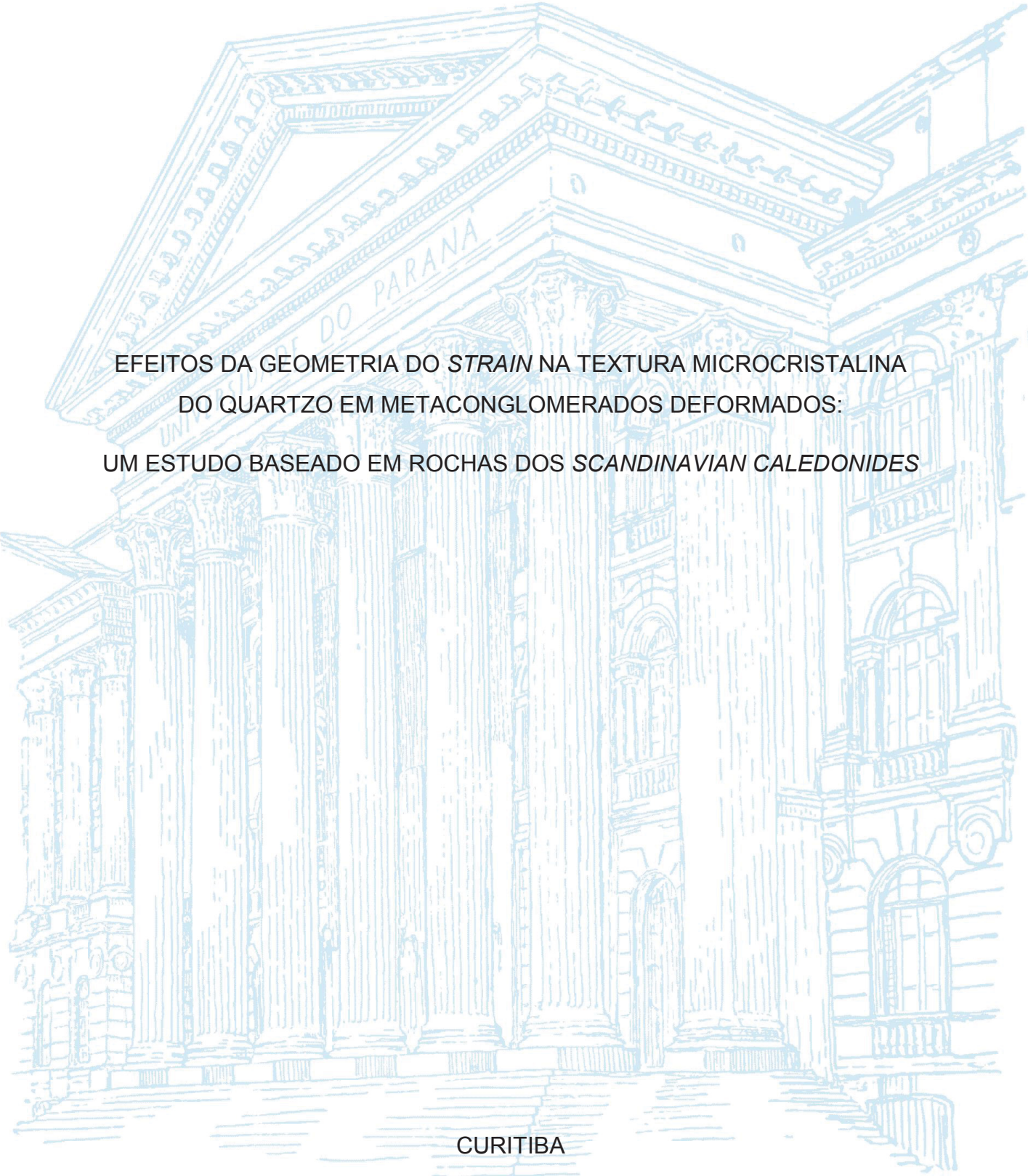


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SERGIO EDUARDO JAENSCH



EFEITOS DA GEOMETRIA DO *STRAIN* NA TEXTURA MICROCRISTALINA  
DO QUARTZO EM METACONGLOMERADOS DEFORMADOS:  
UM ESTUDO BASEADO EM ROCHAS DOS SCANDINAVIAN CALEDONIDES

CURITIBA

2020

SERGIO EDUARDO JAENSCH

EFEITOS DA GEOMETRIA DO *STRAIN* NA TEXTURA MICROCRISTALINA  
DO QUARTZO EM METACONGLOMERADOS DEFORMADOS:  
UM ESTUDO BASEADO EM ROCHAS DOS *SCANDINAVIAN CALEDONIDES*

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro

CURITIBA

2020

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR  
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

J22e

Jaensch, Sérgio Eduardo

Efeitos da geometria do strain na textura microcristalina do quartzo em metaconglomerados deformados: um estudo baseado em rochas dos scandinavian caledonides [recurso eletrônico] / Sérgio Eduardo Jaensch. – Curitiba, 2020.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2020.

Orientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro .

1. Quartzo. 2. Elétrons – Difração. 3. Rochas – Deformação. 4. Cristalografia. I. Universidade Federal do Paraná. II. Lagoeiro, Leonardo Evangelista. III. Título.

CDD: 549.68

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -  
40001016028P5

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **SÉRGIO EDUARDO JAENSCH** intitulada: **EFEITOS DA GEOMETRIA DO STRAIN NA TEXTURA MICROCRISTALINA DO QUARTZO EM METACONGLOMERADOS DEFORMADOS: UM ESTUDO BASEADO EM ROCHAS DOS SCANDINAVIAN CALEDONIDES**, sob orientação do Prof. Dr. LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 30 de Março de 2020.

Assinatura Eletrônica

08/04/2020 18:51:52.0

LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO

Presidente da Banca Examinadora (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

13/04/2020 16:16:02.0

PAOLA FERREIRA BARBOSA

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA)

Assinatura Eletrônica

09/04/2020 15:01:53.0

ELVO FASSBINDER

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à Universidade Federal do Paraná – UFPR, instituição pública de ensino que promoveu minha formação acadêmica e abriu as portas da pesquisa científica, permitindo que pudesse ampliar meus horizontes e alcançar voos antes inimagináveis;

Aos meus pais, Sérgio e Osmerinda, e minha irmã, Sergiane, pelo suporte em todos os momentos da execução desse trabalho. Poder contar com a segurança familiar foi imprescindível para que pudesse me dedicar à evolução do projeto;

Ao meu orientador, Dr. Leonardo Lagoeiro, que esteve sempre disposto a auxiliar em questões não somente ligadas à pesquisa, mas em todos os aspectos do dia a dia sempre que necessário. Sua presença durante o mestrado passou segurança para enfrentar os desafios e sua compreensão nas adversidades permitiu que o caminho acadêmico tenha sido menos árduo. Levarei os ensinamentos para a vida;

Aos professores Dra. Geane Carolina Cavalcante e Dr. Haakon Fossen pelo auxílio na construção do projeto e proveitosas contribuições no desenvolvimento do trabalho;

Aos amigos pós-graduandos do grupo de pesquisa em microestruturas que sempre ajudaram a elucidar os mistérios do EBSD e suas múltiplas representações. Agradeço em especial à Camila Silveira, que me guiou pelos caminhos dessa técnica desde os primeiros contatos ainda na minha graduação;

Ao Laboratório de Análises de Minerais e Rochas – LAMIR, Centro de Microscopia Eletrônica – CME, ambos da UFPR, pela preparação das amostras e ao Instituto LACTEC pela realização da captura de dados;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pelo provimento da bolsa de estudos durante a maior parte da execução desse projeto;

Aos amigos acadêmicos de outras áreas das geociências que conviveram e transitaram pelo LabGeol. Visões diversas sobre metodologias e soluções são o caminho para melhores resultados. A união entre colegas pesquisadores foi imprescindível para o desenvolvimento da pesquisa nos tempos turbulentos que passamos;

Aos amigos e amores não acadêmicos que mesmo sem entender ouviram minhas reclamações sobre resultados analíticos sem sentido e acompanharam minhas divagações sobre arte, o universo e tudo mais. Sua presença permitiu respirar ares mais frescos nos últimos anos.

## RESUMO

Microestruturas do quartzo têm sido amplamente utilizadas para a interpretação da história de deformação em números ambientes tectônicos. A correlação entre a orientação cristalográfica preferencial (OCP) do quartzo e as geometrias do *strain* foi descrita com base em observações de rochas naturalmente e experimentalmente deformadas e modelamento numérico. Essa correlação se baseia principalmente na distribuição das orientações de eixos  $\langle c \rangle$  e planos prismáticos ( $\{m\}$ ). Além disso, o registro de todo o espectro de geometrias do *strain* e sua correlação com a OCP em uma única localidade é ausente na literatura. A ocorrência de geometrias de achatamento a constritivo é observada em conglomerados no sudoeste da Noruega e a OCP do quartzo foi avaliada nesse trabalho com base na técnica de Difração de Elétron Retroespalhados. Resultados mostram que a correlação entre OCP e geometria do *strain* não é direta e constante. Distribuições de eixos  $\langle c \rangle$  gerados em *strain* de achatamento por vezes mostraram padrões de distribuição previamente descritos como produtos de constrição. Planos romboédricos ( $\{r\}$  e  $\{z\}$ ) apresentam pouca influência da variação na geometria de deformação finita. A contribuição da geminação Dauphiné e deslizamento por romboedros secundários ( $\{\pi\}$ ) é evidente para a acomodação da deformação, apesar de que a aplicação dessas evidências como indicadores de paleotensores gerou respostas ambíguas. Pesquisas futuras devem buscar a caracterização da relação das formas romboédricas nos processos de deformação buscando compreender a acomodação da deformação no quartzo em ambientes naturais.

PALAVRAS-CHAVE: EBSD; OCP; sistemas de deslizamento.

## ABSTRACT

Quartz microstructures have been widely applied in order to understand deformation history in numerous tectonic environments. The correlation between the crystallographic preferred orientation (CPO) of quartz and strain geometries has been described based on observations of naturally and experimentally deformed rocks and numerical modelling. That correlation was mainly based on  $\langle c \rangle$  axis and prism planes ( $\{m\}$ ) distributions due to previous methodology limitations. Furthermore, the documentation of the whole range of strain geometries and CPO in only one location is absent in the literature. The occurrence of flattening to constrict strain is observed within conglomerates in Southwestern Norway and the quartz CPO was evaluated using the Electron Backscattered Diffraction. Results show that the correlation between strain geometry and CPO is not straight forward. Distributions of  $\langle c \rangle$  axis generated under flattening strain may give distributions of orientations previously described as related to constriction. Rhombohedral planes ( $\{r\}$  and  $\{z\}$ ) show little response to changes in strain geometry. The contribution of Dauphiné twinning and slip along acute rhombohedra planes ( $\{\pi\}$ ) is evident on strain accommodation within analysed rocks, although the use of these features as paleo stress indicators gives ambiguous responses. Future research may seek to enlighten the relation of rhombohedral forms with deformation processes in order to comprehend the overall strain accommodation within quartz in natural environments.

KEYWORDS: EBSD; CPO; slip systems.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa esquemático da área de estudo. A – Mapa geológico da região dos Arcos de Bergen (adaptado de Fossen et al., 2008). B – Mapa geológico da dobra de Sandvikshytten com a localização das amostras estudadas (adaptado de Holst and Fossen, 1987; Fossen and Ragnhildstveit, 2008). .....	19
Figura 2 - Representação do contexto geológico da região de Bergen, Noruega. A Nape Blåmanen é representada pelas unidades de gnaisse granítico (Complexo Gnáissico de Ulriken) e pelos quartzitos (Formação Rundemanen). Fonte: Haakon Fossen. ....	20
Figura 3 - Coluna estratigráfica esquemática da Formação Rundemanen na localidade de Sandvikshytten (adaptado de Fossen, 1988). ....	21
Figura 4 - Aparência em campo dos conglomerados da Dobra de Sandvikshytten. (A) Conglomerados deformados com <i>strain</i> constritivo - localidade 12. (B) Conglomerados com <i>strain</i> de achatamento – localidade 2.5. Fonte: Haakon Fossen, adaptado. ....	21
Figura 5 - Mapa da Dobra de Sandvikshytten com a localização das amostras analisadas nesse trabalho (marcadores quadrados) e dados de avaliação da geometria do <i>strain</i> realizados por Holst e Fossen (1987). ....	23
Figura 6 - Modelo exemplificando a geração de clastos prolatos a partir da rotação de formas achatadas (Holst e Fossen, 1987). ....	24
Figura 7 - Projeção cristalográfica das principais formas morfológicas do quartzo. A área cinza claro entre os eixos $a_1$ e $a_2$ representa a extensão dos campos de simetria trigonal. A área cinza escuro representa o campo de pseudossimetria hexagonal utilizada para as projeções de figuras de polo inverso (adaptado de Lloyd, 2004). ....	25
Figura 8 - Diagrama ilustrando a variação do comportamento reológico das rochas em resposta à variação de temperatura e profundidade. Limites aproximados para a transição entre comportamento rúptil e dúctil dos materiais, assim como mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo são apresentados (Fossen e Cavalcante, 2017). ....	27

Figura 9 – Mapa de mecanismos de deformação do quartzo. Região em amarelo indica zonas de taxa de deformação comumente observadas na natureza (Fossen, 2016 adaptado de Rutter, 1976).....	27
Figura 10 - Esquema ilustrando os possíveis tipos de deslocação: em cunha ( <i>edge dislocation</i> ) e em parafuso ( <i>screw dislocation</i> ) (Fossen, 2016)...	30
Figura 11 - Ilustração exemplificando as posições de funcionamento de diferentes sistemas de deslizamento. ....	31
Figura 12 -Ilustração do mecanismo de recuperação. (A) Um cristal com alta densidade de deslocações aleatórias evolui para o alinhamento dessas gerando um plano. (B) Representação de um limite de subgrão gerado pelo alinhamento de deslocações (Vernon, 2004). ....	32
Figura 13 – Ilustração de texturas características dos mecanismos de recristalização dinâmica: (a) Migração lenta do limite de grão; (b) Rotação de subgrão; (c) Migração rápida de limite de grão. Ilustrações apresentadas todas com a mesma escala relativa (adaptado de Stipp et al., 2002a).....	32
Figura 14 - Representação do processo de recristalização dinâmica para cada um dos três mecanismos: (a) Migração lenta do limite de grão; (b) Rotação de subgrão; (c) Migração rápida do limite de grão (Passchier e Trouw, 2005). ....	34
Figura 15 - Figura original apresentada por Lister e Hobbs (1980) para demonstrar a variação da distribuição do eixo <c> do quartzo com relação à variação da intensidade do strain e geometria do elipsoide finito (diagrama de Flinn). Notar a diferença da orientação das projeções estereográficas que difere da orientação comumente utilizada atualmente: na figura o eixo X de deformação está no topo da projeção, enquanto o eixo Z está à direita; atualmente a regra usual projeta o eixo X à direita e o eixo Z no topo.....	35
Figura 16 - Figura original apresentada por Schmid e Casey (1986) com a correlação entre a variação da geometria do <i>strain</i> (diagrama de Flinn) e a distribuição do eixo <c> (projeções mais afastadas do cruzamento dos eixos) e planos {m} do quartzo (projeções mais próximas do cruzamento dos eixos). Projeções estão orientadas com o eixo Z de deformação no topo e o eixo X à direita. ....	36
Figura 17 – Figura apresentada por Schmid e Casey (1986) com a evolução do esqueleto da distribuição de eixos <c> (fileira superior) e	

distribuição de planos {m} (fileira inferior) de acordo com o incremento de <i>strain</i> rotacional.....	36
Figura 18 - Distribuição de eixos <c> e <a> do quartzo para varios sistemas de deslizamento e geometrias de <i>strain</i> como apresentado por Barth <i>et al.</i> (2010). .....	37
Figura 19 - Esquema do sistema MEV-EBSD e ilustração da formação dos padrões de difração projetados no sistema de captura de imagem (adaptado de Morales <i>et al.</i> , 2007 e Schwartz <i>et al.</i> , 2009). .....	38
Figura 20 - A - Orientação dos eixos de deformação e corte das seções delgadas com relação ao elipsoide de deformação finita. B - Orientação dos eixos do elipsoide de deformação finita utilizada nas figuras de polo. ....	40
Figura 21 - Projeção de eixos de rotação do quartzo em figuras de polo inverso (A) e sistemas de deslizamento associados (B) (adaptado de Neumann, 2000; Lloyd, 2004).....	41

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Nomenclatura e índices de Miller para as principais formas cristalográficas do quartzo.....	24
Quadro 2 - Principais mecanismos de deformação e respectivas microestruturas do quartzo com comportamento rúptil e dúctil (Blenkinsop, 2002; Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005; Derez e Pennock, 2015).....	28
Quadro 3 - Principais sistemas de deslizamento do quartzo (adaptado de Neumann, 2000; Lloyd, 2004). .....	30
Quadro 4 - Procedimento de polimento aplicado nas amostras analisadas nesse trabalho. A velocidade de rotação aplicada para cada fase de polimento foi de 30 rotações por minuto com força aplicada de 1 lb.....	38

## LISTA DE FIGURAS DO MANUSCRITO

Figure 1 - Schematic pole figures of $\langle c \rangle$ axis distributions as a result of different strain geometries plotted on the Flinn diagram (adapted from Lister and Hobbs, 1980). Analysed samples plotted as coloured circles with strain groups defined by Holst and Fossen (1987): Group I – red; Group II – Yellow; Group III – blue. ....	42
Figure 2 - Schematic pole figures of $\langle c \rangle$ axis skeleton and $\{m\}$ planes distributions predicted by Schmid and Casey (1986) as a result of various strain geometries. Analysed samples plotted as coloured circles with strain groups defined by Holst and Fossen (1987): Group I – red; Group II – Yellow; Group III – blue. ....	43
Figure 3 - Schematic geological maps of the study area. A – Bergen Arcs schematic geological map (adapted from Fossen et al., 2008). B – Sandvikshytten fold schematic geological map (adapted from Holst and Fossen, 1987; Fossen and Ragnhildstveit, 2008). ....	43
Figure 4 - Schematic map with sampling locations and strain analysis data from Holst and Fossen (1987). K parameter as described by Ramsay (1967). Key for the graphs is shown at locality 1. Squares indicate sample localities evaluated in this work, circles indicate localities only evaluated by Holst and Fossen (1987). ....	46
Figure 5 - Scanned images of analysed thin sections. Schemes of defined domains are shown under each section. Areas of EBSD data collection are defined by red squares. ....	47
Figure 6 - Summary of EBSD data processing workflow. ....	49
Figure 7 - Semi-quantitative parameters for the geometric description of pole figures (adapted from Hunter et al., 2018). ....	49
Figure 8 - Indexed compositions of EBSD analysed areas. Relative frequencies calculated based on the number of indexed points, therefore representing area proportions. ....	51
Figure 9 - Quartz grain size distributions boxplot charts of the complete data – all grains - (a); recrystallized grains (b); and relict grains (c). The number of grains for the complete datasets is given in Table 1 and for the recrystallized and relict fractions can be found on the Supplementary Material B. ....	52

Figure 10 - Illustrative grain size maps of analysed samples. Quartz grains coloured from white, biggest, to red, smallest. Dark grey grains correspond to secondary phases. Black bars at the bottom of each image correspond to 500 $\mu\text{m}$ . .....	53
Figure 11 - Quartz misorientation angle distributions for the (a) complete dataset and (b) quartz recrystallized fraction (Sample 6). .....	54
Figure 12 - Quartz pole figures of crystallographic forms $\langle c \rangle$ , $\langle a \rangle$ , $\{m\}$ , $\{r\}$ , $\{z\}$ , $\{\pi\}$ and $\{\pi'\}$ , respectively, for samples 2 to 8. Data plotted as one point per grain, the amount of detected grains per sample is given in Table 1. Upper hemisphere equal-angle projections, with foliation oriented E-W subvertical and lineation oriented E-W subhorizontal. ....	57
Figure 13 - Quartz pole figures of crystallographic forms $\langle c \rangle$ , $\langle a \rangle$ , $\{m\}$ , $\{r\}$ , $\{z\}$ , $\{\pi\}$ and $\{\pi'\}$ , respectively, for samples 10 to 16. Data plotted as one point per grain, the amount of detected grains per sample is given in Table 1. Upper hemisphere equal-angle projections, with foliation oriented E-W subvertical and lineation oriented E-W subhorizontal. ....	58
Figure 14 - Inverse pole figures for all analysed samples of the three finite strain axes. Data plotted as one point per grain, the amount of detected grains per sample is given in Table 1. Densities presented as multiples of uniform density. ....	59
Figure 15 - Misorientation axis/angle pairs for quartz displayed in crystal coordinates (inverse pole figure). Represented axes relate the interval which shows a higher frequency of misorientation angles within the correlated data than the predicted random values. Densities presented as multiples of uniform density. ....	60
Figure 16 - (a) Schematic distribution of sample 2.5 $\langle c \rangle$ axis. Dashed line illustrating the mean girdle formed by concentrations of orientations. (b) Distribution and trajectories of movement of $\langle c \rangle$ axis observed in experimental deformation by Takeshita et al. (1999). ....	65
Figure 17 - Summary of observed $\langle c \rangle$ axis distributions on pole figures over the predictions presented by Lister and Hobbs (1980). For samples with more than one EBSD area analysed, the distribution of clasts is presented in this figure. ....	70

Figure 18 - Quartz  $\langle c \rangle$  axis pole figures distribution along the Sandvikshytten fold. For samples with more than one EBSD area analysed, the distribution of clasts is presented in this figure. .... 73

## LISTA DE QUADROS DO MANUSCRITO

Table 1 - Summary table of analysis. Strain geometry groups relate to groups defined by Holst and Fossen (1987). Differential stress from recrystallized grain size based on Cross et al. (2017) methodology. Rock domains defined as “Clast +” and “Clast –” refer to coarser and finer quartz relict grains compared to the overall samples. .... 50

Table 2 - Relationship between quartz slip systems and rotation axes. First rotation axes in each column indicate axes related to tilt boundaries described by Neumann (2000), the following axes relate to the equal combination of systems as described by Lloyd (2004). .... 63

Table 3 - Interpreted slip systems for analysed samples. Symbols for the slip systems indicate the relative strength of their representation within PFs and IPFs for each sample: --, very weak densities; -, weak densities; +, strong densities; ++, very strong densities. .... 64

Table 4 - Interpreted slip systems for analysed samples based on rotation axes analysis. Symbols represent the evidence of the slip by more than one rotation direction related to a twist boundary or the rotation direction related to a tilt boundary (+) and the evidence of only one rotation direction related to a twist boundary (-). .... 66

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
1.1 Estrutura da dissertação .....	18
1.2 Objetivos .....	18
1.3 Localização da área de estudo .....	19
2. CONTEXTO GEOLÓGICO .....	19
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	24
3.1 Quartzo .....	24
3.2 Mecanismos de deformação do quartzo .....	26
3.3 Orientação cristalográfica preferencial e geometria do <i>strain</i> .....	34
4. MATERIAIS E MÉTODOS .....	37
4.1 Difração de elétrons retroespalhados – EBSD .....	38
4.1.1 Representação dos resultados .....	39
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
5.1 Strain geometry effects on quartz petrofabrics in deformed metaconglomerates: a study based on the Scandinavian Caledonides .....	41
5.1.1 Introduction .....	41
5.1.2 Geological Context .....	44
5.1.3 Materials and Methods .....	46
5.1.4 Results.....	51
5.1.5 Discussion .....	60
5.1.6 Conclusions .....	73
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	74
7. REFERÊNCIAS .....	75
8. ANEXOS.....	79
8.1 Supplementary Material A .....	79
8.2 Supplementary material B .....	82

## 1. INTRODUÇÃO

Microestruturas e mecanismos de deformação do quartzo são amplamente utilizados como indicadores das condições de temperatura e pressão em um amplo espectro de rochas e tipos de deformação. Isso se deve ao fato de o quartzo ser um mineral extremamente comum nas rochas da crosta superior e que, em geral, é agente controlador da reologia desses materiais. Apesar de haver amplo estudo experimental e modelamento numérico da resposta desse mineral às tensões, persistem lacunas na compreensão dessa resposta à deformação em condições naturais. Dentre tais lacunas persiste a ausência de documentação da correlação proposta entre a variação da geometria do *strain* e a orientação cristalográfica preferencial (OCP) em uma única localidade. Esse trabalho busca avaliar tal correlação em um ambiente natural com o auxílio da técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (*Electron Backscattered Diffraction* – EBSD). Essa técnica apresenta maior resolução e permite acesso mais facilitado a dados referentes a diferentes formas cristalográficas quando comparada a técnicas aplicadas anteriormente.

### 1.1 Estrutura da dissertação

A dissertação inicia no presente capítulo com a apresentação do tema da pesquisa e seus objetivos. Segue com a revisão do contexto geológico da área de estudo – Capítulo 2 – e da fundamentação teórica da pesquisa – Capítulo 3. O Capítulo 4 se destina a apresentação do método utilizado. Os resultados e discussões do trabalho são apresentados na forma de manuscrito de artigo em língua inglesa no Capítulo 5. O Capítulo 6 se dedica à sumarização das conclusões e considerações finais do trabalho. Os materiais referidos no capítulo 5 como *Supplementary Materials* serão apresentadas na sessão de anexos desse volume.

### 1.2 Objetivos

O objetivo do trabalho buscou caracterizar em metaconglomerados deformados a correlação entre a geometria do *strain* com a OCP e mecanismos de deformação do quartzo ao longo da dobra de Sandvikshytten,

Bergen (Noruega). Para isso objetivos secundários buscaram identificar os mecanismos de deformação dominantes; caracterizar as OCP ao longo da estrutura; e avaliar da ocorrência do particionamento do *strain*.

### 1.3 Localização da área de estudo

O estudo analisou metaconglomerados provenientes da Dobra de Sandvikshytten, localizada no sudoeste da Noruega, a cerca de 3 km a norte da cidade de Bergen (Figura 1). As coordenadas que delimitam a zona de estudo em coordenadas Universal Transversa de Mercator são: N 6705150, 6704200 e E 2975310, 2980630.

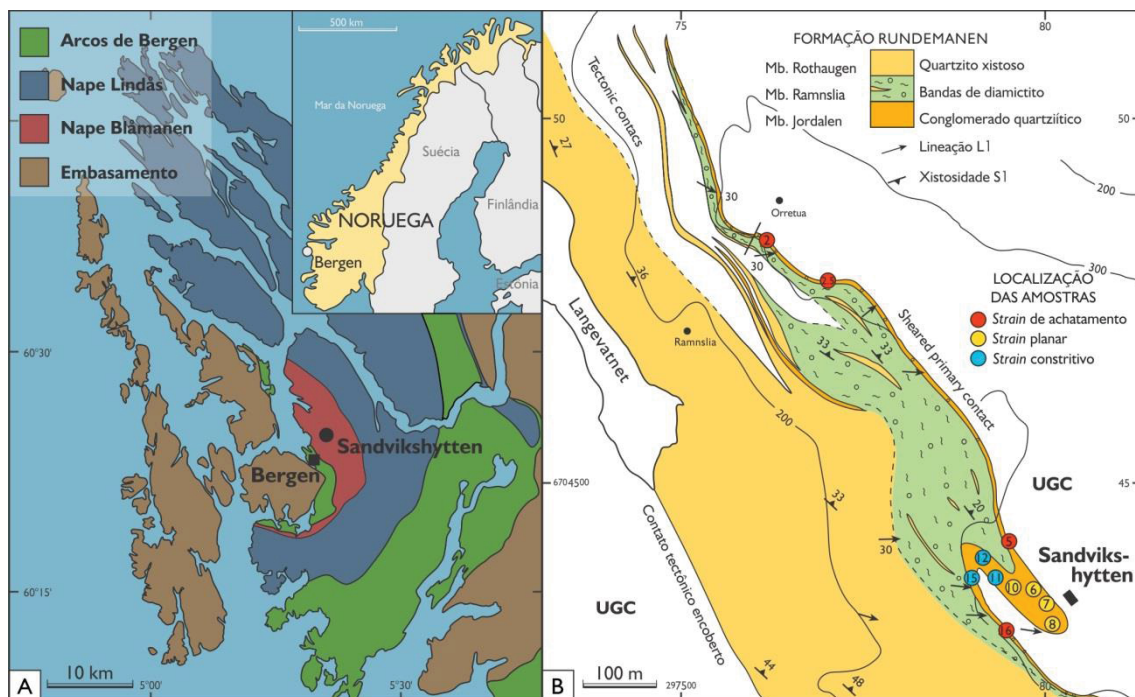


Figura 1 – Mapa esquemático da área de estudo. A – Mapa geológico da região dos Arcos de Bergen (adaptado de Fossen et al., 2008). B – Mapa geológico da dobra de Sandvikshytten com a localização das amostras estudadas (adaptado de Holst and Fossen, 1987; Fossen and Ragnhildstveit, 2008).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A porção sudoeste da Noruega tem seu substrato geológico constituído essencialmente por rochas da porção sul dos *Scandinavian Caledonides* (Stephens e Gee, 1989; Roberts, 2003; Corfu et al., 2014). Esse grupo de

rochas abrange litologias com idades Meso-Proterozoicas a Ordovicianas com extensa deformação relacionada à Orogenia Caledoniana (Corfu et al., 2014). Em Bergen, essa deformação ocasionou um empilhamento de napes, dentre elas a Nape Blåmanen (Figuras 1 e 2) (Stephens and Gee, 1989; Fossen and Ragnhildstveit, 2008; Corfu et al., 2014). Essa nape é composta por duas unidades: o Complexo Gnáissico de Ulriken, um complexo migmatítico Meso-Proterozoico; e a Formação Rundemanen, uma cobertura metassedimentar Neoproterozoica (Fossen, 1988). A deformação observada na Nape Blåmanen é datada por Ar/Ar na Formação Rundemanen em  $411 \pm 1$  Ma, relativa à fase essencialmente colisional da orogenia (Fossen e Dunlap, 1998; Roberts, 2003).

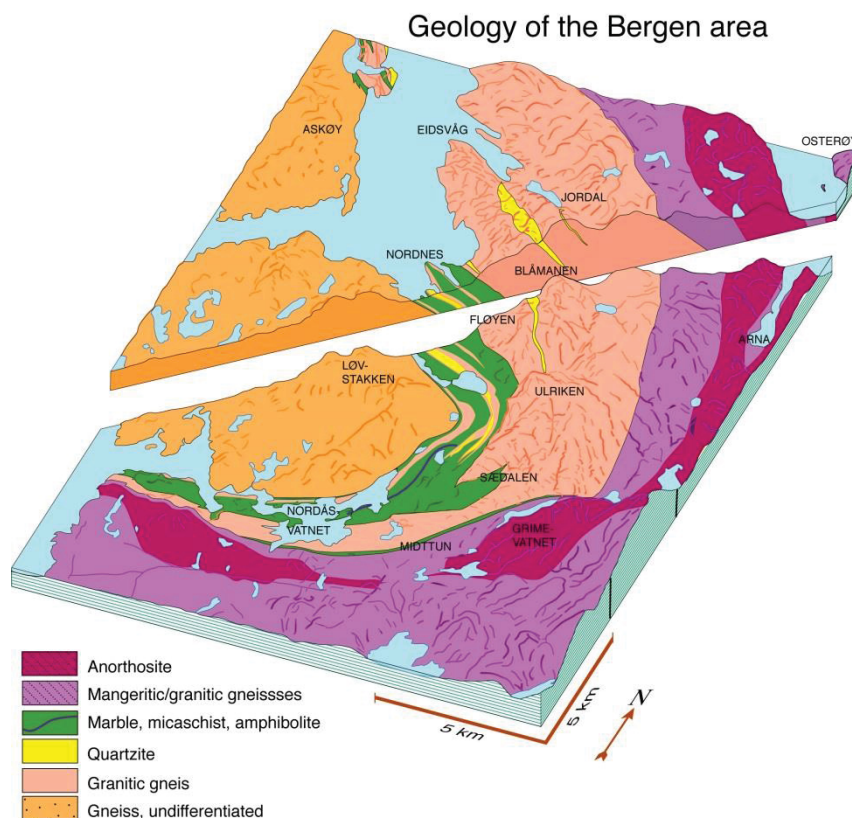


Figura 2 - Representação do contexto geológico da região de Bergen, Noruega. A Nape Blåmanen é representada pelas unidades de gnaiss granítico (Complexo Gnáissico de Ulriken) e pelos quartzitos (Formação Rundemanen). Fonte: Haakon Fossen.

A deposição dos sedimentos da Formação Rundemanen é datada entre as orogenias Sueco-norueguesa e Caledoniana, o que limita essa idade entre 920 Ma e 505 Ma (Roberts, 2003; Bingen et al., 2008). Nessa formação são caracterizados três membros: Jordalen, Ramsliá e Rothaugen (Figura 3) (Fossen, 1988). As rochas aflorantes e avaliadas da Dobra de Sandvikshytten

correspondem a conglomerados do membro basal da formação. Tais conglomerados são formados por clastos compostos por quartzitos ou quartzo de origem hidrotermal em uma matriz composta essencialmente por quartzo, feldspato e muscovita com escassa ocorrência de carbonatos (Figura 4) (Fossen, 1988; Sylvester e Janecky, 1988).

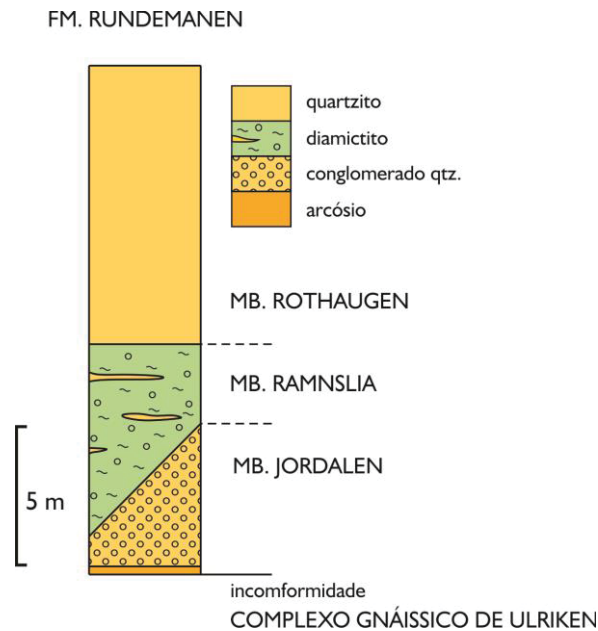


Figura 3 - Coluna estratigráfica esquemática da Formação Rundemanen na localidade de Sandvikshytten (adaptado de Fossen, 1988).

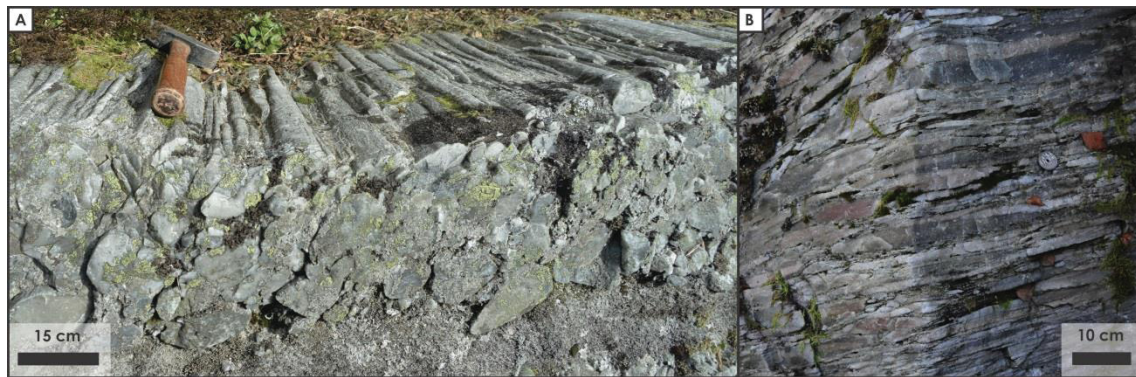


Figura 4 - Aparência em campo dos conglomerados da Dobra de Sandvikshytten. (A) Conglomerados deformados com *strain* construtivo - localidade 12. (B) Conglomerados com *strain* de achatamento – localidade 2.5. Fonte: Haakon Fossen, adaptado.

As rochas nessa localidade tem foliação bastante penetrativa com mergulho em torno de  $30^\circ$  para ENE (Figura 1B) (Fossen, 1988; Fossen e Ragnhildstveit, 2008). Essa superfície corresponde ao primeiro evento deformacional identificado nas rochas metassedimentares e ocorre associada a

geração de dobras fechadas a isoclinais (Fossen, 1988). A Dobra de Sandvikshytten tem sua gênese atribuída a esta fase de deformação. Regionalmente a foliação principal é deformada em dobras assimétricas fechadas com planos axiais subparalelos à superfície original, entretanto não são observados registros dessa deformação na área de estudo (Holst e Fossen, 1987; Fossen, 1988). O último pulso de dobramentos registrado na região de Bergen é responsável pelo arqueamento regional dos Arcos de Bergen (Figuras 1A e 2) e registros desse evento são encontrados apenas localmente na Formação Rundemanen (Fossen, 1988).

O elipsoide de *strain* finito varia ao longo da Dobra de Sandvikshytten entre achatamento nos seus flancos e constricção nas suas charneiras (Figura 5) (Holst e Fossen, 1987). A orientação do eixo Z do elipsoide apresenta pouca variação ao longo da estrutura, com orientação média 240/64 (mergulho / direção de mergulho), assim como o eixo X em elipsoides prolatos e planares, que apresenta orientação 98/22 (Holst e Fossen, 1987). Em elipsoides achatados ocorre uma dispersão na orientação dos eixos X e Y, os quais se distribuem ao longo do plano 50/25 (Holst e Fossen, 1987). O desenvolvimento da dobra é tido como resultado de perturbações no fluxo deformacional, e que a origem de seixos prolatos é relacionado à rotação de seixos achatados durante a deformação progressiva (Figura 6) (Holst e Fossen, 1987; Sylvester e Janecky, 1988; Fletcher e Bartley, 1994).

Os efeitos da variação do *strain* na OCP do quartzo foi considerado e avaliado por meio de análises com platina universal por Sylvester e Janecky (1988). Esses autores não encontraram concentrações de orientação do eixo <c> que fossem consideradas significativas para interpretações sobre a dinâmica deformacional (Sylvester e Janecky, 1988). Dessa forma ainda persiste a necessidade de compreensão dessa correlação na Dobra de Sandvikshytten, o que pode ser alcançado com a aplicação de técnicas com melhor resolução.

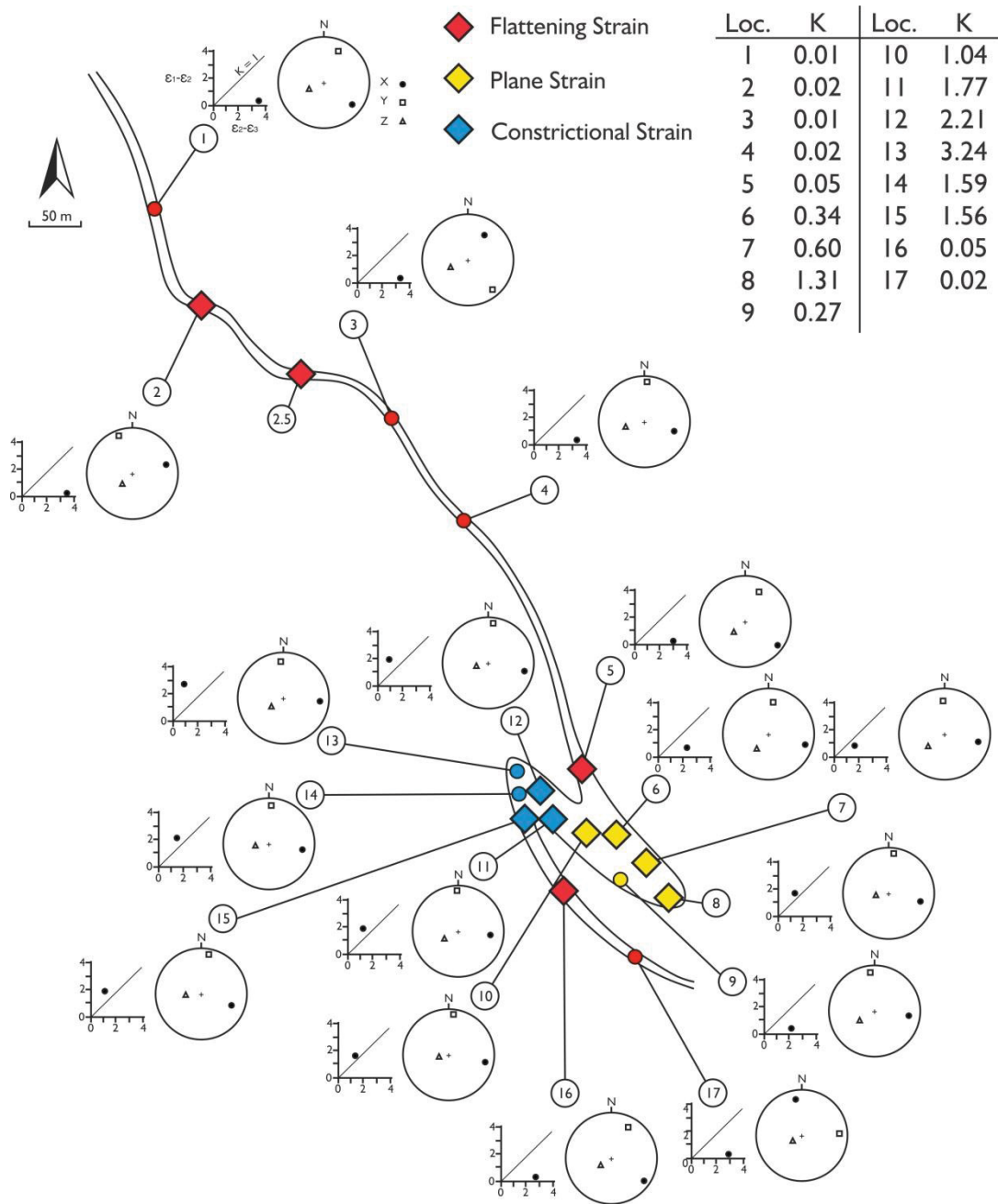


Figura 5 - Mapa da Dobra de Sandvikshytten com a localização das amostras analisadas nesse trabalho (marcadores quadrados) e dados de avaliação da geometria do *strain* realizados por Holst e Fossen (1987).

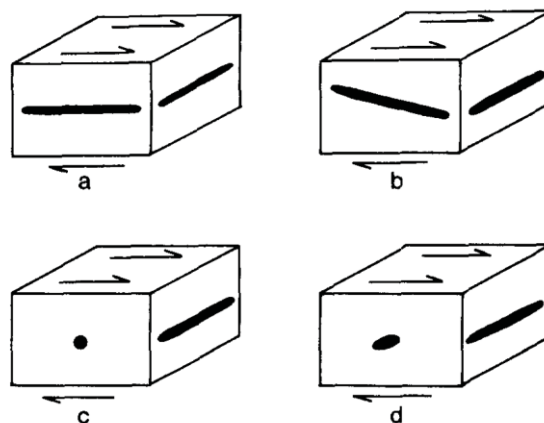


Figura 6 - Modelo exemplificando a geração de clastos prolatos a partir da rotação de formas achatadas (Holst e Fossen, 1987).

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 Quartzo

O quartzo ( $\text{SiO}_2$ ) é um mineral extremamente comum, sendo um dos mais abundantes da crosta superior e estando presente em rochas e ambientes tectônicos muito variados. Seu polimorfo de baixa temperatura, quartzo –  $\alpha$ , se cristaliza no sistema trigonal (pseudo-hexagonal), enquanto o polimorfo de alta temperatura, quartzo –  $\beta$ , se enquadra no sistema hexagonal. Sua cela unitária é representada por grupos  $(\text{SiO}_4)^{2-}$  que se organizam em tetraedros compostos por um átomo de silício ( $\text{Si}^{4+}$ ) no centro e quatro átomos de oxigênio ( $\text{O}^{2-}$ ) em seus vértices. Esses tetraedros formam eixos helicoidais que se repetem regularmente e que apresentam rotação em sentido horário (cristais dextrogiros, grupo pontual  $P3_121$ ) ou anti-horário (cristais levogiros, grupo pontual  $P3_221$ ). As composições morfológicas mais comuns dessa espécie são prismas hexagonais com terminações romboédricas. Entretanto, uma vasta diversidade de formas pode ser encontrada na natureza e as principais são apresentadas no Quadro 1 e Figura 7, assim como seus respectivos índices de Miller-Bravais e sua abreviatura utilizada nesse trabalho.

Quadro 1 – Nomenclatura e índices de Miller para as principais formas cristalográficas do quartzo.

Forma	Índice de Miller-Bravais	Abreviatura
Pinacoide basal	(0001)	(c)
Prismas hexagonais	{10 $\bar{1}$ 0}	{m}
Romboedro primário	Positivo	{10 $\bar{1}$ 1}
	Negativo	{01 $\bar{1}$ 1}
Romboedro secundário	Positivo	{10 $\bar{1}$ 2}
	Negativo	{01 $\bar{1}$ 2}
Bipirâmide trigonal	Levogiro	{2 $\bar{1}$ 11}
	Dextrogiro	{11 $\bar{2}$ 1}
Eixos cristalográficos	c	< 0001 >
	a	[11 $\bar{2}$ 0]

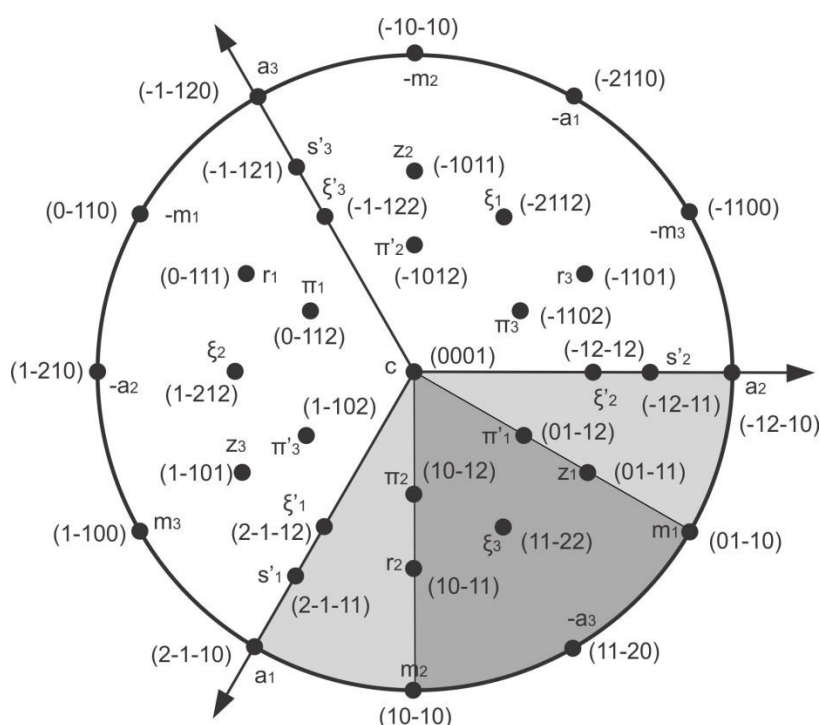


Figura 7 - Projeção cristalográfica das principais formas morfológicas do quartzo. A área cinza claro entre os eixos  $a_1$  e  $a_2$  representa a extensão dos campos de simetria trigonal. A área cinza escuro representa o campo de pseudossimetria hexagonal utilizada para as projeções de figuras de polo inverso (adaptado de Lloyd, 2004).

A ocorrência de geminações nessa espécie mineral é comum, sendo caracterizadas três principais leis de geminação: Dauphiné, Brasil e Japão (Gault, 1949). Dentre estas, somente a geminação do tipo Japão é de contato, com o limite entre cristais no plano  $\{\xi\} - \{11\bar{2}1\}$  (Momma et al., 2015). As geminações penetrativas são mais comuns que as de contato e sua caracterização depende de técnicas analíticas, sendo muito difícil sua

caracterização a olho nu. A geminação do tipo Brasil é definida pela interdigitação de cristais levogiros e dextrogiros em um mesmo espécime. Já a geminação do tipo Dauphiné se caracteriza pela interdigitação de dois cristais com mesmo sentido de rotação, porém com uma diferença de 60° na orientação dos eixos <a> devido a uma rotação ao longo do eixo <c>. A origem dessa última é relacionada tanto à transformação entre polimorfos  $\alpha$  e  $\beta$ , assim como com a ativação de sistemas de deslizamento durante a deformação (Tullis e Tullis, 1972; Menegon et al., 2011).

### 3.2 Mecanismos de deformação do quartzo

Mecanismos de deformação cristalina estão amplamente relacionados com as condições nas quais a deformação foi imposta. Fatores que influenciam o controle desses mecanismos incluem principalmente a temperatura, tensão diferencial e confinante, taxa de deformação, paragênese, proporção de água estrutural e intersticial, tamanho original do grão, entre outros (Blenkinsop, 2002; Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005). Com o aumento de temperatura a deformação cristalina transita do campo de deformação rúptil para uma deformação controlada por processos dúcteis (Figura 8 e 9) (Rutter et al., 2001). No Quadro 2 é apresentado um resumo dos mecanismos e respectivas microestruturas de deformação do quartzo que serão discutidos a seguir. Microestruturas apresentadas são relativas à observação em microscopia ótica de luz polarizada. Apesar da necessidade da desconexão entre a nomenclatura para descrição de microestruturas e mecanismos, muitas vezes a nomenclatura indica uma interpretação automatizada dos mecanismos (Derez e Pennock, 2015). Dessa forma a nomenclatura apresentada para microestruturas buscou afastar-se de termos associados a interpretações genéticas, entretanto ainda são apresentadas terminologias que podem ser mais bem elaboradas, como por exemplo, *pinning*.

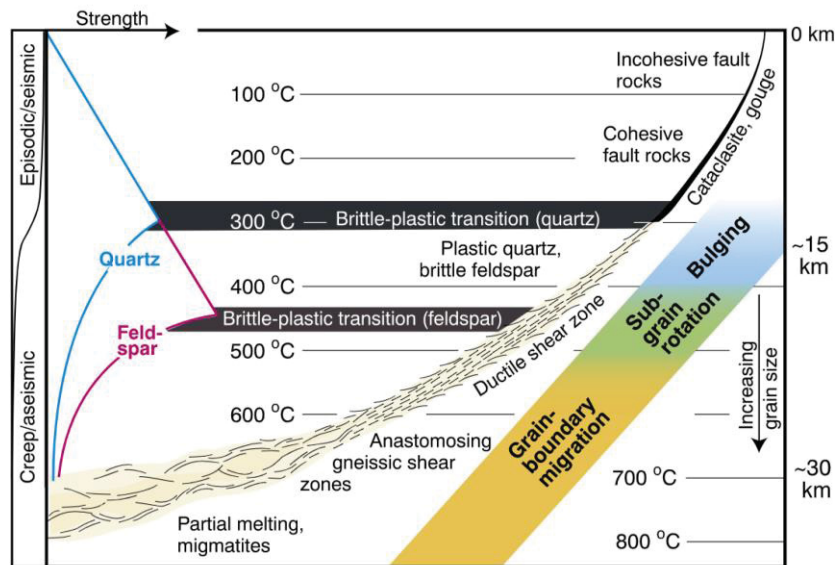


Figura 8 - Diagrama ilustrando a variação do comportamento reológico das rochas em resposta à variação de temperatura e profundidade. Limites aproximados para a transição entre comportamento rútil e dúctil dos materiais, assim como mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo são apresentados (Fossen e Cavalcante, 2017).

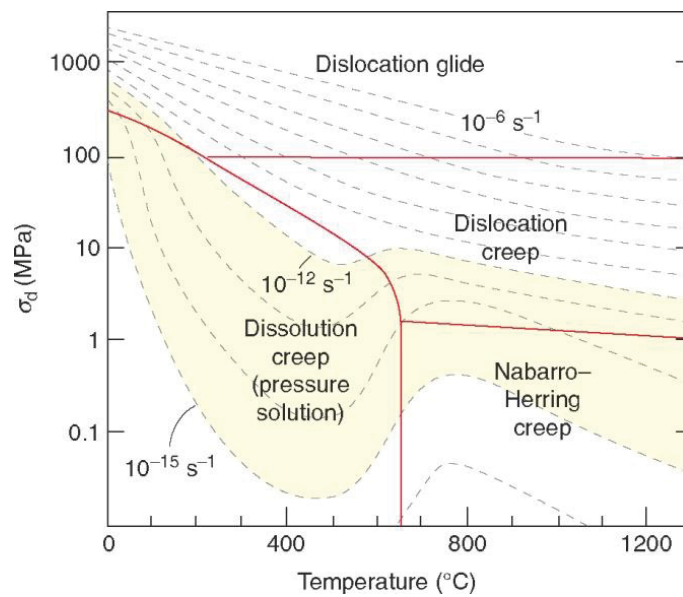


Figura 9 – Mapa de mecanismos de deformação do quartzo. Região em amarelo indica zonas de taxa de deformação comumente observadas na natureza (Fossen, 2016 adaptado de Rutter, 1976).

Quadro 2 - Principais mecanismos de deformação e respectivas microestruturas do quartzo com comportamento rúptil e dúctil (Blenkinsop, 2002; Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005; Derez e Pennock, 2015).

MECANISMOS		MICROESTRUTURAS	
Gerais	Específicos	Específicas	Gerais
Catáclase	Microfraturamento	Microjuntas	Microfraturas, deslocamento e rotação de corpo rígido
		Microfalhas	
		Microzonas de cisalhamento	
	Fusão por fricção	Pseudotaquilitos	
Fluência por difusão assistida por fluidos ou Transferência por dissolução induzida por tensão	Dissolução	Poros com formatos irregulares	Indícios de remoção de material e deposição controlados pela tensão atuante
		Truncamento de zoneamentos químicos e de objetos como fósseis e fenocristais	
		Grãos esféricos com contatos indentados	
		Grãos de mesmo tamanho com contatos retilíneos enquanto grãos menores são indentados nos maiores	
		Trilhas de minerais pouco solúveis e micas	
		Microestilólitos	
	Precipitação	Veios e sombras de pressão com cristais fibrosos	
		Sobrecrescimento de minerais com continuidade ótica	
		Planos ricos em inclusões fluidas	
		Orientação preferencial de forma dos grãos	
		Microveios	
Fluência por deslocamentos	Geminação mecânica	Maclas de deformação	Estruturas indicativas de deformação permanente na estrutura cristalina
		Extinção ondulante	
		Grãos fitados	
		Lamelas de deformação (Bandas de Extinção Finas - BEF)	
		<i>Kinks</i> (Bandas de Extinção Amplas - BEA)	
Recuperação		Bandas de deformação intracristalina (Bandas de Extinção Localizadas - BEL)	
		Subgrãos	
Recristalização dinâmica	Migração lenta do limite de grão - <i>bulging</i>	Textura de manto e núcleo	
	Rotação de subgrão - <i>subgrain rotation</i>	Novos grãos com contatos irregulares em transição contínua até subgrãos	
	Migração do limite de grão - <i>grain boundary migration</i>	Grãos com contatos lobados	
Novos grãos sem registros de deformação			
		<i>Pinning</i>	
		Orientação cristalográfica preferencial	
Fluência por difusão em estado sólido, fluxo granular e superplasticidade	Fluências do tipo Coble e Nabarro-Herring e deslizamento de borda de grãos	Agregados de grãos equigranulares finos	Microestruturas características visíveis apenas com auxílio de Microscópio Eletrônico de Transmissão
		Ausência de OCP	
		Distribuição uniforme de fases minerais	

Em condições de baixa temperatura (menores que 300°C) a deformação do quartzo é controlada por mecanismos rúpteis, ocorrendo cataclase dos cristais e geração de microfraturas, microfalhas e rotação dos grãos sem deformação de sua estrutura cristalina (Vernon, 2004). A intensificação de processos rúpteis pode ocasionar atrito demasiado entre corpos rígidos e ocasionar fusão por fricção desses corpos (Blenkinsop, 2002). Nos casos onde há fase fluida intersticial, a dissolução por pressão ocorre de maneira facilitada mesmo em temperaturas não muito altas (Passchier e Trouw, 2005). Nesses casos, a dissolução se concentra nos pontos de contato entre grãos, e esse material se remobiliza para zonas de menor tensão, o que gera bordas de grão com um alto ângulo em relação ao tensor principal. O transporte de matéria através desse mecanismo caracteriza a fluência por difusão assistida por fluidos (*fluid assisted diffusion creep*, *solution-precipitation creep* ou *stress induced solution transfer*) (Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005).

Em condições com temperaturas acima de 300 °C a deformação deixa o campo rúptil e entra no campo dúctil (Stipp et al., 2002a). A partir dessa faixa de temperatura a deformação é absorvida na estrutura cristalina, buscando a eliminação de defeitos intracristalinos. Nesse ponto a deformação começa a ser controlada pelo fluxo por deslocações (*dislocation creep*), que ocorre principalmente por deslizamento (*slip*) (Vernon, 2004). As deslocações podem ser do tipo cunha (*edge*) ou parafuso (*screw*), sendo que a primeira considera um espaço adicional na estrutura em plano perpendicular ao plano de deslizamento e a segunda considera uma rotação da estrutura cristalina com eixo de rotação dentro do plano de deslizamento (Figura 10) (Lloyd, 2004; Passchier and Trouw, 2005).

Dentro da estrutura cristalina existem planos que facilitam a ocorrência de deslizamento, que em geral correspondem a superfícies com maior densidade atômica (Vernon, 2004). Esses planos, associados com a direção de deslizamento preferencial, definem sistemas de deslizamento do cristal (Vernon, 2004; Fossen, 2016). Para o quartzo existem alguns sistemas de deslizamento amplamente caracterizados, como é apresentado no Quadro 3 e ilustrado na Figura 11, entretanto ainda persistem questionamentos sobre a ocorrência de outros sistemas aqui não listados (Neumann, 2000; Lloyd, 2004).

Assim como os demais mecanismos de deformação, a ativação de cada sistema de deslizamento está relacionada com diferentes condições de deformação. Tais condições são sumarizadas nos valores de tensão cisalhante crítica resultante para cada sistema, os quais sendo resultado da combinação de temperatura, taxa de deformação, tensão diferencial e atividade química (Passchier e Trouw, 2005).

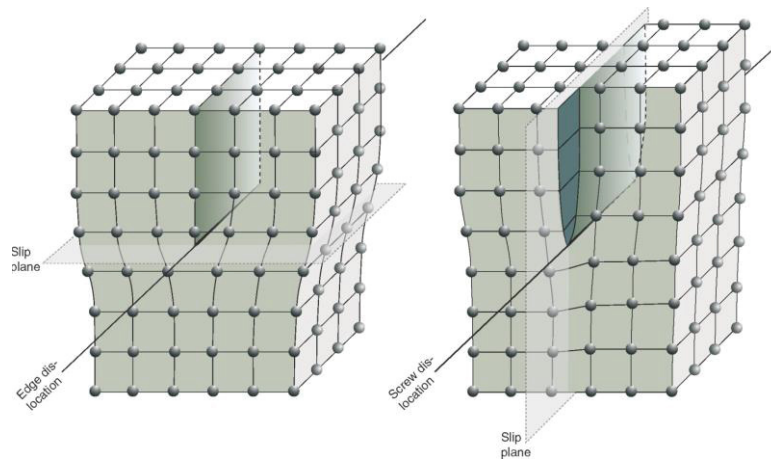


Figura 10 - Esquema ilustrando os possíveis tipos de deslocação: em cunha (*edge dislocation*) e em parafuso (*screw dislocation*) (Fossen, 2016).

Quadro 3 - Principais sistemas de deslizamento do quartzo (adaptado de Neumann, 2000; Lloyd, 2004).

Sistemas de deslizamento	Eixo de rotação	
	Plano	Direção
Basal [a]	(c)	<a>
Prismático [a]	{m}	<a>
Romboédrico + [a]	{r}	<a>
Romboédrico - [a]	{z}	<a>
Romb. secundário + [a]	{π}	<a>
Romb. secundário - [a]	{π'}	<a>
Prismático <c>	{m}	[c]

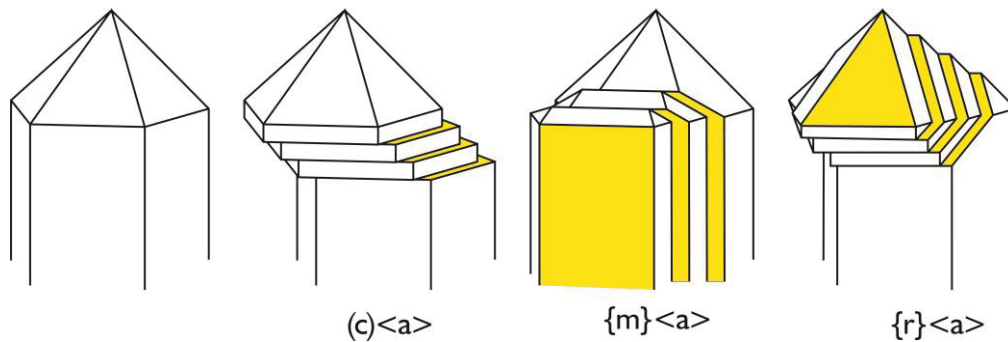


Figura 11 - Ilustração exemplificando as posições de funcionamento de diferentes sistemas de deslizamento.

Enquanto sistemas de deslizamento se aproveitam de defeitos cristalinos e planos preferenciais para facilitar a absorção da deformação, mecanismos de recuperação e recristalização buscam a reorganização de tais defeitos para a redução de energia interna da estrutura (Passchier e Trouw, 2005). O processo de recuperação alinha deslocações, antes dispersas, gerando bordas de subgrão (Figura 12) (Vernon, 2004). A recristalização busca eliminar energia interna por meio da criação e movimentação de limites de grão (Vernon, 2004). Durante tais processos trocas químicas são consideradas mínimas, sendo a composição dos grãos inalterada (Vernon, 2004). A recristalização controlada por processos dinâmicos é resumida em três mecanismos específicos: migração lenta da borda de grão (*bulging*), rotação de subgrão (*subgrain rotation*) e migração rápida da borda de grão (*grain boundary migration*) (Figura 13) (Stipp et al., 2002a). A temperatura aumenta relativamente do primeiro ao último enquanto a taxa de deformação reduz (Passchier e Trouw, 2005). Esses mecanismos são aproximadamente correlacionados com os regimes de deformação 1, 2 e 3 do quartzo descritos por Hirth e Tullis (1992) (Stipp et al., 2002b; Passchier e Trouw, 2005). A transição entre mecanismos é amplamente considerada que ocorra em torno de 400 °C da migração lenta de limite para a rotação de subgrão e em torno de 500 °C para a migração rápida de limite, apesar de essas temperaturas serem condicionadas principalmente à taxa de deformação local (Stipp et al., 2002b).

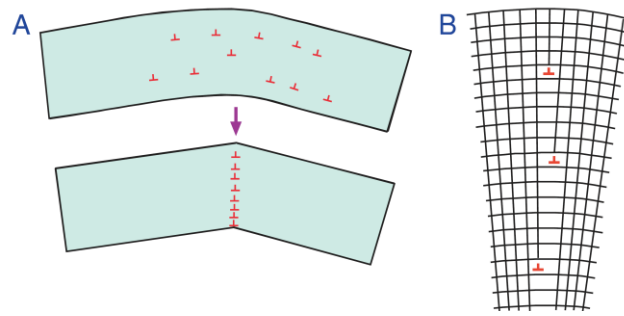


Figura 12 -Ilustração do mecanismo de recuperação. (A) Um cristal com alta densidade de deslocações aleatórias evolui para o alinhamento dessas gerando um plano. (B) Representação de um limite de subgrão gerado pelo alinhamento de deslocações (Vernon, 2004).

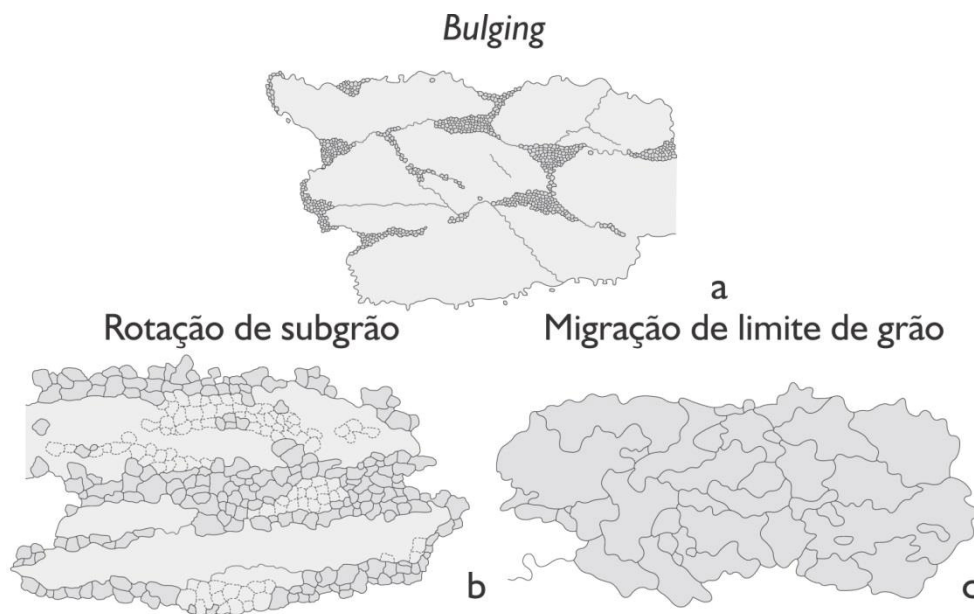


Figura 13 – Ilustração de texturas características dos mecanismos de recristalização dinâmica: (a) Migração lenta do limite de grão; (b) Rotação de subgrão; (c) Migração rápida de limite de grão. Ilustrações apresentadas todas com a mesma escala relativa (adaptado de Stipp et al., 2002a).

A migração lenta do limite de grão ocorre principalmente ao longo da borda de grãos preexistentes. O processo se dá pela reorganização de porções da bora de um grão com alta densidade de deslocações para que permita a continuidade da estrutura de um grão vizinho com baixo teor de deslocações (Figura 13A e 14A) (Passchier e Trouw, 2005). A trama resultante tem em geral o aspecto de núcleo e manto, onde grãos reliquiares se tornam envoltos por grãos menores recristalizados (Figura 13A). A recristalização por rotação de

subgrão ocorre com o acúmulo de deslocamentos alinhados, gerando limites que gradativamente aumentam a diferença de orientação do subgrão com o grão inicial (Figura 14B) (Vernon, 2004). Essa diferença de orientação, misorientação, segue sendo acrescida com aporte de deslocamentos até o ângulo crítico de formação de novo grão (Vernon, 2004). Esse limite é próximo de  $10^\circ$  para o quartzo (Vernon, 2004; Shigematsu et al., 2006; Bachmann et al., 2011). Grãos recristalizados tendem a se alinhar em lâminas entre grãos reliquiares, porém texturas semelhantes às de núcleo e manto também podem ser geradas, apresentando grãos maiores do que os gerados por migração lenta de limites (Figura 13B) (Passchier e Trouw, 2005). O terceiro mecanismo de recristalização dinâmica, a migração rápida de limite de grão, é caracterizado pela alta mobilidade dos limites de grão. Tal mecanismo ocorre por um processo semelhante ao descrito para a migração lenta, porém em temperaturas mais altas (Vernon, 2004). Isso acarreta na formação de novos grãos muitas vezes maiores que os subgrãos presentes anteriormente (Figura 13C) (Passchier e Trouw, 2005). A evolução da recristalização por esse mecanismo gera bordas de grão lobadas que podem ser limitadas pela presença de fases secundárias (*pinning*) ou fazer com que grãos recristalizados englobem essas fases (Figura 14C) (Passchier e Trouw, 2005).

Em condições de deformação com temperatura próxima do ponto de fusão do mineral (acima de  $700^\circ\text{C}$  para o quartzo) a deformação cristalina passa a ser controlada por mecanismos de fluência por difusão em estado sólido (*solid-state diffusion creep*). A fluência ocorre através da movimentação das vacâncias da estrutura cristalina pelo interior do grão – difusão do tipo Nabarro-Herring – ou pelos limites do grão – difusão do tipo Coble (Passchier e Trouw, 2005; Fossen, 2016). Além desses, o mecanismo de fluxo granular através de deslizamento por bordas de grão é facilitado em temperaturas elevadas (Passchier e Trouw, 2005). Em agregados com grãos bastante pequenos e uniformes, condições de superplasticidade podem ser alcançadas gerando rochas com *strain* muito elevado sem desenvolvimento de orientação ou forma preferencial dos grãos (Passchier e Trouw, 2005).

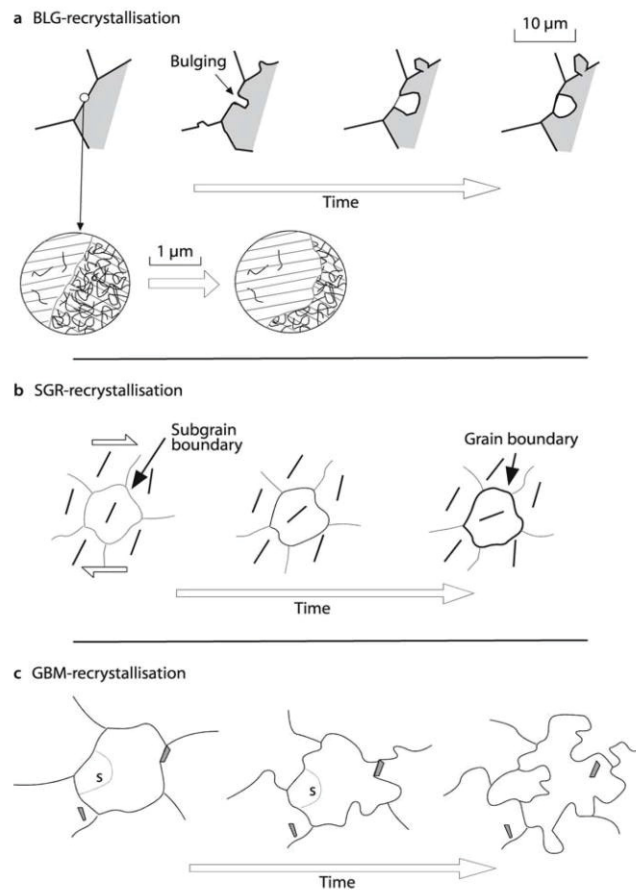


Figura 14 - Representação do processo de recristalização dinâmica para cada um dos três mecanismos: (a) Migração lenta do limite de grão; (b) Rotação de subgrão; (c) Migração rápida do limite de grão (Passchier e Trouw, 2005).

### 3.3 Orientação cristalográfica preferencial e geometria do *strain*

A influência da história deformacional e elipsoide de *strain* finito na orientação cristalográfica preferencial foi registrado com base em modelamento numérico, deformação experimental e observação de rochas naturalmente deformadas (Tullis et al., 1973; Marjoribanks, 1976; Lister e Hobbs, 1980; Law, 1986; Schmid e Casey, 1986). A correlação descrita pelos trabalhos de Lister e Hobbs (1980) e Schmid e Casey (1986) é até hoje utilizada como guia para avaliação da correlação do *strain* com CPO (Figuras 15 e 16). Tais trabalhos correlacionam à deformação resultante de tensores coaxiais com a organização do eixo <c> e planos {m} de cristais de quartzo, não apresentando discussões avançadas sobre outros elementos cristalográficos. A correlação entre a orientação desses elementos cristalográficos associados à deformação não coaxial é apresentada por

Schmid e Casey (1986) e Heilbronner e Tullis (2006). Tais trabalhos demonstram que as distribuições associadas à deformação coaxial são rotacionadas com o aumento do *strain* e que as distribuições se tornam cada vez mais assimétricas (Figura 17).

Distribuições de formas cristalográficas relativas a alguns sistemas de deslizamento do quartzo em diferentes geometrias do *strain* foram apresentadas por Barth et al. (2010) (Figura 18). Essas observações evidenciam a ambiguidade na interpretação de sistemas de deslizamento baseadas somente nas orientações do eixo  $\langle c \rangle$  e planos  $\{m\}$  do quartzo (Barth et al., 2010; Kilian e Heilbronner, 2017).

O registro de OCP relacionadas às geometrias de *strain* de achatamento não é raro, porém a observação das OCP descritas por Schmid e Casey (1986) provenientes de deformações constritivas é escassa (Sullivan e Beane, 2010). Com isso a possibilidade de avaliação das OCP em rochas semelhantes naturalmente deformadas em diversas geometrias de *strain* se mostra necessária.

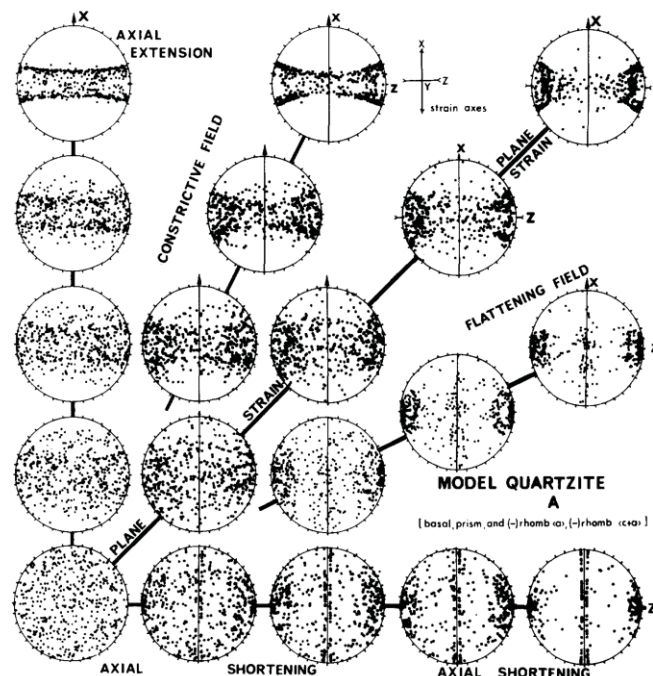


Figura 15 - Figura original apresentada por Lister e Hobbs (1980) para demonstrar a variação da distribuição do eixo  $\langle c \rangle$  do quartzo com relação à variação da intensidade do strain e geometria do elipsoide finito (diagrama de Flinn). Notar a diferença da orientação das projeções estereográficas que difere da orientação comumente utilizada atualmente: na figura o

eixo X de deformação está no topo da projeção, enquanto o eixo Z está à direita; atualmente a regra usual projeta o eixo X à direita e o eixo Z no topo.

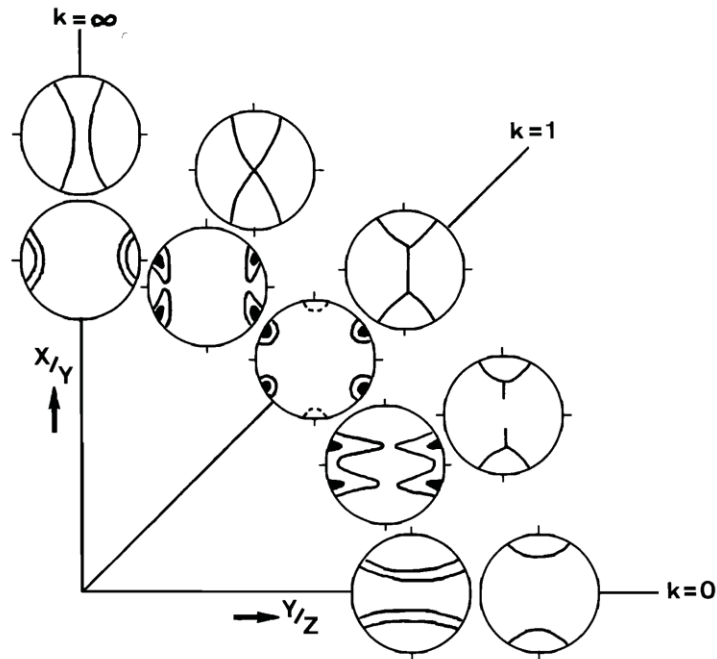


Figura 16 - Figura original apresentada por Schmid e Casey (1986) com a correlação entre a variação da geometria do *strain* (diagrama de Flinn) e a distribuição do eixo <c> (projeções mais afastadas do cruzamento dos eixos) e planos {m} do quartzo (projeções mais próximas do cruzamento dos eixos). Projeções estão orientadas com o eixo Z de deformação no topo e o eixo X à direita.

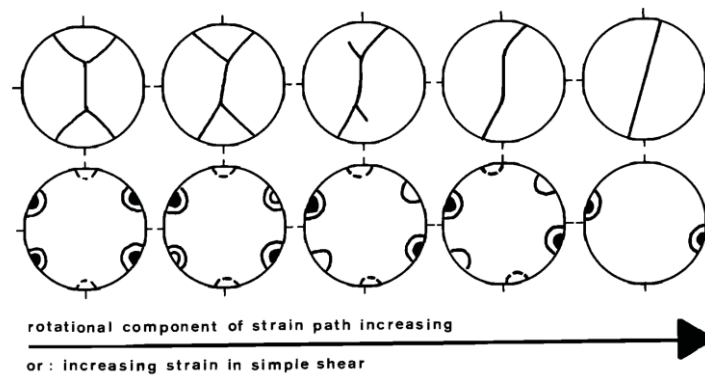


Figura 17 – Figura apresentada por Schmid e Casey (1986) com a evolução do esqueleto da distribuição de eixos <c> (fileira superior) e distribuição de planos {m} (fileira inferior) de acordo com o incremento de *strain* rotacional.

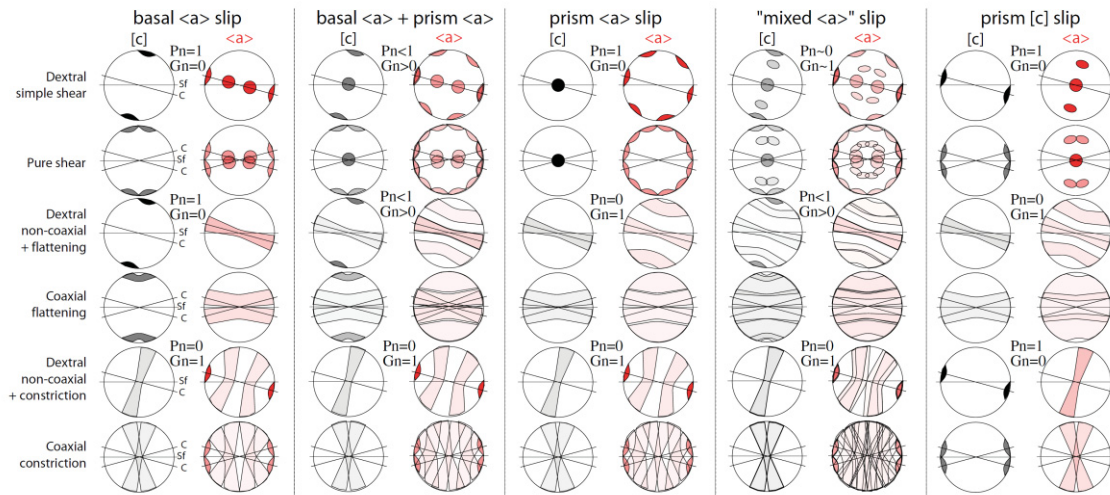


Figura 18 - Distribuição de eixos  $\langle c \rangle$  e  $\langle a \rangle$  do quartzo para varios sistemas de deslizamento e geometrias de *strain* como apresentado por Barth *et al.* (2010).

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

No presente trabalho foram avaliadas e confeccionadas seções delgadas de 11 amostras representativas da variação do *strain* ao longo da Dobra de Sandvikshytten (Figura 1). Dessas amostras foram selecionadas 16 áreas de interesse para avaliação por meio da técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (*Electron Backscattered Diffraction* – EBSD). A preparação de amostras foi feita no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas e Centro de Microscopia Eletrônica, ambos na Universidade Federal do Paraná. A aquisição de dados foi realizada no Microscópio Eletrônico de Varredura por emissão de campo (MEV), modelo Tescan Mira3 LM, equipado com um detector EBSD NordlysNano, no Instituto LACTEC, Universidade Federal do Paraná. Para que o fenômeno da difração de elétrons possa ocorrer e ser registrado, a preparação de amostras deve seguir rotinas que buscam criar superfícies altamente lisas. Isso é alcançado através de sucessivos polimentos físicos e físico-químicos e o procedimento aplicado nas amostras desse trabalho é apresentado no Quadro 4. Maiores detalhes da caracterização de amostras são apresentados a seguir e na seção “5.13 *Materials and Methods*” dos resultados.

Quadro 4 - Procedimento de polimento aplicado nas amostras analisadas nesse trabalho. A velocidade de rotação aplicada para cada fase de polimento foi de 30 rotações por minuto com força aplicada de 1 lb.

Politriz	Abrasivo	Granulometria	Tempo
Minimet™ 1000	Pasta de diamante	1 µm	30 min
		0,25 µm	30 min
	Sílica coloidal	-	60 min

#### 4.1 Difração de elétrons retroespalhados – EBSD

A técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD) é realizada a partir de uma adaptação do MEV com a colocação da amostra de maneira inclinada e acoplamento de um sistema de captura adicional (Morales et al., 2007) (Figura 19). Essa adaptação permite o registro dos efeitos da difração de elétrons e conseqüentes interpretações desse fenômeno que possibilitam a caracterização de diferentes fases minerais e suas respectivas orientações locais (Morales et al., 2007).

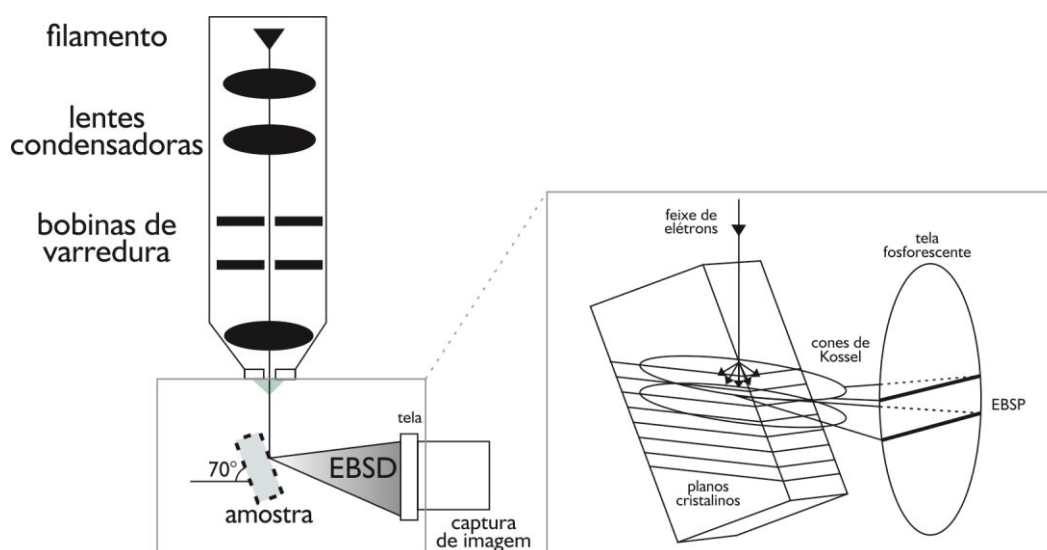


Figura 19 - Esquema do sistema MEV-EBSD e ilustração da formação dos padrões de difração projetados no sistema de captura de imagem (adaptado de Morales et al., 2007 e Schwartz et al., 2009).

A carga gerada no canhão do microscópio, e incendiada sobre a amostra, interage com a superfície dessa e é difratada segundo as limitações definidas pela Lei de Bragg. Cerca de 50% dos elétrons que atingem a amostra

conseguem satisfazer as condições dessa lei e são efetivamente retro-espalhados (Morales et al., 2007). Esses elementos formam trajetórias limitadas por cones definidos como cones de Kossel (Figura 19). A projeção de cada cone na tela de fósforo do sistema de captura gera bandas nomeadas Bandas de Kikuchi. O conjunto de bandas projetado devido a esse fenômeno é então caracterizado como um padrão de elétrons retro-espalhados (EBSP) (Morales et al., 2007).

Os EBSP são registrados por uma câmera de captura de baixa luminosidade e processados automaticamente através de software específico. Neste trabalho, a aquisição automática dos dados foi realizada no AZtechHKL. O processamento dos dados no momento da aquisição visa identificar a fase mineral e registrar sua orientação. Esse processo é feito através do seguinte processo: captura das EBSPs; aplicação da transformada de Hough para identificar as bandas de Kikuchi características do material; e comparação dos padrões capturados com o banco de dados inicialmente inserido no sistema (Morales et al., 2007).

#### 4.1.1 Representação dos resultados

Os dados coletados pela técnica de EBSD podem ser apresentados principalmente em mapas, figuras de polo e polo inverso e histogramas. A seguir serão apresentadas algumas das possíveis formas de representação de dados:

- Histogramas e box plots: essas representações visam expressar a distribuição das populações de valores escalares. Parâmetros representados dessa forma incluem a proporção de fases indexadas; distribuição de tamanho de grãos e distribuição de ângulos de *misorientation*;
- Mapas: a representação por meio de mapas busca representar a variação espacial de determinados parâmetros. Mapas de fases apresentam a variação das diferentes espécies minerais indexadas ao longo da área analisada. É possível também gerar mapas coloridos em função da orientação de cada cristal, como apresentado nesse trabalho com mapas coloridos baseados em

figuras de polo inverso. Além desses, mapas podem ser coloridos com escalas de cor proporcionais para amostras específicas, como mapas de tamanho de grão que podem evidenciar grãos que destoam da população geral;

- Figuras de polo e figuras de polo inverso: essas figuras representam a distribuição espacial da orientação dos cristais na área analisada. Figuras de polo são projeções estereográficas de determinadas formas cristalográficas segundo o sistema de coordenadas da amostra. Nesse trabalho o sistema de coordenadas da amostra corresponde aos eixos do elipsoide de deformação finita. As projeções utilizadas são de igual ângulo e utilizadas segundo o hemisfério superior (Figura 20). As figuras de polo inverso representam no sistema de coordenadas do cristal a orientação dos eixos do sistema de coordenadas da amostra (Figura 7).

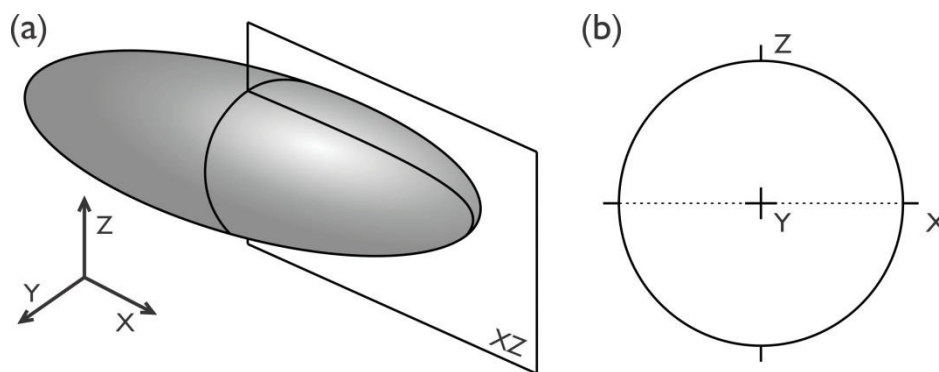


Figura 20 - A - Orientação dos eixos de deformação e corte das seções delgadas com relação ao elipsoide de deformação finita. B - Orientação dos eixos do elipsoide de deformação finita utilizada nas figuras de polo.

- Eixos de rotação: os eixos de rotação são representados no sistema de coordenadas do cristal. Correspondem ao eixo no qual a menor rotação é necessária para que dois cristais vizinhos coincidam suas orientações (Figura 21) (Neumann, 2000).

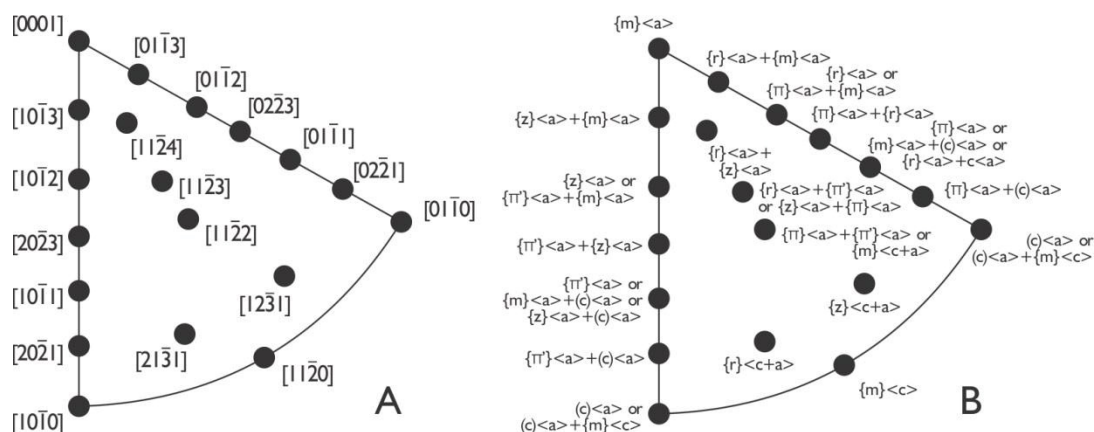


Figura 21 - Projeção de eixos de rotação do quartzo em figuras de polo inverso (A) e sistemas de deslizamento associados (B) (adaptado de Neumann, 2000; Lloyd, 2004).

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados da pesquisa e seus desdobramentos serão aqui apresentados como manuscrito de artigo em língua inglesa para futura submissão para publicação.

### 5.1 Strain geometry effects on quartz petrofabrics in deformed metaconglomerates: a study based on the Scandinavian Caledonides

#### 5.1.1 Introduction

Conglomerates have been widely used to evaluate strain for the past decades (e.g. Flinn, 1956; Hossack, 1968; Dunnet, 1969; Chapman et al., 1979; Lisle, 1984; Holst and Fossen, 1987; Gomes, 1991; Yonkee et al., 2013). This is because those rocks are common in sedimentary successions from various depositional environments and to the practicality of the measurement procedure described by Ramsay (1967) and later reviewed by Dunnet (1969) and Lisle (1985a). The correlation between quartz Crystallographic Preferred Orientations (CPO) and strain geometry of quartz-bearing rocks has been discussed since the last quarter of the 20<sup>th</sup> century (e.g. Tullis et al., 1973; Etchecopar, 1977; Lister and Price, 1978; Lister and Hobbs, 1980; Schmid and Casey, 1986; Kirschner and Teyssier, 1991). Those works, which diagrams are still commonly used as a parameter to discuss quartz CPOs, were mainly based on universal stage measurements of  $\langle c \rangle$  axes orientations (Figs. 1 and 2). The lack of

information about the orientation of the other crystallographic axes concerning strain geometry imposes limits on the use of that correlation to interpret the tectonic evolution where the deformation is complex. The use of the Electron Backscattered Diffraction (EBSD) technique provides information on all crystallographic elements and better resolution, particularly of smaller grains, which motivates us to revisit those correlations.

Our work is based on a well-exposed occurrence of greenschist quartzite metaconglomerates in the Scandinavian Caledonides on southwestern Norway. This conglomerate shows a strong variation in strain geometry through a 500 meters recumbent fold (Fig. 3) (Holst and Fossen, 1987; Fossen, 1988a; Fossen et al., 2017). Therefore this folded conglomerate represents a natural laboratory to evaluate the correlation between petrofabrics and the strain geometry observed in clasts in a situation where the different strains were developed under the same temperature and pressure, and probably also at similar deformation rates. EBSD data collected from quartz rich clasts is used to evaluate the controls of the strain geometry on the crystallographic orientation and deformation mechanisms. The comprehension of this correlation may enlighten the future application of CPO analysis for the unravelling of the deformation history of large structures where the strain is not well constrained.

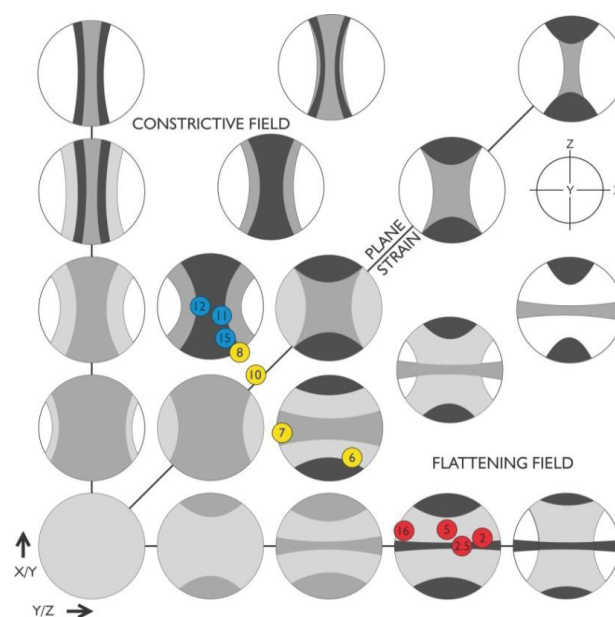


Figure 1 - Schematic pole figures of  $\langle c \rangle$  axis distributions as a result of different strain geometries plotted on the Flinn diagram (adapted from Lister and Hobbs, 1980). Analysed

samples plotted as coloured circles with strain groups defined by Holst and Fossen (1987): Group I – red; Group II – Yellow; Group III – blue.

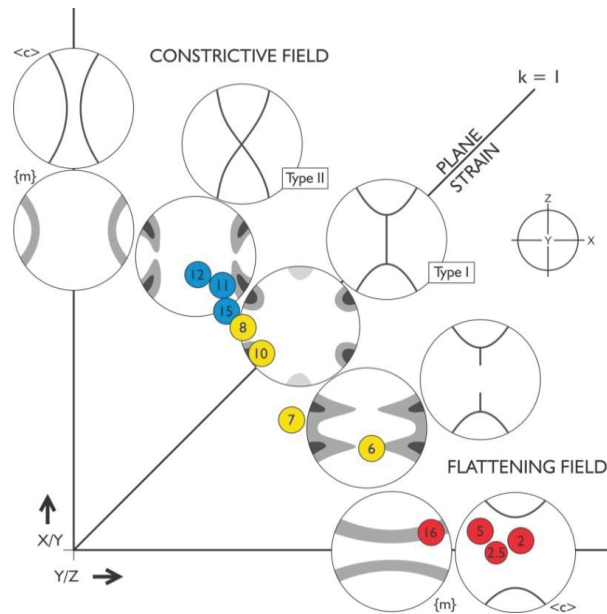


Figure 2 - Schematic pole figures of  $\langle c \rangle$  axis skeleton and  $\{m\}$  planes distributions predicted by Schmid and Casey (1986) as a result of various strain geometries. Analysed samples plotted as coloured circles with strain groups defined by Holst and Fossen (1987): Group I – red; Group II – Yellow; Group III – blue.

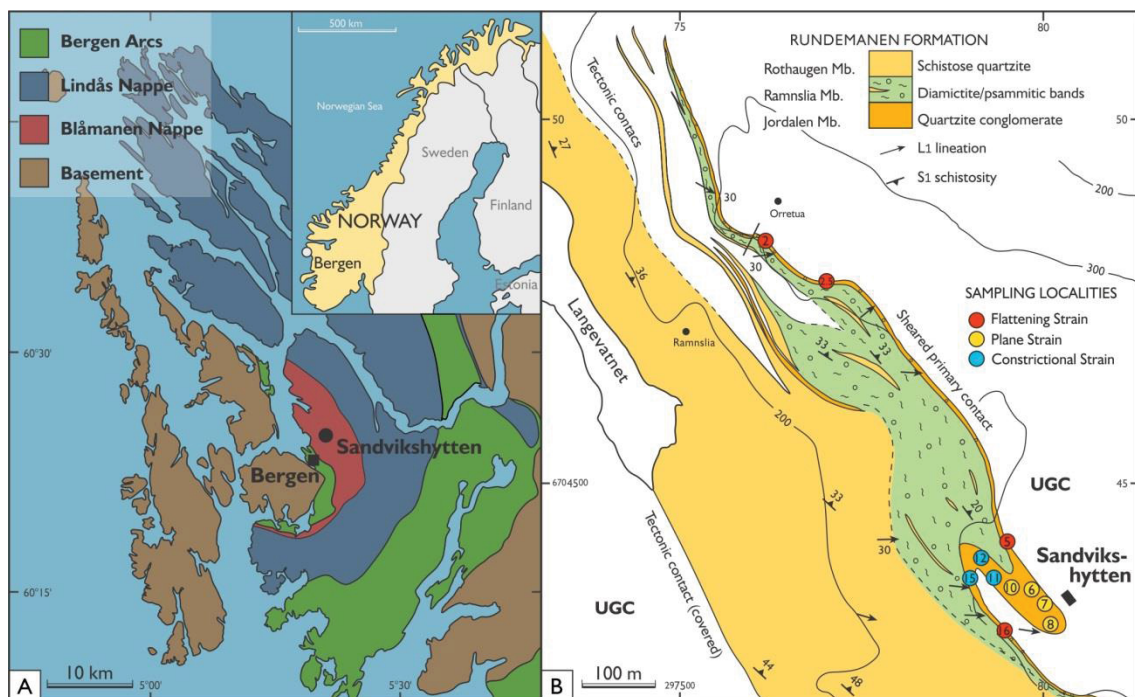


Figure 3 - Schematic geological maps of the study area. A – Bergen Arcs schematic geological map (adapted from Fossen et al., 2008). B – Sandvikshytten fold schematic geological map (adapted from Holst and Fossen, 1987; Fossen and Ragnhildstveit, 2008).

### 5.1.2 Geological Context

The geology of southwestern Norway is mainly represented by the Scandinavian Caledonides, which comprises rocks deformed during the Caledonian orogeny (Fossen, 1988b; Stephens and Gee, 1989; Corfu et al., 2014). In the Bergen area, the Caledonian orogeny was responsible for the stacking of numerous nappes, creating the Bergen Arcs, in which the Blåmanen Nappe is part of the stack (Fig. 3; Stephens and Gee, 1989; Fossen and Ragnhildstveit, 2008; Corfu et al., 2014). This nappe is composed by the Ulriken Gneiss Complex, a Meso-Proterozoic migmatite complex, and the Rundemanen Formation, a deformed Neoproterozoic sedimentary cover of the Ulriken Gneiss Complex (Sturt et al., 1975; Fossen, 1988a). The Caledonian deformation of the Blåmanen Nappe occurred under greenschist facies conditions during the Scandian (main collisional) phase (Fossen, 1988a), and it is constrained by a white mica Ar/Ar age at  $411 \pm 1$  Ma for the metasedimentary unit (Fossen and Dunlap, 1998).

The Rundemanen Formation, which is the object of this study, is structurally characterized by a penetrative foliation that dips to the ENE in the study area (Fossen, 1988a). This foliation (S1 in Fossen, 1988a) can be traced into the underlying granitic gneisses of the Ulriken Gneiss Complex, where its intensity varies and is generally strong along the zones of metasediments represented by the Rundemanen Formation. Tight to isoclinal F1 folds formed within the Rundemanen Formation during this deformation, including the 100-meter scale fold described in this work. A stretching lineation, well developed in parts of the conglomerate, plunges down-dip to the ENE. The main foliation is folded by open to tight asymmetric folds (F2) with axes subparallel to the main foliation, and with a vergence consistent with down-to-ENE sense of shear. These folds are not prominent in the folded conglomerate area and may be related to post-orogenic extensional movements. Overprinted these folds are open folds with sub-vertical axial planes. This last set of folds (F3 in Fossen, 1988a) is related to the Bergen Arcs megafold, and are only found locally within the Rundemanen Formation (Fossen, 1988a).

At the Sandvikshytten locality, the Rundemanen Formation is represented by a metaconglomerate with clasts of quartzite and hydrothermal quartz and a matrix composed mainly of quartz, feldspar and muscovite with the occurrence of carbonates (Fossen, 1988a; Sylvester and Janecky, 1988). The metasedimentary unit is constrained in an F1 fold with a NW-SE striking axial plane and with its northern limit defined by a sheared surface (Fig 3; Holst and Fossen, 1987; Fossen and Ragnhildstveit, 2008).

The finite strain ellipsoid varies throughout the fold, showing strongly flattened ellipsoids at its limbs and constrictional to plane ellipsoids close to its hinges (Fig. 4). The strain axes orientations do not show any strong variation within the change in strain geometry: the Z-axis of the strain ellipsoid has an average orientation of 240/64 (plunge direction/plunge) and the X-axis is practically constantly oriented to 098/22 when the strain observed is plane or constrictional. Where the finite strain is flattening, the X- and Y-axes are almost identical and vary within the 050/25 plane (Holst and Fossen, 1987). Development of the fold and the diversity of finite strain ellipsoids are understood to be due to flow heterogeneity during deformation and the constricted pebbles are considered to have originated due to a “rolling” mechanism related to the folding (Holst and Fossen, 1987; Sylvester and Janecky, 1988; Fletcher and Bartley, 1994).

Quartz CPO correlation with the strongly deformed clasts was evaluated by Sylvester and Janecky (1988) based on universal stage measurements, but the authors did not find any strong concentration of quartz <c> axis orientations that could be related to the deformation history. Maximum concentrations of <c> axis did not exceed densities of 5% and were considered inconclusive. The effects of strain geometry change in quartz CPO are going to be explored in detail on this work based on a better resolution due to the application of the EBSD technique.

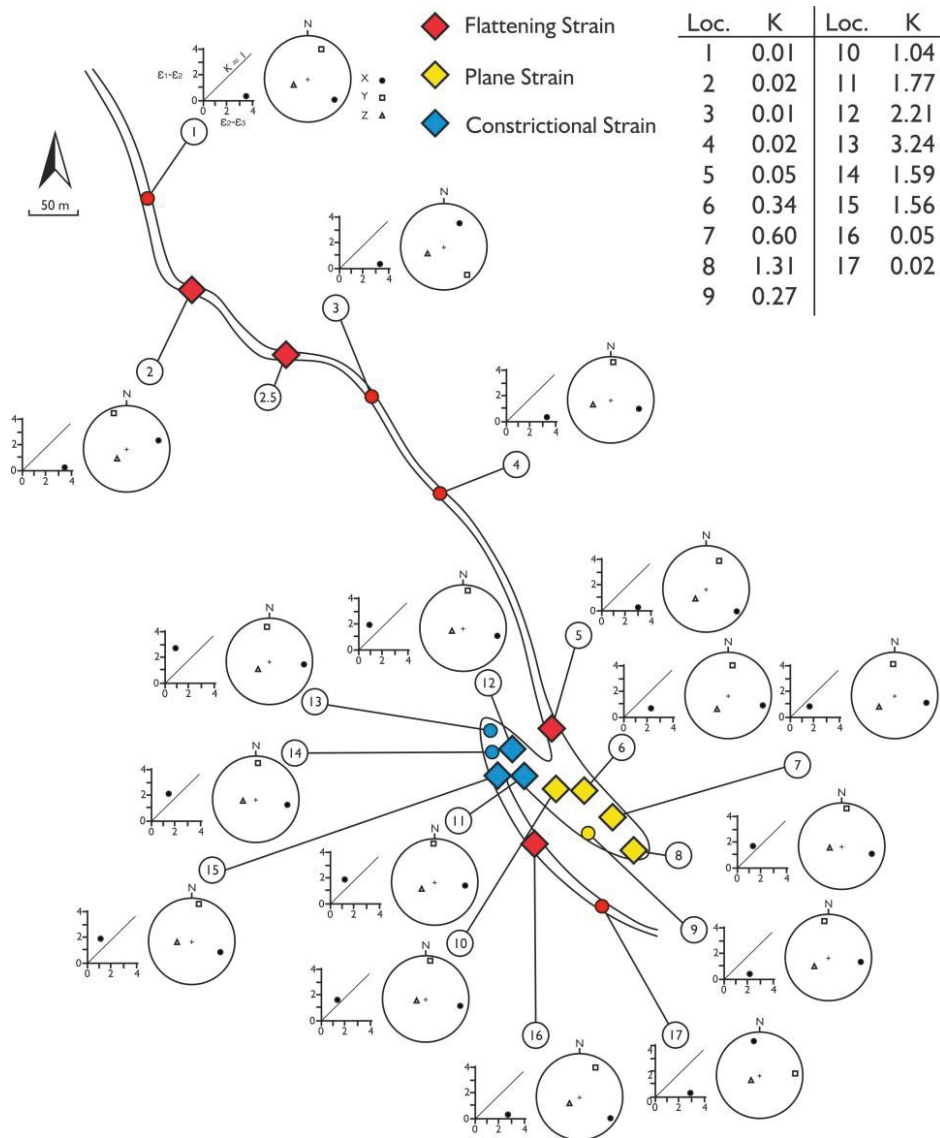


Figure 4 - Schematic map with sampling locations and strain analysis data from Holst and Fossen (1987). K parameter as described by Ramsay (1967). Key for the graphs is shown at locality 1. Squares indicate sample localities evaluated in this work, circles indicate localities only evaluated by Holst and Fossen (1987).

### 5.1.3 Materials and Methods

Analysis of EBSD data was carried out on 16 areas from 11 thin sections (Fig. 5). Samples represent the locations previously evaluated by Holst and Fossen (1987), covering the whole range of strain geometries that occur around the structure (Figs. 3 and 4). Thin sections were made parallel to the maximum principal strain axis (X) and perpendicular to the foliation (X-Y plane). The characterization of the analysed domains is presented in Table 1 and

Supplementary Material A. Data on crystallographic orientations were acquired from automatically indexed EBSD patterns collected on a Tescan Mira3 LM Field Emission Gun Scanning Electron Microscope, equipped with a NordlysNano EBSD detector, at the LACTEC Institute – Universidade Federal do Paraná (Brazil). EBSD data was collected for all mineral phases, although further evaluation was carried out only for the quartz phase due to the understanding that this phase controls the rheology of the studied rocks. Pole figures for  $\langle c \rangle$ ,  $\langle a \rangle$ ,  $\{m\}$ ,  $\{r\}$ ,  $\{z\}$ ,  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$  quartz directions are at upper hemisphere equal-angle projections, with foliation oriented E-W subvertical and lineation oriented E-W subhorizontal. The voltage applied for data collection was of 20 kV with step size varying from 2  $\mu\text{m}$  to 2.8  $\mu\text{m}$  (for more details see Supplementary Material A).

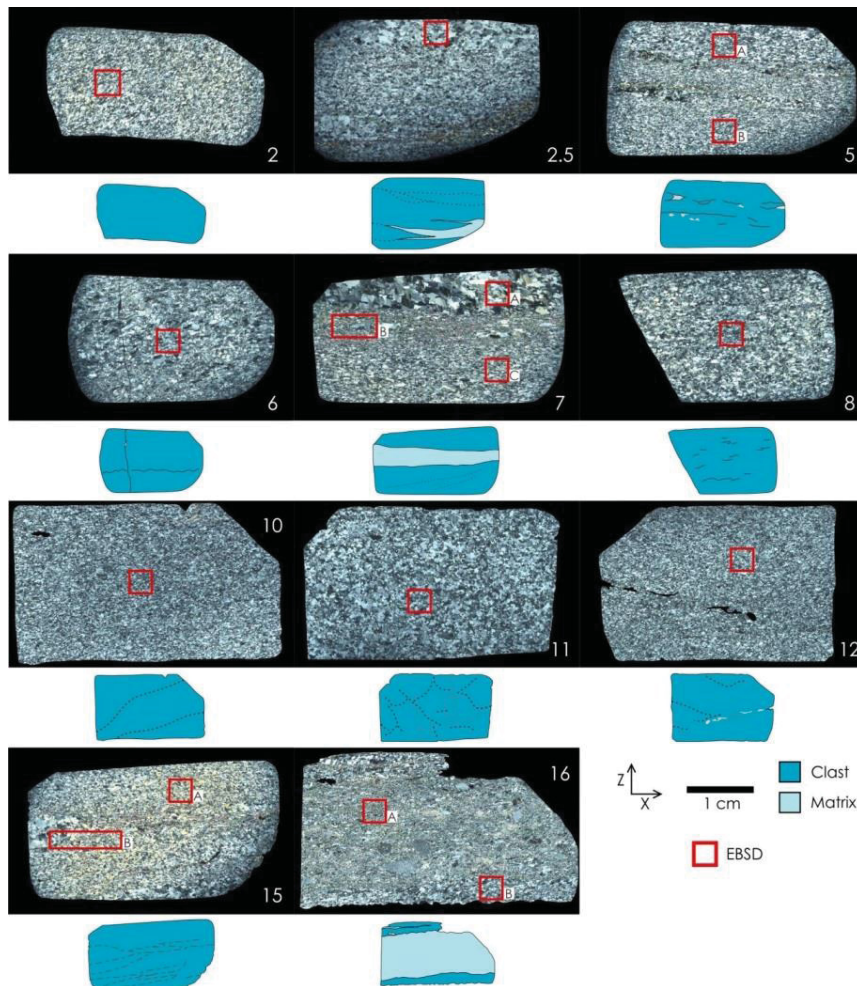


Figure 5 - Scanned images of analysed thin sections. Schemes of defined domains are shown under each section. Areas of EBSD data collection are defined by red squares.

Noise reduction of EBSD data was carried out in HKL CHANNEL5 software by removing wild spikes and later interpolating poor constrained regions (Fig. 6) (Day and Trimby, 2004). The condition of 6 neighbours with similar orientation was considered to interpolate each pixel. Further data processing was done in both MTEX toolbox, within MatLab© (Bachmann et al., 2010), and HKL CHANNEL5© (Day and Trimby, 2004) software. Grain detection considered a critical misorientation angle of  $10^\circ$  (Shigematsu et al., 2006; Bachmann et al., 2011). Recrystallized fraction characterization and calculation of the quartz grain size piezometer followed Cross et al. (2017). Following those authors, the mean grain size values are given as root mean square values of circle equivalent diameters. Semi-quantitative descriptions of  $\langle c \rangle$  axis pole figures followed the method of Hunter et al. (2018). This method was also adapted for the description of  $\{m\}$  planes distributions considering that these features tend to form girdles along the XY plane, in contrast to  $\langle c \rangle$  axis ZY girdles. The calculation of the symmetry index (S) for prismatic forms was done based on the left and right hemispheres in the place of the upper and lower ones that are used for basal forms. Obliquity angles for girdles of  $\{m\}$  planes ( $\gamma$ ) are given based on the rotation from the XY plane, while the obliquity angles for  $\langle c \rangle$  axis girdles ( $\alpha$ ) are counted based on the deviation from the ZY plane (Fig. 7). Eigenvalue indexes for the description of pole figure geometries (Vollmer, 1990) were calculated with scripts based on Ulrich and Mainprice (2005).

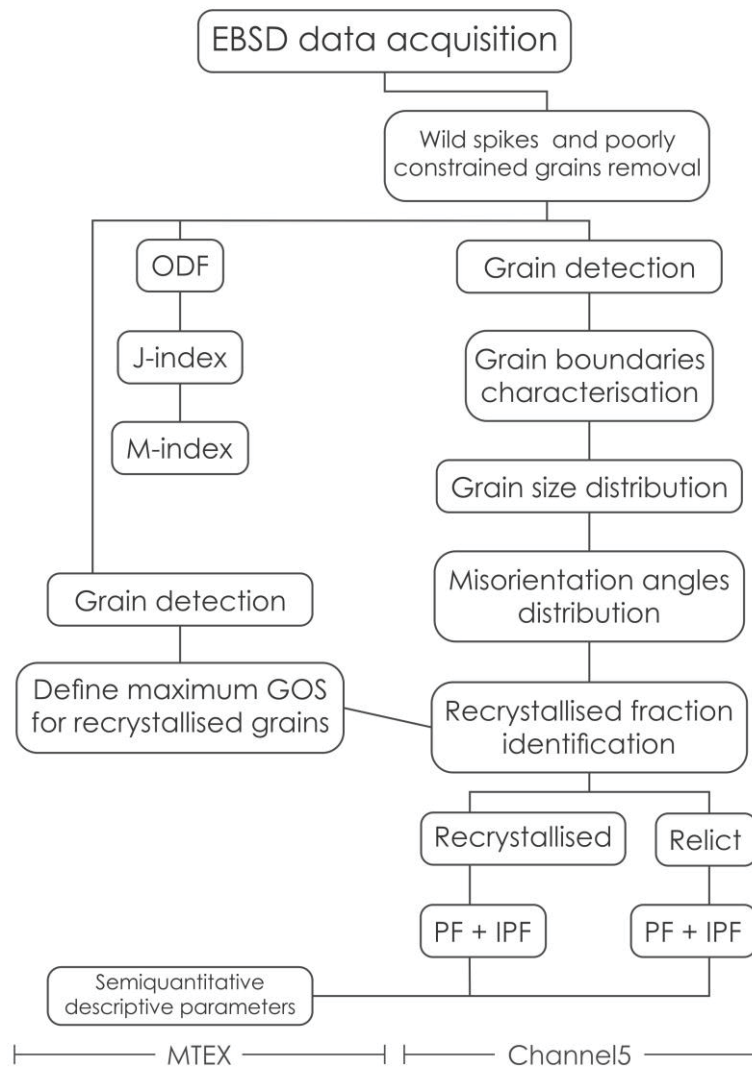


Figure 6 - Summary of EBSD data processing workflow.

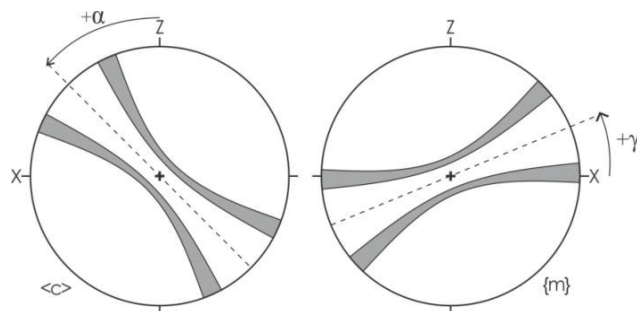


Figure 7 - Semi-quantitative parameters for the geometric description of pole figures (adapted from Hunter et al., 2018).

Table 1 - Summary table of analysis. Strain geometry groups relate to groups defined by Holst and Fossen (1987). Differential stress from recrystallized grain size based on Cross et al. (2017) methodology. Rock domains defined as "Clast +" and "Clast -" refer to coarser and finer quartz relict grains compared to the overall samples.

Strain Group	Sample	Rock domain	Num. of grains	Grain size ( $\mu\text{m}$ )		Differential stress (MPa)	J index	M index	Symmetry indexes			Eigenvalue indexes (%)			
				Recryst.	Relict				<0001>	{10-10}		Pn	Gn	R	
										S	$\alpha(^{\circ})$				S
I Flattening	2	Clast	1434	9.1 $\pm$ 3.9	53.4 $\pm$ 46.0	123.6 +60.0/-27.6	3.38	0.13	0.28	+38	0.91	+36	66	34	46
	2.5	Clast	894	7.1 $\pm$ 3.2	42.8 $\pm$ 37.6	147.7 +77.1/-34.0	8.04	0.23	0.21	+63	0.08	+49	76	24	31
	5A	Clast +	994	9.5 $\pm$ 4.6	78.2 $\pm$ 64.3	120.3 +72.9/-29.5	3.73	0.12	0.11	-14	0.58	-23	23	77	26
	5B	Clast +	822	9.0 $\pm$ 4.1	60.6 $\pm$ 48.7	124.4 +66.9/-29.0	2.79	0.10	0.25	-29	0.63	-2	21	79	29
	6	Clast -	5120	9.5 $\pm$ 3.9	34.8 $\pm$ 28.4	120.4 +55.0/-26.1	3.94	0.12	0.06	-3	0.63	-25	29	71	25
II Plane	7A	Clast	360	8.9 $\pm$ 4.7	32.4 $\pm$ 24.0	125.9 +89.6/-32.8	9.70	0.18	0.00	+3	0.39	+2	37	63	8
	7B	Matrix	1695	10.4 $\pm$ 5.2	65.5 $\pm$ 56.1	113.0 +71.2/-28.2	5.28	0.15	0.49	-10	0.37	-52	70	30	41
	7C	Clast	1319	9.8 $\pm$ 4.6	61.4 $\pm$ 51.0	117.5 +65.9/-27.9	3.64	0.09	0.29	+16	0.71	+63	17	83	30
	8	Clast	851	9.9 $\pm$ 4.2	63.6 $\pm$ 50.0	116.9 +56.3/-26.0	4.82	0.18	0.03	+18	0.10	+20	60	40	30
	10	Clast	1668	8.7 $\pm$ 4.5	53.4 $\pm$ 43.1	128.1 +85.4/-32.6	4.53	0.15	0.92	-14	0.26	+24	56	44	37
III Constriction	11	Clast +	518	9.0 $\pm$ 4.3	83.7 $\pm$ 72.6	124.6 +71.3/-29.9	10.13	0.24	0.00	-40	0.79	+14	60	40	19
	12	Clast +	1117	8.8 $\pm$ 4.5	62.1 $\pm$ 51.1	126.7 +84.3/-32.2	3.29	0.11	0.17	+24	0.59	+36	34	66	33
	15A	Clast	1533	8.8 $\pm$ 3.8	61.3 $\pm$ 51.3	127.2 +62.5/-28.5	3.32	0.07	0.38	-12	0.69	-15	22	78	41
	15B	Bm + Bc	7055	8.6 $\pm$ 4.2	60.8 $\pm$ 53.6	129.3 +80.0/-32.0	2.86	0.07	0.40	+35	0.76	0	19	81	40
	15Bc	Clast	3407	8.1 $\pm$ 3.7	71.2 $\pm$ 64.7	134.8 +72.7/-31.5	3.75	0.09	0.34	+36	0.76	0	19	81	34
I Flattening	15Bm	Matrix	3707	8.8 $\pm$ 4.5	44.2 $\pm$ 35.4	127.1 +85.6/-32.5	2.05	0.04	0.52	+28	0.88	+32	19	81	56
	16A	Matrix	1525	9.3 $\pm$ 4.1	40.6 $\pm$ 30.7	121.8 +62.1/-27.8	1.95	0.05	0.71	-24	0.92	-24	32	68	75
	16B	Clast +	822	10.6 $\pm$ 4.9	56.5 $\pm$ 46.5	111.3 +61.0/-26.2	3.36	0.15	0.33	+23	0.79	+25	44	56	27

## 5.1.4 Results

### 5.1.4.1 Quartz grain size distribution

Analysed samples have quartz content varying from 42.0% to 99.4% and second phases content (feldspar, muscovite, calcite and dolomite) from 0.2% to 53.4% (Fig. 8). The average area occupied by recrystallized quartz (grain sizes up to 50  $\mu\text{m}$ , based on the method of Cross et al., 2017) corresponds to  $7 \pm 5\%$  of the complete quartz mapped areas. This contrasts with its expressive number of individual recrystallized grains compared with relict ones, in an overall proportion of 2.7 to 1 (Supplementary Material B).

Quartz grain size distributions show constant positive asymmetry, with a range of equivalent diameter values from 3.2  $\mu\text{m}$  to 860.8  $\mu\text{m}$  and a universal mean of 32.2  $\mu\text{m}$  (Table 1 and Fig. 9a and 10). Mean values of recrystallized grain sizes range from 7.1  $\mu\text{m}$  to 10.6  $\mu\text{m}$ , with an average value of  $9.1 \pm 0.8 \mu\text{m}$  (Table 1 and Fig. 9b and 10). Relict grains mean diameters vary from 32.4  $\mu\text{m}$  to 83.7  $\mu\text{m}$  with an overall mean of  $58.6 \pm 13.6 \mu\text{m}$  (Table 1 and Figure 9c and 10). Differential stress values based on recrystallized grain size (Stipp and Tullis, 2003; Cross et al., 2017) have an average value of  $124.7+71.9/-29.8 \text{ MPa}$  (Table 1).

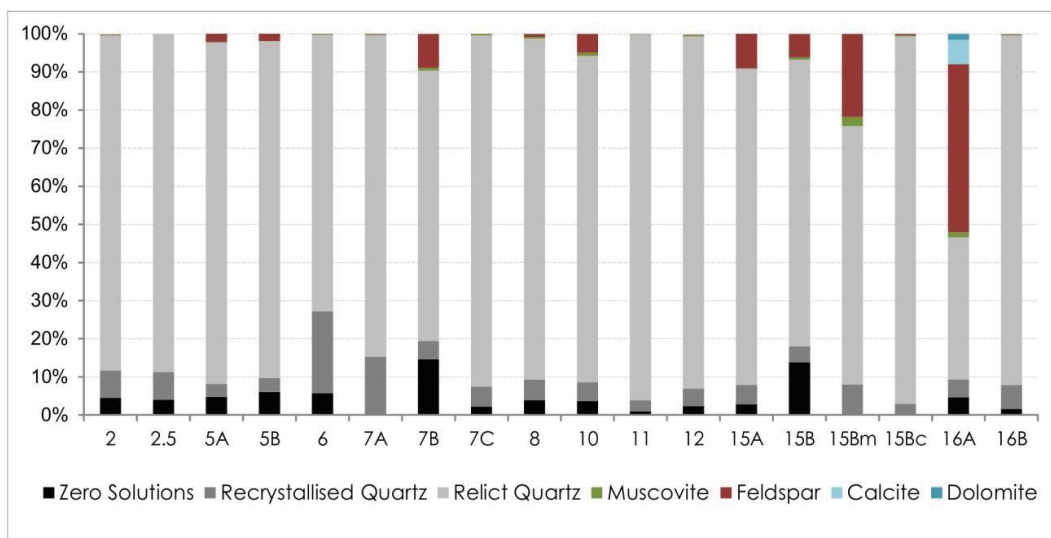


Figure 8 - Indexed compositions of EBSD analysed areas. Relative frequencies calculated based on the number of indexed points, therefore representing area proportions.

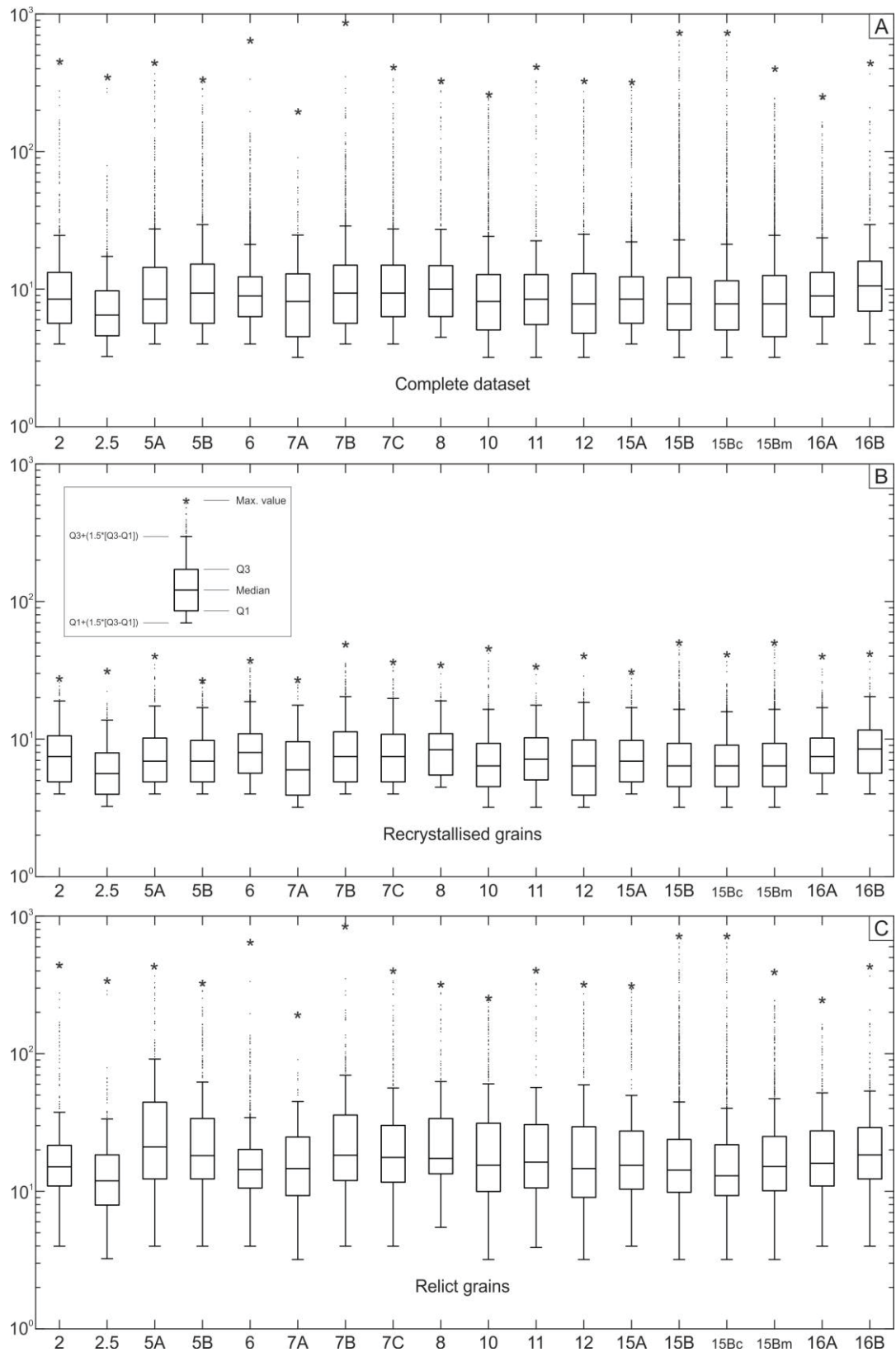


Figure 9 - Quartz grain size distributions boxplot charts of the complete data – all grains - (a); recrystallized grains (b); and relict grains (c). The number of grains for the complete datasets is given in Table 1 and for the recrystallized and relict fractions can be found on the Supplementary Material B.

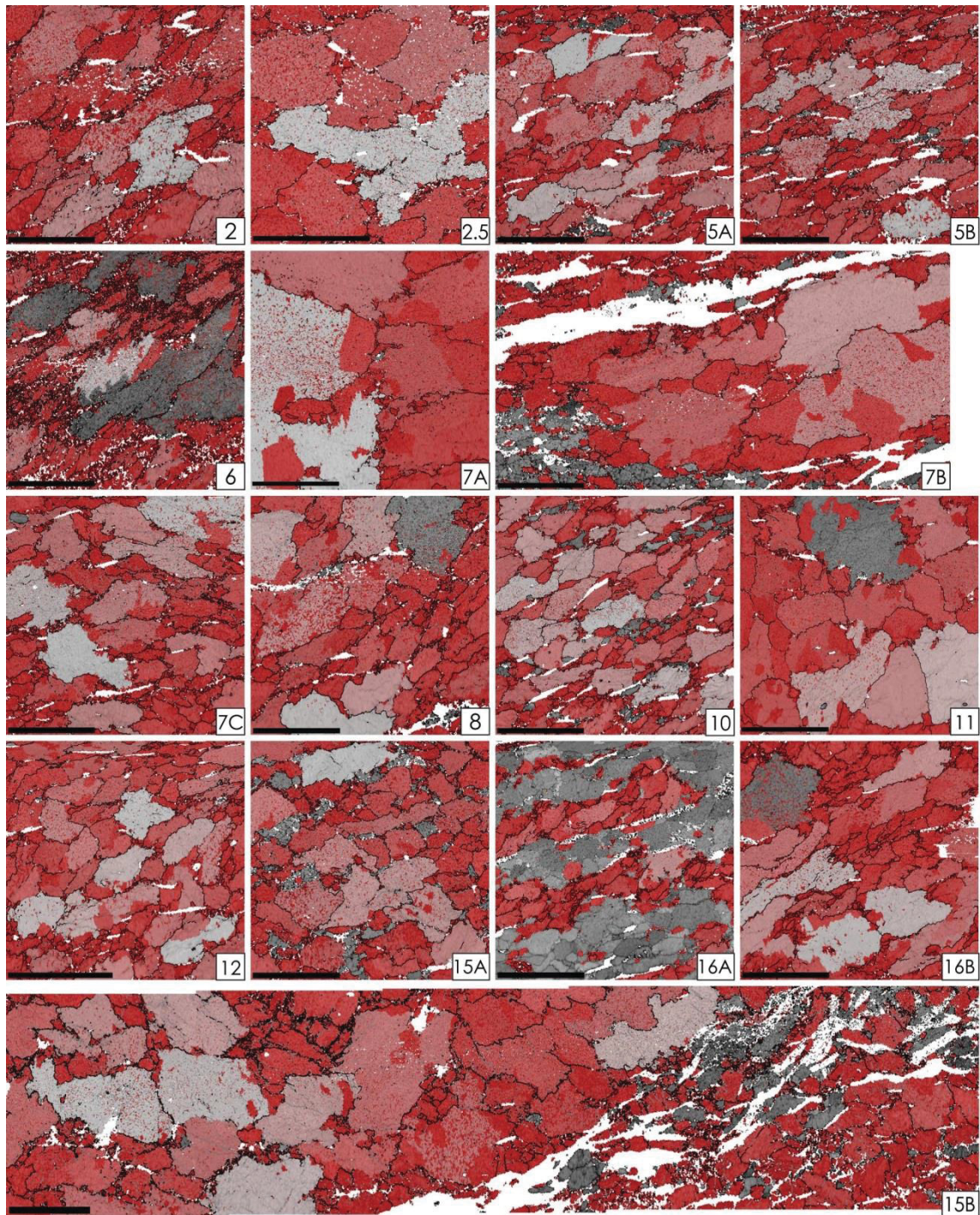


Figure 10 - Illustrative grain size maps of analysed samples. Quartz grains coloured from white, biggest, to red, smallest. Dark grey grains correspond to secondary phases. Black bars at the bottom of each image correspond to 500  $\mu\text{m}$ .

#### 5.1.4.2 Quartz misorientation angle distribution

Quartz misorientation angle distributions for the entire datasets show higher frequencies than the expected for random distributions for angles lower than  $30^\circ$  and anomalous peaks around  $60^\circ$  (Fig. 11a). Frequencies from angles

out of those sets usually are lower than the theoretical random. The misorientation angle frequency distribution for the quartz recrystallized fraction, show a similar spread observed on histograms for the complete data, although with the absence of the 60° peak (Fig. 11b). Maps of the distribution of 60° boundaries are presented in Supplementary Material 1.

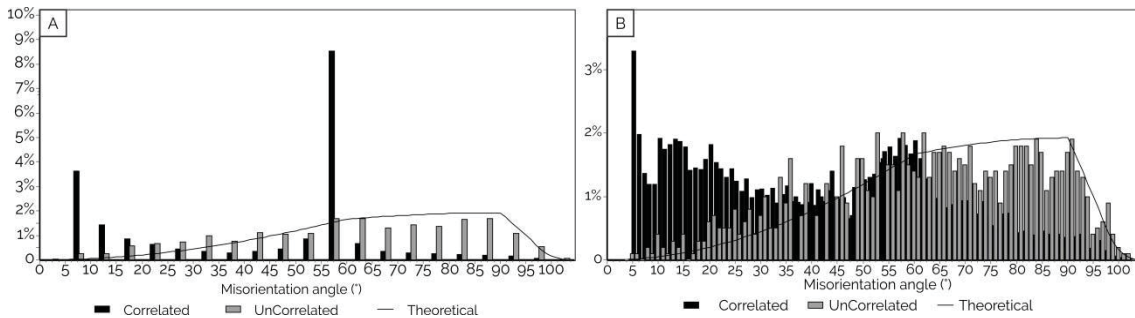


Figure 11 - Quartz misorientation angle distributions for the (a) complete dataset and (b) quartz recrystallized fraction (Sample 6).

#### 5.1.4.3 Quartz crystallographic fabrics

Fabric intensity indexes for the analysed samples vary from 1.95 to 10.13 for J index values (Bunge, 1982) and from 0.05 to 0.24 for M index values (Skemer et al., 2005) (Table 1). Maximum values of multiple of uniform distribution (m.u.d.) in pole figures built based on one point per grain for <c> axis vary from 2.59 to 10.0. The maxima observed for other crystallographic axes are always lower than the ones observed for that axis.

Quartz <c> axis pole figures (PF) describe single-axis maxima (S values lower than 0.50) with a mean absolute obliquity angle ( $\alpha$ ) of  $24.3 \pm 4.2^\circ$ , with rotation varying between dextral and sinistral depending on the relative location of the sample (Figs. 12 and 13 and Table 1). Exceptions to this occur in analyses 10, 15Bm and 16A where the pole distributions describe type-I crossed girdles (S values of 0.71, 0.59 and 0.92), with opening angles of  $49^\circ$ ,  $65.5^\circ$  and  $14^\circ$ . Maxima occur mainly at intermediate distances between the borders of the diagrams and the Y-axis, while maxima at the periphery are still common. Concentrations of <c> axis orientations along the Y-axis are identified in PFs within sample 16A, and with a weaker expression on samples 5A, 5B, 11

and 12. Sample 2.5 is the only sample with  $\alpha$  greater than  $45^\circ$ , describing  $\langle c \rangle$  maxima toward the X-axis. Eigenvalue indexes R vary from 8% to 75%, while Pn vary from 17% to 76% (Table 1).

Pole figures of  $\{m\}$  planes describe in general XY girdles with orthorhombic symmetry (S values higher than 0.59) and obliquity angles ( $\beta$ ) of the same scale from  $\alpha$  values observed within  $\langle c \rangle$  axis distributions (absolute mean  $\beta$  values of  $24.4 \pm 4.3^\circ$ ) (Figs. 12 and 13 and Table 1). The average opening angle of these girdles is  $52.0 \pm 6.2^\circ$ . Distributions of  $\{m\}$  planes with monoclinic symmetry were observed within analysis 7A, 7B, 8 and 10. Maxima occur mainly at the periphery of the diagrams, tending to be close to the X-axis, with minor concentrations in the centre of the quadrants.

Poles of rhombohedral planes  $\{r\}$  tend to align towards the three axes of deformation with maxima on Y and secondarily on Z. In general,  $\{z\}$  planes pole figures do not show any maxima aligned with any axis and tend to create a pole free region along Y (Figs. 12 and 13). An exception to this pattern is observed in samples 6 and 5 where the negative rhombohedron is the one with poles mainly oriented along the deformation axes. Maxima of this plane distribution in these samples occur mainly along Y, with subordinate maxima along X and with a weaker expression along Z.

Acute rhombohedra  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$  have pole figure patterns similar to the ones observed in the  $\langle c \rangle$  axis for each sample (Figs. 12 and 13). Strong maxima of  $\{\pi\}$  planes are commonly observed along the Z-axis, while maxima along the Y-axis is observed within analyses 7A, 7C, 10, 11, 16A and 16B. The negative acute rhombohedra show well-defined maxima on the Y-axis on analysis 5A and alignment along the X-axis on the pole figure of sample 2.5. On the other samples, the concentration of orientation of  $\{\pi'\}$  pole planes commonly occurs along the Z-axis in the same fashion of its positive form.

Inverse pole figures (Fig. 14) show that the planes that are most commonly aligned to the X-axis are the  $\{m\}$  planes accompanied by  $\{r\}$  planes and  $\langle a \rangle$  axis. There is a general lack of orientation of  $\langle c \rangle$  axis,  $\{z\}$ ,  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$  planes in this direction. The only sample with  $\langle c \rangle$  axis maxima on the X-axis IPF is the sample 2.5, which also shows high concentrations of  $\{\pi'\}$  planes with

this orientation. Y-axis IPFs show a disperse orientation of planes, with the  $\{r\}$  planes being the most common among all samples. On the Z-axis, IPFs show a dominantly weak preferred orientation of  $\langle c \rangle$  axis,  $\{r\}$  and  $\{\pi\}$  planes, with a minor contribution of  $\{\pi'\}$  forms. There is no occurrence of prismatic features maxima aligned with this direction. The orientations observed on the pole figures and inverse pole figures for the recrystallized and relict fractions do not show any meaningful difference (Supplementary Material B).

Misorientation axis/angle pairs figures for quartz (Fig. 15) have a preferred orientation along  $\langle c \rangle$  for rotations between  $5^\circ$  and  $15^\circ$  and around  $60^\circ$  in all samples. Rotations from  $15^\circ$  to  $25^\circ$  tend to align preferably with rhombohedral directions as well as with  $\langle c \rangle$ . Within this interval, maxima on  $\{m\}$  are only observed in analysis 5B. The only occurrence of concentrations of rotations along with  $\langle a \rangle$  occurs in sample 6, which also occurs with angles from  $25^\circ$  to  $35^\circ$ . For high angles ( $25^\circ$ - $35^\circ$ ), the rotations occur mainly on rhombohedral directions.

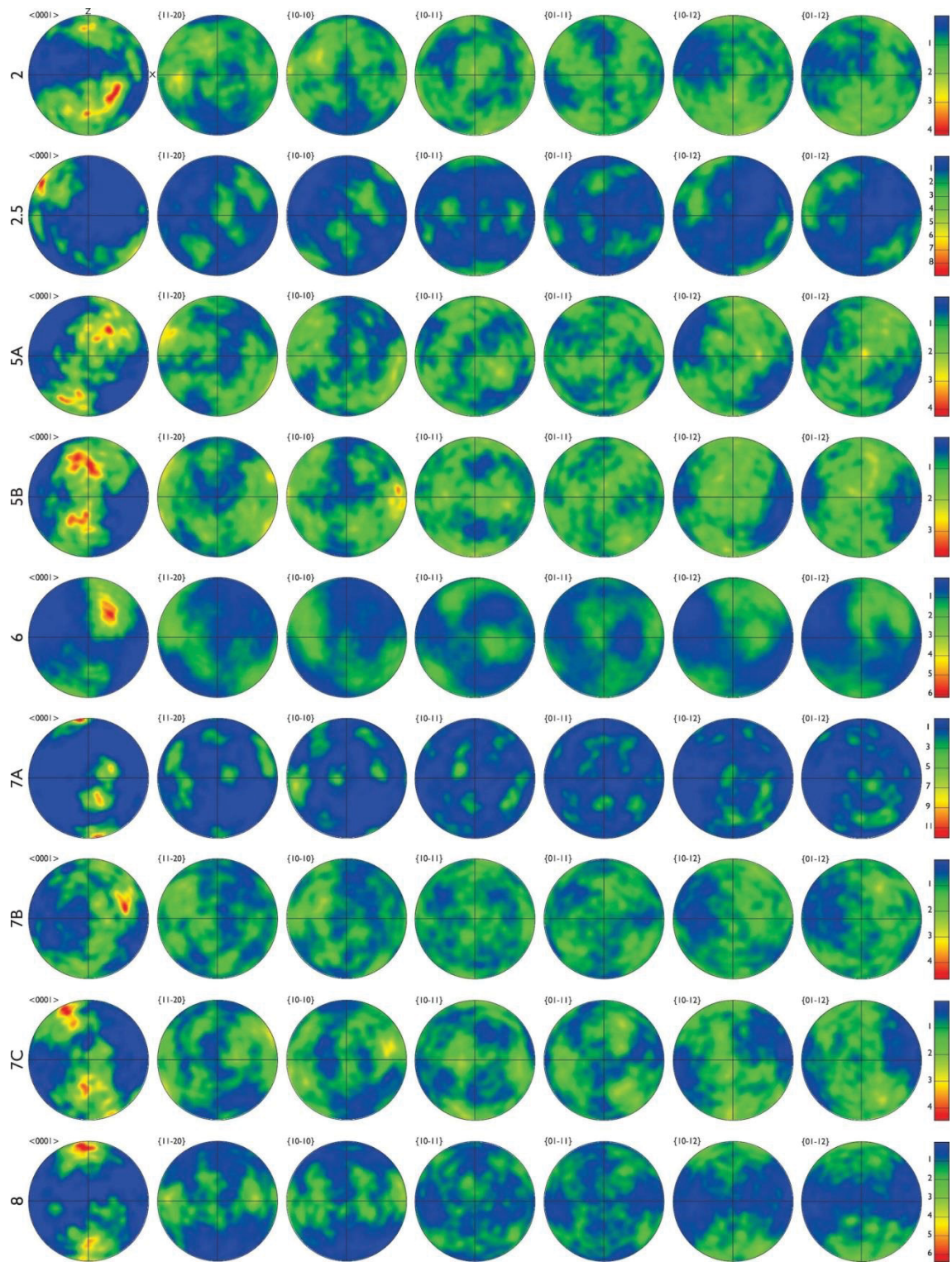


Figure 12 - Quartz pole figures of crystallographic forms  $\langle c \rangle$ ,  $\langle a \rangle$ ,  $\{m\}$ ,  $\{r\}$ ,  $\{z\}$ ,  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$ , respectively, for samples 2 to 8. Data plotted as one point per grain, the amount of detected grains per sample is given in Table 1. Upper hemisphere equal-angle projections, with foliation oriented E-W subvertical and lineation oriented E-W subhorizontal.

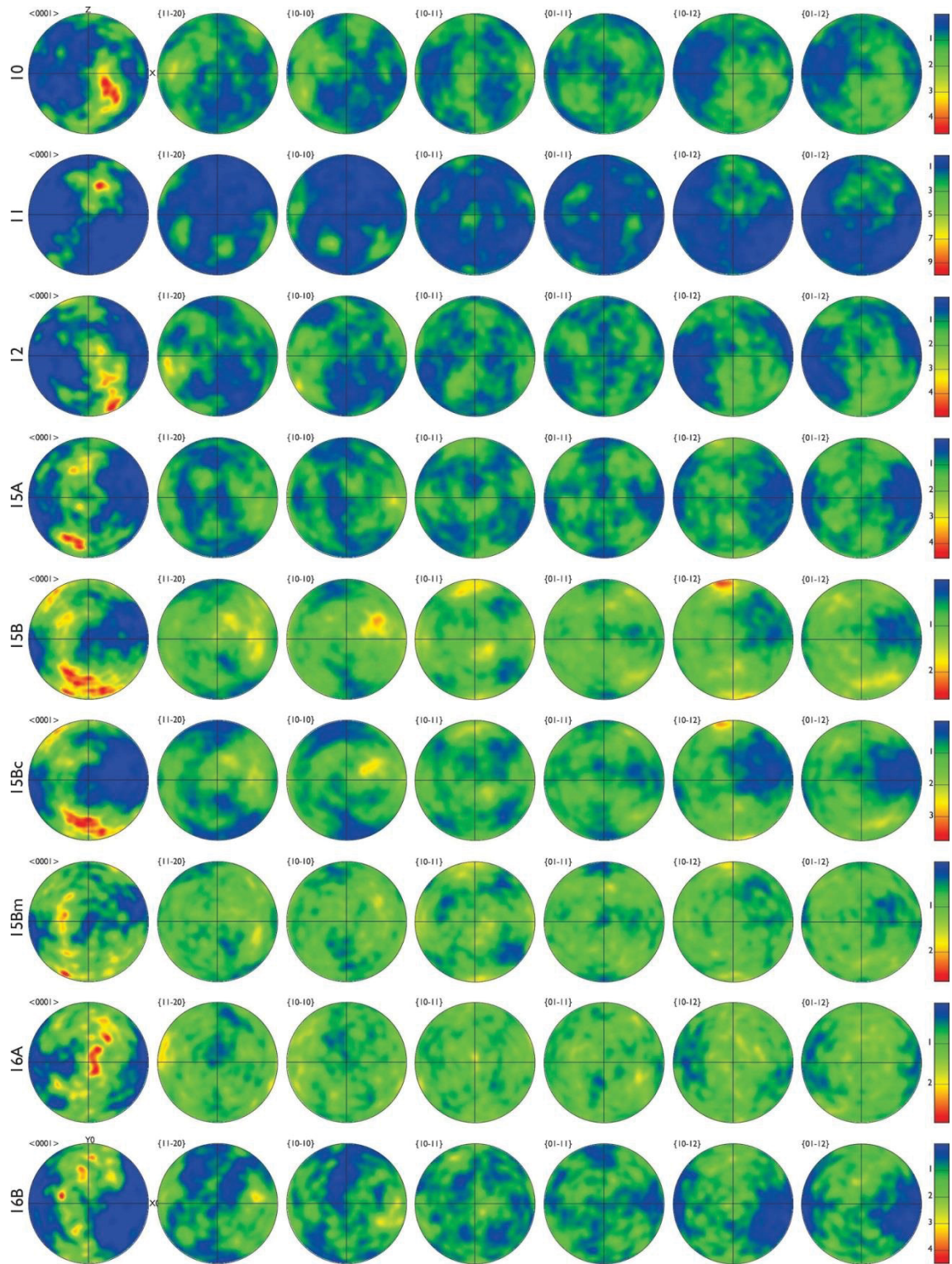


Figure 13 - Quartz pole figures of crystallographic forms  $\langle c \rangle$ ,  $\langle a \rangle$ ,  $\{m\}$ ,  $\{r\}$ ,  $\{z\}$ ,  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$ , respectively, for samples 10 to 16. Data plotted as one point per grain, the amount of detected grains per sample is given in Table 1. Upper hemisphere equal-angle projections, with foliation oriented E-W subvertical and lineation oriented E-W subhorizontal

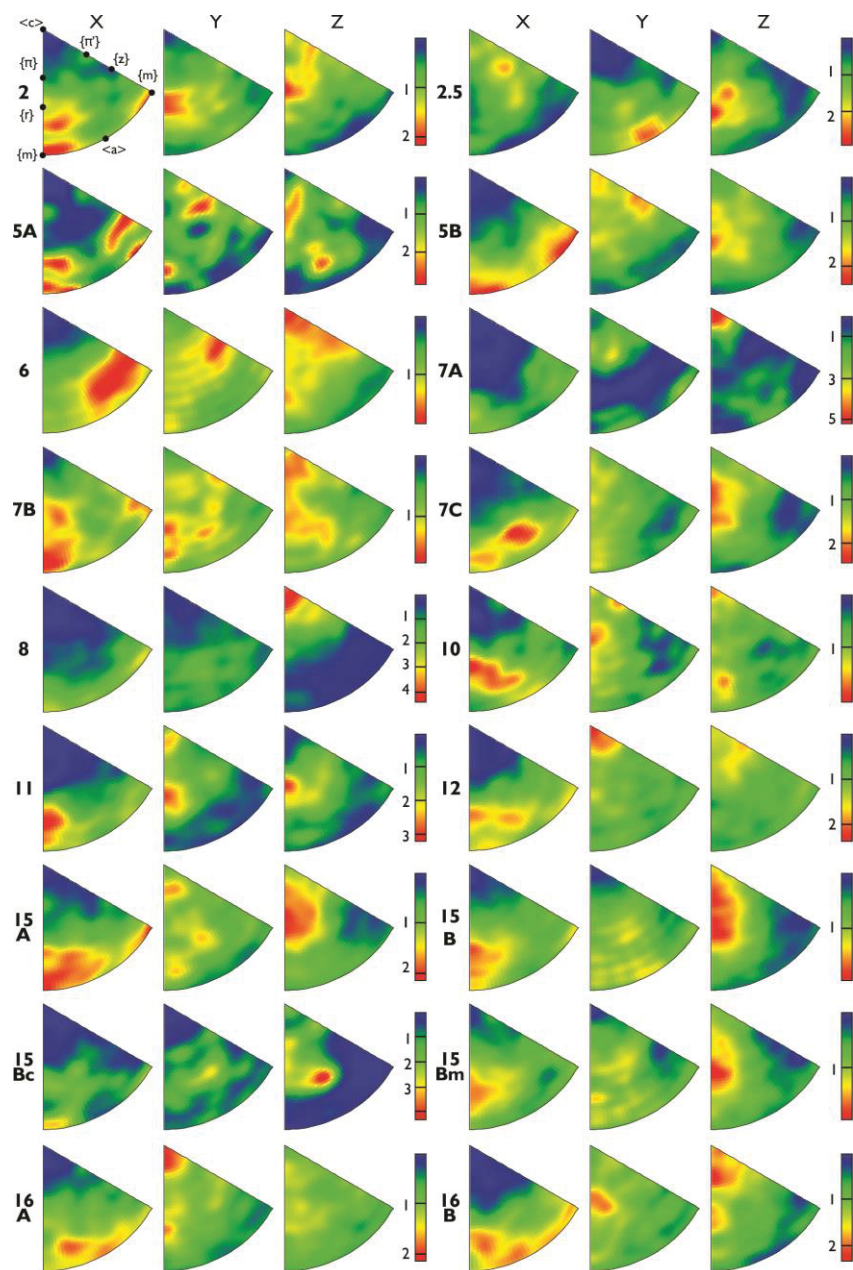


Figure 14 - Inverse pole figures for all analysed samples of the three finite strain axes. Data plotted as one point per grain, the amount of detected grains per sample is given in Table 1. Densities presented as multiples of uniform density.

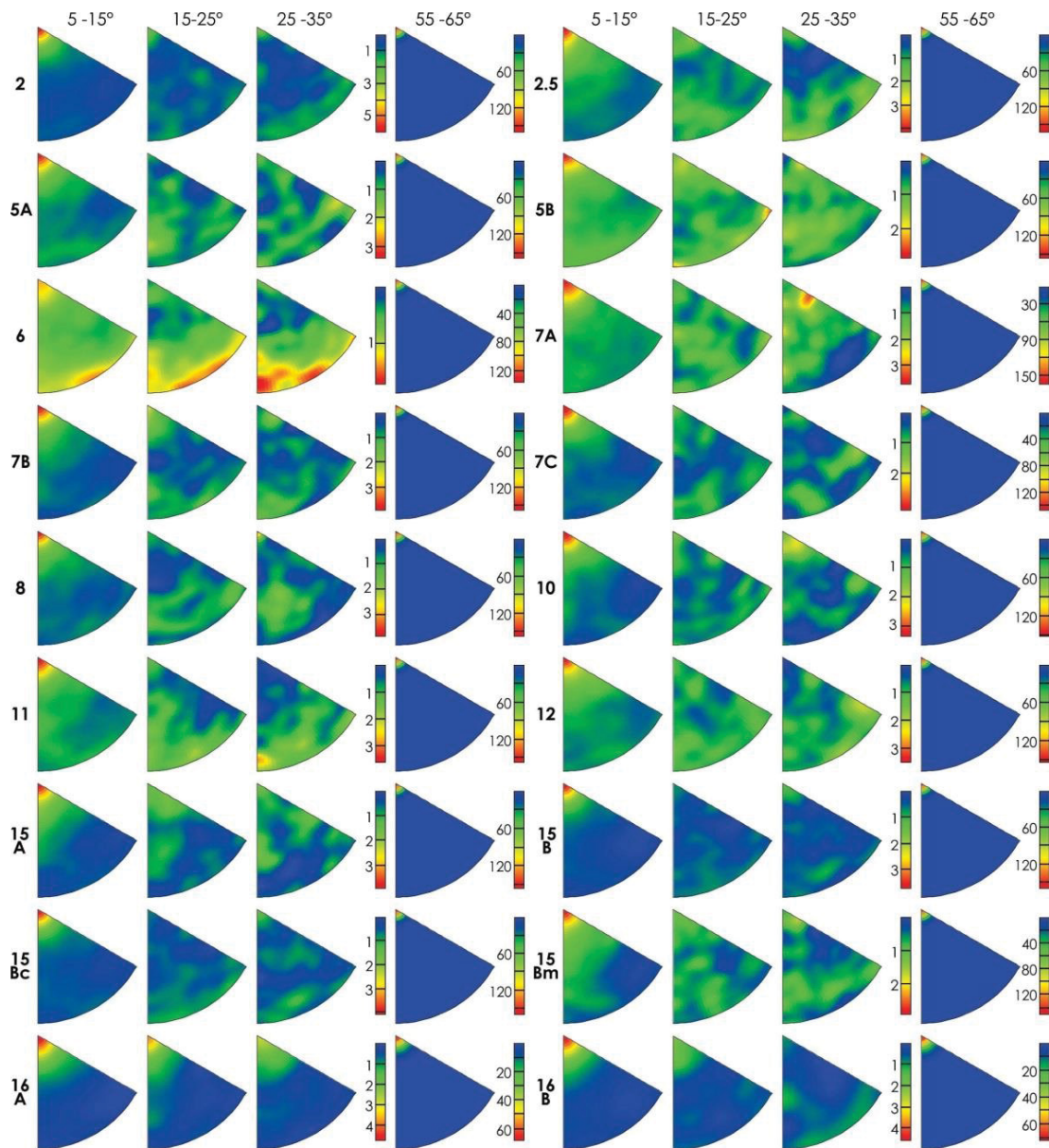


Figure 15 - Misorientation axis/angle pairs for quartz displayed in crystal coordinates (inverse pole figure). Represented axes relate the interval which shows a higher frequency of misorientation angles within the correlated data than the predicted random values. Densities presented as multiples of uniform density.

## 5.1.5 Discussion

### 5.1.5.1 Slip systems and dynamic recrystallization

The analysis of EBSD data shows that dynamic recrystallization is controlled by subgrain rotation with a minor contribution of bulging and do not vary within analysed samples. The presence of subgrains is pervasive within

samples and recrystallized grains have a similar size from those, while the occurrence of smaller grains related to bulging is scarce (Fig. 10). Misorientation angle frequency distributions decrease in a continuous curve from angles lower than  $5^\circ$  until reaching the theoretical random curve at around  $30^\circ$ , which corresponds to the descriptions of Neumann (2000) for subgrain rotation recrystallization. The interference of bulging recrystallization on the misorientation frequency distributions is expected to be minimal since this mechanism causes a low change in the orientation of new grains (Stipp et al., 2002). Although there is more evidence of a subgrain rotation controlled dynamic recrystallization, the mean size of recrystallized grains ( $9.1 \pm 0.8 \mu\text{m}$ ) of the studied rocks falls within the field described by Stipp et al. (2002a) of a bulging controlled process. This illustrates that the correlation between recrystallized grain size and the main recrystallization mechanism may be done with caution. Characterization of the main recrystallization mechanisms should be carried out based on multiple fonts of evidence.

The  $\langle c \rangle$  axis orientations have been widely applied to evaluate the active slip systems during quartz deformation (e.g. Renedo et al., 2015; Ceccato et al., 2017; Cavalcante et al., 2018; Kruckenberg et al., 2019; Rodrigues et al., 2019). This process has been improved with the evaluation of the correlation of  $\{m\}$  planes and  $\langle c \rangle$  axes (e.g. Schmid and Casey, 1986; Barth et al., 2010) and it is being further developed with the global evaluation of crystallographic features (e.g. Wenk et al., 2019). The  $\langle c \rangle$  axis distributions on the periphery of PFs has been considered ambiguous and not to correlate directly to the main activation of the  $(c)\langle a \rangle$  system, which was an assumption widely accepted (e.g. Kilian and Heilbronner, 2017). Furthermore, the influence of crystallographic forms different from  $(c)$  and  $\{m\}$  during plastic deformation has also been discussed and documented (e.g. Tullis and Tullis, 1972; Lloyd, 2004; Menegon et al., 2011). This supports the necessity of the evaluation of multiple planes on the interpretation of slip systems in quartz.

Another approach to interpreting the controlling systems of slip is the analysis of rotation axes (Table 2) (e.g. Law et al., 1990; Neumann, 2000; Lloyd, 2004). For every slip system, there is a specific rotation axis, which is the axis where the crystalline forms rotate during slip (Lloyd and Freeman, 1994;

Neumann, 2000; Lloyd, 2004). Single slip systems generate tilt boundaries, where the rotation axis lies in the slip plane perpendicularly to the slip direction and parallel to the misorientation axis (Lloyd, 2004). The concomitant activation of slip planes is considered to generate twist boundaries, where the resultant rotation axis is the combination of singular rotation axes of the active systems (Lloyd, 2004), and the angle of rotation is perpendicular to the boundary plane. This concept generates ambiguity on the interpretation of these axes. For example, when considering only tilt boundaries the rotation on  $\{r\}$  is constrained by the activation of  $\{\pi'\}_{a}$  slip, while when considering twist boundaries this axis may also be related to the combination of  $(c)_{a} + \{m\}_{a}$  or  $(c)_{a} + \{z\}_{a}$  (Table 2). Furthermore, for rotation axes of twist boundaries definition, Lloyd (2004) considered an identical contribution of slip on both systems, which is a variable that cannot be constrained in naturally deformed rocks.

Whit that in mind, the characterization of active slip systems in this work was based on both distributions of quartz main crystallographic axes on PFs and IPFs (Figs 12-14) and rotation axes (Fig. 15). The interpretation based on the former took into account that the orientation of crystallographic planes occurs in a fashion similar to the bookshelf sliding, therefore the Burger vector would align to the X-axis while the sliding plane would adjust perpendicularly to the Z-axis (e.g. Barth et al., 2010). This relationship is easily characterized by the evaluation of IPFs since this visualization represents which plane dominates the orientation along a determined direction. The activation of multiple slip systems may create dispersion on the geometric solution proposed which is considered to be attenuated by the dataset size and statistical treatment. The rotation axes were used to attest the feasibility of the previously characterized active systems.

Table 2 - Relationship between quartz slip systems and rotation axes. First rotation axes in each column indicate axes related to tilt boundaries described by Neumann (2000), the following axes relate to the equal combination of systems as described by Lloyd (2004).

Slip Systems	(c)<a>	{m}<a>	{r}<a>	{z}<a>	{ $\pi$ ><a>	{ $\pi'$ ><a>	{m}<c>
(c)<a>	m[10 $\bar{1}$ 0] / [01 $\bar{1}$ 0]						
{m}<a>	r[10 $\bar{1}$ 1] / z[01 $\bar{1}$ 1]	c[0001]					
{r}<a>	z[01 $\bar{1}$ 1] / [11 $\bar{2}$ 2]	[01 $\bar{1}$ 3]	$\pi'$ [01 $\bar{1}$ 2]				
{z}<a>	r[10 $\bar{1}$ 1] / [11 $\bar{2}$ 2]	[10 $\bar{1}$ 3]	[11 $\bar{2}$ 4]	$\pi$ [10 $\bar{1}$ 2]			
{ $\pi$ ><a>	[02 $\bar{2}$ 1] / [11 $\bar{2}$ 1]	$\pi'$ [01 $\bar{1}$ 2]	[02 $\bar{2}$ 3]	[11 $\bar{2}$ 3]	z[01 $\bar{1}$ 1]		
{ $\pi'$ ><a>	[20 $\bar{2}$ 1] / [11 $\bar{2}$ 1]	$\pi$ [10 $\bar{1}$ 2]	[11 $\bar{2}$ 3]	[20 $\bar{2}$ 3]	[11 $\bar{2}$ 2]	r[10 $\bar{1}$ 1]	
{m}<c>	[21 $\bar{3}$ 0] / [12 $\bar{3}$ 0]	[11 $\bar{2}$ 1]	[12 $\bar{3}$ 2]	[21 $\bar{3}$ 2]	[12 $\bar{3}$ 1]	[21 $\bar{3}$ 1]	a[11 $\bar{2}$ 0]

Distributions of <c> axis in pole figures indicate the presence mostly of R (rhomb) grains and subordinate population of B (basal) and Y (prism) grains (e.g. Kilian and Heilbronner, 2017). These populations, accompanied by the evaluation of IPFs, indicate the prevalence of activation of positive acute rhombohedron <a> – { $\pi$ ><a> – slip followed by the basal <a> – (c)<a> – system (Table 3). The distribution pattern for <c> axis on PF in sample 2.5 describes unusual maxima for deformation under greenschist facies conditions, with an abundance of  $\sigma$  grains oriented approximately 35° clockwise to X (e.g. Kilian and Heilbronner, 2017). This grain orientation is generally related to the activation of {m}<c> slip (e.g. Barth et al., 2010), which is related to temperatures greater than 700 °C to be activated (Baeta and Ashbee, 1969) or at least 650°C in hydrated conditions (Mainprice et al., 1986; Cavalcante et al., 2018). Such temperature would be responsible for dynamic recrystallization controlled by grain boundary migration, which is not observed in any sample and does not agree with muscovite thermometry data, which indicates temperatures around 400°C (e.g. Fossen, 1988a). Similar <c> axis distributions of sample 2.5 were described by Takeshita et al. (1999) for subgrain rotation and bulging controlled recrystallization. Following the rotation paths described

by those authors, considering macroscopic cinematic indicators, it is possible to explain the observed PF pattern in this sample as a result of an incomplete dextral rotation of the crystal forms from a previous CPO aligned to the X-axis (Fig. 16). The alignment of  $\langle c \rangle$  with the maximum strain direction can be explained by  $\{m\}\langle c \rangle$  slip or oriented crystallization due to material remobilization (Culshaw and Fyson, 1984). The latter is a more plausible option, although there is no textural evidence of crystallization from any fluid on quartz samples, making it difficult to suggest an origin for the previous CPO. The evaluation of IPFs for this sample suggest activation of slip on  $\{r\}$  and  $\{\pi\}$  along with  $\langle a \rangle$ , even though the sliding direction is spread between X and Y axes. This spread is acceptable since this sample is located in a region with flattening strain and therefore the stress difference between those axes is minor.

Table 3 - Interpreted slip systems for analysed samples. Symbols for the slip systems indicate the relative strength of their representation within PFs and IPFs for each sample: --, very weak densities; -, weak densities; +, strong densities; ++, very strong densities.

Sample	Slip Systems					
	$(c)\langle a \rangle$	$\{m\}\langle a \rangle$	$\{r\}\langle a \rangle$	$\{z\}\langle a \rangle$	$\{\pi\}\langle a \rangle$	$\{\pi'\}\langle a \rangle$
2	+				++	+
2.5			++		+	
5A		-			+	
5B		+	++		+	
6	+		+	+	-	+
7A	++	-	-	--	-	
7B	+	-	+		+	
7C	-	-	-		+	-
8	++				-	-
10	+	-	+		--	-
11		++			+	-
12	-	++				+
15A	-				++	
15B	+				+	
16A		++	-	-	-	-
16B	++	+	+		+	-

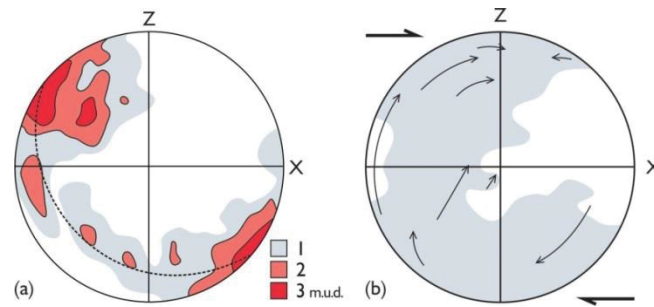


Figure 16 - (a) Schematic distribution of sample 2.5  $\langle c \rangle$  axis. Dashed line illustrating the mean girdle formed by concentrations of orientations. (b) Distribution and trajectories of movement of  $\langle c \rangle$  axis observed in experimental deformation by Takeshita et al. (1999).

The characterised systems based on PFs and IPFs are mainly supported by the rotation axes evaluation, which do not support the activation of positive acute rhombohedron  $\{\pi\}$  system but indicated the occurrence of its negative  $\{\pi'\}$  form slip (Table 4). The characterization of rotation axes along  $\langle a \rangle$  is common, which would imply the activation of  $\{m\}\langle c \rangle$  slip (Neumann, 2000). As previously discussed, this system could not operate under the stated conditions of deformation and the signals related to this slip might be due to inherited features. For further discussion, all slips identified based on IPFs and PFs evaluation will be taken into consideration with awareness on the differences observed on the  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$  forms slip (Table 3).

The abundance of acute rhombohedra systems agrees with the pervasive presence of dauphiné twins, which correlation is described as a result of mechanical twinning (e.g. Tullis and Tullis, 1972; Lloyd, 2004; Menegon et al., 2011; Minor et al., 2018). Further evidence for mechanical twinning is the misorientation angle frequency peaks at  $60^\circ$  (Fig. 11), the interdigitated pattern of  $60^\circ$  grain boundaries (Supplementary Material A) and orientation of  $60^\circ$  rotation axes along  $\langle c \rangle$  (Fig. 15). It has been suggested that dauphiné twinning can be used as a paleopiezometer (e.g. Tullis and Tullis, 1972; Tullis, 1980; Pehl and Wenk, 2005; Wenk et al., 2006; Menegon et al., 2011; Minor et al., 2018; Rahl et al., 2018). Under conditions similar to the ones observed in this study, where the temperature is around  $400^\circ\text{C}$ , the estimated stress magnitude for mechanical dauphiné twinning is about 100 MPa (Menegon et al., 2011). This agrees with our results of 124.7 MPa for differential stress based on grain size paleopiezometry.

Table 4 - Interpreted slip systems for analysed samples based on rotation axes analysis. Symbols represent the evidence of the slip by more than one rotation direction related to a twist boundary or the rotation direction related to a tilt boundary (+) and the evidence of only one rotation direction related to a twist boundary (-).

Sample	Slip Systems						
	(c)<a>	{m}<a>	{r}<a>	{z}<a>	{ $\pi$ <a>	{ $\pi'$ <a>	{m}<c>
2	+	+	+	-	-	-	
2.5	+	+	-	+		+	+
5A	+	+	+	+	+	+	+
5B	+	+	+	+		-	
6	+	+		-		+	
7A	+	+	+	+	+	+	-
7B	-	+	-	-		-	+
7C	+	+	+	+	+	+	-
8	+	+	+	+	-	+	
10	+	+	+	+	-	+	
11	+	+	+	+	+	+	
12	+	+	+	+	+	+	+
15A	+	+	+	+	-	+	
15B		+	-	-		-	-
16A	+	+	+	+		+	
16B		+	-	-			

Another application that has been suggested for the Dauphiné twinning is as a paleo stress trajectory indicator (e.g. Tullis and Tullis, 1972; Menegon et al., 2011; Rahl et al., 2018). This relies on the observation that twinning moves negative rhomb forms {z} away from the main stress orienting the {r} planes perpendicularly to the main tensor, therefore aligning the crystal in an “easier position” to absorb deformation (Wenk et al., 2006; Menegon et al., 2011; Rahl et al., 2018). Orientation of {r} planes for the most of the samples have one maximum concentration perpendicular to the Z strain axis, which relates to twinned crystals. Positive acute rhombohedral planes { $\pi$ } have stronger distribution densities than {r} and show the same spatial relationship with deformation axes. The negative acute form relates to the negative rhomb in the same fashion.

The exception to the observed pattern occurs in samples 5 and 6, where the negative form is the one perpendicular to the maximum stress. For those analyses, the twinning is still pervasive and the rhombohedra  $\langle a \rangle$  slips are active ( $\{\pi\}\langle a \rangle$ , for the former, and  $\{\pi'\}\langle a \rangle$ , for the later). The other samples with consistent evidence for  $\{\pi'\}\langle a \rangle$  slip (2 and 12) do not show the same pattern of  $\{r\}$  and  $\{z\}$  planes as observed in sample 6. The consideration that mechanical twinning is dependant of stress orientation (Lloyd, 2004; Menegon et al., 2011) could lead to the assumption that the direction of the maximum stress may have been different for those samples (5 and 6). This does not occur in the studied area since the orientation of the maximum strain is constant for all sampling localities, discarding this assumption (Fig. 4; Holst and Fossen, 1987). Another hypothesis could be that rigid body rotation occurred in twinned crystals. Even though sample 6 is the one with the largest proportion of recrystallized quartz (Fig. 8), which could ease the body rotation of relict grains, there is no textural evidence of any kind of rigid rotation in our analyses. Therefore, in the same fashion of common microstructural cinematic features, it is plausible to consider with caution the use of dauphiné twinning as a paleo stress direction indicator. Assumptions related to twinning must always take into consideration the entire framework of deformation and should not be used as unique evidence for interpretation. With a stronger representation, the evaluation of acute forms may be a way to a better understanding of the role of dauphiné twinning in future works.

#### *5.1.5.2 Strain and CPO geometry*

Classical works on the influence of strain on quartz CPO describe  $\langle c \rangle$  axis point maxima on pole figures for flattening strain and girdles for constrictional strain based on numerical modelling, experimental deformation and naturally deformed rocks (Fig. 1 and 2; Tullis et al., 1973; Marjoribanks, 1976; Lister and Hobbs, 1980; Law, 1986; Schmid and Casey, 1986). Pole figures with  $\langle c \rangle$  axis girdles would form also under plane strain, varying between two types of double-crossed girdles, I and II, defined based on the intersection of girdles (Fig. 2; Schmid and Casey, 1986). Those descriptions were based on a basal  $\langle a \rangle$  slip controlled deformation under coaxial stress. Under non-coaxial conditions, the distribution patterns are expected to rotate

following the same sense of shear of the bulk deformation, although local heterogeneities may influence the relation between CPO and strain geometry (e.g. Kilian et al., 2011). Symmetric double girdles are considered to evolve into asymmetric ones and later into single girdles with increasing strain and rotation (Schmid and Casey, 1986; Heilbronner and Tullis, 2006; Barth et al., 2010).

Based on those concepts, the eigenvalue method has been applied to evaluate the type of distribution described by  $\langle c \rangle$  axis on pole figures and its correlation to finite strain geometry (Woodcock, 1977; Lisle, 1985b; Vollmer, 1990; Ulrich and Mainprice, 2005; Barth et al., 2010). This correlation is applicable for deformation with slip dominated by basal  $\langle a \rangle$  or prism  $\langle a \rangle$  slip since the textures related to deformation controlled by other or mixed systems generate ambiguous distribution geometry eigenvalues indexes (Barth et al., 2010). Documentation of the flattening strain resultant CPO has been carried out by numerous works (e.g. Compton, 1980; Law et al., 1984; Law, 1986; Toy et al., 2008; Nke et al., 2019) while the constrictional pattern has been lacking on literature record (Barth et al., 2010; Sullivan and Beane, 2010; Renedo et al., 2015). The documentation gap can be related to the considerations presented by Kilian and Heilbronner (2017) about the ease of activation of the basal  $\langle a \rangle$  slip. These authors argue that the evidence presented on earlier works cannot sustain that this slip is the one which controls most of natural deformations under low-temperature conditions, and state that other systems may have greater importance, such as  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}\langle a \rangle$ . Most common methods previously applied characterized essentially the  $\langle c \rangle$  axis of quartz crystals, which has been changing over the last decades, facilitating the characterization and study of the influence of other crystal forms on deformation. Therefore the documentation of rhomb dominated textures and its role as part on deformation became more common lately (e.g. Rahl et al., 2018; Wenk et al., 2019).

The comparison of predicted  $\langle c \rangle$  axis distribution patterns for strain geometry variation (Lister and Hobbs, 1980; Schmid and Casey, 1986), finite strain (Holst and Fossen, 1987) and our micro textural data partially agrees with the earlier proposed correlation from Lister and Hobbs (1980) and Schmid and Casey (1986), even with the dominance of slips different from basal and prism  $\langle a \rangle$ . For samples constrained in Group I (Fig. 17; samples 2 and 2.5), with

flat strain geometry, the distributions tend to be concentrated on points, without clear connections between maxima. As the main slip occurs along  $\{\pi\}/\{\pi'\}$  <a>, point maxima occur in intermediate distances from the periphery, which differs from the predicted distribution proposed by Lister and Hobbs (1980) and Schmid and Casey (1986). Samples 5 and 16 differs from the proposed patterns and show asymmetrical girdles <c> axis distribution, typical of constrictional strain (Fig. 17). This occurs more strongly on both areas of sample 16 (16A and 16B), from clast and matrix, with only a difference in the dispersion – R values of 75% and 27%, respectively. These girdles have a geometry that could be linked to the most constrictive geometry predicted by Lister and Hobbs (1980) although the strain analysis allocated the sample under strong flattening (Holst and Fossen, 1987). In Group III (Fig. 17; samples 11, 12 and 15), from the constrictional strain geometry, samples have <c> axis distributions defined by asymmetrical girdles, with Gn values higher than 60%, with exception to sample 11, which has a Gn value of 40%, and the <c> axis does not distribute along a girdle. The <c> axis distribution for this sample is similar to that expected for a flat strain, although it is deformed under a constrictional geometry.

Samples that fall near the plane strain region in the Flinn diagram, Group II (Fig. 17; samples 6, 7, 8 and 10), have mixed responses when evaluating the correlation between <c> axis distribution and strain geometry. Samples 6 shows <c> axis distribution as predicted for flat strain geometry, while sample 10 shows <c> axis as predicted for constrictional strain. Sample 8 falls within the field of constriction and has K values greater than sample 10, but it shows a distribution pattern of <c> that would be linked to extreme flat deformation, with maxima at the periphery of diagrams aligned with Z-axis. Sample 7, which is deformed under flattening conditions, have point maxima distributions of <c> in its clasts (7A and 7C) and an asymmetrical girdle distribution in the matrix (7B). Point maxima would agree with the prediction of early works (Lister and Hobbs, 1980; Schmid and Casey, 1986), but the girdle would not fit directly in those models. Differences between matrix and clast <c> axis distributions do not occur in the other samples where both clast and recrystallized domains were evaluated (15 and 16), but dispersion is always higher in the matrix. Although a

local correlation between second phases content and the degree of  $\langle c \rangle$  dispersion occurs, it does not translate in a regional relationship. Samples deformed under similar conditions and poorer in second phases may show weaker orientation than counterparts richer in second phases as well.

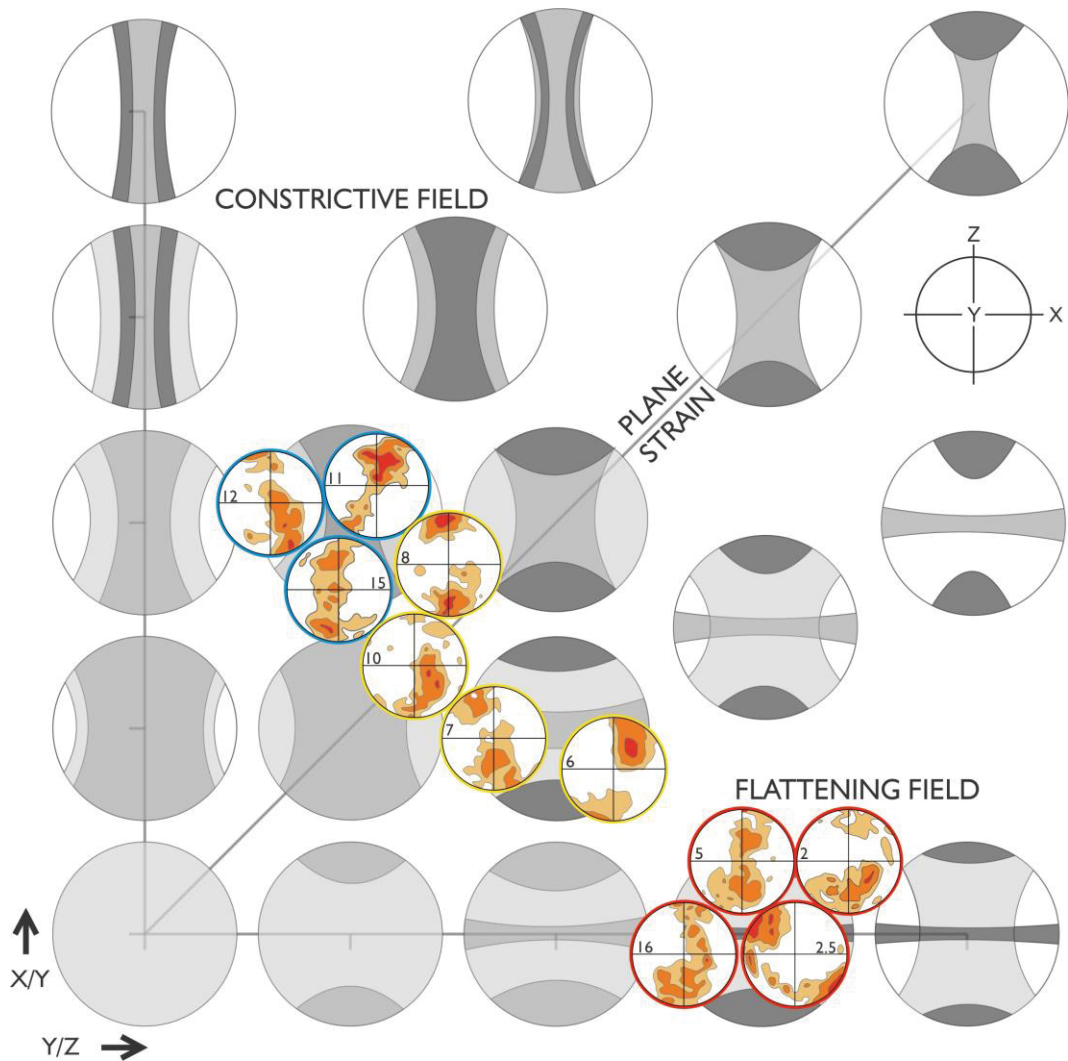


Figure 17 - Summary of observed  $\langle c \rangle$  axis distributions on pole figures over the predictions presented by Lister and Hobbs (1980). For samples with more than one EBSD area analysed, the distribution of clasts is presented in this figure.

The  $\langle c \rangle$  axis girdle distributions symmetry (S) do not have any correlation to the degree of rotation ( $\alpha$ ) observed as would be expected in the models of CPO evolution under simple shear (Schmid and Casey, 1986; Heilbronner and Tullis, 2006). The analyses with higher symmetry values (10, 15Bm and 16A) do not have greater rotation, having intermediate  $\alpha$  values within the sample space.

The patterns of {m} planes vary within samples correlated to distributions of <c> with point and girdle geometries. For <c> axis with point maxima, the prismatic forms tend to form single girdle distributions. The <c> girdle distributions are accompanied by {m} double parallel girdles, which differs from previous observations, which described general point maxima distributed along a plane (e.g. Barth et al., 2010). The rhombohedral and acute rhombohedral forms do not change their distribution under a change in strain geometry.

#### *5.1.5.3 Deformation conditions, shear sense and implications on local geology understanding*

The finite strain within each conglomerate locality, i.e. at meter-scale, is considered to be homogeneous, although it varies from constrictional through plane strain to flattening between stations (Holst and Fossen, 1987). Textures related to dynamic recrystallization do not vary, which indicates no strong temperature variation in the studied area. There is no significant difference between the recrystallized grain size with a variation on second phases content and relict grain size. More importantly, the new grains size does not vary on the hinges and limbs of the fold. Therefore, the bulk differential stress did not vary within the whole folded structure during deformation.

The shear sense indicated by visual characterization of <c> axis distribution rotation in pole figures, in general, agrees with the shear sense expected based on previous studies of Sandvikshytten fold (Figs. 3 and 4; Holst and Fossen, 1987; Fossen and Ragnhildstveit, 2008). It is said that the transport direction within the structure is oriented southeast, therefore a dextral sense of shear should be observed in the upper limb and an inversion of shear should occur at the lower hinge. Samples from the upper limb (2, 2.5 and 5; Fig. 18 show apparent dextral rotation, with the awareness that the consideration on sample 2.5 rotation also considers the viable deformation processes. Samples within the upper fold hinge (6, 7 and 10) have mixed response to shear. While samples 6 and 10 have an apparent dextral sense within clasts, sample 7 shows a sinistral sense in clasts (Fig. 18; samples 7A and 7C) and dextral rotation in the matrix (Fig. 18; sample 7B). At the tip of the upper hinge, sample 8 shows little rotation, with a symmetrical <c> axis distribution, suggestive of

coaxial deformation. Sample 11 from the lower hinge show dextral sense at the point nearest to the upper one, while the sense is inverted at its core and the lower portion (samples 12 and 15Bc). Sample 16 records the restabilization of the dextral sense of shear at the lower hinge. The  $\alpha$  values of each analysis do not always correlate with the visually identified rotation sense, for example in sample 2 and 16B. This is due to the prevalence of maxima at intermediate distances from the periphery, which were not well confined by the applied method. The inconsistencies presented on shear sense indication from  $\langle c \rangle$  axis distributions on pole figures agree with the observations of Kilian et al. (2011), which mention that strain partitioning has a high influence on this indicator. Therefore the application of these features as cinematic indicators should be carried out only with the understanding of the shear zone boundaries and local deformation mechanics and with the goal of evaluating highly strained zones.

EBSD data shows that the correlation between quartz CPO and strain geometry cannot be done directly. Orientation distributions described as typical of one extreme of the Flinn diagram can be related to deformations on the opposite side. Furthermore, the variation of shear sense detected by  $\langle c \rangle$  axis distributions supports the models for fold development previously presented by Holst and Fossen (1987) and Sylvester and Janecky (1988). Therefore the evolution of deformation was given initially by the generation of flat strain within the shear zone, which due to perturbation on deformation flow allowed the fold development that led to the rotation of clasts and generated prolate finite strain ellipsoids.

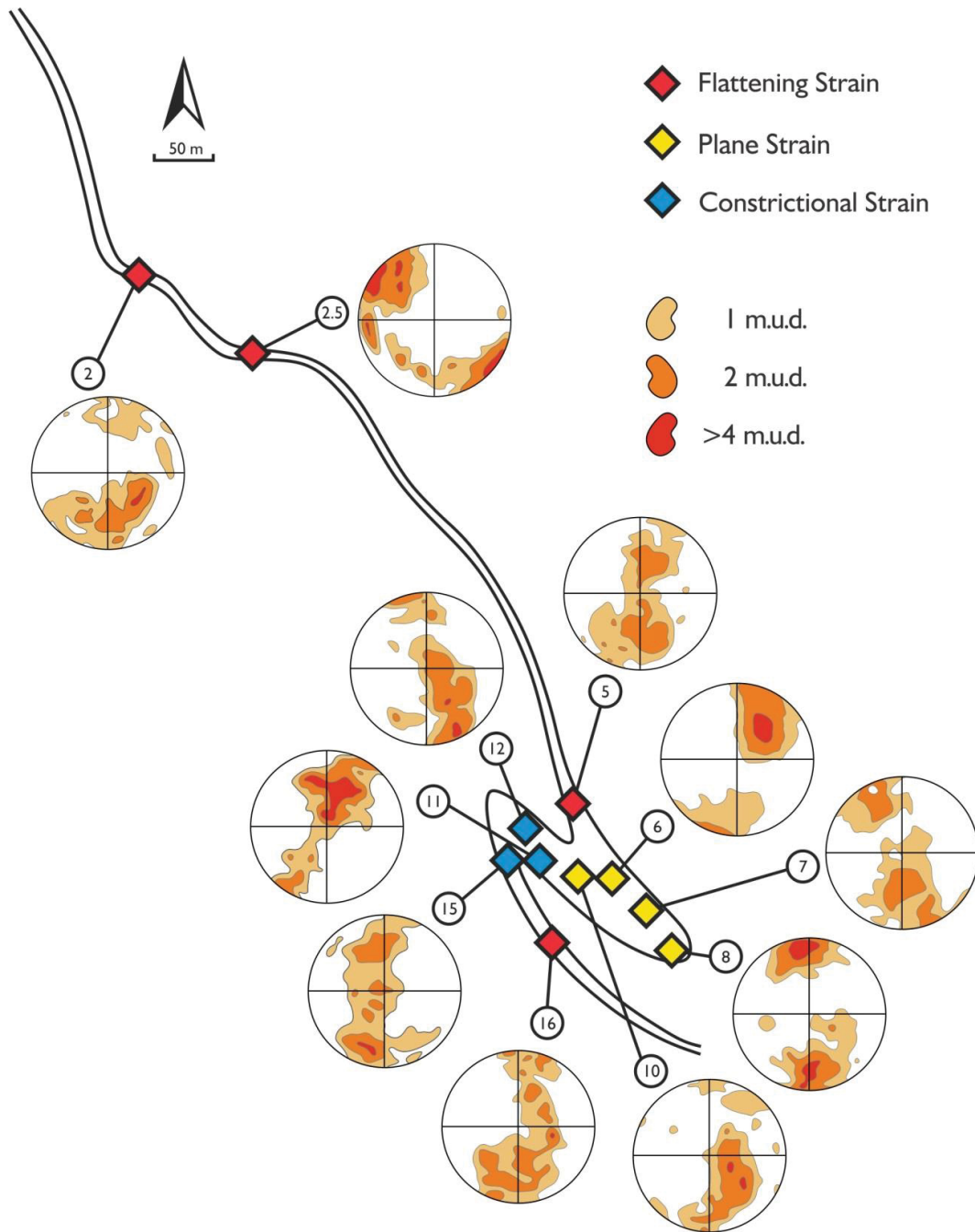


Figure 18 - Quartz  $\langle c \rangle$  axis pole figures distribution along the Sandvikshytten fold. For samples with more than one EBSD area analysed, the distribution of clasts is presented in this figure.

### 5.1.6 Conclusions

The evaluation of quartz CPO within Sandvikshytten conglomerates and further comparison with finite strain geometry allowed the documentation of some geometries previously described as related to the relation between both features in a natural environment. Although typical distributions were possible to

be characterized, discrepancies in all strain domains were observed. The influence on strain was detected within  $\langle c \rangle$  and  $\{m\}$  crystal forms distributions, while it was not identified an interaction on the orientation of rhombohedral forms. In the same fashion of the caution needed when interpreting known microstructural kinematic indicators, the inference of strain geometry from CPO must be carried out minding the overall deformation and should not rely on scarce data. The slip on acute rhombohedral  $\langle a \rangle$  system was identified as dominant within samples accompanied by the pervasive presence of dauphine twinning in all samples. This may substantiate future observations on the role of  $\{\pi\}$  planes on quartz deformation under greenschist conditions. The model previously proposed for the Sandvikshytten fold development was revalidated by our data, which illustrates the rotational component on the generation of prolate clasts.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A avaliação da orientação cristalográfica preferencial do quartzo em conglomerados da Dobra de Sandvikshytten e sua comparação com o elipsoide de deformação finito permitiu a documentação de algumas das geometrias previamente descritas como relacionadas à mudança na geometria do *strain*. Apesar da caracterização de algumas distribuições cristalográficas que se enquadram nas geometrias descritas por Lister e Hobbs (1980) e Schmid e Casey (1986), ocorrências de distribuições que discordam dessas descrições foram comumente caracterizadas. A influência da alteração na geometria do *strain* foi observada nas formas  $\langle c \rangle$  e  $\{m\}$ , enquanto as formas romboédricas mostram pouca resposta a tais mudanças. Assim como estipulado para outros indicadores microestruturais de deformação, as interpretações sobre geometria do elipsoide de deformação finita não podem ser baseadas unicamente em uma fonte de evidência, como as distribuições de orientação. O deslizamento ao longo dos romboedros secundários segundo a direção  $\langle a \rangle$  foi caracterizado como dominante durante a deformação das rochas estudadas, sendo relacionado à pervasiva ocorrência de cristais com geminação Dauphiné. A comparação do modo de dobramento sugerido em trabalhos anteriores foi

reafirmada segundo os resultados obtidos. O importante papel dos planos romboédricos secundários durante a deformação observados nesse estudo indica a necessidade de avaliação mais profunda na participação de tais planos na absorção do *strain* pela estrutura cristalina do quartzo em ambientes naturais.

## 7. REFERÊNCIAS

- Bachmann, F., Hielscher, R., Schaeben, H., 2011. Grain detection from 2d and 3d EBSD data-Specification of the MTEX algorithm. *Ultramicroscopy* 111, 1720–1733. <https://doi.org/10.1016/j.ultramic.2011.08.002>
- Barth, N.C., Hacker, B.R., Seward, G.G.E., Walsh, E.O., Young, D., Johnston, S., 2010. Strain within the ultrahigh-pressure Western Gneiss region of Norway recorded by quartz CPOs. *Geological Society, London, Special Publications* 335, 663–685. <https://doi.org/10.1144/SP335.27>
- Bingen, B., Nordgulen, Ø., Viola, G., 2008. A four-phase model for the sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 88, 43–72.
- Blenkinsop, T., 2002. *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Kluwer Academic Publishers, New York.
- Corfu, F., Andersen, T.B., Gasser, D., 2014. The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications* 390, 9–43. <https://doi.org/10.1144/SP390.25>
- Derez, T., Pennock, G., 2015. Low-temperature intracrystalline deformation microstructures in quartz. *Journal of Structural Geology* 71, 3–23. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2014.07.015>
- Fletcher, J.M., Bartley, J.M., 1994. Constrictional strain in a non-coaxial shear zone: implications for fold and rock fabric development, central mojave metamorphic core complex, california. *Journal of Structural Geology* 16, 555–570. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90097-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90097-3)
- Fossen, H., 2016. *Structural geology*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Fossen, H., 1988. The Ulriken gneiss complex an the Rundemanen Formation: a basement-cover relationship in the Bergen Arcs, West Norway. *Nor. Geol. Unders. Bull.* 412, 67–86.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews* 171, 434–455. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>

- Fossen, H., Dunlap, W.J., 1998. Timing and kinematics of Caledonian thrusting and extensional collapse, southern Norway: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology. *Journal of Structural Geology* 20, 765–781. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00007-8)
- Fossen, H., Pedersen, R., Bergh, S., Andersen, A., 2008. Creation of a mountain chain. In: Ramberg, I.B., Brynhi, I., Nøttvedt, A., Rangnes, K. (Eds.), *The Making of a Land: Geology of Norway*. Norsk Geologisk Forening, Trondheim, 178–232.
- Fossen, H., Ragnhildstveit, J., 2008. Berggrunnskart Bergen 1115 I, M 1:50.000.
- Gault, H.R., 1949. The frequency of twin types in quartz crystals. *The American Mineralogist* 34, 142–162.
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145–159. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90053-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y)
- Holst, T.B., Fossen, H., 1987. Strain distribution in a fold in the West Norwegian Caledonides. *Journal of Structural Geology* 9, 915–924. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90001-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90001-0)
- Kilian, R., Heilbronner, R., 2017. Analysis of crystallographic preferred orientations of experimentally deformed Black Hills Quartzite. *Solid Earth* 8, 1095–1117. <https://doi.org/10.5194/se-8-1095-2017>
- Law, R.D., 1986. Relationship between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany. *Journal of Structural Geology* 8, 493–515.
- Lister, G.S., Hobbs, B., 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.
- Lloyd, G.E., 2004. Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: the significant roles of dauphine twinning and misorientation. *Geological Society, London, Special Publications* 224, 39–61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.224.01.04>
- Marjoribanks, R.W., 1976. The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from central Australia. *Tectonophysics* 32, 269–293.
- Menegon, L., Piazzolo, S., Pennacchioni, G., 2011. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161, 635–652. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0554-7>
- Momma, K., Nagase, T., Kuribayashi, T., Kudoh, Y., 2015. Growth history and textures of quartz twinned in accordance with the Japan law. *European Journal of Mineralogy* 27, 71–80. <https://doi.org/10.1127/ejm/2014/0026-2411>

- Morales, L.F.G., Hinrichs, R., Fernandes, L.A.D.F., 2007. A Técnica de Difração de Elétrons Retro-Espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua Aplicação no Estudo de Rochas Deformadas. *Pesquisas Em Geociências* 34, 19. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19459>
- Neumann, B., 2000. Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology* 22, 1695–1711. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00060-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00060-2)
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, 2nd ed. Springer, Würzburg.
- Roberts, D., 2003. The Scandinavian Caledonides: Event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics* 365, 283–299. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00026-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00026-X)
- Rutter, E.H., 1976. The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 283, 203–219.
- Rutter, E.H., Holdsworth, R.E., Knipe, R.J., 2001. The nature and tectonic significance of fault-zone weakening: An introduction. *Geological Society Special Publication* 186, 1–11. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.186.01.01>
- Schmid, S.M., Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *American Geophysical Union Monograph* 36, 263–286.
- Schwartz, A.J., Kumar, M., Adams, B.L., Field, D.P., 2009. *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science*, 2nd ed. Springer US, Boston, MA. <https://doi.org/10.1007/978-0-387-88136-2>
- Shigematsu, N., Prior, D.J., Wheeler, J., 2006. First combined electron backscatter diffraction and transmission electron microscopy study of grain boundary structure of deformed quartzite. *Journal of Microscopy* 224, 306–321. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2818.2006.01697.x>
- Stephens, M.B., Gee, D.G., 1989. Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. In: Dallmeyer, R.D. (Ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. Geological Society of America, 0. <https://doi.org/10.1130/SPE230-p17>
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002a. 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. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society Special Publication* 200, 171–190. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.11>

- Sullivan, W.A., Beane, R.J., 2010. Asymmetrical quartz crystallographic fabrics formed during constrictional deformation. *Journal of Structural Geology* 32, 1430–1443. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2010.08.001>
- Sylvester, A.G., Janecky, D.R., 1988. Structure and petrofabrics of quartzite and elongate pebbles at Sandviksfjell, Bergen, Norway., *Norsk Geologisk Tidsskrift*.
- Tullis, J., Christie, J.M., Griggs, D.T., 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bulletin of the Geological Society of America* 84, 297–314. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<297:MAPOOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<297:MAPOOE>2.0.CO;2)
- Tullis, J., Tullis, T., 1972. Preferred orientation of quartz produced by mechanical Dauphiné twinning: Thermodynamics and axial experiments. *Flow and Fracture of Rocks* 16, 67–82. <https://doi.org/10.1029/GM016p0067>
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure, *Choice Reviews Online*. Cambridge University Press, New York. <https://doi.org/10.5860/choice.42-4665>

## 8. ANEXOS

### 8.1 Supplementary Material A

Information on EBSD data collection (Table SMA1), scans of analysed thin sections (Figure SMA1), inverse pole figure coloured maps (Figure SMA2), grain boundary maps (Figure SMA3) and grain size maps (Figure SMA4).

Table SMA1 - Summary of EBSD data collection settings. Percentages of indexation presented after data noise reduction. Indexed phases stand for: Qtz - quartz; Fsp - feldspar; Ms - muscovite; Cal - calcite; Dol - dolomite; Zero Sol - zero solutions. Differentiation between recrystallized and relict quartz based on Cross *et al.* (2017).

Sample	EBSD data collection		Indexed Phases (%)							
	Step Size ( $\mu\text{m}$ )	Raster Size	Rex. Qtz	Relict Qtz	Fsp	Ms	Cal	Dol	Zero Sol.	
2	2.5	553 x 553	7.2	87.8	0.1	0.2	∅	∅	4.5	
2.5	2.5	512 x 512	7.3	88.7	∅	∅	∅	∅	4.0	
5	A	2.5	553 x 553	3.4	89.6	2.4	0.2	∅	∅	4.7
	B	2.5	553 x 553	3.7	88.3	1.9	0.1	∅	∅	6.0
6	2.5	553 x 553	21.5	72.5	0.1	0.3	∅	∅	5.7	
A	2.0	691 x 691	15.0	84.4	0.2	0.1	∅	∅	0.3	
7	B	2.5	1051 x 691	4.8	70.9	9.0	0.7	∅	∅	14.6
	C	2.5	553 x 553	5.3	92.1	0.0	0.4	∅	∅	2.2
8	2.8	494 x 494	5.4	89.5	0.8	0.5	∅	∅	3.9	
10	2.0	691 x 691	5.0	85.5	5.0	0.9	∅	∅	3.7	
11	2.0	691 x 691	3.0	96.0	0.0	0.2	∅	∅	0.9	
12	2.0	576 x 576	4.6	92.4	0.1	0.4	∅	∅	2.3	
15	A	2.5	551 x 551	5.1	82.9	9.4	0.1	∅	∅	2.8
	B	2.0	3012 x 573	4.2	75.2	6.1	0.7	∅	∅	13.8
16	A	2.5	553 x 553	4.7	37.3	44.0	1.4	6.4	1.6	4.6
	B	2.5	553 x 553	6.3	91.7	0.1	0.2	∅	∅	1.6

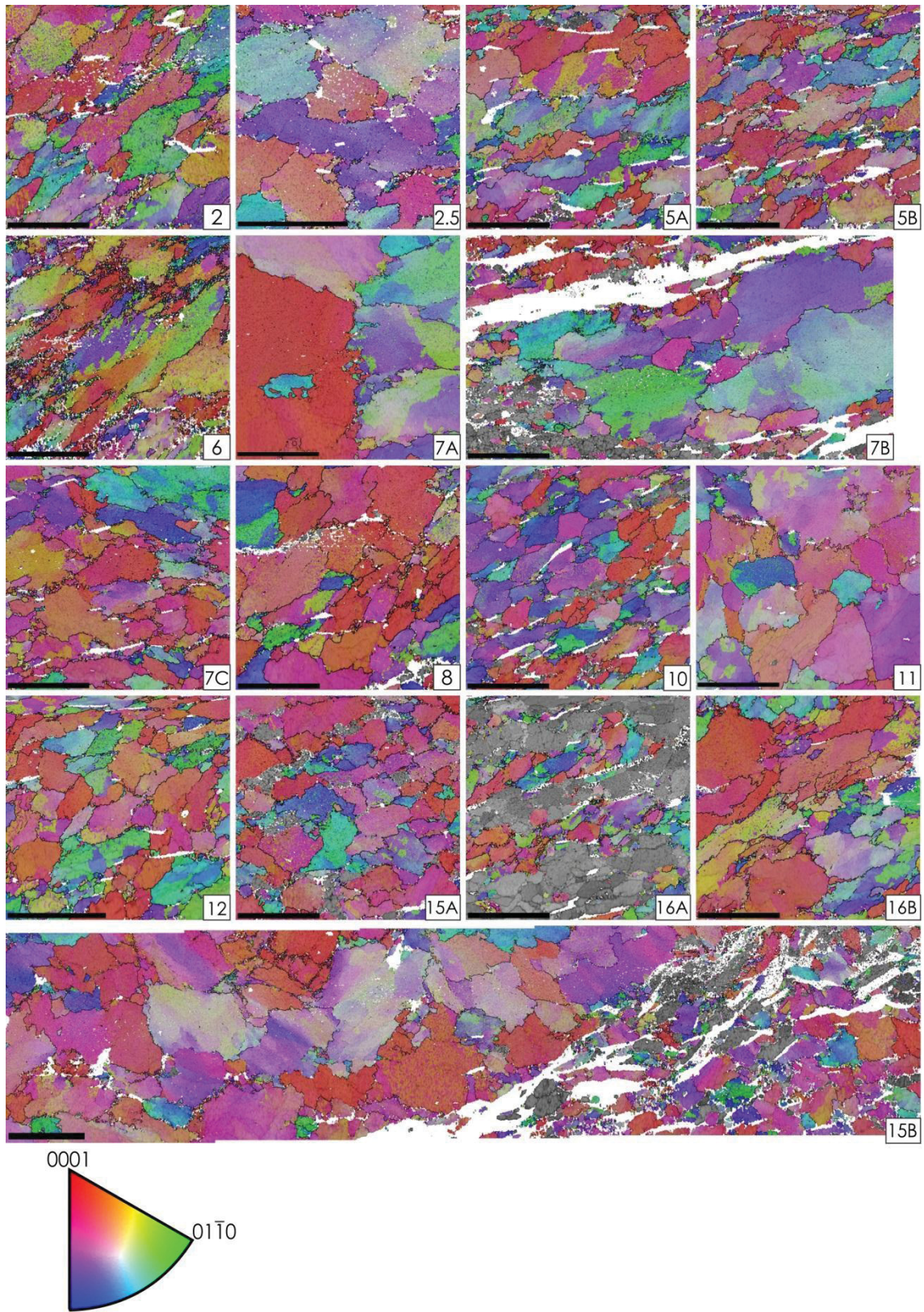


Figure SMA1 - Quartz inverse pole figure coloured map in relation to the Z finite strain axis. Secondary phases are shown in grey. Black bars at the bottom of each image correspond to 500µm.

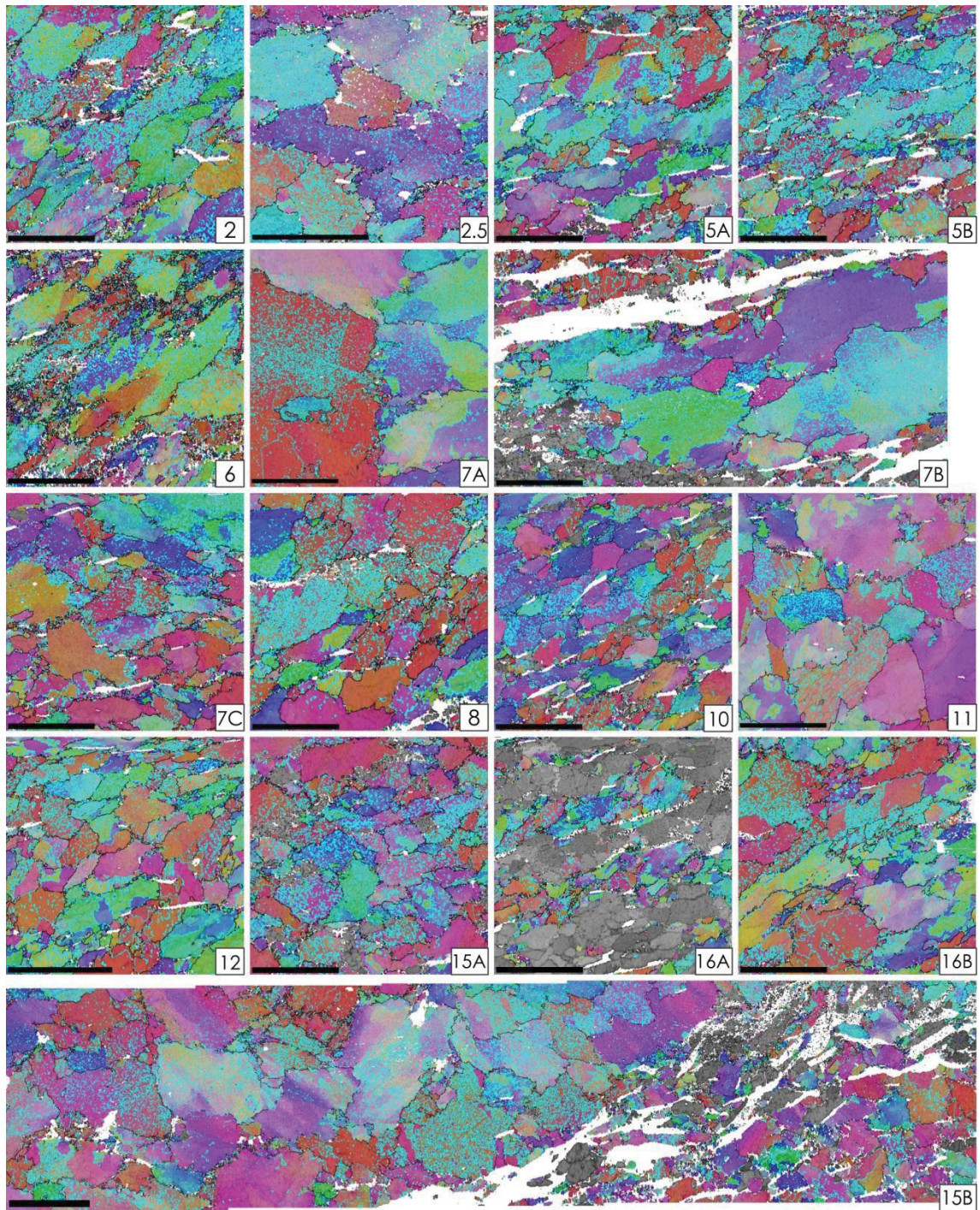


Figure SMA2 - Quartz grain boundaries with misorientation angles between  $55^\circ$  and  $65^\circ$ . These boundaries are shown in the figures as blue lines. Inverse pole figure colouring identical as shown in Figure SMA2.

## 8.2 Supplementary material B

Here data are presented divided into recrystallized and relict quartz phases. For each sample, it is shown inverse pole figure coloured maps in relation to the X-axis of finite strain (the key for these figures is shown in Figure SMA1), inverse pole figures correspondent to the three finite strain axes and pole figures of main quartz crystallographic forms.

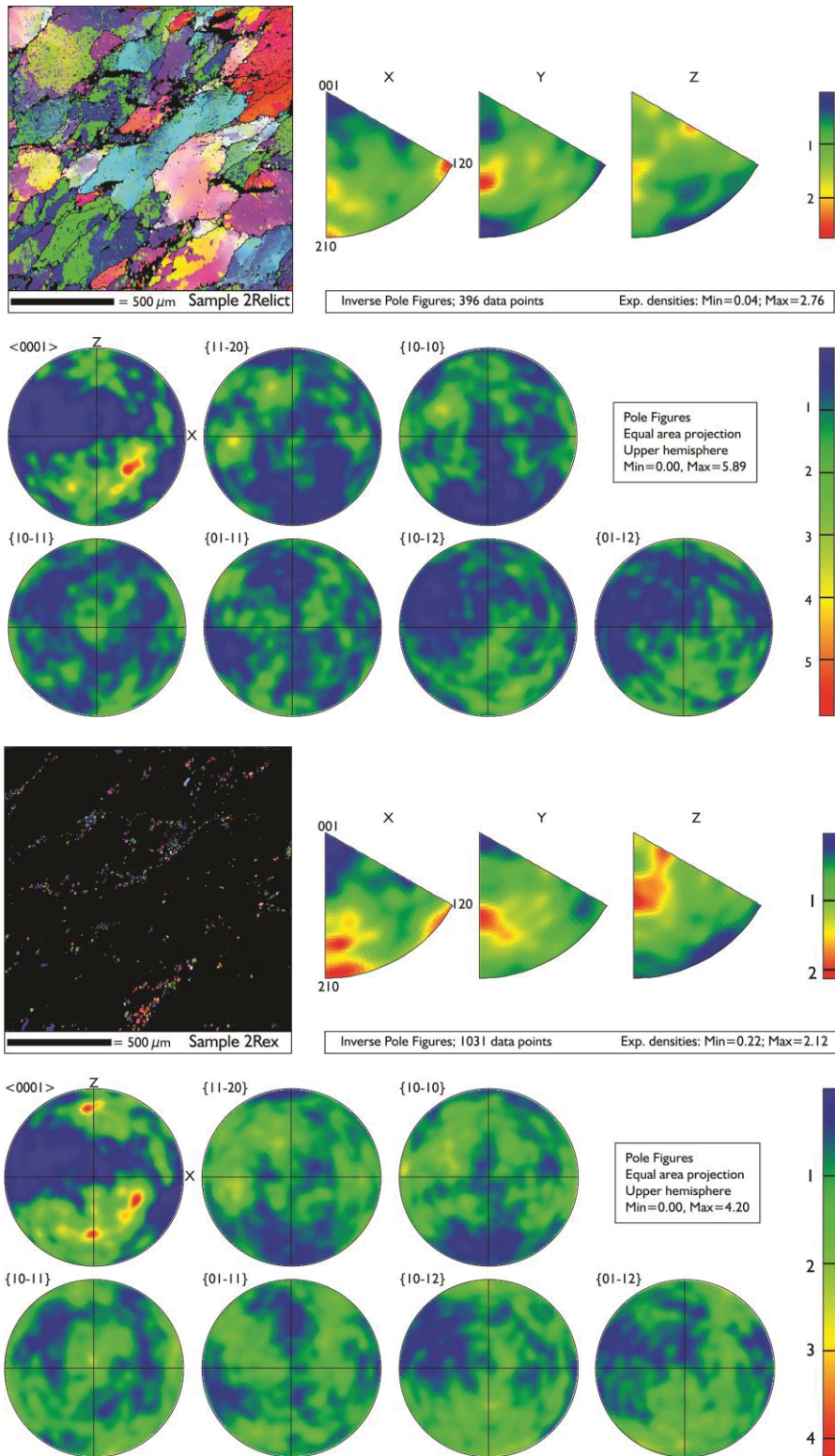


Figure SMB1 – Sample 2 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

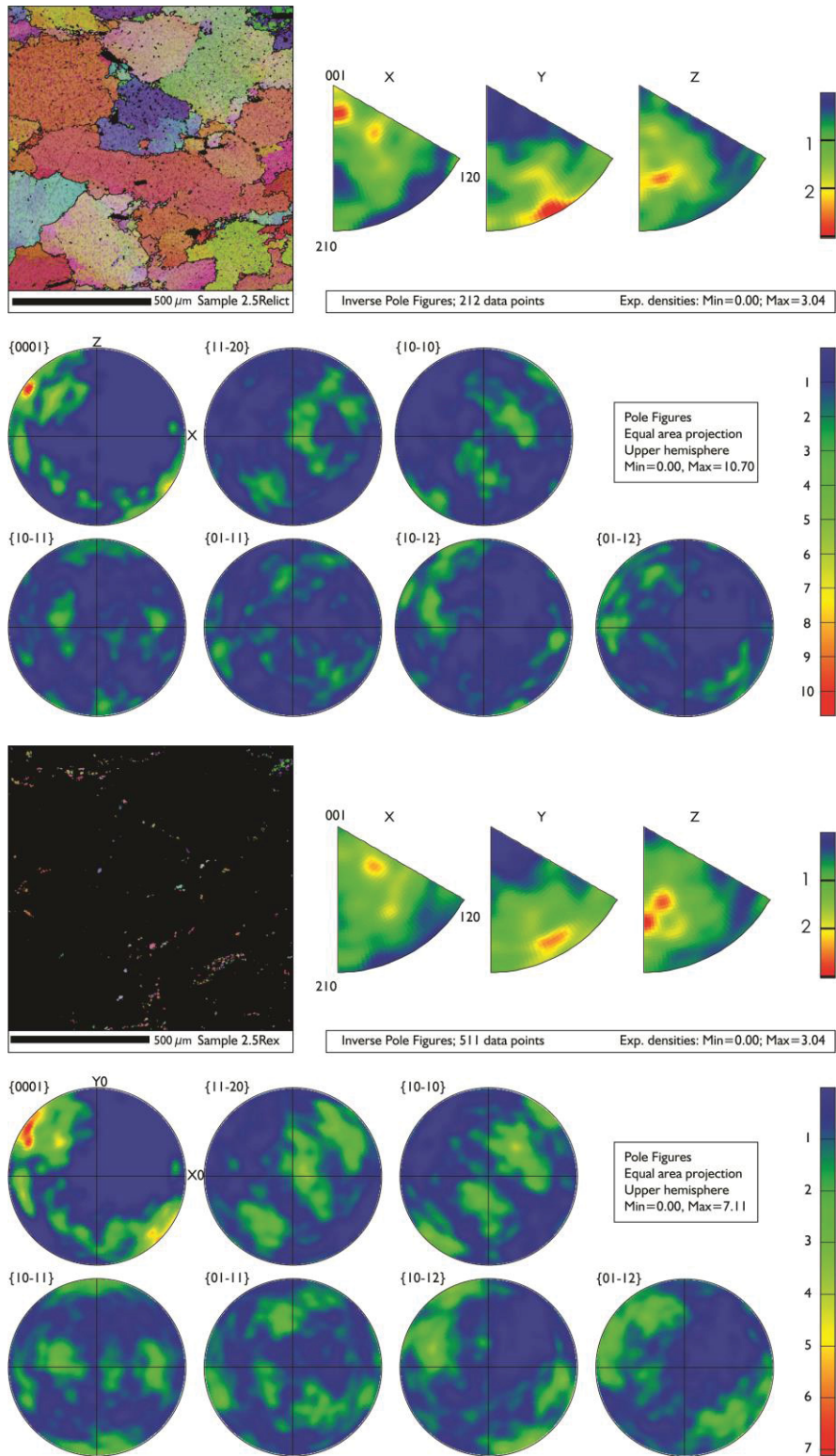


Figure SMB2 - Sample 2.5 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonets.

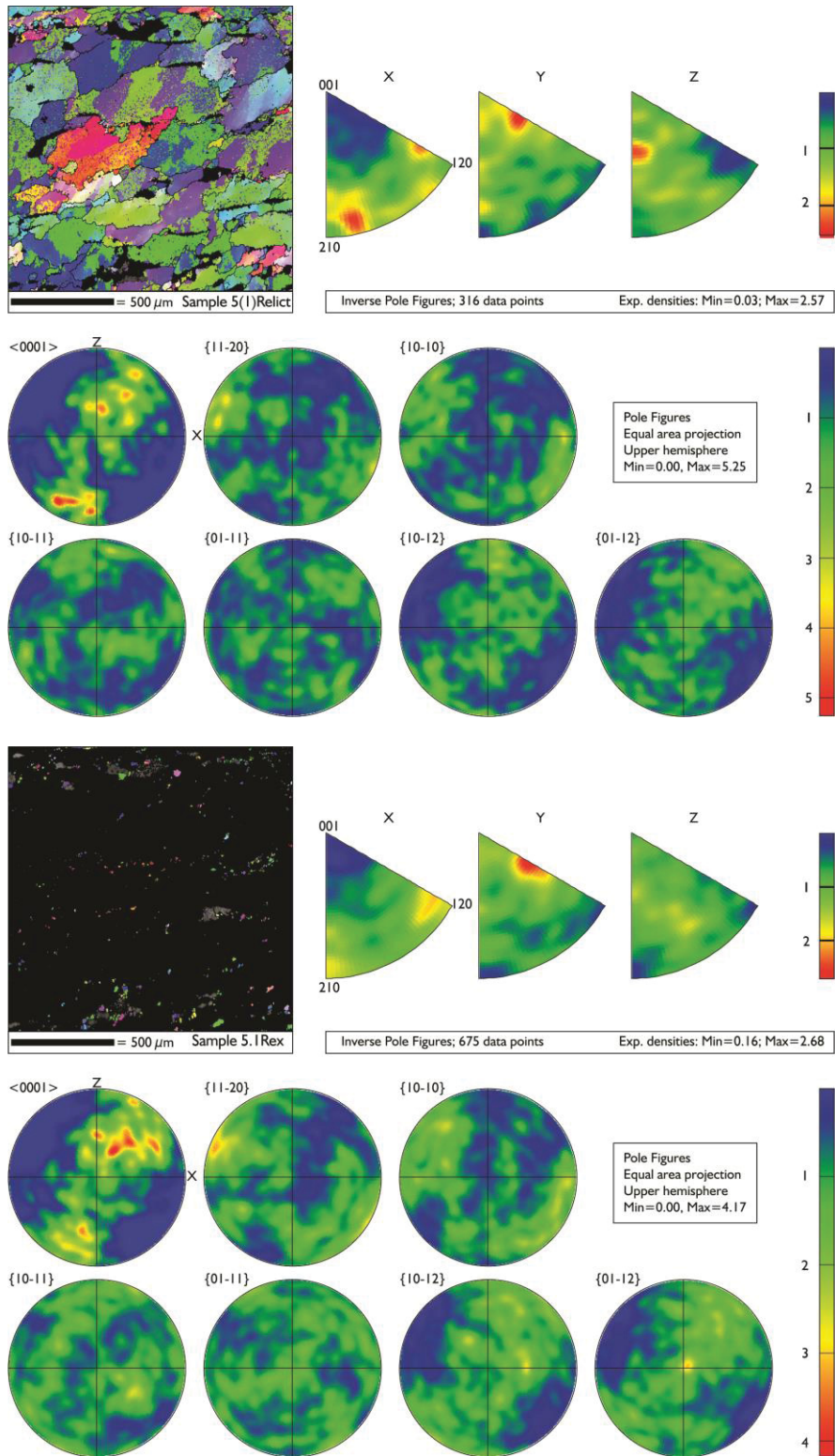


Figure SMB3 - Sample 5A inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

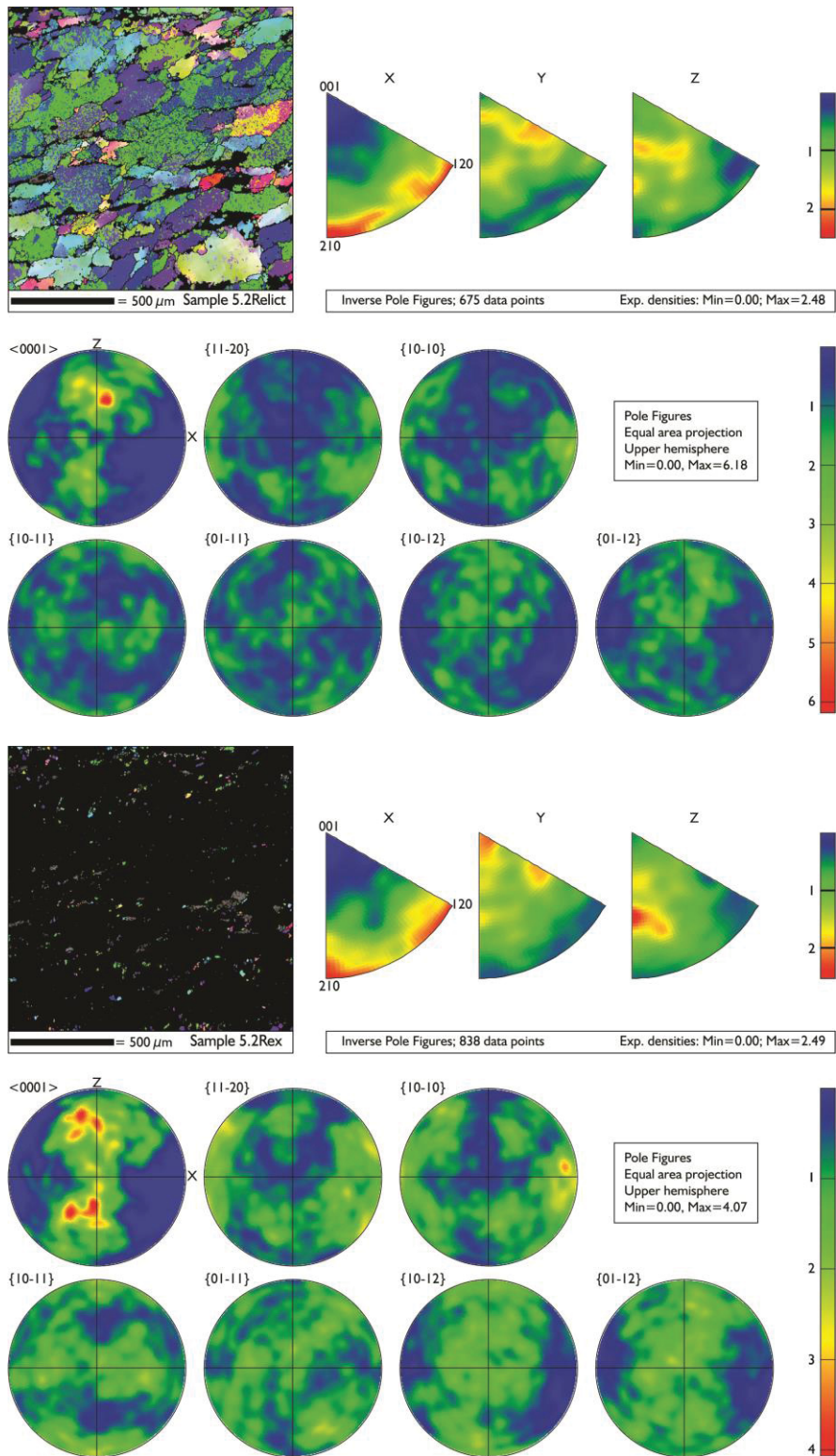


Figure SMB4 - Sample 5B inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonets.

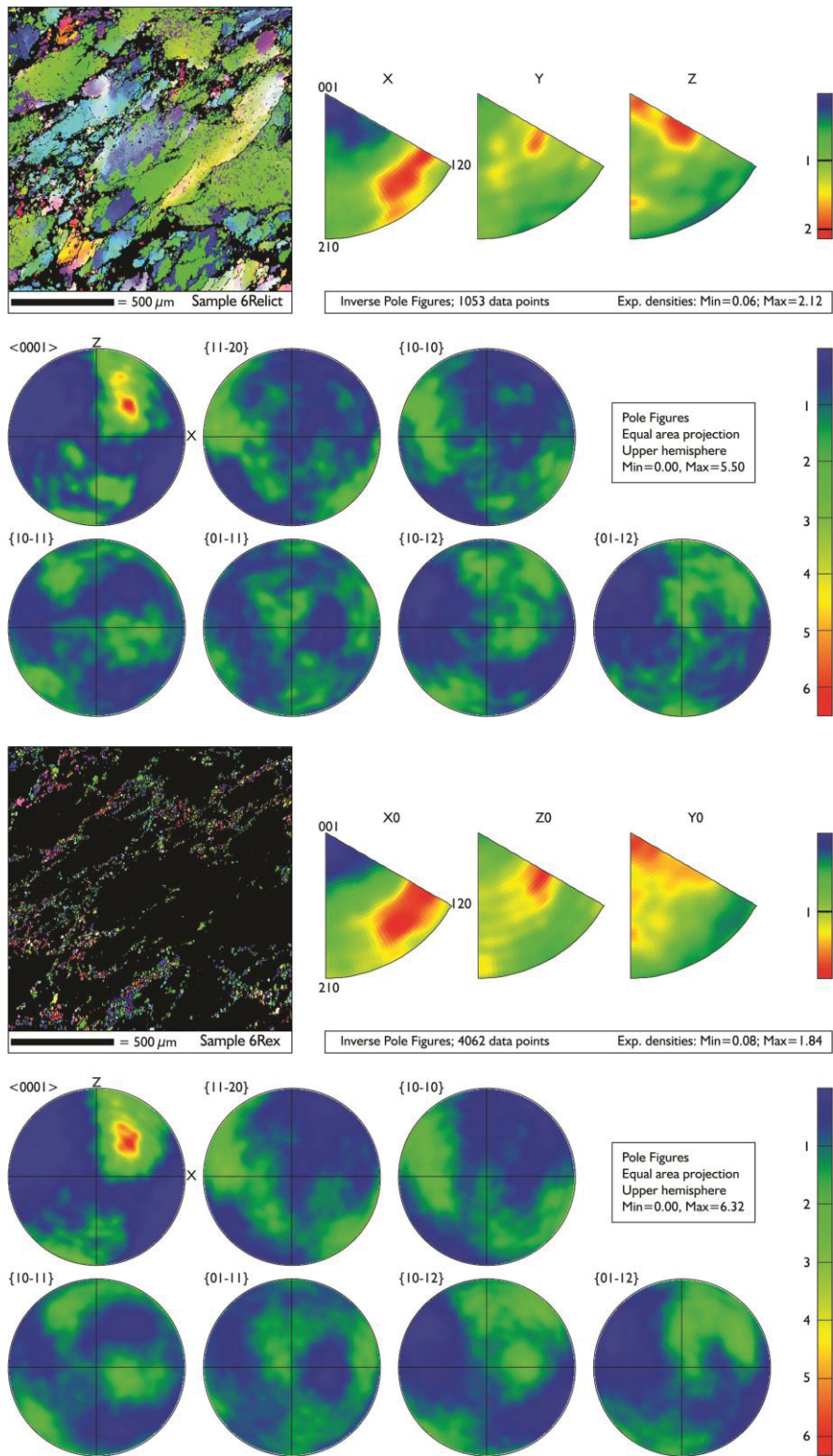


Figure SMB5 - Sample 6 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

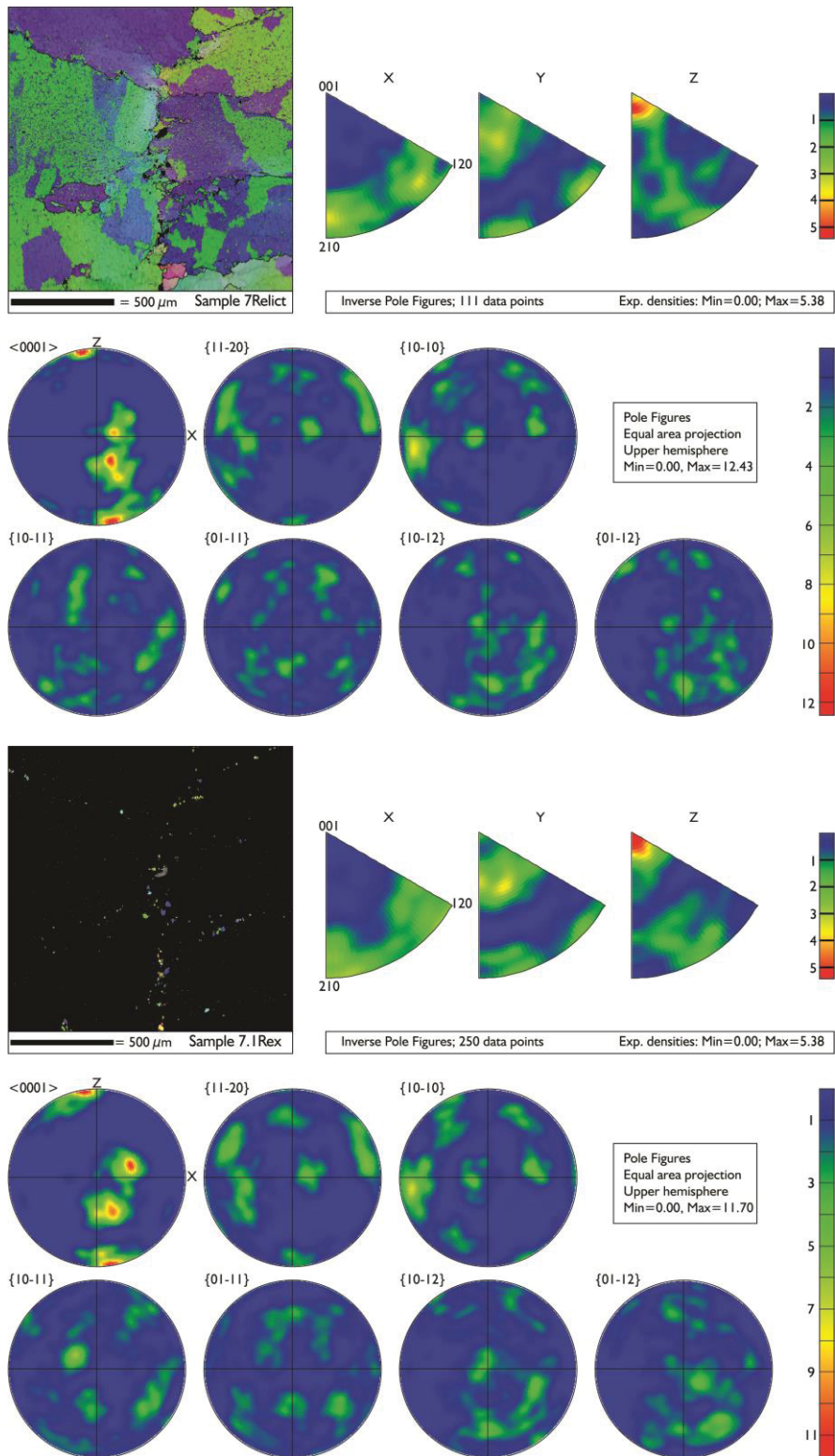


Figure SMB6 - Sample 7A inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonets.

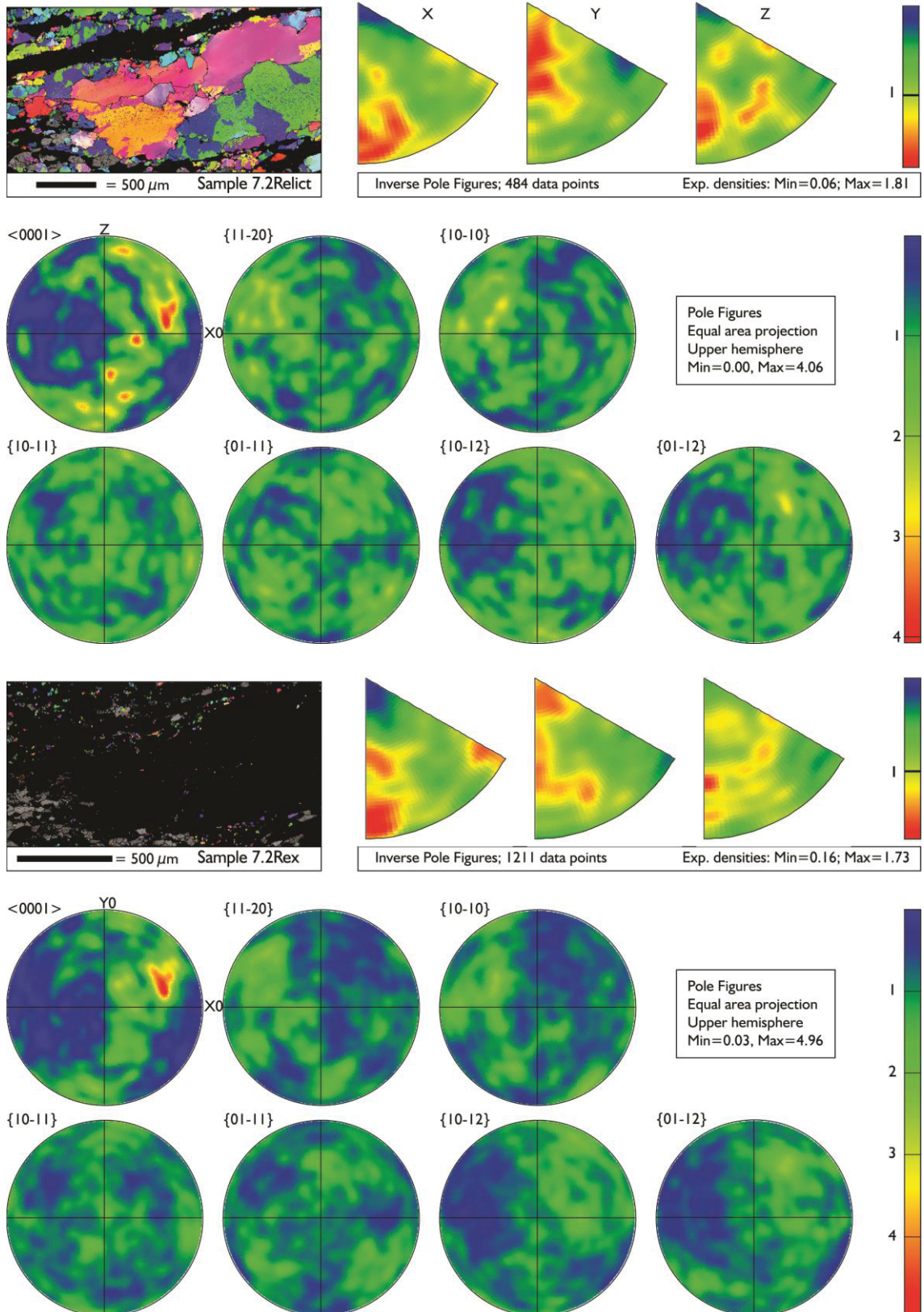


Figure SMB7 - Sample 7B inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonets.

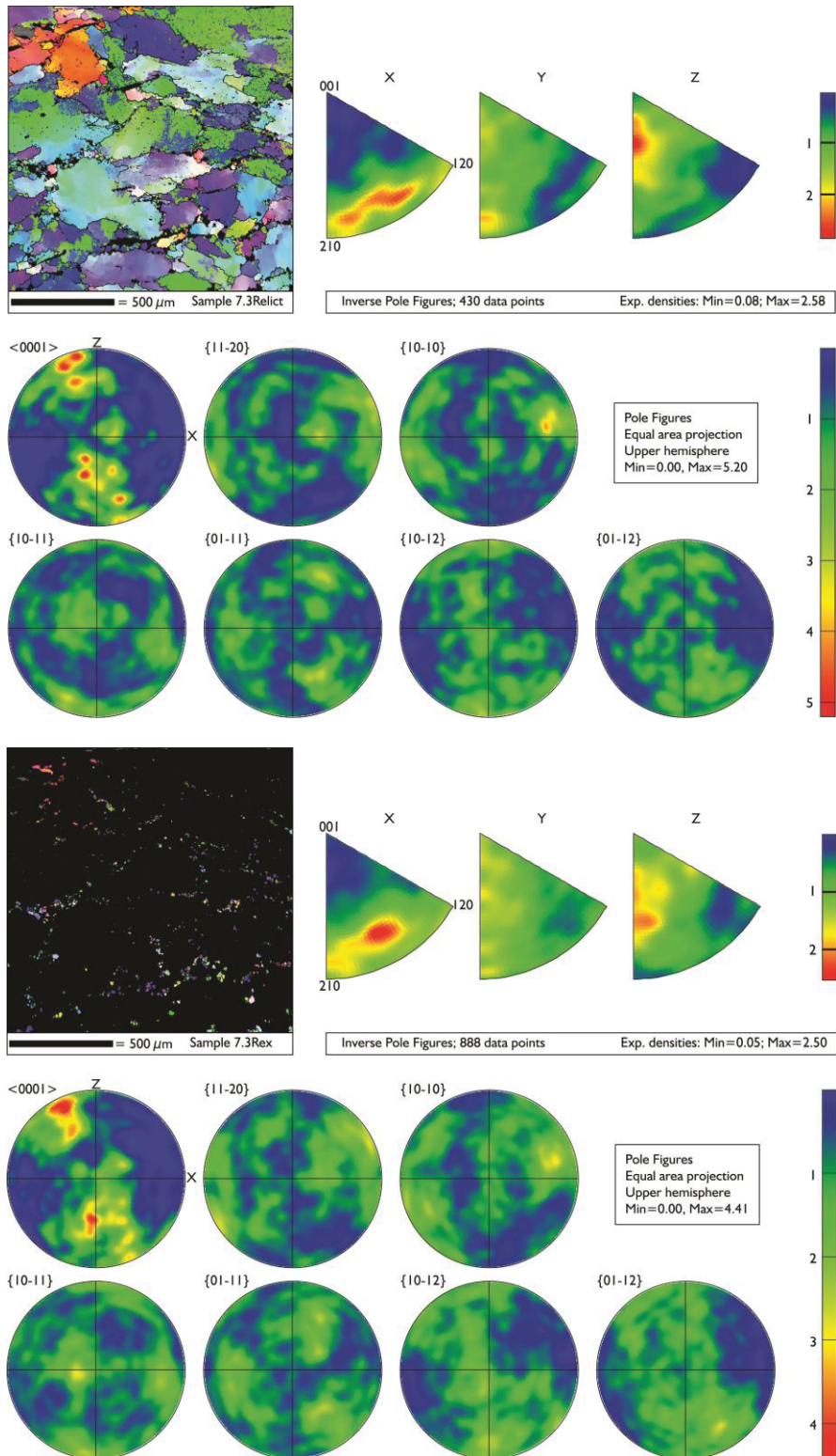


Figure SMB8 - Sample 7C inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

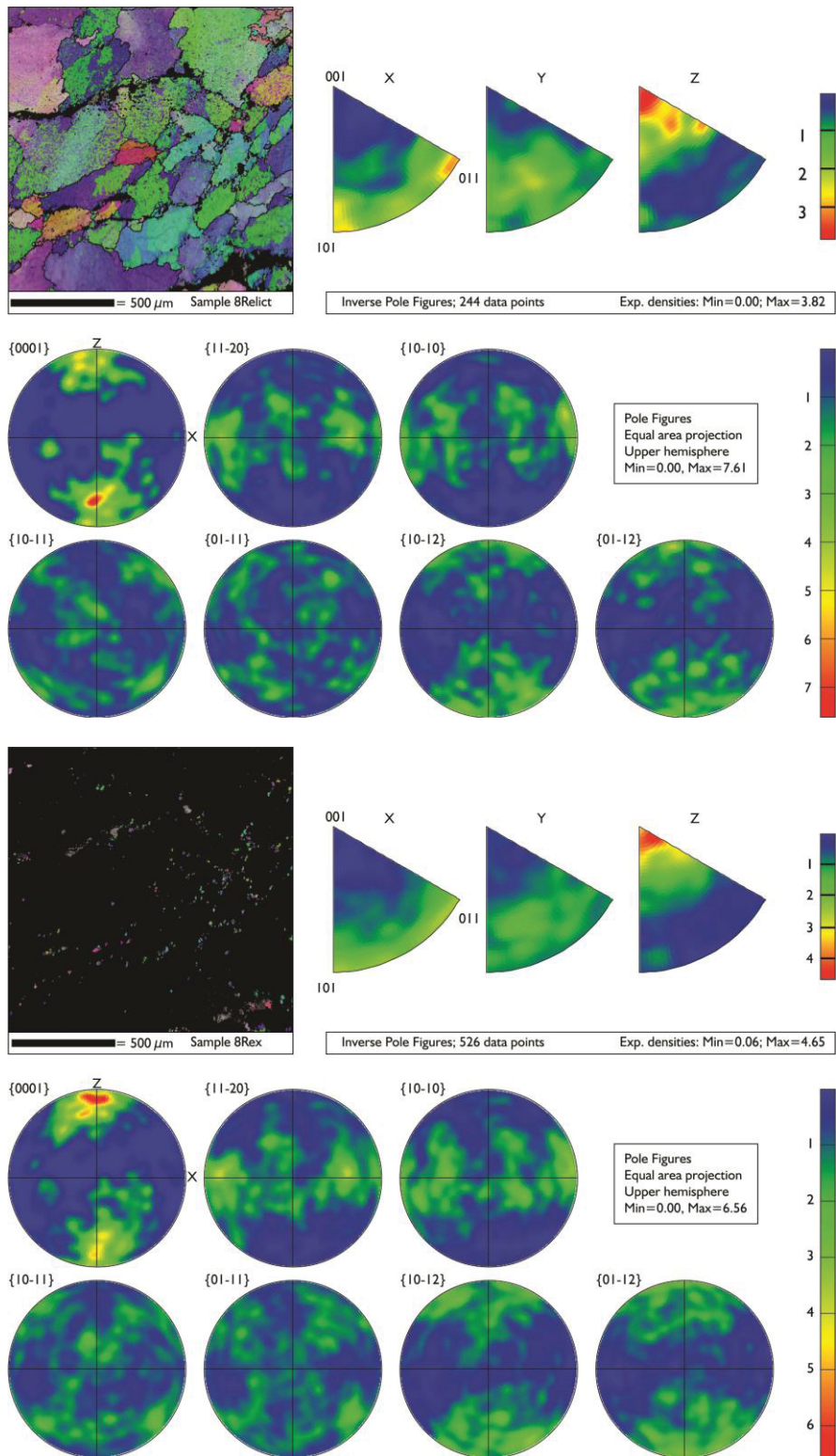


Figure SMB9 - Sample 8 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

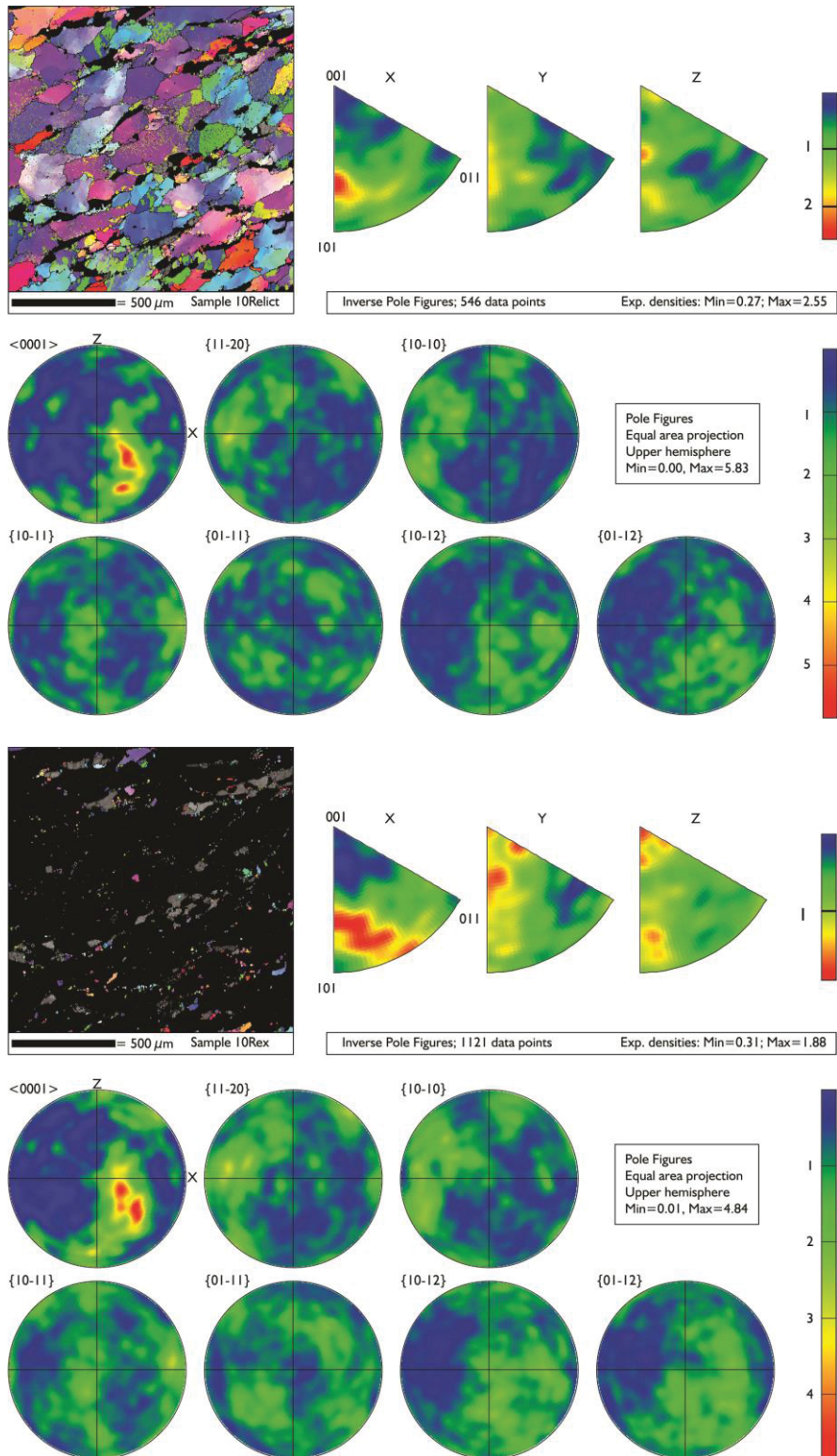


Figure SMB10 - Sample 10 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

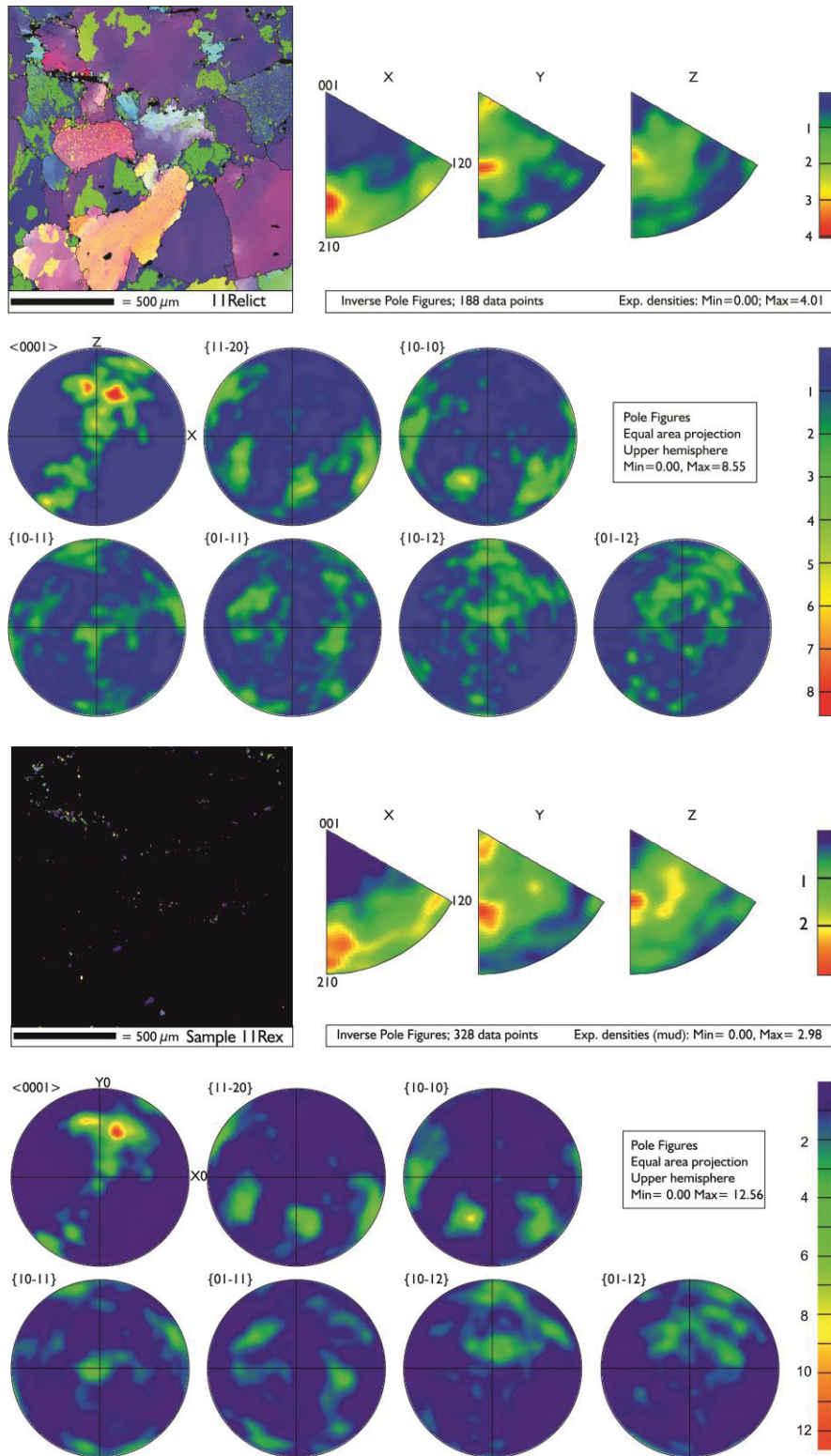


Figure SMB11 - Sample 11 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

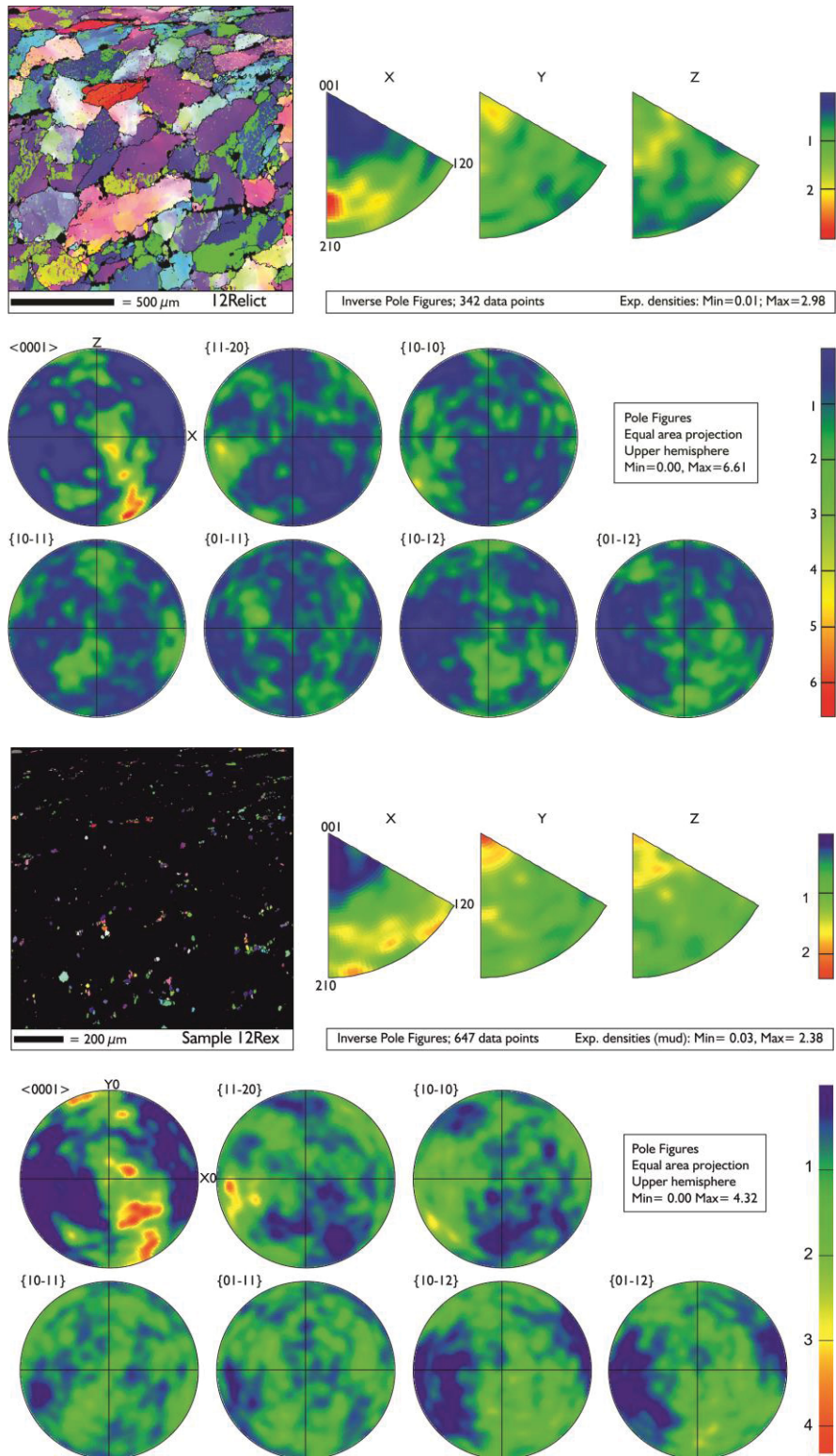


Figure SMB12 - Sample 12 inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

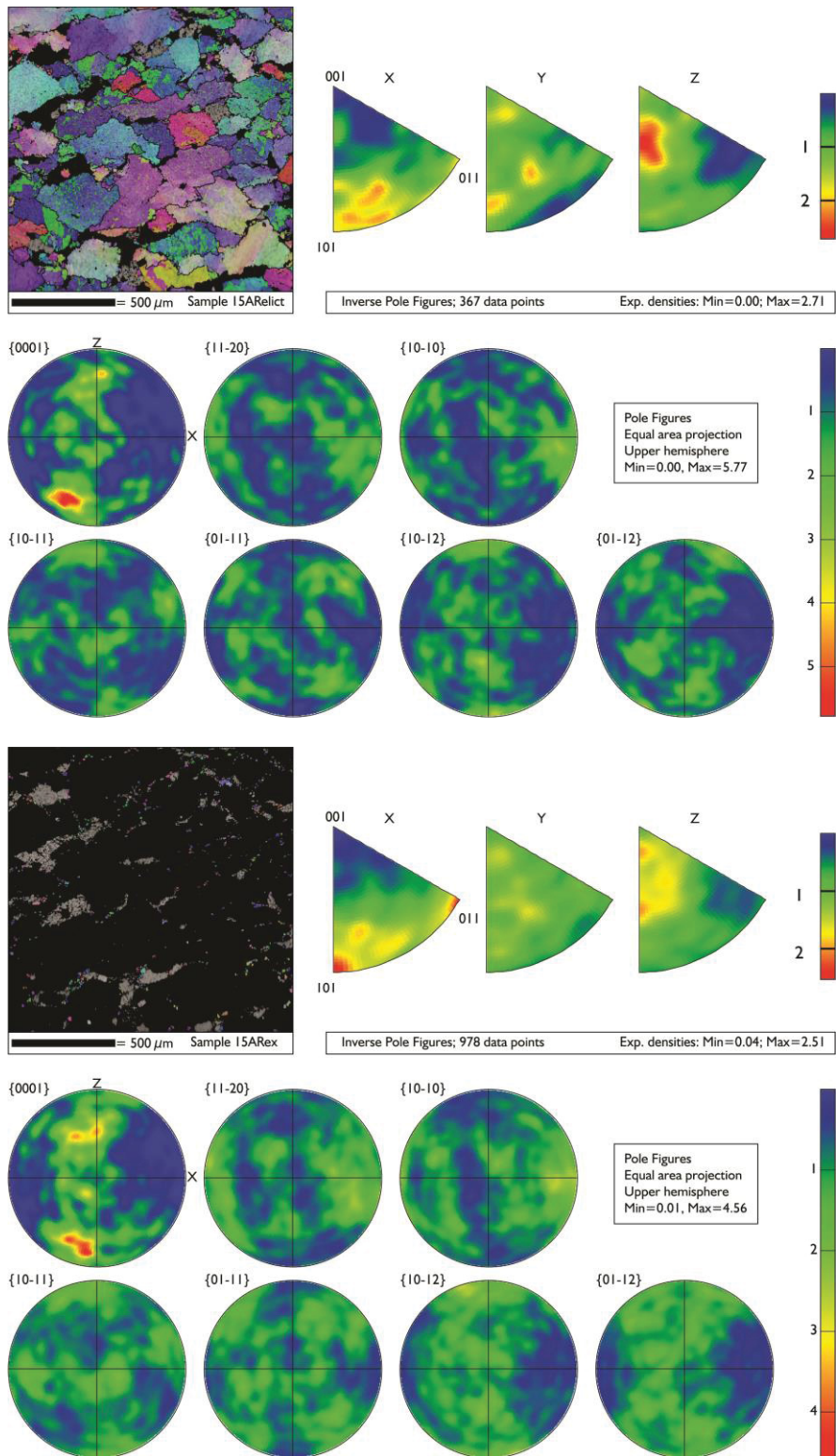


Figure SMB13 - Sample 15A inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonets.

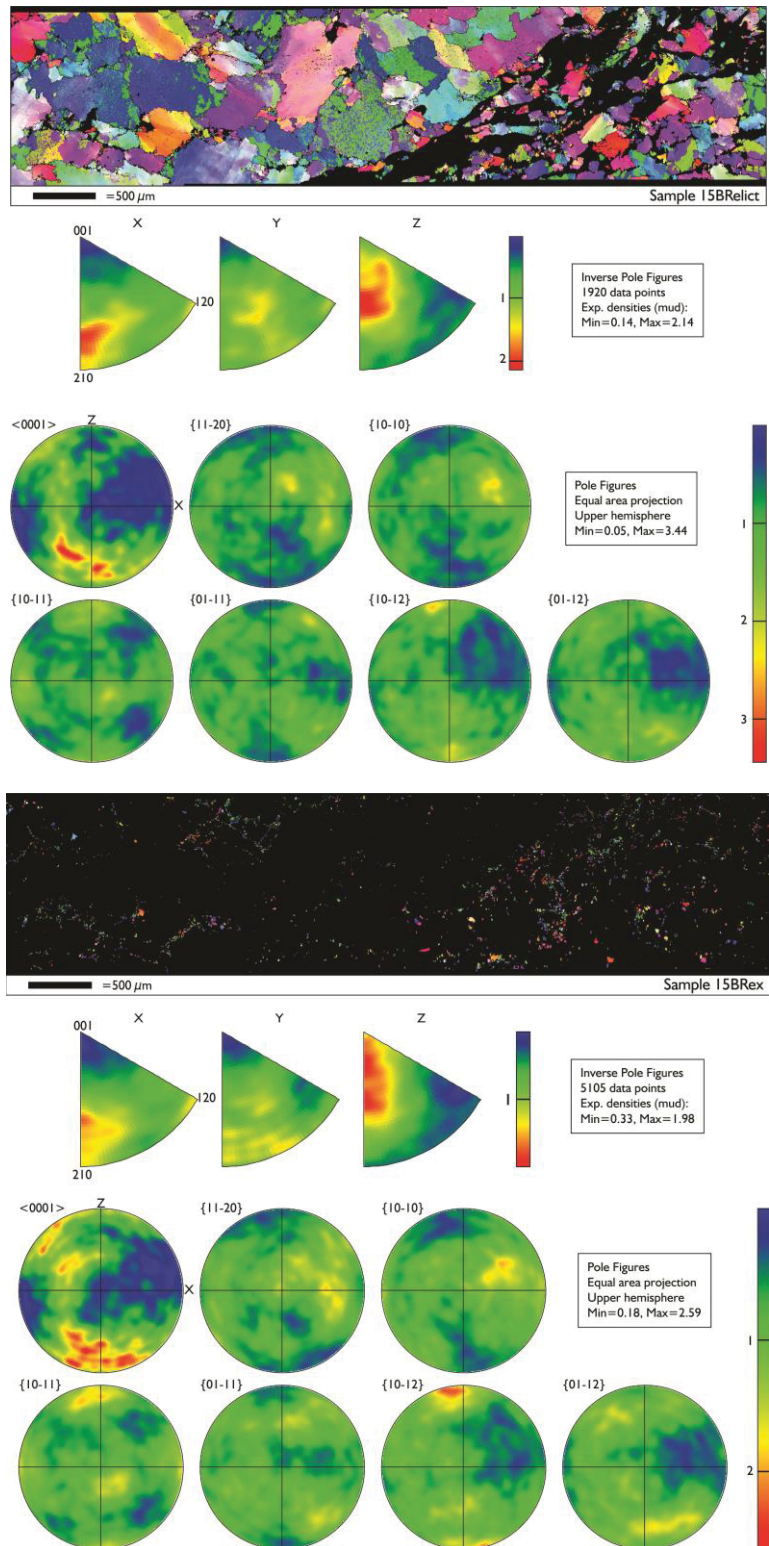


Figure SMB14 - Sample 15B inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

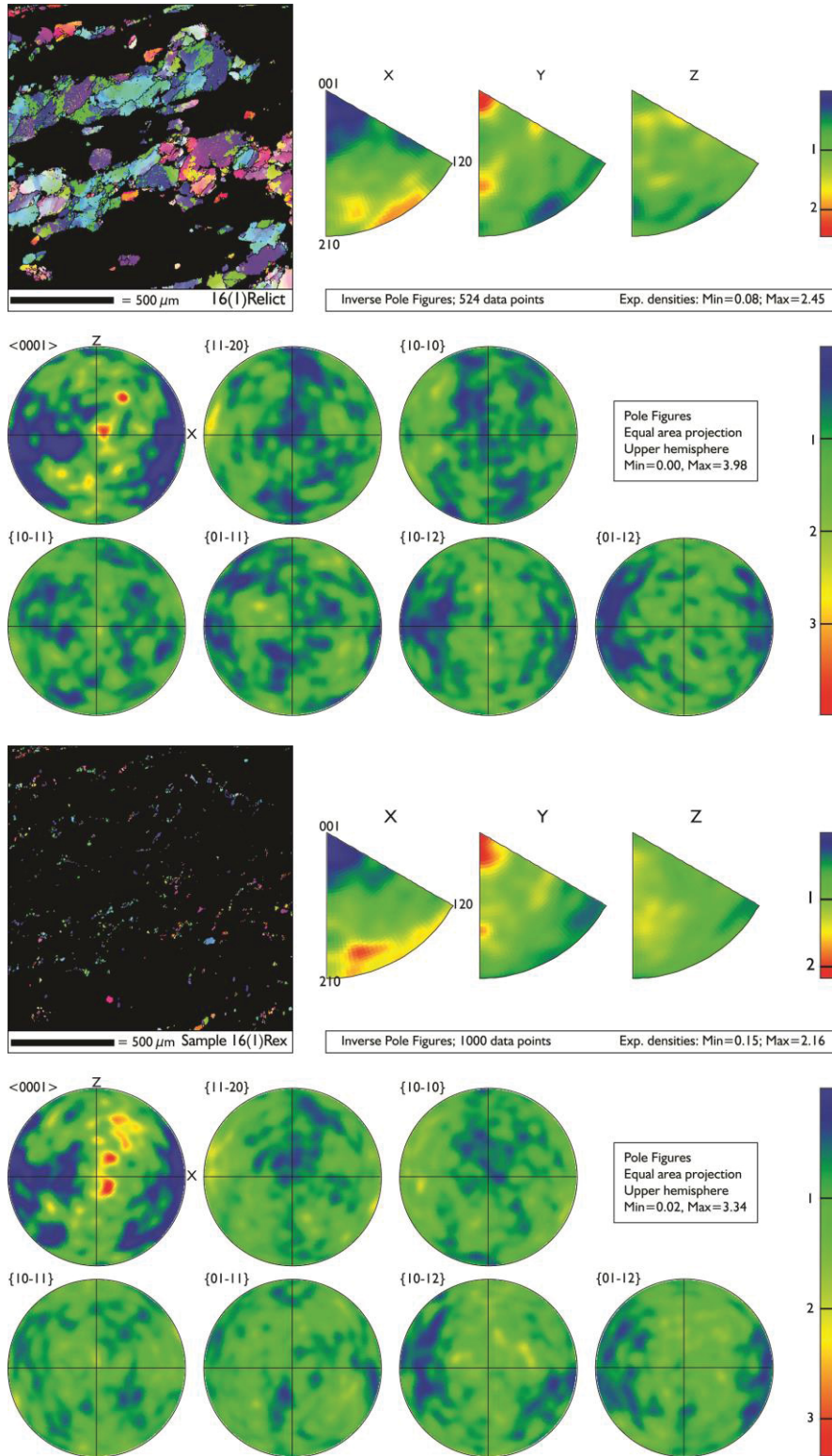


Figure SMB15 - Sample 16A inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.

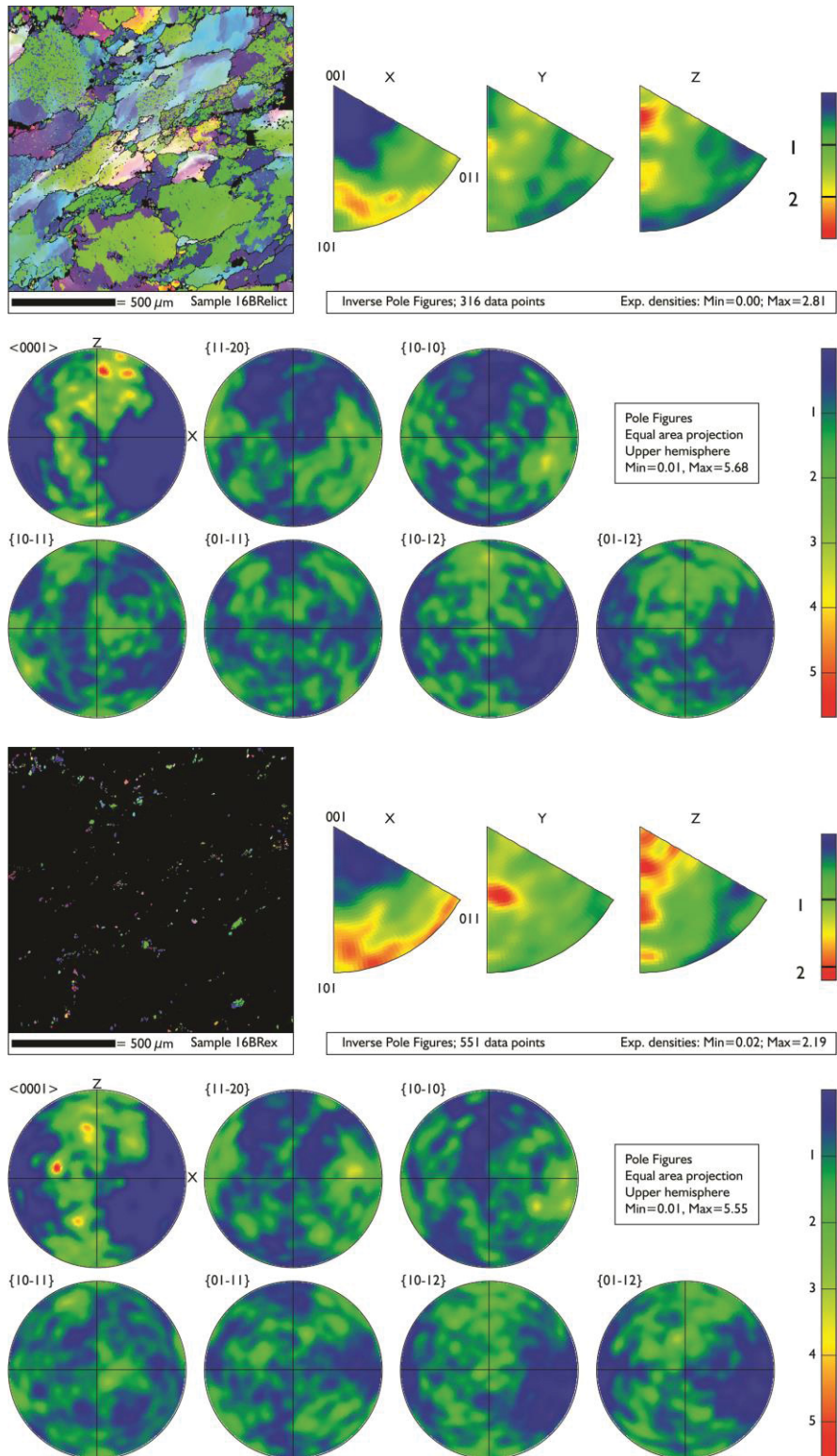


Figure SMB16 - Sample 16B inverse pole figure coloured maps in relation to X-axis, inverse pole figures and pole figures for the principal quartz crystallographic forms for the relict (upper) and recrystallized grains. Key for the inverse pole figure colouring can be found in Fig. SMA1. Pole figure projections on equal-area upper hemisphere stereonet.