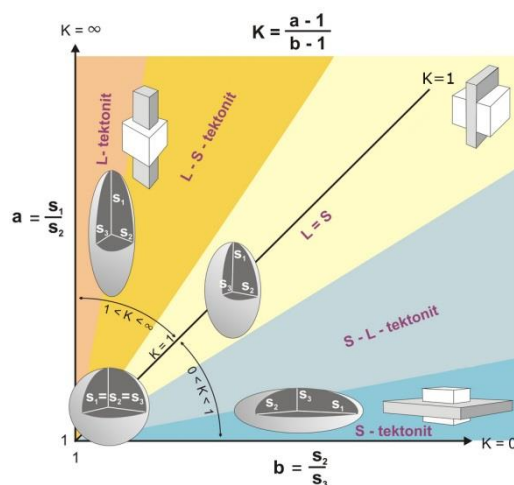
Obr. 2. Nejobvyklejší kluzné systémy v krystalu křemene, SPN – normála na kluznou plochu, SD – směr skluzu, R – rotační osa převzato z: Neumann 2000, upraveno

Orientaci krystalografických os můžeme měřit metodami optickými nebo elektronickými. Klasickou optickou metodu představuje použití univerzálního stolku (U-stage). Lze na něm měřit pouze osy c , ale zjištěné orientace jsou vztažené ke konkrétním zrnům ve výbrusu, což představuje výhodu například oproti měření orientací za pomoci rentgenové goniometrie. Rentgenová goniometrie (X-ray goniometry) a elektronová difrakční analýza (SEM) jsou metody, které pro měření krystalografických os využívají proudy elektronů, neutronů a rentgenového záření. Na rozdíl od optických metod umožňuje určení orientací všech krystalografických os, a měření i analýza jsou řízeny počítačem. Další užívanou metodou je Computer Integrated Polarization microscopy (CIP) (Heilbronner a Pauli, 1993), která má kromě měření orientace minerálních zrn široké využití v analýze mikrostrukturních a texturních prvků.

2.3 Velikost a tvar zrn

Velikost křemenných zrn při rekrystalizačních procesech je funkcí diferenciálního napětí, závisí na teplotě a deformační rychlosti. Velikost i tvar zrn vypovídají o převládajícím mechanismu rekrystalizace (BLG, SGR, GBM). Důležité je i stanovení podmínek kdy zrna přechází z fáze růstu do fáze redukce velikosti a naopak.

Tvar zrn zjistíme výpočtem osních poměrů. Výsledné poměry se vynášejí do Flinnova diagramu (Obr. 3).



Obr. 3. Flinnův diagram s modelovými tvary zrn podle parametru K , upraveno, převzato z: <http://tamop412a.ttk.pte.hu/files/kornyezettan9/www/out/html-chunks/ch10s03.html>

Velikost zrn snadno změříme na standardním optickém mikroskopu jednoduchou metodou Linear Intercept Method. Zvolíme si úsečku a spočítáme zrna, která protíná. Velikost zrn D pak spočítáme podle vzorce:

$$D = (L/n) * 1,5$$

,kde L je délka úsečky a n je počet zrn

Abychom získali hodnoty mezních velikostí zrn, měříme výbrusy paralelně s lineací a kolmo k lineaci. Další obvyklá metoda měření velikostí zrn je Area Intercept Method. Při měření aproximujeme zrno na kruh a určíme jeho průměr D' . Velikost pak spočítáme podle vzorce:

$$D = (4/\pi) * D'$$

Hodnotu **D** poté použijeme pro výpočet tokového napětí v piezometrické rovnici.

Piezometry jsou empiricky odvozené vztahy mezi tokovým napětím a velikostí zrn. Piezometrické rovnice mají různou hodnotu dosazovaných parametrů podle typu rekrystalizačního mechanismu.

Velikosti zrn se dále dají měřit na základě segmentace, která je součástí několika dalších analytických metod, například metody Lazy Grain Boundary (LGB) (Heilbronner, 2000), která je primárně určena pro detekci hranic zrn a vytváření map hranic zrn.

Metoda výpočtu velikosti rekrystalizovaných zrn jako inverzní hodnoty hustoty hranic zrn byla popsána v experimentálních studiích (Heilbronner a Tullis, 2006).

2.4 Hranice zrn

Při studiu hranic zrn nás zajímá především jejich tvar, který indikuje stupeň rekrystalizace a typ rekrystalizačních mechanismů. Dále analyzujeme hustotu hranic zrn a rozdíl osních orientací (misorientace) na hranicích zrn. Základem analýzy hranic zrn je segmentace, ta může být prováděna podle různých kritérií. Metodou CIP (Heilbronner a Pauli, 1993) detekujeme hranice zrn na základě rozdílných přednostních orientací zrn. Jednoduchá metoda určená k vytváření velkých map hranic zrn, tzv. Lazy Grain Boundary - LGB (Heilbronner, 2000) detekuje hranice zrn na principu gradient filteringu. Analýza hranic zrn je většinou prováděna speciálními počítačovými programy, můžeme ji však určovat i „ručně“, například obkreslováním hranic zrn různě orientovaných fotografií z polarizačního mikroskopu. Za pomoci běžně dostupného programu jako je QGIS tak můžeme vytvářet mapy hranic zrn, procedura je však časově náročná.

3. Dosavadní výzkum

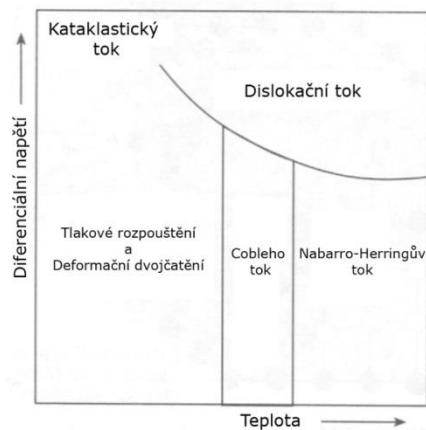
Chování křemene během rekrystalizačních procesů je předmětem zájmu mnoha geologů už desítky let. S rozvojem nových analytických metod za užití výpočetní techniky se možnosti zkoumání křemene značně rozšířily. S využitím speciálních programů se práce geologů zrychlila a zjednodušila. Texturní vývoj a přednostní krystalová orientace křemene byla a je zkoumána na vzorcích experimentálně i přírodně deformovaných hornin, zejména monominerálních - kvarcitech (např. Tullis, 1977; Carreras et al., 1977; Bouchez, 1977; Garcia-Celma, 1983; Schmid a Casey, 1986; Mancktelow, 1987; Law et al., 1990; Heilbronner a Tullis, 2006; Pennacchioni et al., 2010; Heilbronner 2010).

3.1 CPO ve vztahu k rekrystalizačnímu mechanismu

Na základě pozorování mikrostruktur je možné určit, jaký mechanismus byl při deformaci materiálu dominantní. Křemenné agregáty deformované dislokačním tokem vykazují silnou přednostní krystalovou orientaci, u deformace difúzním tokem bývá přednostní krystalová orientace slabá nebo není vůbec patrná (Kilian, Heilbronner, Stünitz, 2011).

3.1.1 Difúzní tok

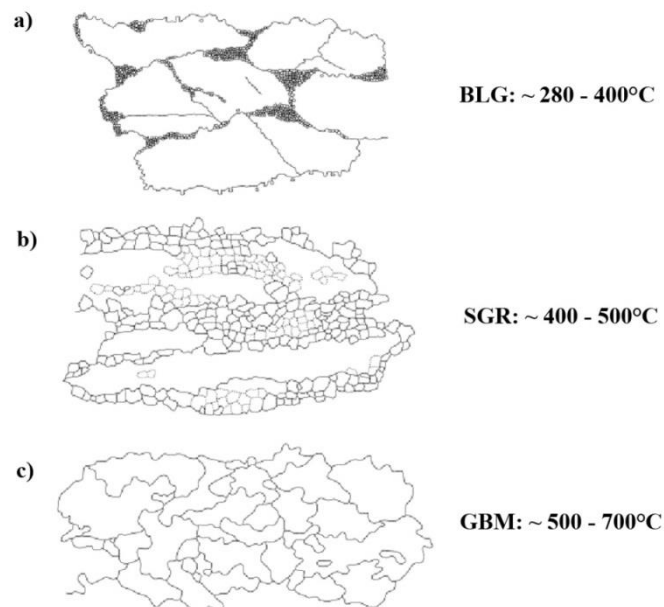
Při difúzním toku je vliv dislokací zanedbatelný. Mechanismy difúzního toku můžeme rozdělit na tlakové rozpouštění (dissolution precipitation creep), které probíhá za nižších teplot, difúzi po hranicích zrn (Cobleho tok), skluz po hranicích zrn (grain boundary sliding) a objemovou difúzi (Nabarro-Herringův tok). Aktivitu těchto mechanismů v závislosti na změně teploty a diferenciálního napětí shrnuje obrázek 4. Cobleho tok a Nabarro-Herringův tok jsou mechanismy silně závislé na velikosti zrn (Passchier a Trouw, 1996).



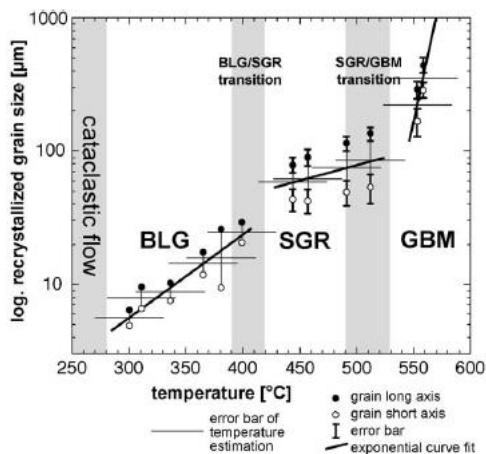
Obr. 4. Deformační mechanismy v závislosti na změně teploty a diferenciálního napětí, převzato z: Petr Jeřábek, Tok a vznik staveb, Mikrotektonika, přednáška ÚPSG, upraveno

3.1.2 Dislokační tok

Dislokační tok se uskutečňuje prostřednictvím pohybu dislokací, mřížkových defektů. Tyto pohyby jsou označovány jako dislokační šplh a skluz (Passchier a Trouw, 1996). Hirth a Tullis definovali ve vztahu k teplotě 3 režimy dislokačního toku (Obr. 5. a 6.).

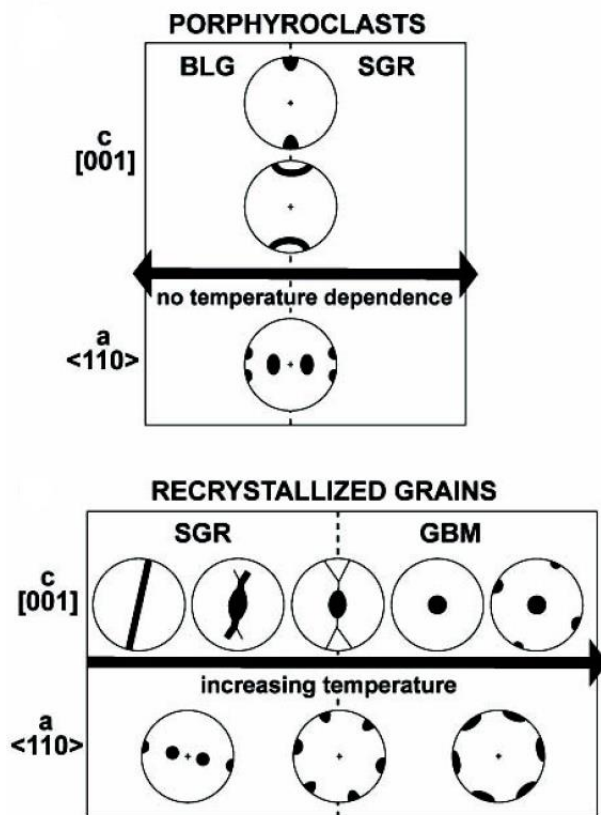


Obr. 5. 3 režimy dislokačního toku a rozmezí teplot jejich aktivity: a) bulging, b) subzrnová rotace, c) migrace hranic zrn, převzato z Hirth a Tullis, (1992) - upraveno podle Stipp et al. (2002)



Obr. 6. Aktivita deformačních mechanismů dislokačního toku v závislosti na teplotě a velikosti rekrystalizovaných zrn, převzato ze Stipp et al. (2002)

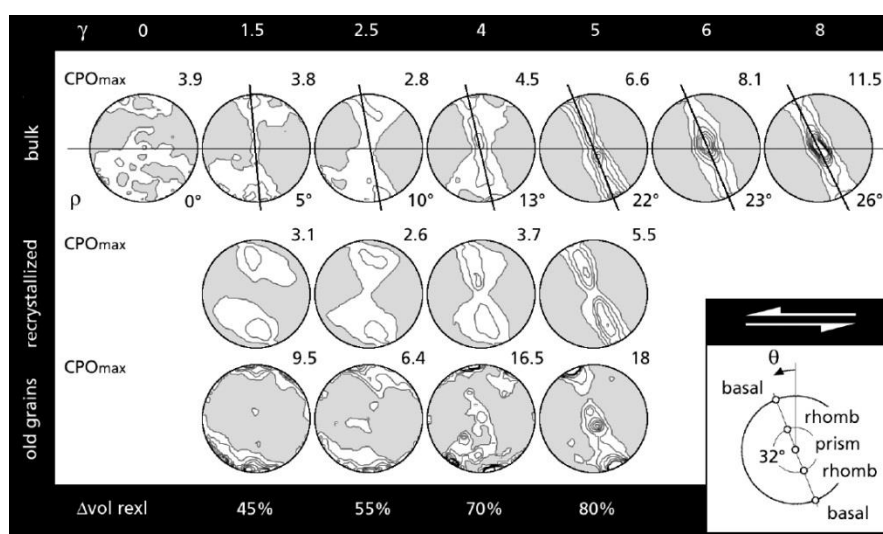
Podle toho, který deformační mechanismus je dominantní, objevují se v pólovém diagramu přednostních orientací osy C různé typické vzory (Obr. 7.) (Lebit, Klapar, Lüneburg, 2002), (Hirth a Tullis, 1992), (Kilian, Heilbronner, Stünitz, 2011).



Obr. 7. Typické vzory CPO v pólových diagramech pro porphyroklasty a rekrystalizovaná zrna podle typu deformačního mechanismu, převzato ze Stipp et al. (2002)

3.2 Vliv kinematiky na vývoj CPO

Z mnoha studií (např. Berthe et al., 1979; Lister a Hobbs, 1980; Simpson, 1980; Behrmann a Platt, 1982; Simpson a Schmid, 1983) vyplývá, že krystalovou přednostní orientaci v souvislosti s tvarovou přednostní orientací lze považovat za indikátor směru stříhu. Interpretace směru stříhu u pólových diagramů přednostní orientace osy C, která nemá vlastní asymetrii, závisí na zvolení kinematického rámce, ke kterému je vztažena (Kilian, Heilbronner, Stünitz, 2011). Numerické modely (Lister et al., 1978; Lister a Hobbs, 1980; Wenk et al., 1989; Jessell a Lister, 1990) ukazují, že geometrie krystalové přednostní orientace souvisí se zvoleným kinematickým rámcem a vzory pólových diagramů se zesilují se zvyšujícím se napětím. Podle těchto modelů krystalová přednostní orientace rotuje ve směru napětové elipsy, tedy proti směru stříhu. Toto chování bylo pozorováno i u některých přírodně deformovaných hornin (Burg a Laurent, 1978; van Roermund et al., 1979). Naproti tomu, z jiných studií přírodních deformačních zon (Carreras et al., 1977; Simpson, 1980; Garcia Celma, 1983), numerických modelů (Etchecopar, 1977; Etchecopar a Vasseur, 1987) i experimentálně deformovaných hornin (Heilbronner a Tullis, 2006) vyplývá, že krystalová přednostní orientace rotuje v souladu se směrem stříhu a plochou střížné zony, a vykazuje malou nebo žádnou rotaci ve směru napětové elipsy (Obr. 8.).



Obr. 8. Rotace CPO vzoru se směrem stříhu v závislosti na míře deformace, menší obrázek vpravo dole: aktivita kluzných systémů podle pozice maxim v pólovém diagramu, převzato z Heilbronner a Tullis (2006)

Podle Kiliana, Heilbronner a Stünitze je vývoj krystalové přednostní orientace ovlivněn spíše lokální kinematikou než celkovou kinematikou střižné zóny nebo orientací napětové elipsy. Například v okolí klastů se krystalová přednostní orientace mění a dosahuje stabilní orientace nezávislé na celkovém směru napětí střižné zony (Kilian, Heilbronner, Stünitz, 2011).

3.3 Vliv aktivace různých kluzných systémů na vývoj CPO

Pozornost autorů je zaměřena rovněž na aktivitu různých kluzných systémů v krystalech křemene (např. Takeshita, 1996; Okudaira et al., 1995; Bahattacharya a Weber, 2004; Mainprice et al., 1986; Schmid a Casey, 1986; Kruhl, 1998; Neumann, 2000; Kurz et al., 2002; Toy, Prior a Norris, 2008). Výsledky pozorování aktivity různých kluzných systémů v závislosti na teplotě shrnuje obrázek 9.

	350°C	400°C	450°C	500°C	550°C	600°C	650°C	700°C	Reference	
	basal<a>				prism<c>				Takeshita (1996)	
	basal<a>				prism<c>				Okudaira et al. (1995)	
Type II crossed girdle					X-maxima (prism<c>)				Bahattacharya & Weber (2004)	
	<a>				<c>				Mainprice et al. (1986)	
					Y-maxima (prism<a>)				Schmid & Casey (1986)	
					crossed girdles (basal<a>)				Kruhl (1998)	
					girdles (basal<a>)				Y-maxima (prism<a>)	Kurz et al. (2002)

Obr. 9. Aktivita různých kluzných systémů v závislosti na teplotě podle různých autorů - shrnutí, převzato z Toy a Prior (2008)

Vývoj textury během dynamické rekystalizace je kontrolován aktivací různých kluzných systémů v zrnech s “tvrdou“ a “měkkou“ orientací. Během plastické krystalové deformace, rekystalizace a krystalového růstu jsou určité orientace zrn preferovány před ostatními (Neumann, 2000).

4. Metody studia

4.1 Analýza krystalové přednostní orientace (CPO)

4.1.1 Počítačová polarizační mikroskopie (CIP)

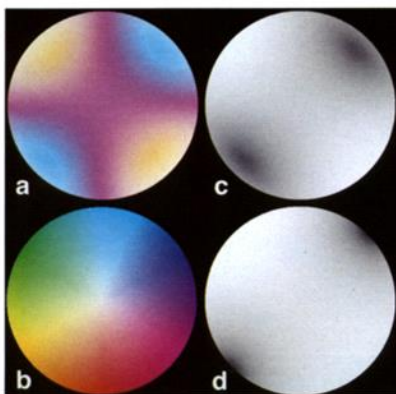
K určení krystalové předností orientace (CPO) zrn křemene ve vzorcích jsem zvolila metodu CIP (Computer Integrated Polarization microscopy) popsanou R. Heilbronner a Ch. Paulim. Tato metoda kombinuje optickou mikroskopii s počítačovou analýzou obrazu. Stejně jako všechny optické metody umožňuje pouze určení orientací os **c**, avšak podstatné je, že orientace určená v každém bodě obrazu je vztažena ke konkrétnímu místu ve výbrusu pomocí souřadnic (Heilbronner a Pauli, 1993). Pomocí této metody můžeme provádět mikrostrukturní analýzu aniž bychom museli použít univerzální stolek. Další výhodou metody CIP je, že informace o orientaci je zobrazována současně s optickou mikrostrukturou výbrusu. Poskytuje tak příležitost studovat konkrétní mikrostruktury v souvislostech s přednostními orientacemi jejich zrn. Tuto metodu jsem zvolila také proto, že bylo potřeba analyzovat velké plochy výbrusů, což metoda CIP umožňuje a zároveň je mnohem méně časově i technicky náročná než měření univerzálním stolem, scanning electron microscopy (SEM) nebo rentgenová goniometrie (X-ray goniometry).

Oproti postupu Heilbronner a Pauliho se můj postup odlišoval zejména při zpracování výstupních obrázků, princip však zůstává stejný.

4.1.1.1 Princip metody

Při pozorování výbrusu se zkříženými nikoly a lambda destičkou vidíme interferenční barvy jednotlivých zrn. Interferenční barva závisí na orientaci osy **c**, dvojlomu minerálu a tloušťce výbrusu. Když zobrazíme do stereografické projekce interferenční barvy pro všechny možné azimuty (φ) a inklinace (θ), získáme stereogram interferenčních barev (SIC) (Obr. 10a). Na SICu je jasně vidět, že určení orientace z interferenčních barev není jednoznačné. Proto jsou tyto stereogramy (SIC) převáděny do podoby monochromatických stereogramů pomocí černobílých fotofilmů s vhodnými filtry, které zvýrazní určitá spektra interferenčních barev. Podle monochromatických stereogramů (Obr. 10c,d) pak lze jednoznačně určit azimut a inklinaci daného zrna ve výbrusu na základě funkce distribuce intenzity $G(\varphi, \theta)$ určitých spekter. Ve výsledném obraze jsou distribuce intenzity spekter ($G(\varphi, \theta)$) zobrazovány tak, že

vysoké intenzity jsou světlé a nízké intenzity jsou tmavé. Při použití správných filtrů, by distribuce intenzity $G(\varphi, \theta)$ monochromatického SIC, měla aproximovat povrch hyperboloidu. Ve správně filtrovaných monochromatických SIC obrazech, by měla být amplituda funkce jasů $G(\varphi)$ měřená na 180° trajektorii, daná hodnotou inklinace (θ). (Heilbronner a Pauli, 1993)



Obr. 10. a) SIC křemene, b) barevný kód: odstíny-azimut; sytost-inklinace, c,d) monochromatické SIC z a) s různými filtry, převzato z Heilbronner a Pauli, 1993

4.1.1.2 Postup získání dat

Výbrusy byly sbroušeny na tloušťku $20\mu\text{m}$, aby zrna nabývala pouze interferenčních barev prvního řádu. Na mikroskopu Carl Zeiss Jenapol, opatřeném kamerou Optronics Microfire, upraveném pro pořizování snímků sloužících jako vstupní data metody CIP, je výbrus pevně ukotven na stolku, zatímco polarizátor a lambda destička jsou rotovány proti směru hodinových ručiček (tzn., že osy rotují po směru hodinových ručiček vzhledem k polarizátorům). Tento způsob usnadňuje následné zpracování dat oproti variantě, kdy je rotován výbrus a polarizátory zůstávají nastaveny stejně. Při rotování vzorkem dochází k většímu posunu a srovnat sérii snímků přesně na sebe je náročnější. Navíc při rotování vzorkem musíme oříznout větší plochy v rozích snímků, takže výsledná analyzovaná oblast je pak menší. Variantu s pevně ukotveným vzorkem a rotujícími polarizátory proto považuji za jednodušší a spolehlivější.

Polarizátory jsou na každém snímku pootočené o 10° , potřebujeme tedy 19 obrázků na pokrytí 180° trajektorie ($0^\circ, 10^\circ \dots 180^\circ$). Nejprve je pořízen snímek výbrusu při cirkulární polarizaci (zkřížené nikoly, $2 \times \lambda/4$ destička), dále snímek bez polarizace. Následuje 19 snímků s rotováním polarizátorů po 10° (λ destička). Pomocí zasunutí malých klínků pod okraj výbrusu jsou pořízeny 2 snímky s náklonem sever-jih a východ-západ. Tyto slouží k rozlišení

inklinací nad ($\theta > 0^\circ$) a pod ($\theta < 0^\circ$) rovinou stolku. Nakonec je ještě pořízen snímek pozadí bez výbrusu.

4.1.1.3 Zpracování dat

Vstupní data tedy tvoří 24 snímků ve formátu .tif . Snímky jsou pořizovány s použitím softwaru PictureFrame. Snímky jsem zpracovala pomocí softwaru Fiji (<http://fiji.sc/Fiji>). Snímky jsou pořízeny ve velikosti 1600 x 1200 pixelů, v nichž jsou vybírány výřezy o velikosti 1500 x 1000 pixelů. Obrázky je nejprve potřeba srovnat přesně na sebe (funkce Image Stabilizer) a od snímku bez polarizace odečíst pozadí (funkce Subtract Background), kvůli zkrácení odstínu šedi. Dále je třeba podle histogramů zkontrolovat, zda mají snímky s nakloněným výbrusem (č. 22 a 23) stejnou střední hodnotu šedi (mean) jako poslední rotovaný snímek (č.21). Nakonec je celá sada snímků invertována. Takto upravené obrázky se poté exportují jako CIP stack s příponami .cirpol, .nopol, .000 -.180, .sup (south up), .eup (east up) a .back. Úpravou nepolarizovaného obrázku funkcí Threshold je vytvořena maska, na které se zamaskují všechny nečistoty a fáze, které nechceme vidět. Funkce Threshold se užívá rovněž k určení nejsvětlejších a nejtmavších odstínů a nalezení místa (pixelu) ve výbrusu, kde je příslušná hodnota šedi dosažena. Tato data jsou potřeba pro správnou kalibraci k určení inklinace (θ).

4.1.1.4 Kalibrace

Kalibrace se provádí v prostředí příkazového řádku. Kalibraci můžeme provést s užitím hodnot získaných funkcí Threshold v programu Fiji, pokud se ve zkoumaném místě výbrusu nachází zrno s optickou orientací, která je kolmá k výbrusu (tj. při otáčení stolkem zůstává zrno černé, jeho odstín se nemění v průběhu celé trajektorie $0^\circ - 180^\circ$). V pólovém diagramu optických orientací pak bude takové zrno uprostřed obrazce a jeho barva bude podle barevného kódu rovněž černá. Naopak zrno, jehož optická orientace je paralelní s výbrusem, je označeno jako nejsvětlejší. V pólovém obrazci optických orientací pak bude zrno ležet na periferii a jeho barva bude záviset na jeho azimutu podle barevného kódování. Jelikož jsem ve zkoumaných oblastech svých výbrusů neměla zrna, jejichž optická orientace by se s jistotou dala označit za kolmou (resp. paralelní) k výbrusu, nebylo možné tento způsob kalibrace uplatnit. Při kalibraci jsem vycházela z histogramu stupňů šedi, který byl pro každou

zkoumanou oblast automaticky vytvořen. Na základě rozsahu hodnot šedi v histogramu jsem pro každou zkoumanou oblast určila hodnotu nejtmašího a nejsvětějšího odstínu šedi, tak, aby odpovídal rozsahu možných inklinací (θ) v rozmezí $0^\circ - 90^\circ$. Po provedení kalibrace jsou data uložena ve formě souborů, které je možné zobrazovat a dále zpracovávat pomocí programu Matlab s užitím toolboxu PolyLX (<http://petrol.natur.cuni.cz/~ondro/polylx:home>).

4.2 Analýza mikrostruktury

4.2.1 Tvorba mapy zrn

Abych mohla analyzovat mikrostruktury sledovaných oblastí, bylo nutné vytvořit mapu zrn. Automatická detekce hranic zrn na základě rozdílné orientace sousedních pixelů je sice časově úsporná metoda, ale může při ní docházet k vyšší chybovosti. Hranice zrna je obvykle touto metodou detekována pokud mají sousední pixely rozdíl optické orientace 5° a více. Při nižší kvalitě pořízených snímků však dochází k detekci hranic zrn i v místech, kde ve skutečnosti nejsou. Při pořizování snímků s nakloněným výbrusem se určité hranice mezi zrny ztlušují na šířku až několika pixelů, v těchto místech jsou pak automaticky detekovány hranice zdvojené. Problém detekce "falešných" hranic zrn se může objevit i u větších zrn, kde je vyvinuto undulózní zhášení. Naopak některá sousedící zrna mohou mít natolik podobnou optickou orientaci, že automatická detekce hranici neodhalí, ačkoli na mikrofotografiích je jasně patrná. Mapy zrn jsem vytvářela ručním obkreslováním zrn v programu QGIS. Zrna jsem obkreslovala podle barevně kódovaných obrázků optických orientací a mikrofotek sledovaných oblastí v cirkulární polarizaci, kde byly hranice zrn nejzřetelněji rozeznatelné. Výslednou síť jsem pak v programu OpenJump pomocí funkce Polygonize převedla na polygony a uložila ve formátu (.jml), který umožňuje další zpracování v programu Matlab.

4.2.2 Matlab

V Matlabu jsem nejprve načetla texturní data (soubor.jml) a data optických orientací CPO (soubor.AZI, soubor.INCP) příkazy *cipread* a *jmlread*. Poté jsem data sloučila sérií příkazů, které pro každé zrno vypočtou ze všech pixelů v zrnu jednu průměrnou hodnotu CPO a vytvoří soubor geodat, jež nesou informaci o orientacích a inklinacích zrn. Zároveň je vytvořen soubor dat, který obsahuje informace o velikosti a pozici jednotlivých zrn a je dále

použit k získání mikrostrukturních dat. Dále je nezbytně nutné provést škálování, tj. určit, jak jsou analyzované objekty ve skutečnosti velké. Grafickým výstupem je pak mapa zrn (*cip grain map*), kde je každému zrně přiřazena jediná barva podle barevného klíče (LUT) v závislosti na jeho orientaci a inklinaci. Mapy zrn zkoumaných vzorků jsou obsahem přílohy 11.2.

Ze vzorku krkonošB byly vytvořeny dvě sady výbrusů, vzájemně na sebe kolmých, aby bylo možné zkoumat mikrostrukturu a texturu tohoto vzorku ve třech dimenzích. Pro potřeby porovnávání CPO jsem data optických orientací jedné sady musela otočit o 90° .

Další sérií příkazů (*get*) jsem vypočetla velikost zrn, osní poměr zrn, orientaci dlouhých os zrn a zakřivenost hranic zrn. U těchto dat jsem následně zkoumala jejich vzájemnou souvislost, zejména vztah mezi CPO a SPO a vztahy a vývoj osního poměru a ostatních mikrostrukturních kritérií. Skript příkazů použitých k mikrostrukturní analýze v Matlabu je obsahem Přílohy 11.3.

4.3 Další použité metody

4.3.1 Skenovací elektronová mikroskopie (SEM)

Skenovací elektronová mikroskopie (Scanning Electron Microscopy) analyzuje různé druhy záření vznikající při interakci vzorku s primárním svazkem elektronů. Elektrony se při průchodu krystalickou mřížkou minerálu odrážejí do různých úhlů a vytvářejí vzory (electron back-scattered patterns - EBSD), ze kterých je vypočítána orientace krystalografických os vzorku. Krystalický materiál usměrňuje procházející elektrony do typických „kanálek“ tzv. electron channelling patterns (ECP), které zachycuje speciální kamera elektronového mikroskopu (Schmidt a Olesen, 1989). Údaje o krystalografických orientacích ve formě Eulerových úhlů jsou matematicky transformovány a zobrazovány do pólových diagramů krystalových směrů **c** a **a**, a pólů ke krystalovým plochám **m**, **r** a **z**. Data o orientacích jsou následně využívána k dalším mikrostrukturním analýzám, například k výpočtu funkce distribuce orientací nebo misorientací (misorientation distribution function - MODF) (Neumann, 2000).

Skenovací elektronová mikroskopie (Scanning Electron Microscopy) využívá jevu známého jako Braggova difrakce. Odrážením proudu elektronů v různých úhlech Θ vzniká

destruktivní nebo konstruktivní interference vlnění. Konstruktivní interference produkující elastické vlnění nastává pokud je splněna tzv. Braggova podmínka: dráhový rozdíl dvou proudů dopadajícího a odraženého záření $2d\sin\Theta$ musí být násobkem vlnové délky vlnění.

$$n\lambda = 2d\sin\Theta$$

kde Θ je difrakční úhel dopadajícího proudu paprsků, λ je vlnová délka

a d je vzdálenost mezi jednotlivými plochami krystalové mřížky.

Vysoké intenzity odraženého vlnění v difrakčních vzorech způsobené konstruktivní interferencí se nazývají Braggovy píky.

(http://www.absoluteastronomy.com/topics/Bragg_diffraction).

Pro měření metodami elektronové difrakce je nesmírně důležitá kvalita vzorků. Musí být velice tenké a jejich povrch nesmí být poškozen škrábanci nebo nerovnostmi. Z těchto důvodů se přípravě vzorků věnuje speciální péče zahrnující broušení a leštění, vzorek je poté potažen tenkou karbonovou vrstvou, která ho chrání před poškozením.

4.3.2 Difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD)

Metoda difrakce zpětně odražených elektronů (Electron BackScatter Diffraction) je v současnosti jednou z nejčastěji používaných technik zkoumání lokální krystalografické orientace v řádkovacím elektronovém mikroskopu (SEM). Tato metoda byla vyvinuta již v sedmdesátých letech (např. Venables a Harland, 1973), ale rozšířila se až v devadesátých letech s rozvojem počítačové techniky. S využitím Houghovy transformace k automatické detekci Kikuchiho linií byly vytvořeny algoritmy pro automatickou indexaci difraktogramů a pro stanovení orientace krystalu (Krieger-Lassen et al., 1992).

EBSD má prostorové rozlišení ~ 50 nm a úhlové $\sim 1^\circ$. EBSD difraktogramy vznikají dvoustupňovým procesem. Nakloněný vzorek ($\sim 70^\circ$) reaguje s elektrony primárního svazku. Elektrony dopadajícího svazku jsou rozptylovány pod povrchem vzorku mechanismy nepružného rozptylu elektronů. Plní tak funkci bodového zdroje těsně pod povrchem vzorku – elektrony se z malého centra pohybují všemi směry (Haušild, 2005).

Některé z těchto elektronů mohou být pružně rozptýleny na atomových rovinách (hkl) v souladu s Braggovou rovnicí za vzniku dvojic kuželů difraktovaných svazků, které svírají s kolmicí k příslušným atomovým rovinám (hkl) úhel 90° (Vodárek, 2006). Protože je Braggův úhel malý, difrakční kužely protínají fosforové stínítko jako téměř rovnoběžná dvojice čar, tzv. Kikuchiho linie. Difrakční obrazec je zde snímán kamerou.

Indexování difrakčních obrazců se provádí automaticky s využitím Houghovy transformace k určení geometrické polohy Kikuchiho čar v difrakčním obrazci. Rychlost zpracování je vysoká – řádově desítky difrakčních obrazců za sekundu. Získaná data jsou dále počítačově zpracována k získání mapy krystalografických orientací zkoumané plochy. (Haušild, 2005)

Přehled různých technik krystalografického měření a indexování pomocí EBSP a ECP (electron channelling patterns) lze nalézt v pracích Lloyda (1987, 1994), nebo Schmidta a Olesena (1989).

Pro porovnání výsledků analýzy přednostní optické orientace jsem kromě metody CIP použila u vzorku “krkonošC“ metodu určení optické orientace pomocí difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD). Analýza byla provedena v laboratoři vybavené EBSD detektorem HKL NordlysNano (výrobce Oxford Instruments) při urychlovacím napětí 20 kV s proudem svazku 8nA a krokem $2,5 \mu\text{m}$. Proces skenování a analýzy dat byl řízen softwarem AZtec a Channel 5.

4.3.3 Katodoluminiscence (CL)

Princip katodoluminiscenční (CL) mikroskopie je založen na interakci proudu elektronů s materiálem vzorku. Zdrojem elektronů je žhavené wolframové vlákno katody elektronové trysky. Elektrony jsou urychlovány napětím 10–100 kV (Ramseyer et al., 1988; Götze et al., 2001; Aparicio a Bustillo, 2012). Urychlený proud elektronů pak dopadá na grafitem pokovený povrch leštěného výbrusu vzorku a dochází k vyzáření energie v podobě ultrafialového, viditelného nebo infračerveného světla. (Kropáč et al., 2004)

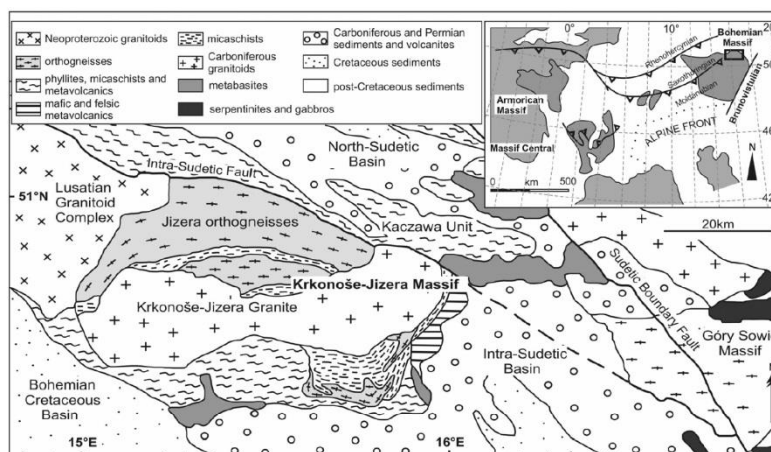
Výhodou metody katodoluminiscence je fakt, že lze detekovat a zkoumat jevy, které nejsou metodami optické mikroskopie snadno nebo vůbec odhalitelné. V případě křemene lze

odhalit sekundární alterace, rekrystalizaci nebo růstovou zonálnost zrn (Ramseyer et al., 1988; Götze et al., 2001).

Analýza byla provedena na skenovacím elektronovém mikroskopu s komorou CamScan S4 vybaveným CL detektorem Tescan, který umožňuje detekovat intenzitu luminiscence v širokém spektru vlnových délek (180-800 nm s maximem kolem 400 nm).

5. Geologická pozice zkoumaných vzorků

Krkonoško – Jizerský masiv náleží ke skupině několika litotektonických jednotek tvořících nejvýchodnější součást Saxothuringické domény - Západní Sudety (Narebski, 1994) (Obr. 11). Koláž teránů Západních Sudet je interpretována jako výsledek interakcí Baltiky a Avalonie v průběhu Variské orogeneze (Franke, 1989). Žáčková a další autoři (Kryza a Mazur, 1995; Seston et al., 2000; Mazur a Alexandrovski, 2001) dělí Krkonoško – Jizerský komplex na tři hlavní tektonické jednotky. Jádrem komplexu je tvořeno krkonošskou a jizerskou ortorulou. Protolit ortorul je kambrického stáří, 512-502 Ma (Kröner et al., 2001). Jeho pokryv tvoří na jihu a východě metamorfované horniny vulkano-sedimentárních sekvencí uložených během intrakontinentálního riftingu kadomského podloží a následného vývoje oceánské pánve (Kryza, 1995, 2007; Kachlík a Patočka, 1998).



Obr. 11. Zjednodušená geologická mapa zájmové oblasti, podle Aleksandrowski et al. 1997, převzato z Žáčková et al. 2012

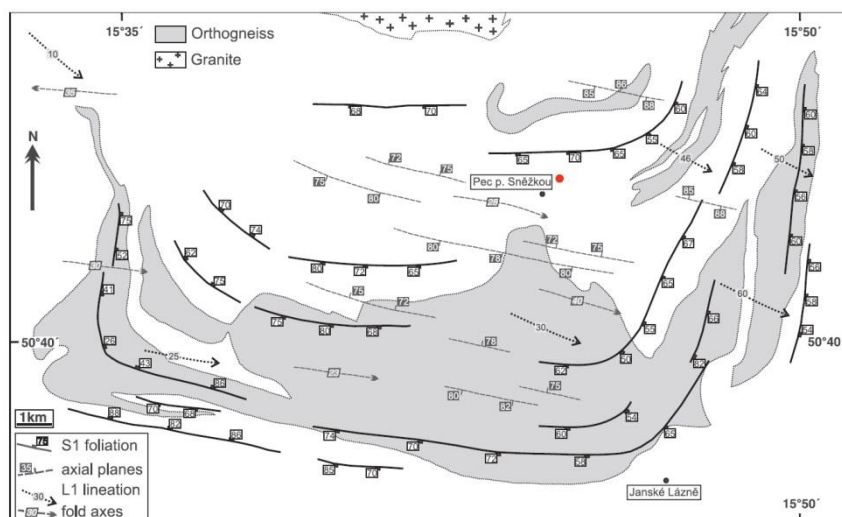
Prostřední jednotka reprezentující spodní příkrov je tvořena metasedimenty a metavulkanity. V nejsvrchnější jednotce převládají metabazity, tato část je interpretována jako svrchní příkrov. (Seston, 2000; Mazur a Alexandrovski, 2001). Podle Kryzy a Mazura (1995) minerální asociace paraautochtonní jednotky odpovídá podmínkám facie zelených břidlic, zatímco metavulkanity nadložní jednotky nesou známky metamorfózy v podmínkách facie modrých břidlic (6.5-12 kbar, 300-530°C). Metabazity a ruly nejsvrchnější jednotky nevykazují známky metamorfózy v podmínkách facie modrých břidlic. Pomocí termodynamického modelování byly odhadnuty mezní podmínky metamorfózy na 18-19 kbar při teplotách 460 - 520 °C, s následnou izotermální dekompresí na 10.5 - 13.5 kbar a finální dekompresí s tlaky nižšími než 8.5 kbar a teplotami pod 480°C (Žáčková et al., 2010).

Vysokotlaká metamorfóza hornin prostřední jednotky je spojována s raně variskou subdukcí. Její stáří je odhadováno na 360 Ma, následný přetisk za podmínek facie zelených břidlic je datován na 345 - 335 Ma (Maluski a Patočka, 1997; Marheine et al., 2002). Stáří Krkonošsko - Jizerského plutonu, který koncem variské orogeneze intrudoval v centrální části Krkonošsko - Jizerského komplexu, bylo za užití různých metod autory odhadnuto v rozmezí 329 - 304 Ma (Kröner et al., 1994; Mierzejewski et al., 1994; Machowiak a Armstrong, 2007).

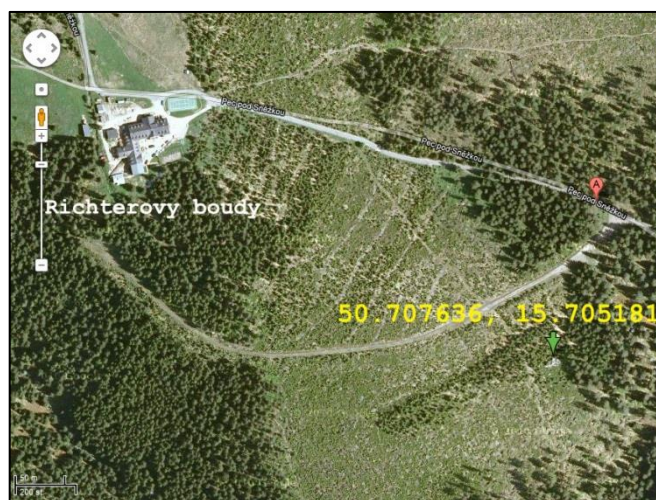
Detritus kvarcitů pochází pravděpodobně z eroze Kambro-ordovických granitoidů a okolních Neoproterozoických (meta)sedimentárních a magmatických hornin. Nedostatek Neoproterozoických (meta)sedimentárních hornin v centrální a východní části Krkonošsko – jizerského masivu je vysvětlován rozsáhlou erozí hornin obklopujících velká Kambro – Ordovická magmatická tělesa během formace raných Paleozoických riftových pánví podél jihovýchodního pasivního okraje Saxothuringické jednotky. Datování detritických zirkonů potvrdilo dřívější interpretaci, že odhalené podloží, kde dominují Neoproterozoické až Kambro – Ordovické granitoidy, bylo překryto během Devonsko – Karbonských subdukčně - kolizních procesů příkrovy tvořenými metamorfovanými ekvivalenty nejsvrchnější sedimentární formace Devonsko – Karbonského pasivního okraje (Žáčková et al., 2012).

6. Vzorky

Zkoumané vzorky byly odebrány na kvarcitovém výchozu nedaleko Richterovy boudy u Pece pod Sněžkou (Obr. 12 a 13).

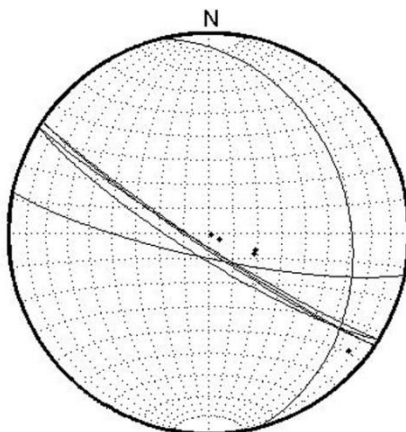


Obr. 12. Strukturální mapa studované oblasti, červený bod: místo odběru vzorků, převzato z Žáčková et al. 2010, upraveno



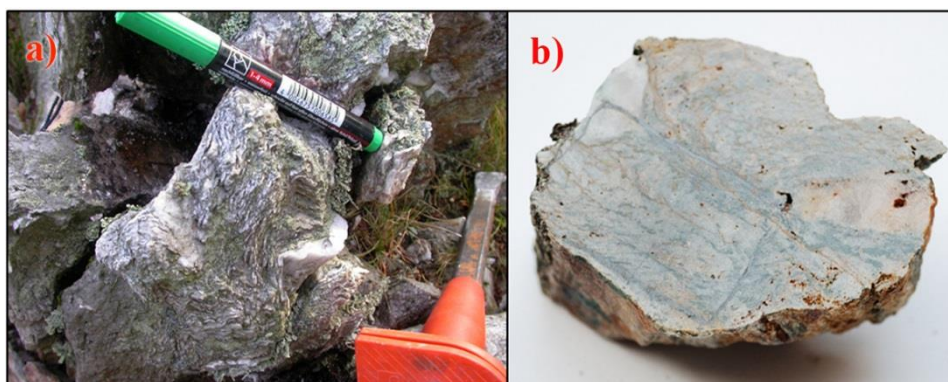
Obr. 13. Místo odběru vzorků (označeno zelenou šipkou) – zdroj: <https://maps.google.cz/>, upraveno

Makroskopicky se jedná o jemnozrnnější vrásněný kvarcit s tenčími i silnějšími žilkami křemene. Deformační stavby S1 jsou dány foliací muskovitu. Tyto stavby jsou zvrásněny do S2 staveb, s osami vrás převážně ostře, místy i mírně, ukloněnými. Vrásové osy mají orientace vjv. směru (Obr. 14).



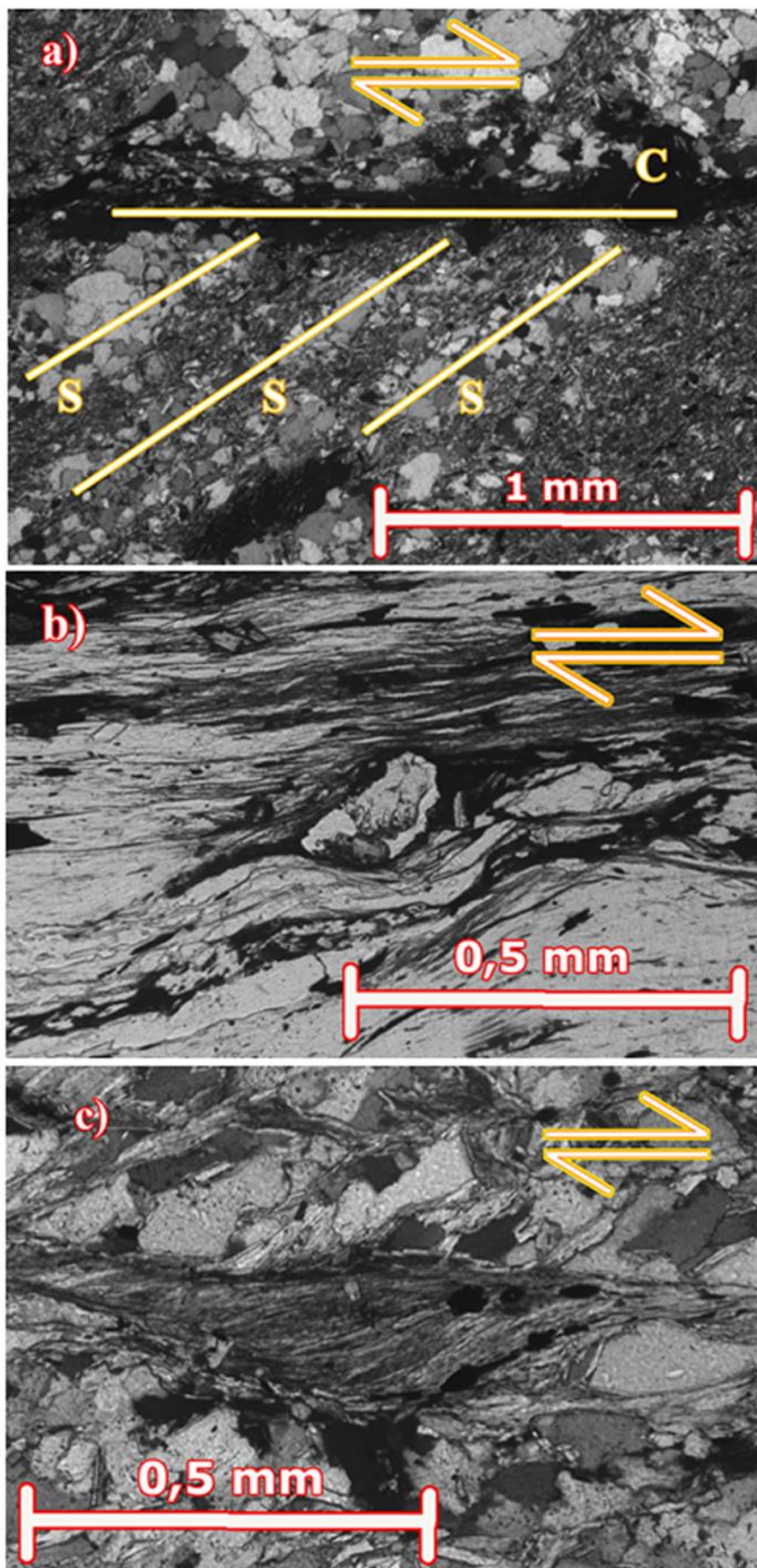
Obr. 14. Orientace vrásových os a osních rovin odebraných vzorků

Obsah muskovitu v odebraných vzorcích se pohybuje od 15 do 40%, pro analýzu byla vybrána místa s obsahem muskovitu 3 - 8% . Vzorky s vyšším obsahem slídy mají místy vyvinutou kliváž (vzorky OG a OH). V některých vzorcích (OG a OI) jsou patrné budiny křemene, které ovlivňují okolní kliváž (Obr. 15b).



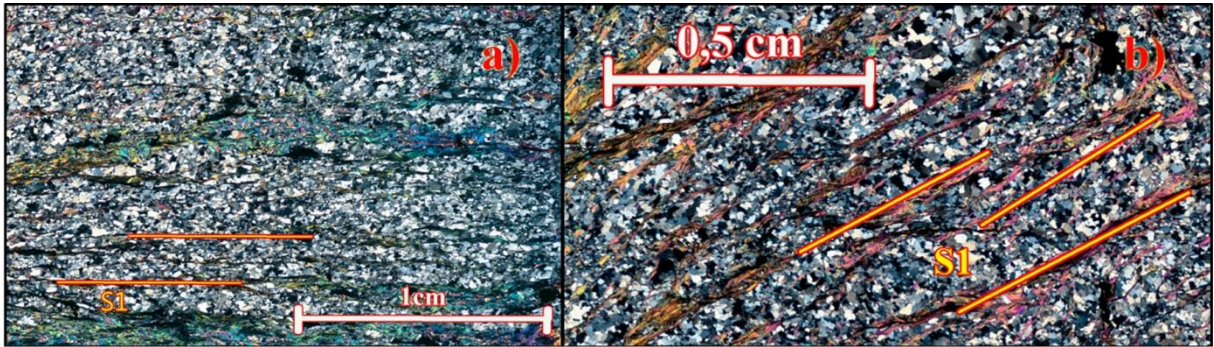
Obr. 15. a) odběr vzorku OE v terénu, b) vzorek OH s vyvinutou kliváží po rozříznutí (obdélník vyznačuje místo, odkud byl zhotoven výbrus)

Mikroskopicky mají vzorky granoblastickou, některé granolepidoblastickou strukturu. Matrix je tvořena převážně jemnozrnějším křemenem (5 - 300 μm) a pásy světlé slídy muskovitu. Zrna křemene jsou xenomorfně omezená slídami. Hranice zrn jsou nerovné, zubovité. Silnější žilky tvoří z 95 – 99 % hrubozrnější křemen (50 - 1000 μm). Světlá slída v nich tvoří nejvýš 5 %. Křemenná zrna jsou převážně rekrystalizována, pokud nejsou xenomorfně omezena slídami, mají silně zakřivené, zubovité hranice. U některých větších zrn je vyvinuto undulózní zhášení. Ve vzorcích s dobře vyvinutou kliváží lze pozorovat SC-stavby, které indikují směr stříhu (Obr. 16a). Dalšími indikátory směru stříhu jsou klasy s asymetrickými deformačními stíny (Obr. 16b) a slídové ryby (Obr. 16c). Tyto mikrostrukturní efekty doprovází deformaci v režimu čistého stříhu.

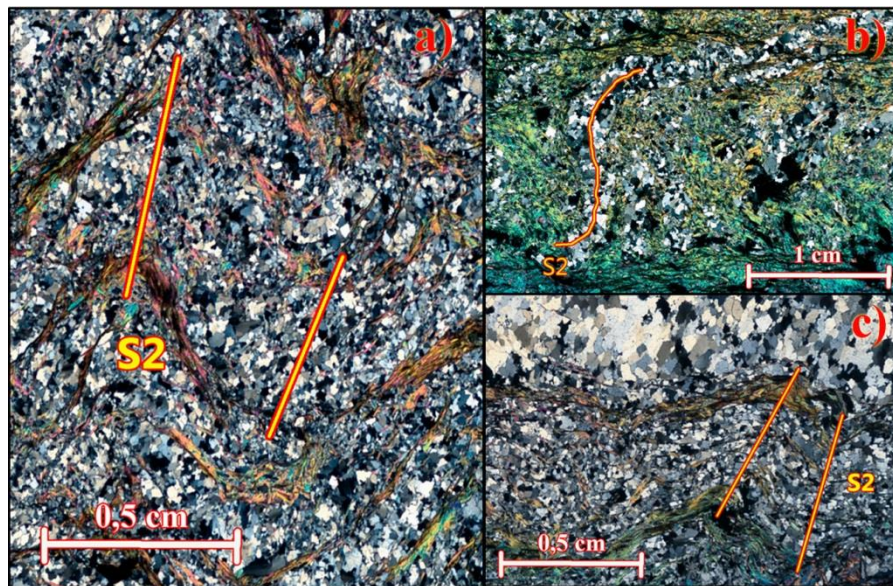


Obr. 16. Mikrostruktury indikující směr stříhu: a) SC – stavby ve vzorku OH, b) klast s asymetrickým deformačním stínem, c) slídová ryba

Deformační stavby S1 jsou definovány lištovitými zrní slíd, uspořádaných do více i méně souvislých pásků, které tvoří výraznou foliaci (Obr. 17). Stavby S1 jsou postižené vrásněním. Dochází k jejich přetisku S2 stavbami. Místy dochází ke vzniku krenulační kliváže (Obr. 18).



Obr. 17. Deformační stavby S1 jsou definovány foliací muskovitu (X nikoly)

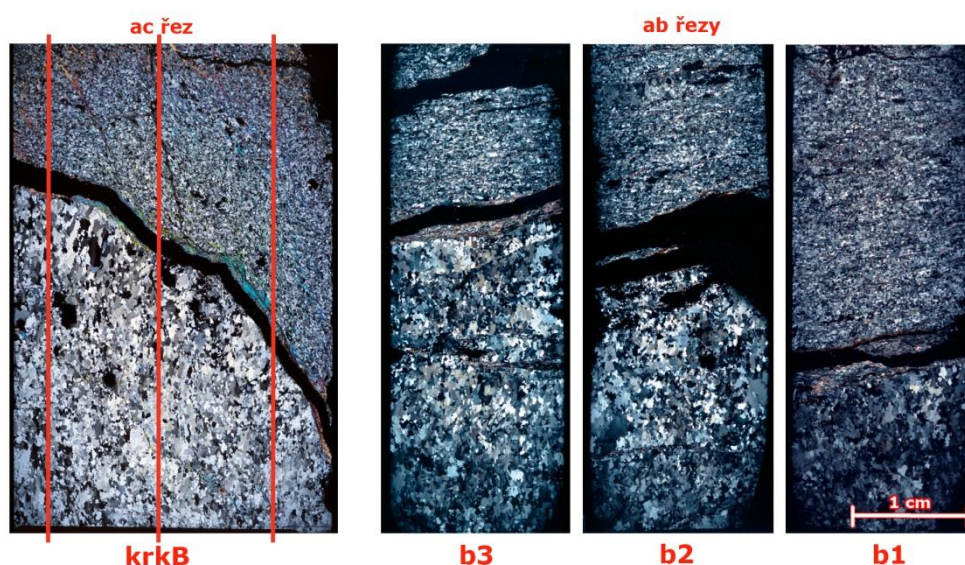


Obr. 18. Deformační stavby S2 (X nikoly), a) a c) vrásové osy S2, b) kliváž ve vzorku OH

6.1 Výběr vzorků pro analýzy

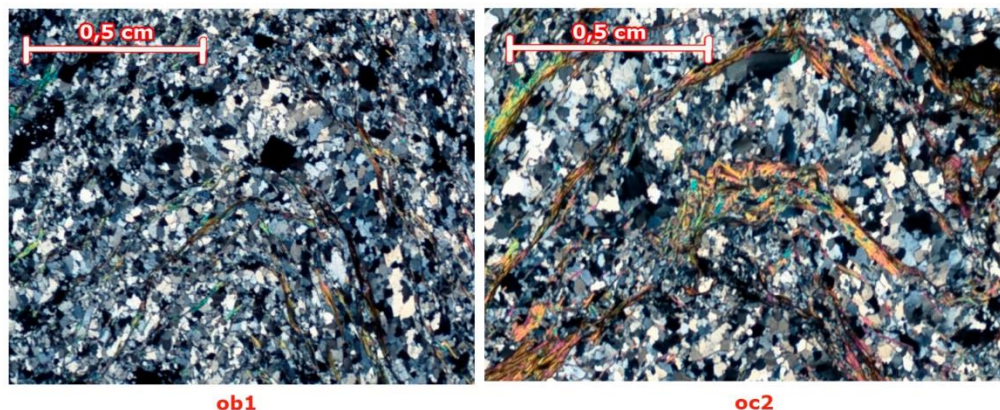
K detailnější analýze jsem vybrala vzorky, které reprezentují dva rozdílné typy mikrostruktur a textur ve studovaných kvarcitech.

Vzorky (krkonošB a krkonošC) vrásněné silnější žilky křemene byly vybrány pro trojrozměrnou analýzu mikrostruktur a textur. Křemenná žilka se vyznačuje nízkým množstvím přítomného muskovitu (cca 1%) a tvoří symetrickou vrásu. Ze vzorku krkonošB byl vytvořen jeden výbrus kolmý k vrásové ose (krkB) a tři výbrusy paralelní s vrásovou osou a osní rovinou vrásky (b1, b2 a b3) (Obr. 19). V těchto výbrusech byly studované oblasti (domény) zvoleny tak, aby bylo možné sledovat změny mikrostruktury a textury v rameni vrásky, ve vrcholu jejího zámku a ve spodní části zámku vrásky.



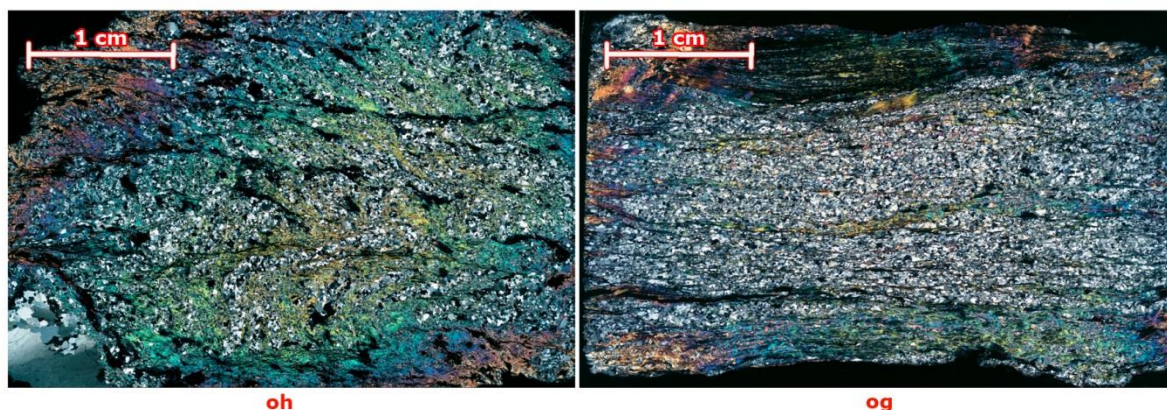
Obr. 19. Mikrofotografie výbrusů (X nikoly) ze vzorku krkonošB: ac řez – krkB, ab řezy – b1, b2, b3

Druhým typem analyzovaných oblastí jsou tenké vrásněné křemenné pásy ve vzorcích OB a OC (Obr. 20). Od vzorků se silnějšími křemennými žilkami se liší zejména mikrostrukturami, velikostí zrn, a množstvím přítomného muskovitu. Výbrusy ze vzorků OB a OC jsou kolmé k vrásovým osám studovaných vrásněných pásků.



Obr. 20. Mikrofotografie studovaných vrásek ve vzorcích ob1 a oc2 (X nikoly)

Mikrostruktury a textury ve vzorcích OG, OH a OI (Obr. 21) byly vybrány jako příklad koncových členů reprezentujících přetisk S1 staveb.



Obr. 21. Mikrofotografie výbrusů OH a OG (X nikoly)

6.2 Stanovení referenčního rámce

Referenční rámec “abc“ byl zvolen tak, že “a“ reprezentuje směr největšího protažení křemenných zrn a je paralelní s osní rovinou vrásky, “c“ reprezentuje směr nejmenšího protažení křemenných zrn a je kolmá k osní rovině vrásky, a “b“ je paralelní s vrásou osou. Referenční rámec “abc“ není vztažen ke skutečné orientaci vzorků a jejich geopozici v rámci výchozu nebo oblasti. Vzájemnou pozici výbrusů a v nich studovaných oblastí, spolu s referenčním rámcem zobrazuje skica (Obr. 22).

7. Výsledky

7.1 Nárůst osního poměru zrn jako měřítko intenzity deformačního přetisku

Zatímco v matrix je tvar a orientace křemenných zrn silně ovlivněna přítomností slídy, v silnějších páscích křemene s velmi nízkým podílem slídy měla křemenná zrna možnost měnit svůj tvar bez omezení slídami, pouze na základě deformace, na ně působící. Při vrásnění tlustých křemenných pásků došlo k vytvoření přednostní tvarové orientace zrn, která má různou intenzitu a je charakterizována nárůstem osního poměru zrn. Právě nárůst osního poměru zrn je měřítkem intenzity deformačního přetisku v jednotlivých zkoumaných doménách.

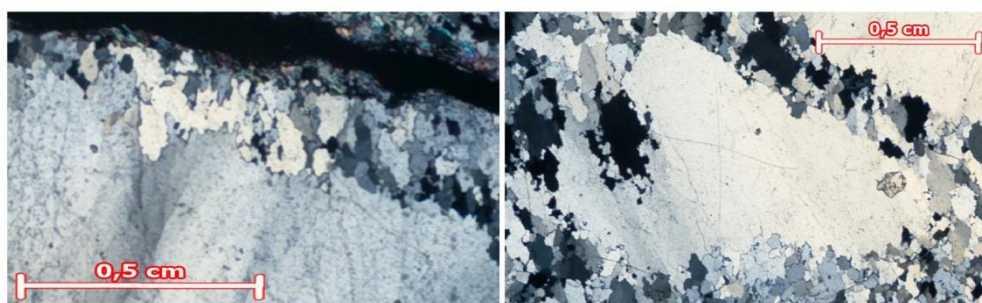
7.2 Výchozí mikrostruktury a textury S1

Mikrostruktury a textury S1 jsou částečně zachovány v budině ve vzorku OI (Obr. 23). Velká podlouhlá budina o rozměrech cca 7 x 2 cm (přesahuje rámec výbrusu) je reliktem jediného zrna, částečně rekrystalizovaného, které zůstalo reologicky odolnější oproti muskovitem bohaté matrix. Zároveň byla budina vhodně orientována v souladu s foliací, takže nebyla postižena vrásněním. Nicméně během deformace došlo ke změně uspořádání uvnitř budiny a k rekrystalizaci. Vzorek OI je příkladem velmi slabého deformačního přetisku v silnějších páscích křemene.

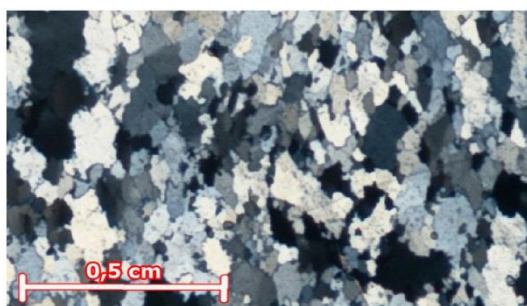


Obr. 23 . Mikrofotografie výbrusu OI se zkříženými nikoly, měřítko: velikost výbrusu 4 x 2,5 cm

Nerekrytalovaná část zrna je protkána sítí prasklin. Při okrajích zrna se objevuje undulózni zhášení a lamely. Rekrystalizovaná zrna na kontaktu s původním zrnem nesou známky bulgingu a subzrnové rotace (Obr. 24). V místech, kde je materiál zrn zcela rekrystalizován, jsou vzájemné hranice mezi zrny nerovné a zakřivené (Obr. 25). Velikost a mikrostruktura rekrystalizovaných zrn je typická pro rekrystalizaci mechanismem migrace hranic zrn. V jediném výbrusu je tak možné pozorovat proces rekrystalizace dislokačním tokem od počátku rekrystalizace bulgingem, přes subzrnovou rotaci až po dominantní mechanismus migrace hranic zrn.

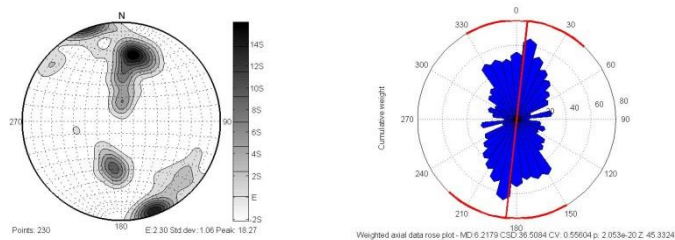


Obr. 24. Deformační mikrostruktury ve výbrusu OI, vlevo: bulging, vpravo: subzrnová rotace



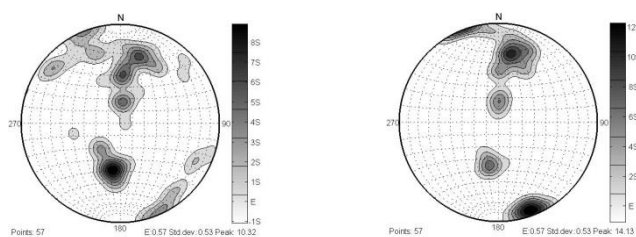
Obr. 25. Deformační mikrostruktura migrace hranic zrn ve výbrusu OI

Rekrystalizovaná křemenná zrna mají spíše nevýraznou přednostní tvarovou orientaci (SPO) i krystalovou přednostní orientaci (CPO), které nabývají maximálních hodnot ve dvou směrech (Obr. 26).



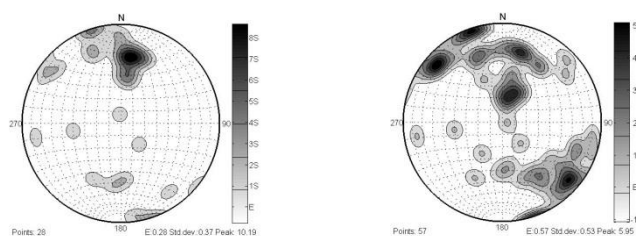
Obrázek 26. vlevo: celková krystalová přednostní orientace (CPO), vpravo: tvarová přednostní orientace (SPO)

Ve směru hlavní přednostní krystalové orientace mají zrna vyšší osní poměr a jsou spíše větší. Pozice maxim CPO v pólových diagramech odpovídají aktivaci kluzného systému rhomb<a>slip (Obr. 27).



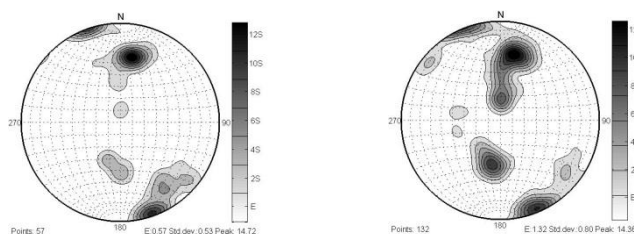
Obr. 27. vlevo: CPO zrn s nejvyšším osním poměrem, vpravo: CPO největších zrn (4. kvartil)

CPO menších zrn a zrn s nižším osním poměrem tvoří nejsilnější maxima spíše na periferii pólového diagramu, což odpovídá aktivaci kluzného systému basal<a>slip (Obr. 28).



Obr. 28. vlevo: CPO zrn s nejnižším osním poměrem, vpravo: CPO nejmenších zrn (1. kvartil)

Větší zrna a zrna s vyšším osním poměrem jsou orientována ve směru hlavní přednostní tvarové orientace (SPO), zatímco menší zrna a zrna s nízkým osním poměrem jsou orientována spíše kolmo vůči SPO (Obr. 29).



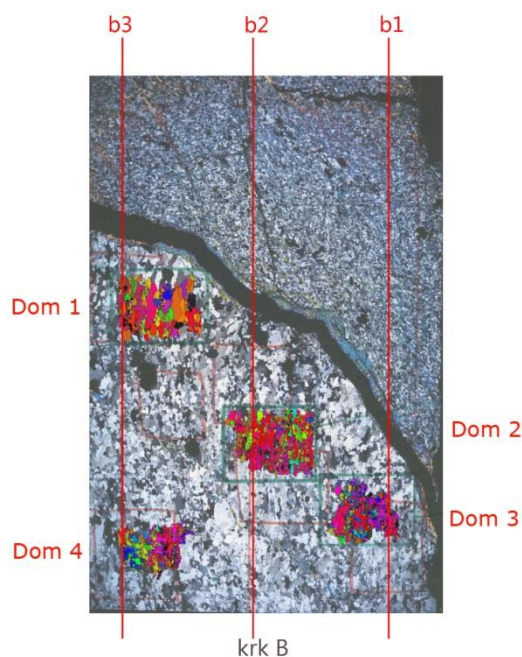
Obr. 29. vlevo: CPO zrn kolmých k SPO, vpravo: CPO zrn paralelních k SPO

7.3 Deformační přetisk S2 v silných páscích

7.3.1 Stanovení domén

V hlavním výbrusu krkB jsem vybrala čtyři domény k detailnější mikrostrukturní analýze. Z výbrusů kolmých na krkB (b1, b2 a b3) byly vybrány rovněž čtyři domény tak, aby jejich pozice ve vráse odpovídala pozicím domén ve výbrusu krkB. Výbrusy b1, b2 a b3 reprezentují ab řez, výbrus krkB reprezentuje ac řez, podle zvoleného referenčního rámce.

Domény jsou označeny Dom 1 - 4. Doména 1 se nachází v zámkové části vrásky, při jejím horním okraji. Domény 2 a 3 sledují průběh ramene vrásky při jejím horním okraji. Doména 2 leží přibližně uprostřed vrásky mezi jejím vrcholem a inflexním bodem. Doména 3 leží ve spodní části výbrusu, nejbliže k inflexnímu bodu vrásky. Je nejbližší od osní roviny vrásky. Doména 4 mapuje zámkovou část vrásky při jejím spodním okraji (Obr. 30).



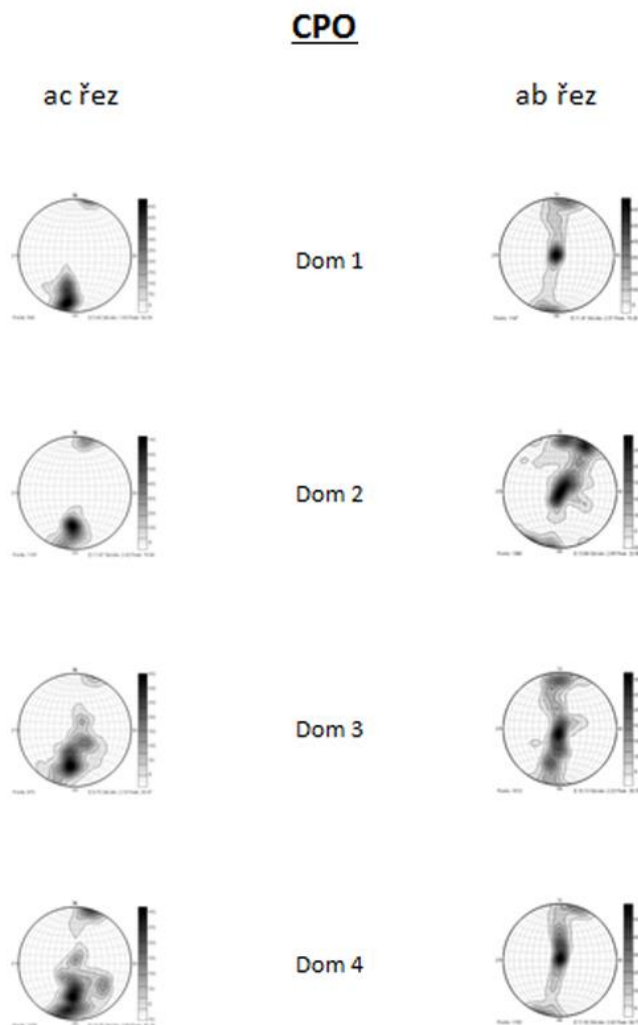
Obr. 30. Pozice domén 1-4 ve výbrusu krkB

7.3.2 Celková přednostní optická orientace zrn (CPO) v doménách

V ac řezech je CPO nejsilnější v Doménách 1 a 2, u Domén 3 a 4 slabne. Maxima CPO Domén 1 a 2 leží na periférii pólového diagramu, tento vzor CPO naznačuje, že během deformace byl dominantní kluzný systém basal<a>slip. U Domén 3 a 4 se maxima přesouvají blíže ke středu pólového diagramu. Pozice maxim odpovídá aktivitě kluzných systémů rhomb<a>slip až prism<a>slip. Vzory CPO ve všech doménách jsou ukloněny oproti vertikále (resp. osní rovině vrásky) o cca 10° , což může být indikátorem směru stříhu (Obr. 31).

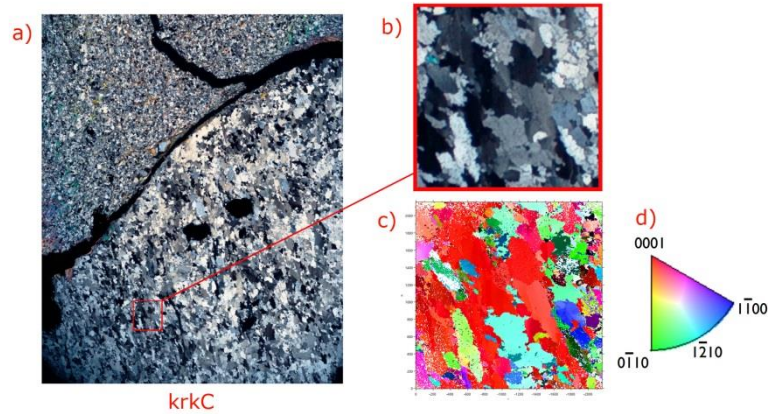
U ab řezů je nejsilnější CPO vyvinuta v Doménách 1 a 4, při zámku vrásky. V Doménách 2 a 3 (rameno vrásky) je CPO slabší. Ve všech doménách nabývá CPO nejsilnějšího maxima v centru pólového diagramu a je doprovázeno slabšími maximy na periférii. V Doménách 1 a 4 tvoří CPO jasně definované jednoduché pásy (single girdle), CPO Domény 1 (vrchol vrásky) má jasné maximum v centru pólového diagramu a slabší maxima na periférii, což značí aktivitu kluzných systémů prism<a>slip a basal<a>slip. Ve spodní části zámku vrásky (Doména 4) se centrální prism<a>slip maximum roztahuje směrem k periférii, kde je aktivní kluzný systém rhomb<a>slip. V Doménách 2 a 3 má CPO rovněž tvar jednoduchého pásu, není ale tak dobře definovaný jako v zámkových doménách. U Domény 2 má spíše podobu několika samostatných maxim v centru a na periférii pólového diagramu.

Stejně jako v řezu ac, i zde je patrný úklon vzoru CPO cca 10°, v Doméně 2 je sklon oproti vertikále 15 - 20°. (Obr. 31)



Obr. 31. Celková CPO v doménách 1-4

Analýza CPO prostřednictvím metody EBSD byla provedena na vzorku krkonošC v oblasti odpovídající pozici Domény 3 ve vzorku krkonošB. Jelikož u tohoto vzorku nebyla provedena kvantitativní mikrostrukturní analýza, jako v případě vzorku krkonošB, dokumentují výsledky EBSD pouze aktivitu kluzných systémů (Obr. 32).



Obr. 32. a) mikrofotografie výbrusu krkC (X nikoly) červený obdélník vyznačuje analyzované místo, b) analyzované místo, c) EBSD, d) EBSD klíč (IPF)

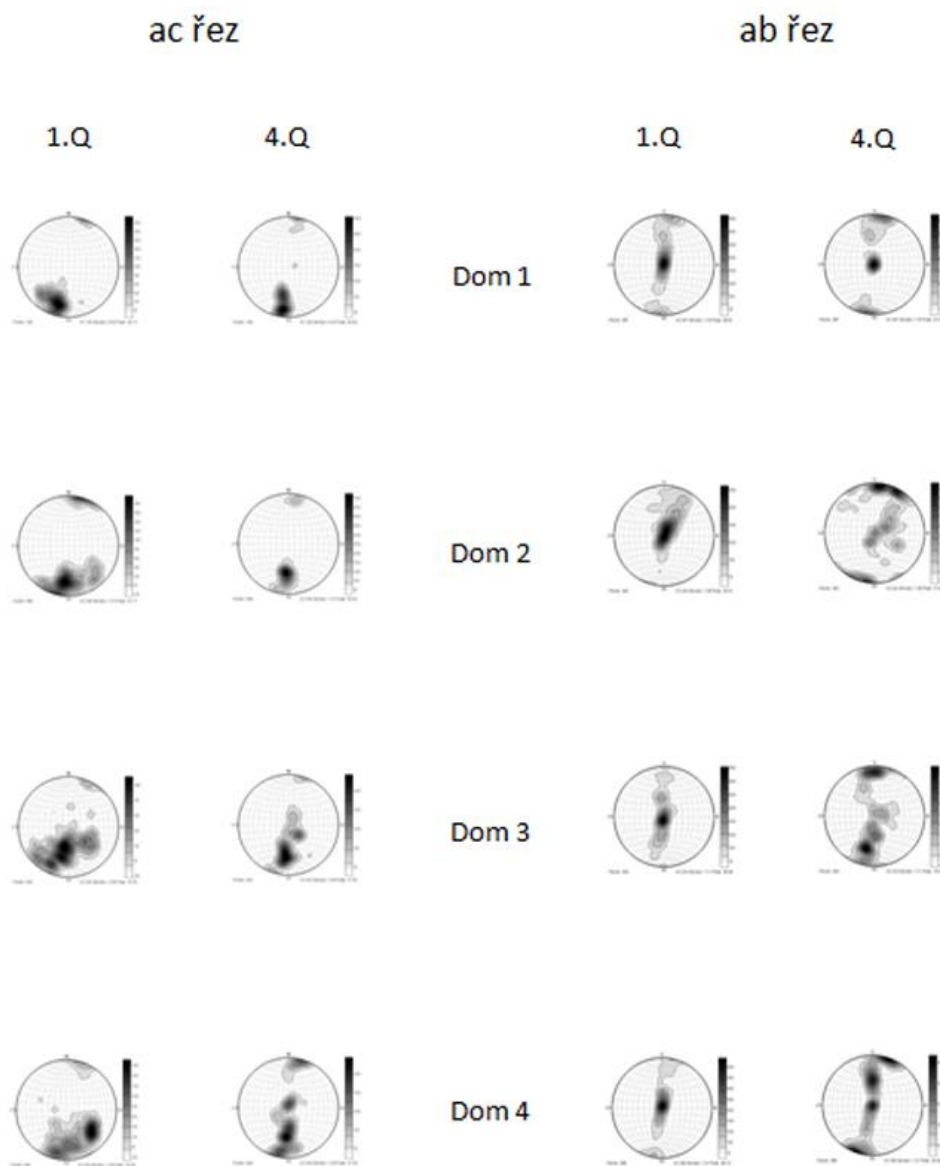
7.3.2.1 Přednostní optická orientace zrn ve vztahu k velikosti zrn

V ac řezech mají největší zrna silnou CPO. V Doméně 1 a 2 se maxima orientací objevují na periferii pólového diagramu, v Doméně 3 a 4 se maxima posouvají směrem k centru pólového diagramu, K deformaci u největších zrn tedy dochází zejména prostřednictvím kluzného systému basal<a>slip, ve spodní části zámku vrásky a v rameni, blízko inflexního bodu, se zapojují rovněž kluzné systémy rhomb<a>slip až prism<a>slip. Nejmenší zrna v ac řezech mají maxima CPO na periferii pólového diagramu. V Doméně 1 je CPO silná, v Doménách 2, 3 a 4 postupně slábne (Obr. 33).

V ab řezech se ve všech doménách u nejmenších zrn maxima CPO objevují naopak v centru pólového diagramu na pozicích odpovídajících aktivitě kluzných systémů prism<a>slip a slaběji také rhomb<a>slip. U největších zrn se v zámkové části vrásky (Domény 1 a 4) k centrálním maximům CPO přidávají periferní maxima. V ramenní části se objevují maxima CPO největších zrn především na periferii pólových diagramů. Maxima CPO v centru pólového diagramu slábnou a mizí, zatímco maxima na periferii, spojená s aktivitou kluzného systému basal<a>slip získávají na síle (Obr. 33).

Význam přítomnosti centrálních maxim CPO v ab řezech bude podrobněji pojednán v diskuzi.

CPO podle velikosti zrn



Obr. 33. CPO podle velikosti zrn: 1Q – nejmenší zrna (1.kvartil), 4Q – největší zrna (4.kvartil)

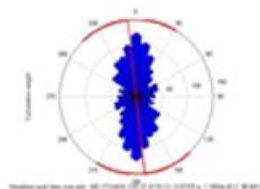
7.3.3 Celková tvarová přednostní orientace zrn (SPO) v doménách

V ac řezech mají zrna vyvinutou silnou tvarovou přednostní orientaci v Doménách 1 a 2, v Doméně 3 je SPO slabší a v Doméně 4 velmi slabá. V ab řezech je ve všech doménách SPO spíše méně vyvinutá. Směr SPO je v ab řezech ukloněn oproti vertikále o 10 - 20° a je shodně orientovaný jako maxima CPO. V ac řezu SPO rotuje opačně, proti CPO. Sklon maximální SPO vůči vertikále se zvyšuje od Domény 1, kde je kolem 5°, směrem k Doméně 4, kde dosahuje 15 - 20°. (Obr. 34) Opačná orientace SPO v ac řezech je pravděpodobně důsledkem vrásnění. V zámkové části u vrcholu vrásky je silná SPO téměř paralelní s osní rovinou vrásky. Ve spodní části zámku je velmi slabá SPO ukloněna vůči osní rovině vrásky o 15 - 20°. V rameni vrásky se sklon SPO vůči osní rovině zvětšuje od vrcholu směrem k inflexnímu bodu vrásky. Taková mikrostruktura může být výsledkem pasivní rotace pre-existující SPO zrn během vrásnění žilky.

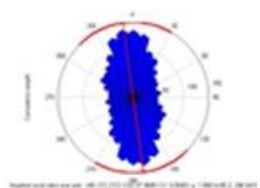
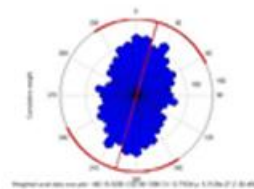
SPO

ac řez

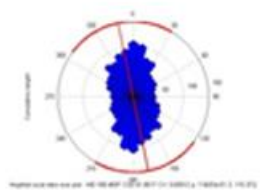
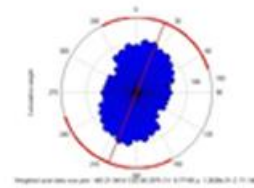
ab řez



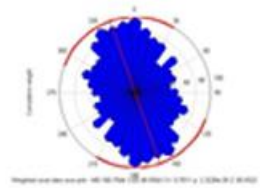
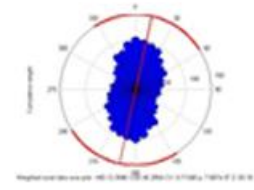
Dom 1



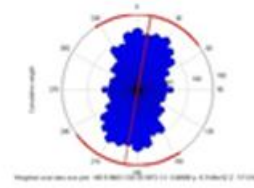
Dom 2



Dom 3



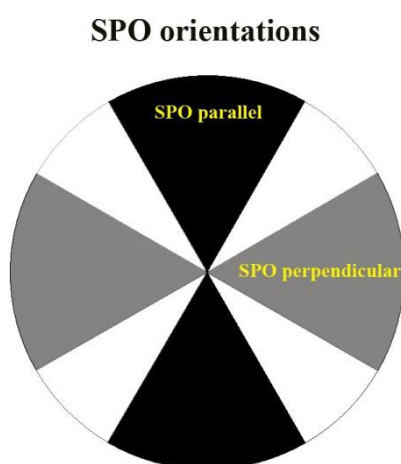
Dom 4



Obr. 34. Celková SPO v doménách 1-4

7.3.3.1 Přednostní tvarová orientace zrn ve vztahu k CPO

V rámci zvoleného referenčního rámce mají zrna ve všech doménách slabší či silnější přednostní tvarovou orientaci ve směru osy “a“, přibližně paralelní s osní rovinou vrásky (Obr. 34). Rozsah orientací 60° okolo osy “a“ pokrývá hlavní směr SPO pro řezy ab i ac. Zrna, jejichž nejdelší osy jsou orientovány v rozsahu orientací hlavního směru SPO, jsou pokládána za paralelní vůči SPO. Naopak zrna, jejichž nejdelší osy jsou orientovány v rozsahu 60° okolo osy “c“ (resp. okolo osy “b“), jsou v ac řezech (resp. v ab řezech) považována za kolmá vůči SPO (Obr. 35).

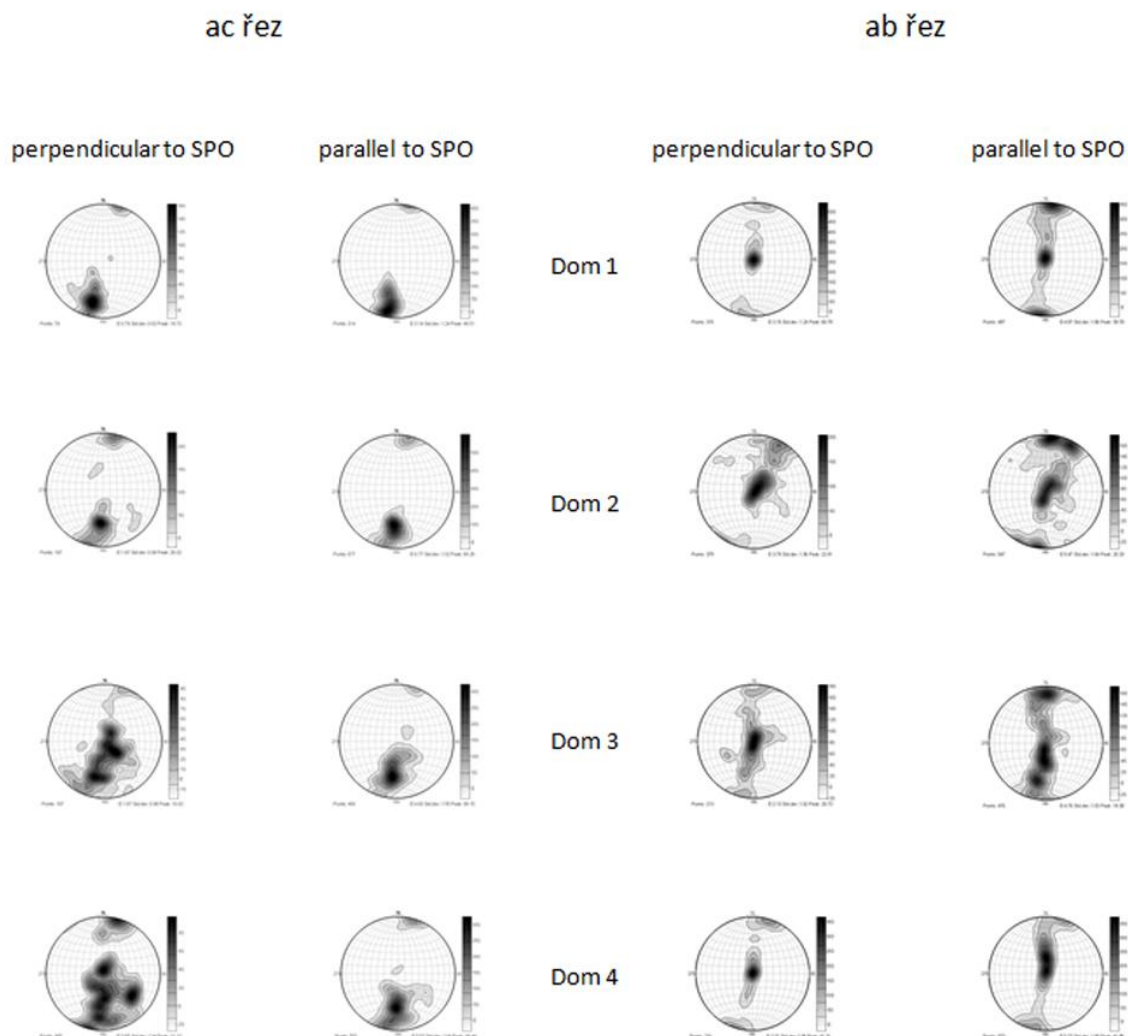


Obr. 35. Směry SPO: černé pole – orientace paralelní s SPO, šedé pole – orientace kolmé k SPO

V ac řezech se maxima CPO zrn paralelních s SPO ve všech doménách objevují pouze na periferii pólových diagramů. Maxima CPO zrn, která jsou vůči SPO kolmá, se v Doménách 1 a 2 objevují rovněž na periferii pólového diagramu, v Doménách 3 a 4 CPO slábne a maxima se objevují i ve středu pólového diagramu. Centrální maxima v Doménách 3 a 4 jsou silnější než periferní maxima (Obr. 36).

V ab řezech mají zrna kolmá vůči SPO maxima orientací CPO soustředěna v centru pólového diagramu, periferní maxima jsou velice slabá. U zrn, která jsou s SPO paralelní, se maxima CPO objevují v centru i na periferii pólových diagramů. Centrální maxima jsou však slabší nebo se roztahují směrem k periferii. Hlavní maxima CPO se objevují na periferii pólových diagramů, stejně jako u ac řezů (Obr. 36).

CPO x SPO



Obr. 36. CPO zrn paralelních k SPO a kolmých k SPO

7.3.4 Osní poměr zrn v doménách

V závislosti na osním poměru se v doménách liší další mikrostrukturní parametry, zejména velikost zrn, orientace dlouhých os zrn a zakřivenost zrn.

Osní poměr zrn ve vzorku krkonošB se pohybuje od 1 do 4,5. Většina zrn má osní poměr v rozmezí 1 – 2, medián se pohybuje okolo 1,5. Ke zjištění tvaru zrn jsem vypočetla parametr k podle vzorce:

$$k = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1}$$

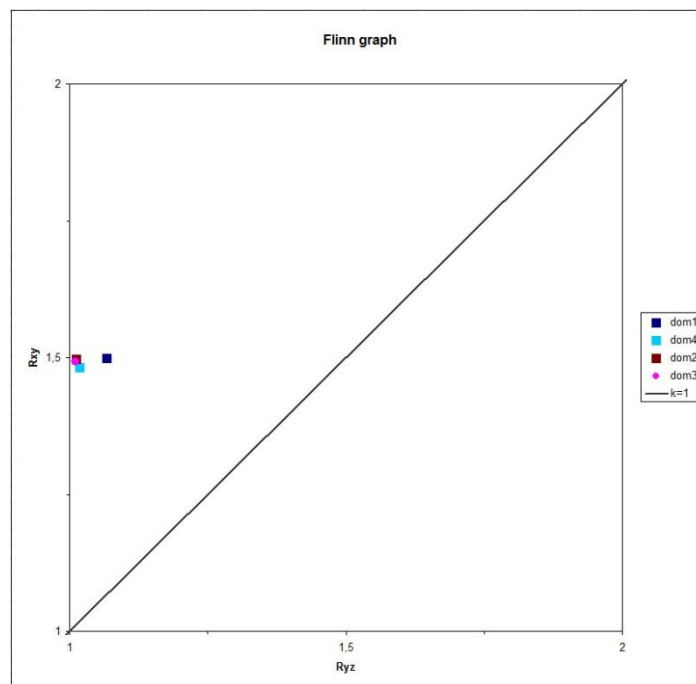
,kde R_{xy} je osní poměr zrn v řezu ab a R_{yz} je osní poměr v řezu bc, který byl vypočítán jako:

$$\frac{R_{xz}(ac)}{R_{xy}(ab)}$$

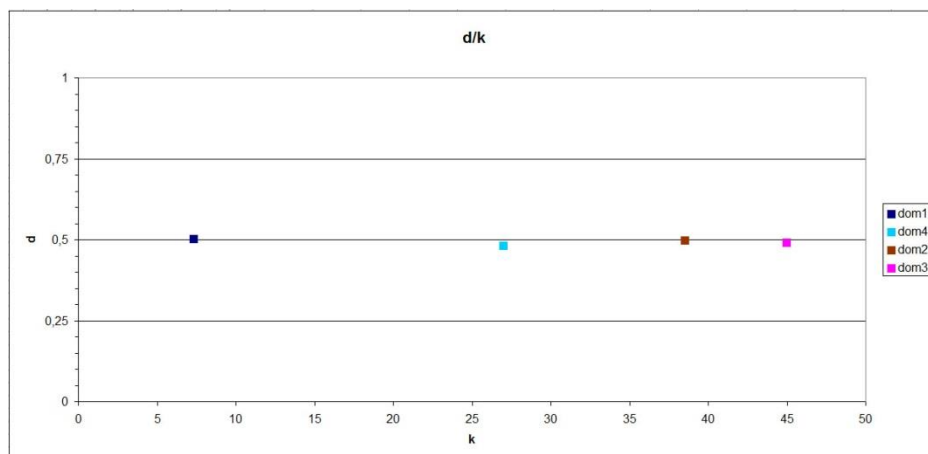
Míru deformace d jsem vypočetla podla vzorce:

$$d = \sqrt{\frac{(R_{xy} - 1)^2}{(R_{yz} - 1)^2}}$$

Výsledky zobrazuje Flinnův diagram (Obr. 37). Tvar zrn je jasně prolátní. Úroveň deformace je u všech domén přibližně stejná, parametr k však nabývá různých hodnot (Obr. 38).



Obr. 37. Flinnův diagram



Obr. 38. d/k diagram

V ac řezech v Doménách 1 a 2 mají silnou CPO zrna s nižšími i vyššími osními poměry. U Domén 3 a 4, kde je CPO celkově slabší, jsou periferní maxima spojena se zrny s nižším osním poměrem, zatímco u zrn s nejvyšším osním poměrem jsou maxima CPO silnější v centru pólového diagramu (Obr. 39).

V ab řezech mají Domény 1 a 4 (zámková část) podobnou silnou CPO ve tvaru slabého jednoduchého pásu s výrazným maximem v centru pólového diagramu. Zrna s nižšími osními poměry mají maxima CPO spíše v centru pólového diagramu. U zrn s nejvyššími osními poměry nabývají na síle maxima CPO na periferii pólového diagramu. Stejný vzor se objevuje i v ramenní části vrásky, v Doménách 2 a 3, kde je CPO celkově slabší. Vyjímkou je Doména 3, kde jsou periferní maxima CPO spojena spíše se zrny s nižšími osními poměry (Obr. 39).

CPO podle elipticity zrn



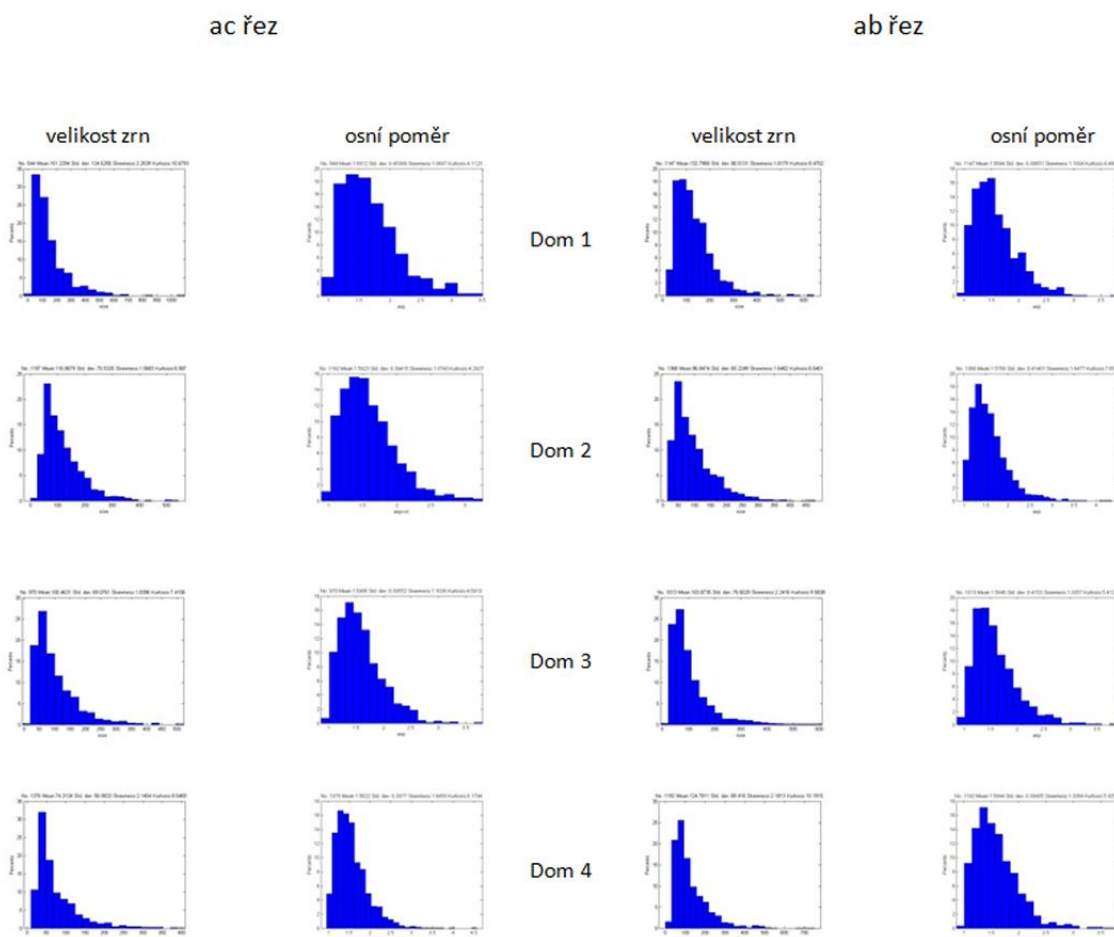
Obr. 39. CPO podle osního poměru zrn: 1Q – zrna s nejnižším osním poměrem (1.kvartil), 4Q – zrna s nejvyšším osním poměrem (4.kvartil)

7.3.4.1 Velikost zrn ve vztahu k osnímu poměru zrn

V ac řezech dosahují zrna největších absolutních velikostí, nejvyššího mediánu velikosti i nejvyššího osního poměru v Doméně 1, tedy v horní části zámku vrásky. Směrem ke spodní zámkové části reprezentované Doménou 4 a v rameni vrásky (Domény 2 a 3) dochází k poklesu u mediánu velikosti zrn i mediánu jejich osního poměru (Obr. 40). To znamená, že v ramenech vrásky a zejména ve spodní části zámku, se zrna jeví průměrně menší a kulatější.

V ab řezech dosahují nejvyšších hodnot absolutní velikosti zrn i mediánu velikosti zrn Domény 1 a 4 (zámková část vrásky), v Doménách 2 a 3 (rameno vrásky) je velikost zrn (absolutní i medián) nižší. Nejnižší hodnoty velikostí zrn se objevují v Doméně 2, což ovšem může být způsobeno chybami při manuální tvorbě mapy zrn. Medián osního poměru zrn je nejvyšší v Doméně 4 (spodní část zámku), směrem k vrcholu vrásky reprezentovaného Doménou 1 a v rameni vrásky (Domény 2 a 3) medián osního poměru klesá (Obr. 40).

Velikost zrna a osní poměr zrn (histogramy)



Obr. 40. Histogramy velikostí a osních poměrů zrn v doménách 1-4

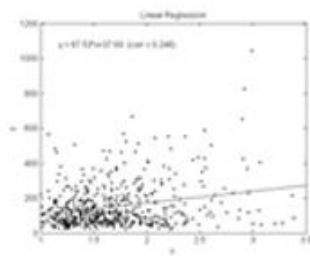
Osní poměr většiny zrn se v ac i ab řezech pohybuje v rozmezí 1 - 2. V ac řezech dosahují v Doméně 1 největších velikostí zrna s vyšším osním poměrem (cca 3). V ostatních doménách množství větších zrn s vyšším osním poměrem postupně klesá a největší zrna mají osní poměry blízké mediánu. V rameni vrásky (Domény 2 a 3) jsou zrna, s osním poměrem vyšším než 2, průměrně velká. Ve spodní části zámku mají osní poměry vyšší než 2 téměř výhradně malá zrnka s velikostmi 20 - 150 μ m (Obr. 41).

V ab řezech je ve všech doménách velikost zrn, jejichž osní poměr přesahuje hodnotu 2, spíše nízká, místy průměrná. Větších velikostí dosahují zrna s vyšším osním poměrem jen velmi zřídka. Největší zrna mají osní poměry blízké mediánu (Obr. 41).

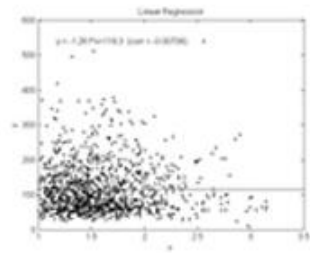
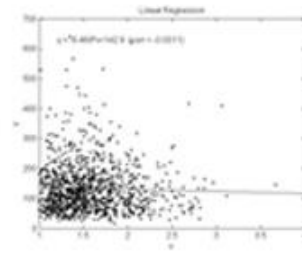
velikost zrn X osní poměr zrn

ac řez

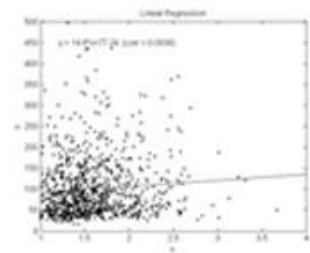
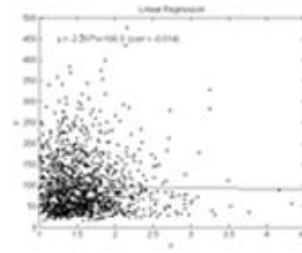
ab řez



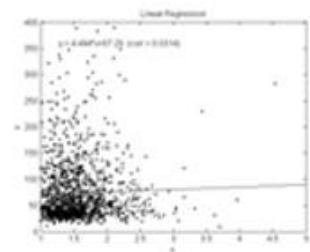
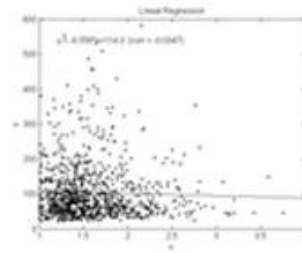
Dom 1



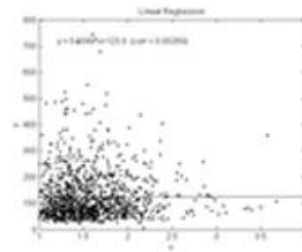
Dom 2



Dom 3



Dom 4



Obr. 41. Velikost zrn podle osního poměru zrn

7.3.4.2 Orientace dlouhých os zrn ve vztahu k osnímu poměru zrn

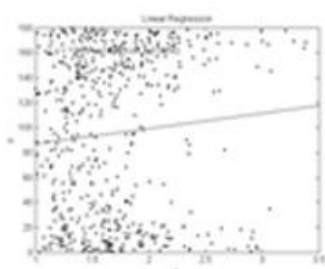
V ac řezech, kde je celkově silnější tvarová přednostní orientace (SPO), zejména v Doménách 1, 2 a 3, je jasně vidět, že zrna s vyšším osním poměrem mají své dlouhé osy orientovány ve směru SPO více, než zrna s nižším osním poměrem. Nejsilněji se tento trend projevuje v Doméně 1, při vrcholu vrásky. V rameni vrásky (Doména 2 a 3) tento trend slábne směrem od zámku k inflexnímu bodu vrásky. Ve spodní části zámku, kde je celková SPO slabá, jsou dlouhé osy zrn s vyšším osním poměrem orientovány spíše nahodile, či jen velmi slabě v souladu s SPO (Obr. 42).

V ab řezech je ve všech doménách celková SPO slabší. Zrna s vyššími osními poměry mají své dlouhé osy orientovány nahodile, ve směrech paralelních i kolmých vůči SPO. Pouze v Doméně 3 a slabě také v Doméně 4 se objevují zrna s vyššími osními poměry, jejichž dlouhé osy jsou orientovány především ve směru SPO (Obr. 42).

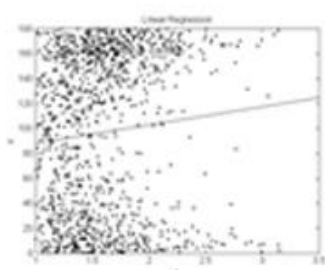
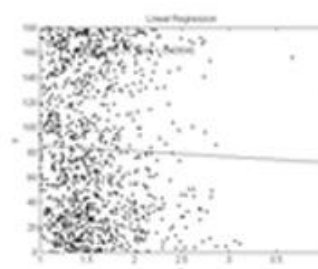
Orientace dlouhých os zrn X osní poměr zrn

ac řez

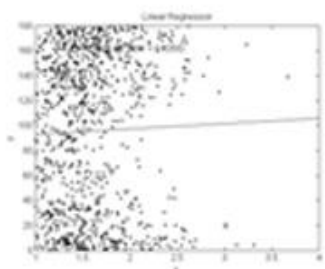
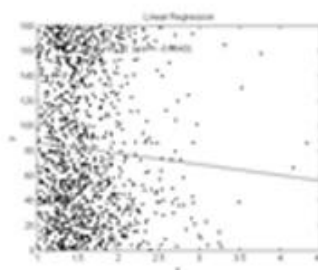
ab řez



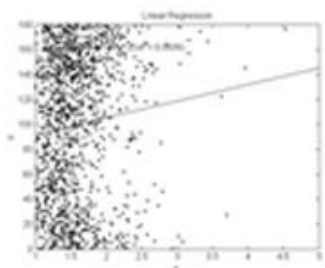
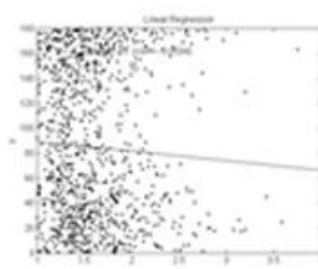
Dom 1



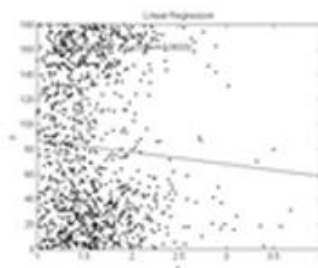
Dom 2



Dom 3



Dom 4



Obr. 42. Orientace dlouhých os zrn podle osního poměru zrn

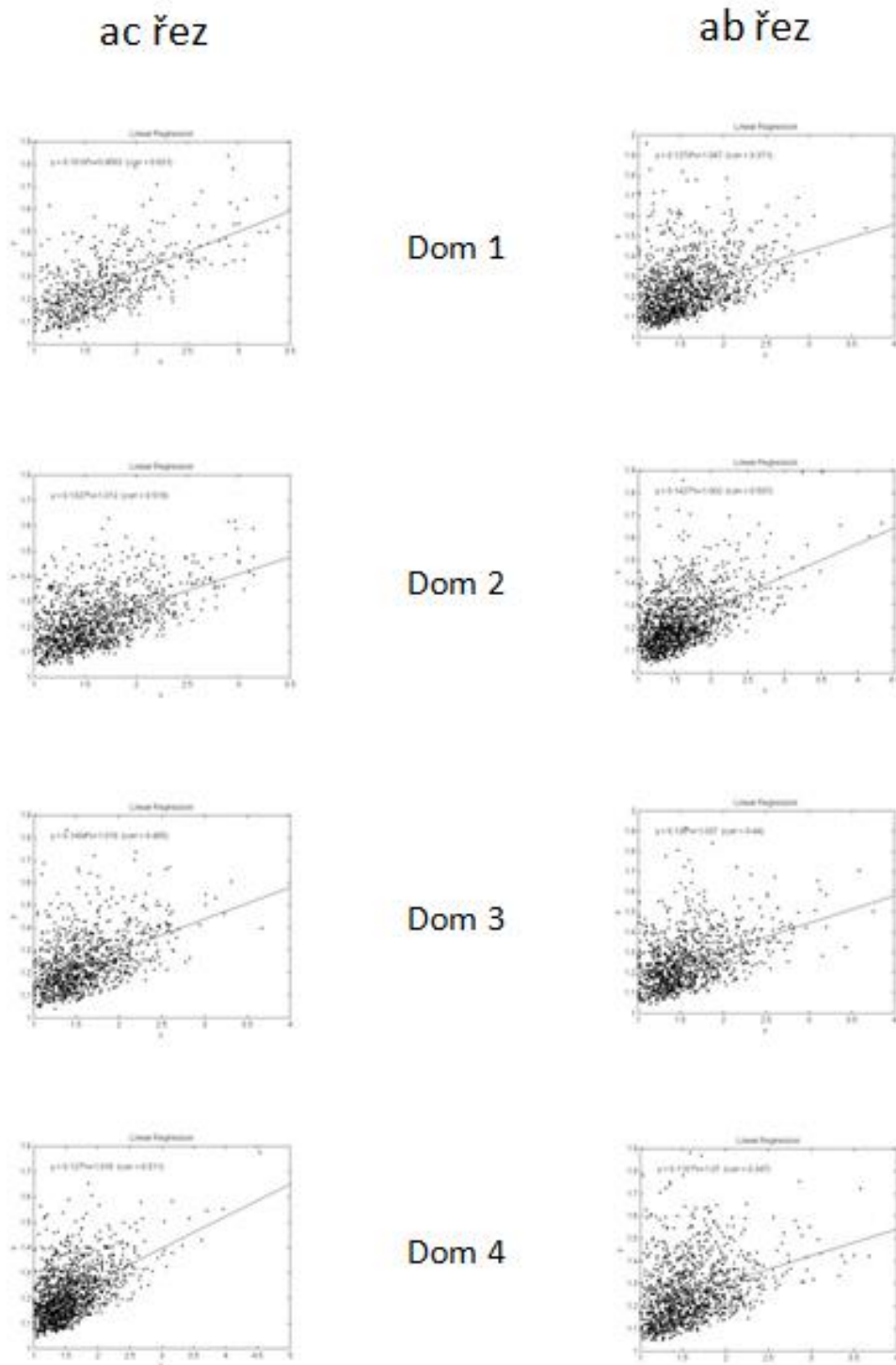
7.3.4.3 Zakřivenost hranic zrn ve vztahu k osnímu poměru zrn

Zakřivenost hranic zrn je definována jako poměr délky hranice zrna vůči jeho ploše ve výbrusu. Průměrná zakřivenost hranic zrn ve všech doménách v ac i ab řezech roste s rostoucím osním poměrem zrn.

V ac řezech se výrazněji odlišuje Doména 1 od ostatních domén tím, že zrna s nejzakřivenějšími hranicemi mají zároveň vyšší osní poměry. Zrna s nižším osním poměrem mají v Doméně 1 hranice méně zakřivené. V Doméně 2 už tento trend není tak výrazný, zakřivenost hranic zrn u zrn s vyšším osním poměrem dosahuje spíše průměrných hodnot. Zrna s nejvíce zakřivenými hranicemi dosahují nižších i vyšších osních poměrů. V Doméně 3 a 4 mají zrna s nejzakřivenějšími hranicemi nižší i vyšší osní poměry, vyšší zakřivenost hranic se objevuje spíše u zrn, jejichž osní poměr se pohybuje od 1 do 2 (Obr. 43).

V ab řezech je situace opačná, nejvyšší zakřivenosti hranic dosahují zrna, jejichž osní poměr je spíše nízký, to je patrné zejména v zámkové části vrásky (Doména 1 a 4). U zrn s osním poměrem vyšším než 2 jsou hranice spíše méně až průměrně zakřivené. V rameni vrásky (Domény 2 a 3) mají zrna s vyšším osním poměrem více zakřivené hranice, osní poměry zrn s nejzakřivenějšími hranicemi se pohybují okolo hodnoty mediánu (Obr. 43).

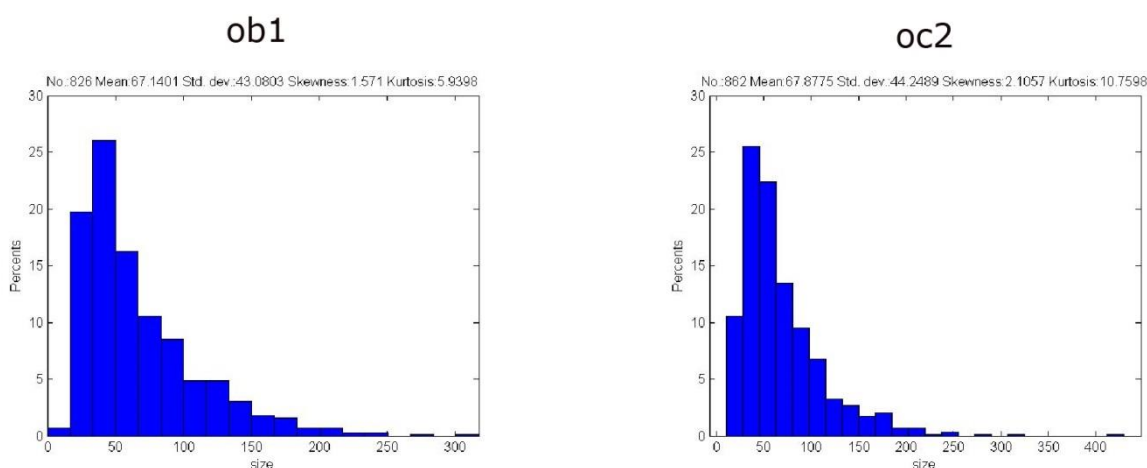
zakřivení zrn X osní poměr zrn



Obr. 43. Zakřivení hranic zrn podle osního poměru zrn

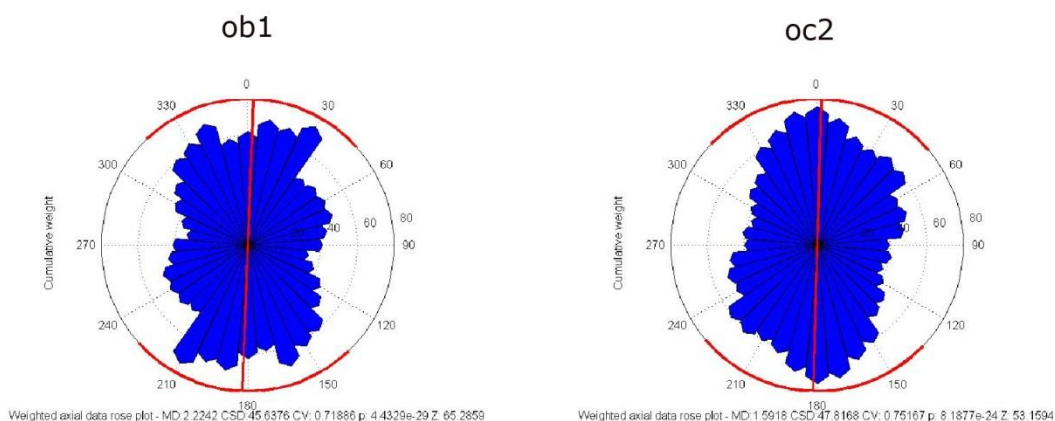
7.4 Deformační přetisk S2 v tenkých páscích

Ve vzorcích OB1 a OC2 jsem analyzovala zvrásněné tenké pásy křemenných zrn. Tyto pásy jsou tvořeny téměř výhradně křemennými zrny, která nejsou omezována slídkami. Hranice těchto pásků jsou od okolní matrix odděleny polohami slíd. Křemenná zrna jsou zcela rekrystalizována. Zrna zde dosahují nižších rozměrů než v tlustých páscích (Obr. 44), průměrná velikost zrn se pohybuje kolem 67 μm .



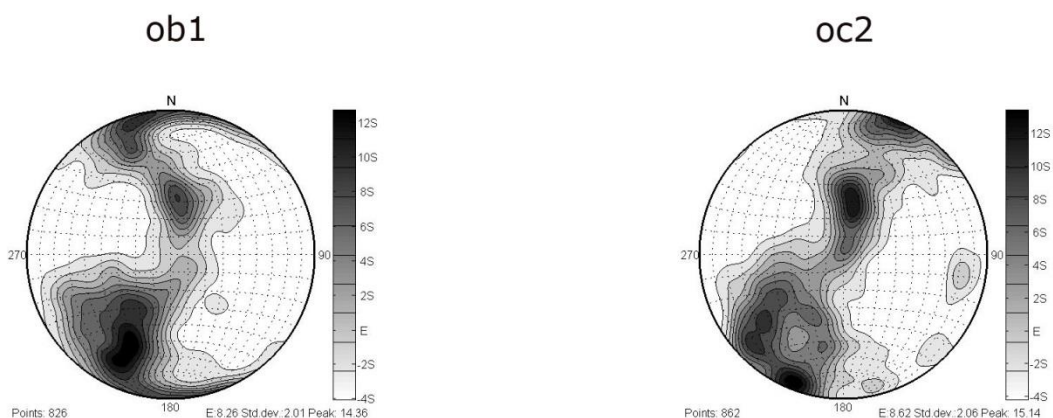
Obr. 44. Histogramy velikostí zrn ve vzorcích ob1 a oc2

Velikost zrn v tenkých páscích se blíží velikosti zrn v matrix. Tvarová přednostní orientace zrn (SPO) je spíše slabší, u vzorku OB1 vykazuje dva směry maximálních hodnot (Obr. 45). To je způsobeno symetrickou vějířovitou orientací tvaru zrn v průběhu vrásky. U vrásky ve vzorku OC2 se vějířovité uspořádání zrn nevyvinulo tolik jako u OB1, vnitřní oblouk vrásky obsahoval větší množství slídky, která zabránila výraznějšímu tvarovému uspořádání zrn, SPO vzorku OC2 je proto slabší a dosahuje nejsilnějšího maxima především v jednom směru.



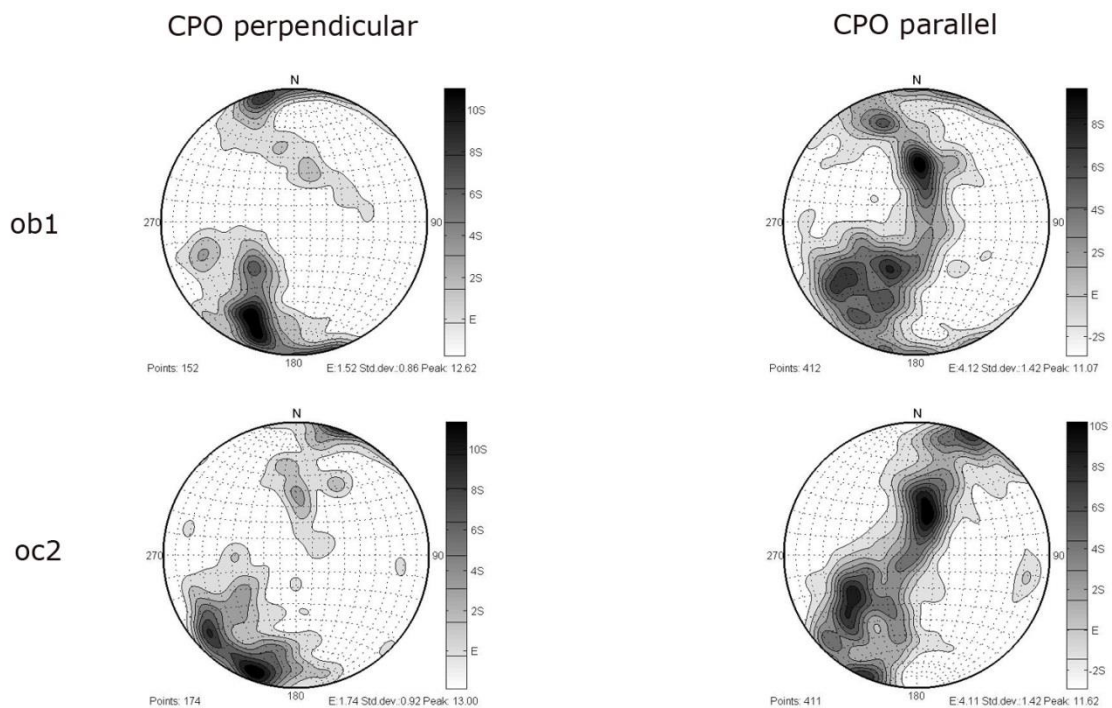
Obr. 45. SPO vzorků ob1 a oc2

Krystalová přednostní orientace (CPO) je u obou zkoumaných vrásek spíše slabší, v pólovém diagramu má podobu jednoduchého pásu (single girdle), u vzorku OB1 je tento pás zakřiven, či spíše se jedná o několik izolovaných maxim optických orientací (Obr. 46). Tvar obrazců v pólových diagramech naznačuje deformaci mechanismem dislokačního toku v režimu přechodu mezi subzrnovou rotací a migrací hranic zrn. Poloha maxim těchto orientací odpovídá aktivaci kluzných systémů basal<a>slip (maxima na periferii diagramu) a také rhomb<a>slip (maxima blíže středu diagramu).

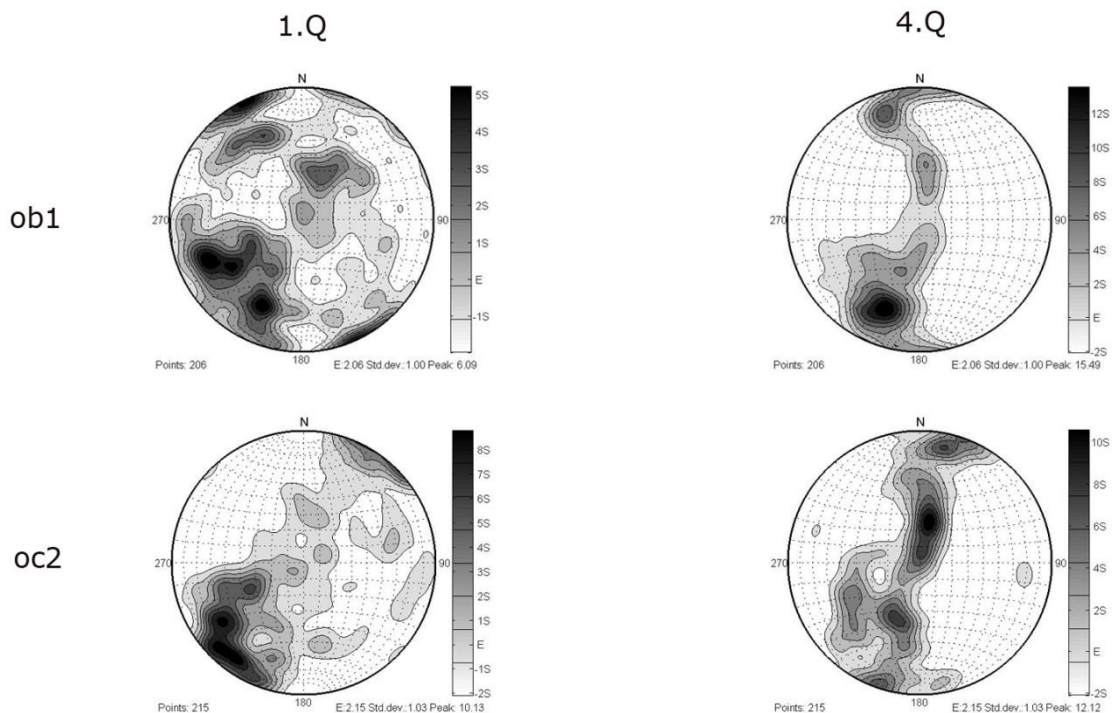


Obr. 46. Celková CPO vzorků ob1 a oc2

Zrna, která jsou orientována kolmo k tvarové přednostní orientaci, vykazují maxima CPO na periferii pólového diagramu, resp. zrna orientovaná kolmo vůči tvarové přednostní orientaci jsou deformována basal<a>slipem. Zrna, jejichž optická orientace je v souhlasu s tvarovou orientací, dosahují maxim CPO blíže ke středu pólového diagramu, což odpovídá deformaci v kluzném systému rhomb<a>slip (Obr. 47). Optická orientace větších zrn je silnější u obou vzorků, v pólovém diagramu tvoří poměrně souvislý jednoduchý pás maxim. U vzorku OB1 dosahuje nejsilnějšího maxima na periferii, zatímco u vzorku OC2 jsou nejsilnější maxima soustředěna blíže u středu pólového diagramu (Obr. 48). Nejmenší zrna obou vzorků mají velmi slabé CPO, maxima se objevují především na periferii.



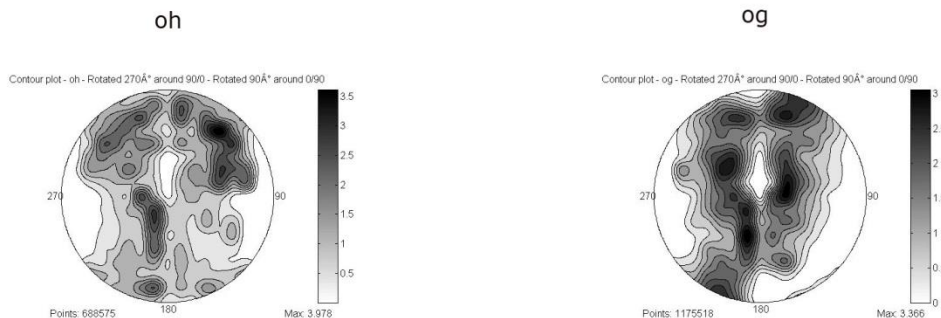
Obr. 47. CPO zrn paralelních a kolmých k SPO ve vzorcích ob1 a oc2



Obr. 48. CPO vzorků ob1 a oc2 podle velikosti zrn, 1Q – nejmenší zrna (1.kvartil), 4Q – největší zrna (4.kvartil)

7.5 Deformační přetisk v matrix

Na vzorcích OH a OG byla provedena analýza přednostní optické orientace metodou CIP. CPO obou vzorků je velmi slabé (Obr. 49), což je obvyklé pro deformaci difúzním tokem. Křemenná zrna jsou zde silně omezena slídkami a dosahují řádově menších velikostí než zrna v křemenných žilkách, kde podíl slídk tvoří maximálně 1%. Vlivem velikosti zrn tak může za stejných p/T podmínek docházet v matrix k deformaci křemenných zrn rozdílným způsobem. Mikrostrukturní analýza u těchto vzorků nebyla provedena.



Obr. 49. Celkové CPO vzorků OH a OG

8. Shrnutí

8.1 Mechanismus deformace

Mikrostruktury studovaných vzorků silných i slabších křemenných žilek a pásků, silná CPO i SPO odpovídají deformaci dislokačním tokem, dominantně mechanismem migrace hranic zrn.

Asymetrie CPO v žilkách, stejně jako klasy s asymetrickými deformačními stíny, slídové ryby a S/C stavby, které se objevují v matrix, jsou příznačné pro nekoaxiální deformaci jednoduchým stříhem.

8.2 Deformační přetisk

Deformační přetisk je charakterizován změnou směru SPO a CPO, který je důsledkem rotace způsobené jednoduchým stříhem.

Míra deformačního přetisku je nejsilnější v zámku vrásky při jejím vrcholu, směrem ke spodní části zámku klesá. V rameni vrásky klesá míra přetisku od vrcholu směrem k inflexnímu bodu vrásky.

Míra deformačního přetisku je spojena se změnou osních poměrů zrn, změnou velikosti zrn a změnou zakřivenosti jejich hranic. Největších velikostí dosahují zrna ve vrcholu zámku vrásky, směrem ke spodní části zámku a v rameni směrem k inflexnímu bodu velikost zrn klesá. Nejvyšších osních poměrů dosahují zrna v ac řezech ve vrcholu zámku vrásky, v rameni osní poměry klesají a nejnižší jsou ve spodní části zámku. V ab řezech je trend opačný, nejvyšší osní poměry mají zrna ve spodní části zámku vrásky, směrem k vrcholu vrásky osní poměr zrn klesá.

Zrna s vyšším osním poměrem jsou větší, mají zakřivenější hranice a jejich osy jsou více orientovány ve směru SPO. Tento trend je nejsilnější v ac řezech při vrcholu vrásky, směrem ke spodní části zámku a inflexnímu bodu vrásky tento trend slábne. V ab řezech se tento trend neobjevuje. Zrna s vyšším osním poměrem dosahují spíše malých až průměrných velikostí a pouze průměrné zakřivenosti hranic zrn. Zrna s vyšším osním poměrem mají své dlouhé osy častěji orientovány ve směru SPO než zrna s nízkým osním poměrem. I tento trend je ovšem v ab řezech slabší.

CPO zrn, která jsou paralelní s SPO, tvoří v pólových diagramech maxima především na periférii. Centrální maxima jsou slabší (v ab řezech), nebo se vůbec neobjevují (v ac řezech). To naznačuje dominantní aktivitu kluzného systému basal<a>slip.

CPO zrn, která jsou kolmá vůči SPO, tvoří maxima spíše v centru pólových diagramů, což odpovídá aktivitě kluzných systémů prism<a>slip a rhomb<a>slip.

V ac řezech se u velkých zrn mění aktivita kluzných systémů od vrcholu vrásky, kde je dominantní basal<a>slip, přes rameno směrem k inflexnímu bodu, kde narůstá aktivita systému rhomb<a>slip, až po spodní část zámku, kde vzrůstá aktivita kluzného systému prism<a>slip. U nejmenších zrn se maxima CPO objevují jen na periférii pólového diagramu, na pozicích odpovídajících aktivitě kluzného systému basal<a>slip.

V ab řezech je u největších zrn dominantní aktivita kluzného systému basal<a>slip, zejména v rameni vrásky. V zámkové části se kromě periferních maxim CPO objevují také silná centrální maxima, což značí aktivitu kluzného systému prism<a>slip. Nejmenší zrna tvoří maxima CPO pouze v centru pólových diagramů, což odpovídá aktivitě kluzného systému prism<a>slip.

Katodoluminiscence byla provedena u vzorku krkonošB z důvodu odhalení možných přírůstků či rozpouštění zrn v důsledku deformace. Výsledky však byly neprůkazné, tudíž na ně nebyl brán ohled.

9. Diskuze

9.1 CPO a SPO před přetiskem

Ve vzorku OI je částečně zachována původní CPO křemenných zrn před S2 přetiskem. Tuto CPO mají především malá zrna s nižšími osními poměry, která jsou spíše orientována kolmo vůči SPO. V vzorku krkonošB se v ac řezech maxima CPO u nejmenších zrn objevují na periférii pólového diagramu. V Doméně 4, kde je míra deformačního přetisku nejnižší, mají maxima CPO malých zrn stejnou orientaci jako původní CPO, které je zachováno ve vzorku OI. V Doménách 3 a 2 CPO malých zrn rotuje do pozice nového CPO, kterého je dosaženo v Doméně 1, při vrcholu vrásy.

Za předpokladu, že původní SPO byla v souladu s CPO, došlo při deformačním přetisku k rotaci CPO i SPO. SPO v ac řezu v Doméně 4, kde je míra deformačního přetisku nejnižší, je ukloněna až o 20° od osní roviny opačně proti směru stříhu, ve stejné orientaci jako původní CPO. Směrem k vrcholu vrásy se odklon od osní roviny snižuje, SPO rotuje ve směru stříhu se zvyšující se mírou deformačního přetisku do konečné orientace, stejně jako CPO malých zrn.

Zasadíme-li referenční rámec studovaných řezů do kontextu meso- a makro-struktur, osní roviny a vrásové osy jsou ostře ukloněné a mají ZSZ-VJV orientace. Původní CPO a SPO tedy měly spíše Z-V orientace, což je v souladu s představou vzniku příkrovové stavby oblasti v důsledku Devonsko – Karbonských subdukčně kolizních procesů. Tento závěr podporují i dříve naměřené údaje o strukturách S1 (např. Žáčková et al., 2010).

Deformační přetisk S2 je výsledkem jednoduchého stříhu, který má v mikroměřítku charakter pravostraného stříhu, se skutečnou orientací “top-to-north”.

9.2 Centrální maxima v ab řezech

Zrna, která jsou kolmá k SPO, jsou především v ab řezech zároveň téměř výhradně malá zrna s nižšími osními poměry. Tato zrna mají maxima CPO orientována kolmo vůči osní rovině vrásy a vrásové ose, tedy přibližně v S-J až SV-JZ směru. Jednou z možností je, že tyto CPO jsou pozůstatkem dřívější CPO, která mohla souviset s foliací S1. Zrna s těmito orientacemi byla během deformačního přetisku konzumována zrny s vhodnější orientací, která byla v souladu se směrem nové CPO. Jinou variantou je, že malá zrna s nižšími osními poměry během deformačního přetisku lépe akomodovala rotační energii a rotovala snadněji a

rychleji než velká zrna s vyššími osními poměry, takže se jejich konečná CPO dostala do směru paralelního se směrem stříhu.

Jelikož byly zkoumány vzorky pouze z jedné lokality, bylo by žádoucí aplikovat postupy a analýzy popsané v této práci na vzorky kvarcitu odebrané z více lokalit v dané oblasti, a ověřit tak výsledky a závěry této práce.

10. Literatura a odkazy

<http://fiji.sc/Fiji>

http://www.absoluteastronomy.com/topics/Bragg_diffraction

http://www.quartzpage.de/gen_mod.html

<http://tamop412a.ttk.pte.hu/files/kornyezettan9/www/out/html-chunks/ch10s03.html>

<http://petrol.natur.cuni.cz/~ondro/polylx:home>

Aparicio A., Bustillo M.A., 2012. Cathodoluminescence spectral characteristics of quartz and feldspars in unaltered and hydrothermally altered volcanic rocks (Almeria, Spain), *Spectroscopy Letters* 45, 104-108

Bahattacharya, A.R., Weber, K., 2004. Fabric development during shear deformation in the Main Central Thrust Zone, NW Himalaya, India. *Tectonophysics* 387, 23-46

Behrmann, J., Platt, J., 1982. Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics e An example from the Betic cordilleras (Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 59, 208-215

Berthe, D., Choukroune, S., Gapasi, D., 1979. Quartz fabrics and progressive gneissification of granites by simple shear e Example of the South Armorican shear zone. *Bulletin De Mineralogie* 102, 265-272

Bouchez, J., 1977. Plastic-deformation of quartzites at low-temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics* 39, 25-50

Burg, J., Laurent, P., 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics* 47, 15-42

Carreras, J., Estrada, A., White, S., 1977. Effects of folding on c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics* 39, 3-24

Etchecopar, A., Vasseur, G., 1987. A 3-d kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates e Comparisons with experimental and natural examples. *Journal of Structural Geology* 9, 705-717

Etchecopar, A., 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics* 39, 121- 139

Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe, *Geological Society of America Special Papers*, 230, 67-90

Garcia-Celma, A., 1983. C-axis and shape fabrics in quartz-mylonites of Cap de Creus (Spain); their properties and development. Ph.D. thesis, University of Utrecht.

Götze, J., Plötze, M., Habermann, D., 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz - a review, *Mineralogy and Petrology* 71, 225-250

Haušild, P., 2005. Aplikace difrakce elektronů v řádkovací elektronové mikroskopii (EBSD) [Nepublikovaná přednáška]. Krystalografická společnost

- Heilbronner, R., Pauli, Ch., 1993. Integrated spatial and orientation analysis of quartz c-axes by computer-aided microscopy, *Journal of Structural Geology* 15, 369 - 382
- Heilbronner, R., 2000. Automatic grain boundary detection and grain size analysis using polarization micrographs or orientation images (LGB), *Journal of Structural Geology* 22, 969-981
- Heilbronner, R., 2010. Mapping texture domains in quartzite microstructures, *Journal of Geological Society of India* 75, 160-170
- 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), B10202
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145– 159
- Jessell, M.W., Lister, G.S., 1990. Temperature dependence of quartz fabrics. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society Special Publication, vol. 54, 353–362
- Kachlík, V., Patočka, F., 1998. Cambrian / Ordovician intracontinental rifting and Devonian closure of the rifting generated basins in the Bohemian Massif realms. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 42, 433–441
- Kilian, R., Heilbronner, R., Stünitz, H., 2011. Quartz microstructures and crystallographic preferred orientation: Which shear sense do they indicate?, *Journal of Structural Geology* 33, 1446-1466
- Kilian, R., Heilbronner, R., Stünitz, H., 2011. Quartz grain size reduction in a granitoid rock and the transition from dislocation to diffusion creep. *Journal of Structural Geology* 33, 1265-1284
- Krieger-Lassen, N.C., Juul Jensen, D., Conradsen K., 1992. Image processing procedures for analysis of electron diffraction patterns, *Scanning Microscopy* 6, 115
- Kropáč K., Dolníček Z., Janál J., 2004. Využití katodoluminiscenční mikroskopie při studiu tavených kamenů zříceniny hradu Obřany (Hostýnské vrchy), *Archeologia technica* 15, 59-60
- 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 (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Sněžník Complex). *International Journal of Earth Sciences*, 90, 304–324
- Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J. et al., 1994. Geochronology and Nd–Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geologische Rundschau*, 83, 357–376
- Kruhl, J.H., 1998. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer: Reply. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 142-146
- Kryza, R., Mazur, S., 1995. Contrasting metamorphic paths in the SE part of the Karkonosze–Izera block (Western Sudetes, SW Poland). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 169, 157–192
- Kryza, R., Zalasiewicz, J., Mazur, S., Aleksandrowski, P., Sergeev, S., Larionov, A., 2007. Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains

(Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1153–1162

Kurz, W., Fritz, H., Tenczer, V., Unzog, W., 2002. Tectonometamorphic evolution of the Koralm Complex (Eastern Alps): constraints from microstructures and textures of the 'Plattengneis' shear zone. *Journal of Structural Geology* 24, 1957-1970

Law, R., 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society Special Publication, vol. 54, 335–352

Lebit, H., Klaper, E. M., Lüneburg, C. M., 2002. Fold-controlled quartz textures in the Pennine Mischabel backfold near Zermatt, Switzerland, *Tectonophysics*, 359, 1-28

Lister, G.S., Hobbs, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology* 2, 355–370

Lister, G.S., 1978. Texture transitions in plastically deformed calcite rocks. *Proceedings of the 5th International Conference on Textures of Materials*. Springer Verlag, Berlin, 199– 200

Lloyd, G.E., 1987. Fabric analysis using SEM electron channeling. *Journal of the Geological Society* 144, 675–678

Lloyd, G.E., Freeman B., 1994. Dynamic recrystallisation of quartz under greenschist conditions. *Journal of Structural Geology* 16, 867–881

Machowiak, K., Armstrong, R., 2007. SHRIMP U–Pb zircon age from the Karkonosze granite. *Mineralogia Polonica, Special Papers*, 31, 193–196

Mainprice, D., Bouches, J.-L., Blumenfeld, P., 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819-822

Maluski, H., Patočka, F., 1997. Geochemistry and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rychory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance. *Geological Magazine*, 134, 703–716

Mancktelow, N. S., 1987. Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy, *Tectonophysics* 135, 133– 153

Marheine, D., Kachlík, V., Maluski, H., Patočka, F., Zelazniewicz, A., 2002. The $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. In: *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*, Special Publication, 201 (eds Winchester, J., Pharaoh, T. & Verniers, J.), pp. 133–155. Geological Society, London.

Mazur, S., Aleksandrowski, P., 2001. The Teplá (?) / Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences* 90, 341–360

Mierzejewski, M.P., Pin, C., Duthou, J.L., Couturie, J.P., 1994. Sr–Nd isotopic study of the Karkonosze granite (Western Sudetes). In: *Igneous Activity and Metamorphic Evolution of the Sudetes Area*. Abstracts (ed. Kryza, R.), Wrocław University, 82

- Narebski, W., 1994. Lower to Upper Paleozoic tectonomagmatic evolution of NE part of the Bohemian Massif. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I*, 961–972
- Neumann, B., 2000. Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology* 22, 1695–1711
- Okudaira, T., Takeshita, T., Hara, I., Ando, J., 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics* 250, 31-46
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer- Verlag, Berlin. 289 pp.
- Pennacchioni, G., Menegon, L., Leiss, B., Nestola, F., Bromiley, G., 2010. Development of crystallographic preferred orientation and microstructure during plastic deformation of natural coarse-grained quartz veins. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 115
- Petránek, J. 1993. *Encyklopedie geologie*. JIH, České Budějovice
- Ramseyer, K., Baumann, J., Matter, A., Mullis, J., 1988. Cathodoluminescence colours of α -quartz, *Mineral Mag* 52, 669-677
- Seston, R., Winchester, J.A., Piasecki, M.A.A., Crowley, Q.G., Floyd, P.A., 2000. A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *Journal of the Geological Society* 157, 1155–1167
- Schmid, S.M., Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: Hobbs, B.E., Heard, H.C. (Eds.), *Deformation of Rocks: Laboratory Studies; The Paterson volume*. Geophysical Monograph, vol. 36. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 263– 286
- Schmidt, N., Olesen, N., 1989. Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron-channeling patterns in the SEM, *Canadian Mineralogist* Vol.27, 15-22
- Simpson, C., Schmid, S., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin* 94, 1281-1288
- Simpson, C., 1980. Oblique girdle orientation patterns of quartz caxes from a shear zone in the basement core of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. *Journal of Structural Geology* 2, 243–247
- 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 °C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884
- Takeshita, T., 1996. Estimate of physical conditions for deformation based on c-axis transitions in naturally deformed quartzite. *Journal of the Geological Society of Japan* 102, 211-222
- 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, 602-621
- Tullis, J., 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics* 39, 87-102

van Roermund, H., Lister, G., Williams, P., 1979. Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte-Mucrone, Sesia-Lanzo-Zone, Italian Alps. *Journal of Structural Geology* 1, 43-52

Venables, J.A., Harland, C.J., 1973. Electron backscattering patterns – a new technique for obtaining crystallographic information in the scanning electron microscope, *Phil. Mag.*, 27, 1193

Vodárek, V., 2006. Moderní metody strukturně fázové analýzy a jejich aplikace v materiálovém inženýrství, *Metal*

Wenk, H., Canova, G., Molinari, A., Kocks, U., 1989. Viscoplastic modeling of texture development in quartzite. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 94, 17895-17906

Žáčková, E., Konopásek, J., Jeřábek, P., Finger, F., Košler, J., 2010. Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (Northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology* 28, 361-379

Žáčková, E., Konopásek, J., Košler, J., Jeřábek, P., 2012. Detrital zircon populations in quartzites of the Krkonoše–Jizera Massif: implications for precollisional history of the Saxothuringian Domain in the Bohemian Massif. *Geological Magazine* 149, 443-458

11. Přílohy

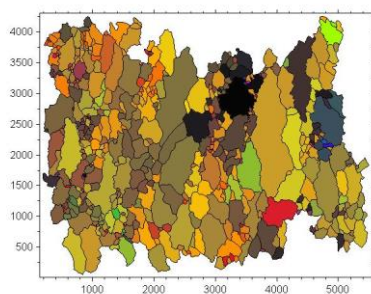
11.1 Seznam obrázků

- Obr. 5. Polymorfy SiO₂ – rozmezí p/T podmínek, převzato z:
http://www.quartzpage.de/gen_mod.html
- Obr. 6. Nejobvyklejší kluzné systémy v krystalu křemene, převzato z: Neumann 2000, upraveno
- Obr. 7. Flinnův diagram s modelovými tvary zrn podle parametru K, upraveno, převzato z:
<http://tamop412a.ttk.pte.hu/files/kornyezettan9/www/out/html-chunks/ch10s03.html>
- Obr. 8. Deformační mechanismy v závislosti na změně teploty a diferenciálního napětí, převzato z: Petr Jeřábek, Tok a vznik staveb, Mikrotektonika, přednáška ÚPSG, upraveno
- Obr. 5. 3 režimy dislokačního toku a rozmezí teplot jejich aktivity, převzato z Hirth a Tullis, (1992) - upraveno podle Stipp et al. (2002)
- Obr. 6. Aktivita deformačních mechanismů dislokačního toku v závislosti na teplotě a velikosti rekrystalizovaných zrn, převzato ze Stipp et al. (2002)
- Obr. 7. Typické vzory CPO v pólových diagramech pro porfyroklasty a rekrystalizovaná zrna podle typu deformačního mechanismu, převzato ze Stipp et al. (2002)
- Obr. 8. Rotace CPO vzoru se směrem stříhu v závislosti na míře deformace, převzato z Heilbronner a Tullis (2006)
- Obr. 9. Aktivita různých kluzných systémů v závislosti na teplotě podle různých autorů - shrnutí, převzato z Toy a Prior (2008)
- Obr. 11. Zjednodušená geologická mapa zájmové oblasti, podle Aleksandrowski et al. 1997, převzato z Žáčková et al. 2012
- Obr. 12. Strukturní mapa studované oblasti, červený bod: místo odběru vzorků, převzato z Žáčková et al. 2010, upraveno
- Obr. 13. Místo odběru vzorků (označeno zelenou šipkou) – zdroj: <https://maps.google.cz/>, upraveno
- Obr. 14. Orientace vrásových os a osních rovin odebraných vzorků
- Obr. 15. a) odběr vzorku OE v terénu, b) vzorek OH s vyvinutou kliváží po rozříznutí
- Obr. 16. Mikrostruktury indikující směr stříhu
- Obr. 17. Deformační stavby S1 jsou definovány foliací muskovitu (X nikoly)
- Obr. 18. Deformační stavby S2 (X nikoly),
- Obr. 19. Mikrofotografie výbrusů (X nikoly) ze vzorku krkonošB
- Obr. 20. Mikrofotografie studovaných vrásek ve vzorcích ob1 a oc2 (X nikoly)
- Obr. 21. Mikrofotografie výbrusů OH a OG (X nikoly)
- Obr. 22. Referenční rámec studovaných vzorků
- Obr. 23. Mikrofotografie výbrusu OI se zkříženými nikoly
- Obr. 24. Deformační mikrostruktury ve výbrusu OI
- Obr. 25. Deformační mikrostruktura migrace hranic zrn ve výbrusu OI
- Obr. 27. vlevo: CPO zrn s nejvyšším osním poměrem, vpravo: CPO největších zrn (4. kvartil)
- Obr. 28. vlevo: CPO zrn s nejnižším osním poměrem, vpravo: CPO nejmenších zrn (1. kvartil)
- Obr. 29. vlevo: CPO zrn kolmých k SPO, vpravo: CPO zrn paralelních k SPO
- Obr. 30. Pozice domén 1-4 ve výbrusu krkB
- Obr. 31. Celková CPO v doménách 1-4
- Obr. 32. a) mikrofotografie výbrusu krkC (X nikoly) červený obdélník vyznačuje analyzované místo, b) analyzované místo, c) EBSD, d) EBSD klíč (IPF)

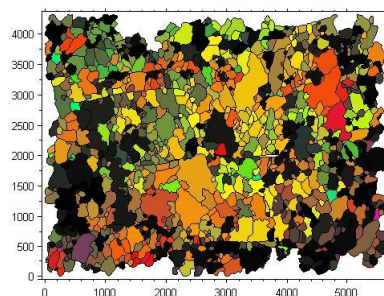
- Obr. 33. CPO podle velikosti zrn
- Obr. 34. Celková SPO v doménách 1-4
- Obr. 35. Směry SPO: černé pole – orientace paralelní s SPO, šedé pole – orientace kolmé k SPO
- Obr. 36. CPO zrn paralelních k SPO a kolmých k SPO
- Obr. 37. Flinnův diagram
- Obr. 38. d/k diagram
- Obr. 39. CPO podle osního poměru zrn
- Obr. 40. Histogramy velikostí a osních poměrů zrn v doménách 1-4
- Obr. 41. Velikost zrn podle osního poměru zrn
- Obr. 42. Orientace dlouhých os zrn podle osního poměru zrn
- Obr. 43. Zakřivení hranic zrn podle osního poměru zrn
- Obr. 44. Histogramy velikosti zrn ve vzorcích ob1 a oc2
- Obr. 45. SPO vzorků ob1 a oc2
- Obr. 46. Celková CPO vzorků ob1 a oc2
- Obr. 47. CPO zrn paralelních a kolmých k SPO ve vzorcích ob1 a oc2
- Obr. 48. CPO vzorků ob1 a oc2 podle velikosti zrn
- Obr. 49. Celkové CPO vzorků OH a OG

11.2 Mapy zrn

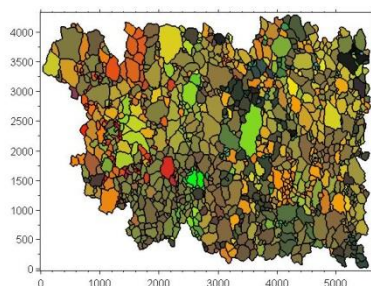
Měřítko je v mikrometrech



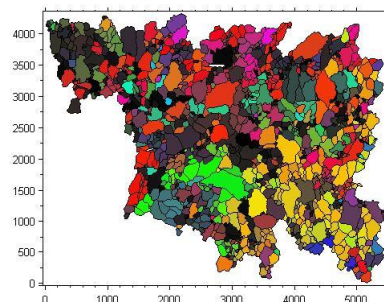
Dom 1 (ac řez)



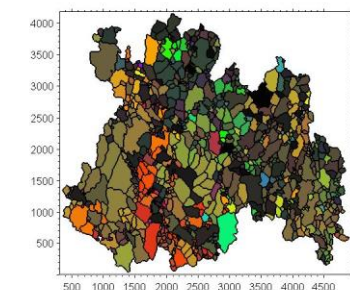
Dom 1 (ab řez)



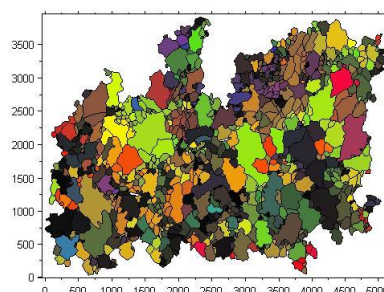
Dom 2 (ac řez)



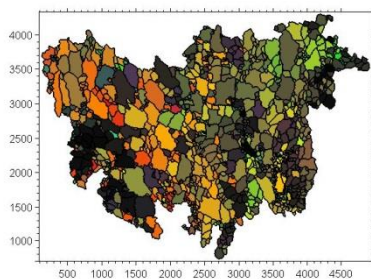
Dom 2 (ab řez)



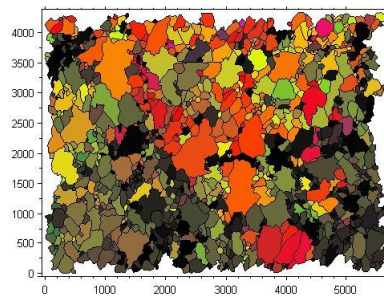
Dom 3 (ac řez)



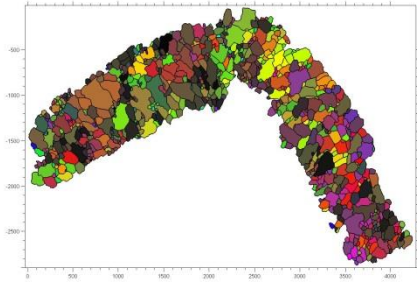
Dom 3 (ab řez)



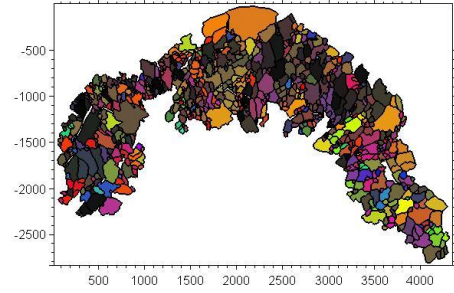
Dom 4 (ac řez)



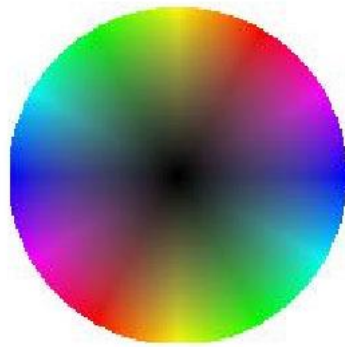
Dom 4 (ab řez)



Ob 1



Oc 2



Barevný kód (LUT)

11.3 Script pro analýzu v Matlab (PolyLX)

- Načtení CIP dat (z důvodu získání větších obrázků jsem spojovala vždy dva sousedící datasety)

```
c1=cipread
```

```
c2=cipread
```

- Spojení 2 CIP datasetů (x a y udává posun druhého obrázku v pixelech od počátku souřadnic)

```
c=cipmerge(c2,c1,[x,y]);
```

- Načtení mapy zrn

```
g=jmlread
```

- Rotace CIP dat

```
cr=rotate(c,[90 0],270);
```

- Vytvoření “cipgrain map“ – sloučení informací CIP dat a mapy zrn, škálování

```
[gc,dt,pal]=cipgrainmap(g,cr,'cip');
```

```
gscr=gtrans2d(gc,'scale',2.873563218);
```

- Zobrazení “cipgrain map“

```
figure, plot(gscr,'pal',pal)
```

```
legend off
```

- Vytvoření “geodat“, jejich rotace a zobrazení

```
dd=geodata(dt,'linear');
```

```
ddr=rotatedata(dd,geodata([0 90],0),270);
```

```
figure, plot(ddr)
```

```
figure, contour(ddr)
```

- Korekce malých zrn

```
[gn,pd]=gparor(gscr);
```

- Výpočet mikrostrukturních dat

```
size=get(gscr,'EAD');
```

```
lao=get(gscr,'lao');
```

```
asp=get(gscr,'la')./get(gscr,'sa');
```

```
peri=get(gscr,'perimeter');
```

```
curv=peri./(size*pi);
```