

INDHOLDSFORTEGNELSE

Indledning	1
Opbygningen af specialet.....	1
Sprog	2
Taksigelse.....	2
Kapitel 1: Generelt om Kvarts.....	4
1.1 SiO ₂ -gruppens geologiske forekomst med hovedvægt på kvarts specielt α -kvarts.....	4
1.2 Faserelationer for de stabile lavtryks SiO ₂ -polymorfer.....	6
1.3 Strukturen af α - og β -kvarts, herunder brud i α -kvarts.	10
Brud og krystalloplastisk slip i α -kvarts	16
1.4 Tvillinger i α -kvarts.	17
Kapitel 2: Undersøgelser af relationen mellem Dauphiné tvillinger og plastisk deformation	26
Indledning	26
2.1 Eksperimentelle undersøgelser	26
Deformation af kvartskrystaller	26
Eksperimentiel deformation af kvarts polykrystaller.....	28
2.2 Observationer af Dauphiné tvillinger i naturlige kvartstektonitter	30
Indledning.....	30
Undersøgelser ved metoder uden oplysninger om forholdet mellem nabokorn.	31
EBSD undersøgelser med oplysninger om nabokorn relationer.	33
2.3 Dauphiné tvillingers betydning for de fysiske egenskaber af α -kvarts tektonitter	38
Seismisk p-bølge hastighed.....	38
Brud anisotropi.....	38
2.4 Afrunding.....	39
Kapitel 3: Anvendte analysemetoder	40
3.1 EBSD/EBSP teknikken.	40
Hvad er EBSD/EBSP?	40
Frembringelse af EBSP i Skanning elektron mikroskopet (SEM)	42

3.2 Kalibrering mellem koordinatsystemet for prøve, mikroskop og kamerakoordinatsystemer.	44
Grov kalibrering af geometrien i analyseapparatet.....	44
Fin kalibrering efter analyseforhold	45
Orientering af prøve i forhold til håndstykke.....	45
3.3 Udvikling af metodik til undersøgelse af korngrensefænomenerne.	47
I elektron Mikroskopet.....	47
Hvordan analyseres en misorientering mellem nabokrystaller.	48
3.4 Analyse af Dauphiné tvillingernes videre skæbne	49
Statistisk analyse af orienteringsdata	50
Kapitel 4: Resultater.....	51
Indledning	51
4.1 Regional geologi.....	51
Regionalgeologi for prøverne fra Troms området.....	51
Regionalgeologi for Mjøllfjell området.....	55
4.2 Beskrivelse af prøve 573 ud fra håndstykke og tyndslib.....	57
Beskrivelse.....	57
Fortolkning.....	59
4.3 beskrivelse af prøve Nø837 ud fra håndstykke og tyndslib.....	60
Beskrivelse.....	60
Fortolkning.....	62
4.4 Beskrivelse af prøve MJØLLFJELLST.1 efter observationer gjort i håndstykke og tyndslib.....	63
Beskrivelse.....	63
Fortolkning.....	64
4.5 Mikrostrukturer observeret i SEM for prøve Nø573.....	65
Beskrivelse.....	65
Fortolkning.....	66
4.6 Mikrostrukturer observeret i SEM for prøve Nø837	66
Beskrivelse.....	66
Fortolkning.....	67
4.7 Mikrostrukturer observeret i SEM for prøve MJØLLFJELLST.1	67
Beskrivelse.....	67
Fortolkning.....	67
4.8 Krystallografisk fabric for prøve NØO573.....	68

Beskrivelse.....	68
C-akser	68
Romber, de positive (r) og de negative (z).....	68
a-akser og polen til 110 planet	69
Misorienteringer mellem nabo korn	69
Rotations akser i prøvekoordinater (planche 4.8.3).....	70
Rotations akser i krystal koordinater (planche 4.8.4)	70
Fortolkning.....	71
4.9 Krystallografisk fabric for prøve Nø0837	72
Beskrivelse.....	72
C-akser	72
Romber, de positive(r) og de negative (z)	74
a-akser og 110 planer	75
Misorienteringer mellem nabo korn (figur 4.9.1).....	76
Rotations akser i prøvekoordinater (planche 4.9.5).....	77
Rotations akser i krystal koordinater (planche 4.9.6)	77
Rotations akser inden for Dauphiné toppen og med $\langle 001 \rangle$ som nærmeste rotations akse ($h+k+l \leq 3$).....	78
Fortolkning.....	78
4.10 Krystallografisk fabric for prøve MJØLLFJELLST.1	80
Beskrivelse.....	80
C-akser (planche 4.10.1).....	80
Romber, de positive r og de negative z	80
a-akser og 110 planet	81
Misorienteringer mellem nabokorn.....	81
Rotations akser i prøvekoordinater (planche 4.10.5).....	82
Rotations akser i krystal koordinater (planche 4.10.6)	83
Rotations akser inden for Dauphiné toppen og med $\langle 001 \rangle$ som nærmeste rotations akse ($h+k+l \leq 3$).....	83
Fortolkning.....	84

Kapitel 5: Diskussion.....	86
Indledning	86
5.1 Dauphiné tvillingernes mikrostruktur	86
5.2 Rombe, a-akse og c-akse fabrics.....	87
MJØLLFJELLST.1.....	87
NØO837	88
5.4 Rombe, a-akse og c-akse fabrics for korn med mindst én Dauphiné tvillinge grænse (planche 4.10.2 og 4.9.3)	89
5.4 Deformations regimer.....	90
5.5 Dauphiné tvillinger i relation til den kinematiske ramme	92
5.5 Dauphiné tvillingernes videre skæbne via heksagonal analyse af rotations akser	95
5.6 Antallet af Dauphiné tvillinger og signifikansen af piezocrescens	96
5.8 Andre måder hvorpå trigonale rombe fabrics kan dannes.....	96
Konklusion.....	97
Referencer	99

INDLEDNING

Opbygningen af specialet

Formålet med dette speciale var, via et petrofabric studie at klarlægge Dauphiné tvillingers rolle i α -kvarts tektonitter. Der er primært anvendt EBSD (se kapitel 3), men optisk mikroskopi har spillet en stor rolle ved beskrivelsen og fortolkningen af kvarts mikrostrukturerne. Jeg har valgt at fokusere mine undersøgelser på Dauphiné tvillinger og deres rolle i relation til den krystallografiske fabric og mikrostrukturerne i α -kvarts tektonitter. For at forstå disse relationer er det imidlertid nødvendigt at kunne anvende krystallografi og have kendskab til kvarts egenskaber og der er derfor indføjet et teoretisk kapitel om kvarts, som er ret omfattende. Dette kapitel er nødvendigt, hvis man skal være i stand til at forstå problemstillingen omkring Dauphiné tvillingers rolle i α -kvarts tektonitter.

Der er ikke noget feltkapitel, da der ikke er udført noget feltarbejde i forbindelse med dette speciale. I stedet for at fokusere på andres undersøgelser fra de områder hvor mine prøver kommer fra har jeg valgt i højere grad at fokusere på fænomenet Dauphiné tvillinger (kapitel 1 & 2) og andres undersøgelser af deres rolle i deformation af kvarts rige bjergarter og enkelt krystaller (kapitel 2). Selv om der ikke er fokus på den store ramme for de undersøgte prøver har jeg skrevet to korte regional geologi afsnit, som er indføjet i resultat kapitlet (kapitel 4). Regional geologien er heller ikke blevet tillagt nogen særlig stor vægt, da dette speciale ikke giver noget væsentligt bidrag i den henseende. Sagt med andre ord er dette speciale ikke et forsøg på at afklare de geologiske forhold i de undersøgte områder, men snarere et forsøg på at relatere signifikansen af Dauphiné tvillinger i kvarts tektonitter dannet deformeret under forskellige stress, strain, tryk og temperatur forhold.

Da EBSD er en analyse metode, som geologer i almindelighed ikke har den store kendskab til er der oprettet et særligt kapitel om såvel det praktiske som det teoretiske aspekt af denne metode, samt en kort forklaring af hvordan jeg har efterbehandlet mine EBSD data (Kapitel 3). Det praktiske aspekt er beskrevet i særlig stor detalje, specielt er orienteringen af håndstykke og prøve i forhold til hinanden grundigt beskrevet. Vægten på sidst nævnte er så høj, fordi jeg håber, at nogen vil bruge beskrivelsen til at skrive et program, som beregner rotationerne mellem håndstykke og prøve koordinat systemer, hvilket fjerner den ekstra usikkerhed, som man tilskriver data, ved at finde rotationerne ved hjælp af den stereografiske projektion. Hvis man ikke på forhånd har det store kendskab til kvarts, krystallografi, eller EBSD bør dette speciale læses kronologisk.

Sprog

Som de fleste specialer ved Afdelingen for Endogen Geologi er dette speciale forsøgt skrevet på dansk. Der er desværre en række specifikke fagudtryk, som enten er umulige at oversætte eller som er kluntede, når de oversættes til Dansk. I sådanne tilfælde har jeg valgt at benytte de engelske udtryk. Jeg har også forsøgt at trodse min dårlige formulerings evne og skrive det så simpelt som muligt. Hvis dette ikke helt er lykkedes benytter jeg denne lejlighed til at undskylde.

Taksigelse

Data grundlaget for dette speciale blev grundlagt ved utallige timers arbejde ved scanning elektron mikroskopet i kælderen på fysik ved Aarhus Universitet. Da det var vanskeligt at få tid ved mikroskopet, samtidigt med at indsamlingen af data var tidskrævende, har jeg tilbragt en del af mine aften timer ved mikroskopet. Jeg vil gerne takke min familie for at have accepteret dette. Ligeledes vil jeg takke Niels Østerby Olesen for råd og vejledning, samt hjælp til betjeningen af mikroskopet. Sidst nævnte skal også takkes for at have tjekket mine håndstykke opmålinger efter og for sin tålmodighed i faglige diskussioner, samt for at have gennemlæst de første af mine kapitler og kommet

med gode råd. Sten Røj Jacobsen takkes for sin hjælp med betjeningen af Wild mikroskopet, samt hjælp ved stensaven (både til savning af sten og reparation af rulleskøjter). Trine Klemensø skal takkes for sin korrektur læsning på mit resultat kapitel, samt for at tilbyde sin hjælp. Per Gisselø takkes for sin generelle hjælpsomhed, specielt omkring computere, software og printere. Svend Erik Rasmussen takkes for sin hjælp med at forstå krystallografien for α -kvarts. Birthe Schwartz takkes for hjælp med fremskaffelse af litteratur.

Data behandlingen til denne undersøgelse viste sig mere vanskelig end først antaget. Heldigvis var folkene ved HKL Software mere end villige til at hjælpe. Dels med udbedringer af fejl, dels med mere avancerede analyse metoder end dem der normalt anvendes ved analyse af EBSD data. I den henseende rettes der en særlig tak til Pat Trimby, som udviste stor interesse for at hjælpe mig i den afsluttende data analyse, specielt for hjælpen med at få plottet mine trigonale data i den heksagonale Laue gruppe 6mmm.

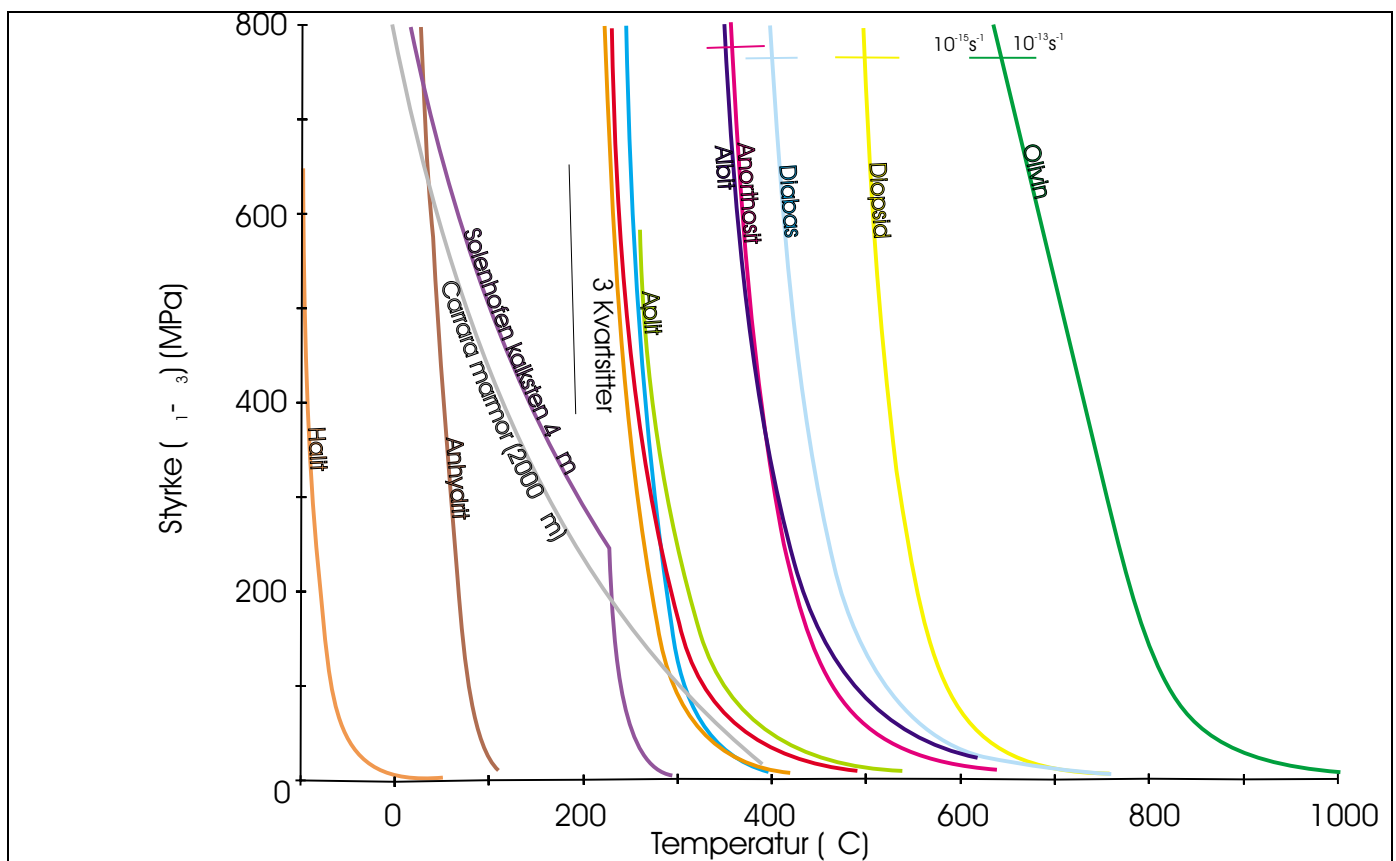
KAPITEL 1: GENERELT OM KVARTS

1.1 SiO₂-gruppens geologiske forekomst med hovedvægt på kvarts specielt α -kvarts.

Heaney (1994) beskriver SiO₂-gruppens geologiske forekomst. Med mindre andet er angivet er referencen Heaney (1994) reference i det følgende afsnit.

Kvarts tilhører gruppen af SiO₂ mineraler, der alle er tektosilikater. Gruppen udgøres af 6 stabile mineraler nemlig α - og β -kvarts, HP-tridymit, β -cristobalit, coesit, og stivshovit, samt mikrokrySTALLINE og amorfe faser som f.eks. opal og lechatelierit (SiO₂ glas). De 6 mineraler har hver deres stabilitetsfelt m.h.t tryk, temperatur og partialtryk af eventuelle fluider (figur 1.2.1). Her ud over findes der en række metastabile faser, som ofte forekommer naturligt, da de ofte har højere nukleationsrate end de stabile faser. Kvarts er langt det almindeligst forekommende og findes i de fleste geologiske miljøer, mens tridymit og cristobalit er vidt udbredte i vulkanske bjergarter og derfor ikke kan kaldes sjældne. Sandsynligvis har det meste SiO₂ engang været β -kvarts(muligvis også HP-tridymit og β -cristobalit), men da α -kvarts er den stabile fase ved betingelserne i den øvre skorpe, forefindes det meste kvarts også som α -kvarts i dag. α -kvarts er slutproduktet ved en række overfladeprocesser. F.eks. er α -kvarts mere modstandsdygtigt overfor både fysisk og kemisk nedbrydning end andre mineraler og bliver derfor slutproduktet ved nedbrydningen og transporten af nedbrydningsprodukterne af SiO₂ –mættede plutonske og vulkanske bjergarter , samt sedimentære og metamorfe bjergarter. Der er undtagelser, hvor SiO₂ rige sedimenter ikke er slutproduktet, som f.eks. ved laterisering i troperne. α -kvarts er også slutproduktet i diagenese af amorft silica. Coesit og stivshovit er

højtryksmineraller. Coesit forekommer ved jordens overflade som inklussioner i granat i bjergarter der har været subduceret til over 100 km's dybde for derefter at være bragt til højere skorpe niveau igen. Stivshovit forekommer i forbindelse med lynnedslag(fulguritter) og atomprøvesprængninger. Af de amorfe silica former er opal langt den mest almindelige. Opal findes f.eks. i de danske kridtaflejringer (Olesen pers komm.). Silica glasset lechatelierit er meget sjælden og forekommer i forbindelse med tektitter(glasdråber i forb. med meteorkrater) og fulguritter og geyserritter. Ud over at kvarts er et af de mest almindelige bjerartsdannede mineraler i skorpen er det også et af de mest tektonisk interessante, fordi det under mange forhold er det mest duktile mineral i skorpebjergarter, og derfor dominerer kvarts rheologi deformations egenskaberne af mange bjergarter (f.eks. (Wenk 1994)) (figur 1.1).



Figur 1.1: Plastiske styrker som en funktion af temperatur for en række af bjergarter og mineraler baseret på laboratorie eksperimenter. Styrker er beregnet for en strain rate på 10^{-14} s^{-1} med pinden i toppen som viser at kurven skifter 30-40 ° for en størrelses ordens skift i strain rate. Tektoniske strain rates bør være inden for rammen 10^{-13} s^{-1} til 10^{-14} s^{-1} (se Suppe (1985) figur 3-18) . Modificeret efter Suppe (1985).

1.2 Faserelationer for de stabile lavtryks SiO₂-polymorfer

I dette afsnit refereres der igen til Heaney (1994), hvis ikke der er nævnt en anden reference. De tre almindeligt forekommende SiO₂ mineraler, kvarts, tridymit og cristobalit er enantiomorfe.

De har hver deres stabilitetsfelt med hensyn til temperatur, tryk og H₂O-tryk (Fig. 1.2). Ved atmosfærisk tryk er α -kvarts stabilt op til en temperatur på 573 °C, mens β -kvarts mellem 573 og 867 °C (metastabilt over 870 °C), HP-tridymit mellem 867 og 1470 °C og β -cristobalit fra 1470 og til smeltepunktet ved 1727 °C . Der er endvidere indikationer på en intermediær fase mellem α - og β -kvarts i temperatur intervallet fra 873 til 874,3 °C. Det fremgår af figur 1.2.1, at lavtemperatur faserne destabiliseres ved en højere temperatur med stigende tryk. Dette er særligt udpræget for grænsen mellem α - og β -kvarts og grænserne mellem β -kvarts og HP-tridymit/cristobalit, mens det ikke er særligt udpræget for grænsen HP-tridymit og cristobalit. Forklaringen på hældningen af fasetransformationskurverne er, når der ses bort fra HP-tridymit/cristobalit faseovergangen, at lavtemperatur faserne er mere kompakte end højtemperatur faserne. Vægtfylderne for de enkelte faser afspejler hvor kompakt deres struktur er (figur 1.2.2). Hældningen af fasetransformationskurven mellem α - og β -kvarts er ca. $25,8 \pm 0,3$ °C/kbar. Der er undersøgelser som viser at stabilitetsfeltet for α -kvarts går mod højere temperatur, hvis der påføres et differential stress med σ_1 , dvs. hældningen af fasetransformationskurven stiger (Coe & Patterson 1969). Coe & Patterson (1969) konkluderer at forskydningen af fasetransformationskurven er konstant for forskellige hydrostatiske trykforhold, dvs. kurven forbliver en ret linie. De konkluderer endvidere at lignende gør sig gældende for hydrostatiske tryk fra 1 til 5 kb og at forskydningen af kurven relativt til det påførte differentialstress afhænger af orienteringen af kvarts c-aksen i

forhold til det påførte stress. Forskydningen af fase transformationskurven, $dT_{\alpha-\beta}$, kan i følge Coe & Patterson (1969) bestemmes efter følgende formel:

$$dT_{\alpha-\beta} = - \left(\frac{\partial T_{\alpha-\beta} / dP}{\partial \sigma_{ij}} \right)_{\sigma \neq \sigma_{ij}} \cdot d\sigma_{ij} \equiv -M_{ij} \cdot d\sigma_{ij},$$

hvor

$$M_{ij} \equiv - \left(\frac{\partial T_{\alpha-\beta}}{\partial \sigma_{ij}} \right)_{\sigma \neq \sigma_{ij}}, \quad i, j \in \{1, 2, 3\} \text{ og } \sigma_{ij} \text{ er positiv for tension}$$

der gælder for aksial kompression

$$\sigma_{22} = \sigma_{33} = \sigma_n \quad \text{og} \quad \sigma_{11} = \sigma_n + d\sigma = \sigma_n + (\sigma_{11} - \sigma_{33}) \quad \text{og} \quad \sigma_{ij} = 0 \text{ for } i \neq j$$

kombineres dette med det ovenstående udtryk fås det at fase transformationskurven kan beskrives analytisk efter følgende udtryk for de specielle orienteringer af kvarts hvor $\sigma_{11} \perp c\text{-aksen}$ eller $\sigma_{11} \parallel c\text{-aksen}$:

$$dT_{\alpha-\beta} = - \left(\frac{\partial T_{\alpha-\beta} / dP}{\partial \sigma_{11}} \right)_{\sigma \neq \sigma_{ij}} \cdot d\sigma_{11}$$

som efter Coe & Patterson (1969) kan skrives:

$$dT_{\alpha-\beta} = -10.6 \pm 0.4^\circ\text{C} / kb \cdot d\sigma_{11} \text{ for } \sigma_{11} \perp c\text{-aksen}$$

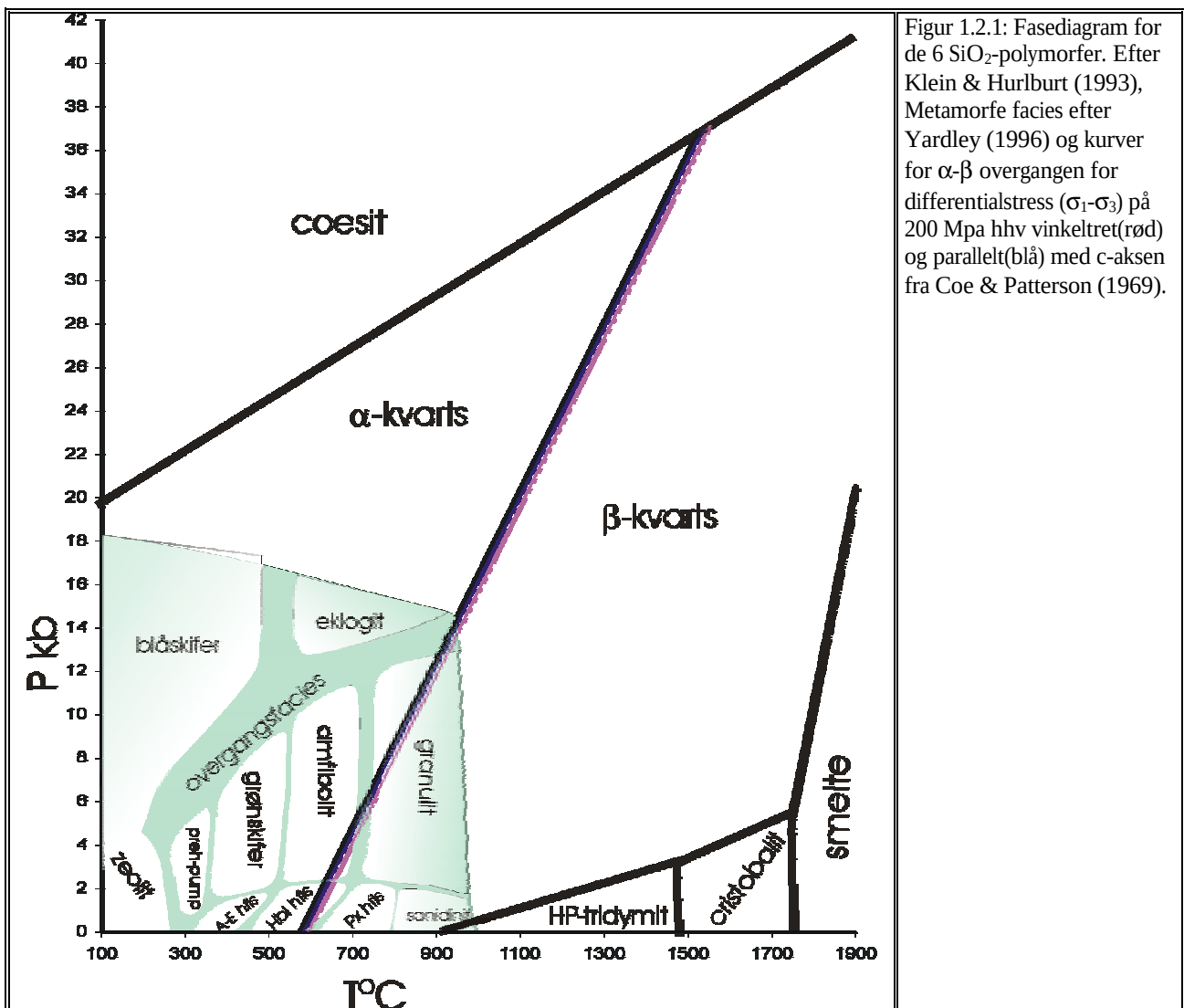
og

$$dT_{\alpha-\beta} = -5.0 \pm 0.4^\circ\text{C} / kb \cdot d\sigma_{11} \text{ for } \sigma_{11} \parallel c\text{-aksen}$$

Alle andre orienteringer af σ_1 i forhold til c-aksen vil give værdier mellem de to yderpunkter, 10.6 ± 0.4 -og $5.0 \pm 0.4^\circ\text{C} / kb$. Fasekurven for forskellige differential stress kan beregnes, idet $dT_{\alpha-\beta}(\text{total})/dP = \sum dT_{\alpha-\beta}(d\sigma_{ij})/dP + dT_{\alpha-\beta}(\text{hydrostatisk})/dP$. Ord & Christie (1983) angiver flow stress (=differential stress) for Moine mylonitterne ved stack of Glencoul på op til 200 Mpa=2 kb. Dette passer med generelle betragtninger for lav temperatur deformation i Passchier & Trouw (1998), som også gør opmærksom på at der

ved højere temperaturer kun forekommer differential stress på nogle få Mpa. Sættes de 2kb ovenstående ind i udtrykket for $dT_{\alpha\beta}(\text{total})/dP$ og antages der aksial kompression fås det at $dT_{\alpha\beta}(\text{total})/dP = 10.6^{\circ}\text{C} + 25.8^{\circ}\text{C}/\text{kb} \cdot \sigma_n$ for $\sigma_1 \perp C$ -aksen og $dT_{\alpha\beta}(\text{total})/dP = 5.0^{\circ}\text{C} + 25.8^{\circ}\text{C}/\text{kb} \cdot \sigma_n$ for $\sigma_1 \parallel C$ -aksen (figur 1.2.1).

Øget H_2O -partialtryk ser ud til at øge stabiliteten af højtemperaturfaserne ved højere tryk, således at hældningen af fasetransformationskurven og smeltepunktet falder med stigende H_2O -partialtryk (Berry & Mason 1959).



Faseovergangen mellem α - og β -kvarts, kræver ingen brydning af bindinger, men sker ved rotationer og forskydninger i strukturen. Overgangen mellem β -kvarts og HP-

tridymit, overgangen mellem β -kvarts og β -cristobalit og overgangen mellem β -cristobalit og HP-tridymit kræver alle brydning af bindinger. Som for kvarts eksisterer der også høj og lav temperatur udgaver af tridymit og cristobalit. Fasetransformationen mellem disse kræver heller ingen brydning af bindinger, men sker ligeledes ved forskydninger og rotationer i strukturen. I alle tilfælde betyder strukturændringerne at den høje udgave har den højeste grad af symmetri. Konsekvenserne af disse fasetransformationsforhold er at overgangen mellem høj og lav faserne er hurtig og reversibel, mens faseovergangen mellem kvarts, HP-tridymit og cristobalit er langsom. Dette betyder at cristobalit og HP-tridymit findes bevaret i bjergarter, der i dag er uden for deres stabilitetsfelter. Andre faktorer, som f.eks. nukleationshastigheden, spiller imidlertid også ind på hvilken fase der bliver dannet. Eksistensen af katalysatorer som f.eks. H_2O kan endvidere have ført til at der under hurtig krystallisation er dannet tridymit og/eller cristobalit, såfremt disse har haft højere nukleationshastighed. α - og β -kvarts udkrystalliserer aldrig under forhold uden for deres stabilitetsfelter, men β -kvarts kan som tidligere nævnt eksistere metastabilt over $867^\circ C$ (Berry & Mason 1959). Man skal dog være opmærksom på at differentialstresset, som tidligere nævnt, ændrer fasetransformationskurven mellem α - og β -kvarts (Coe & Patterson 1969)(figur 1.2.1).

Fase	Vægtfylde(ρ)	T for ρ -bestemmelsen	Reference
α -kvarts	2,6495	$25^\circ C$	(Will et al. 1988)
β -kvarts	2,5334	$590^\circ C$	(Wright & Lehmann 1981)
HP-tridymit	2,1832	$460^\circ C$	(Kihara 1978)
β -cristobalit	2,205	$300^\circ C$	(Schmahl et al. 1992)

Figur 1.2.2: Vægtfylder for de almindeligste lavtryks SiO_2 polymorfer. Efter Heaney (1994).

1.3 Strukturen af α - og β -kvarts, herunder brud i α -kvarts.

Dette afsnit er skrevet ud fra Heaney (1994), der giver en glimrende oversigt over lavtryks SiO_2 polymorferne. Beskrivelserne er baseret på højrehåndede koordinatsystemer og krystallografiske retninger er angivet i Miller indices (hkl) eller Miller-Bravais indices (hkil). Sammenhængen mellem Miller -og Miller-Bravais indices er beskrevet i Mckie & Mckie (1986). I Miller systemet angives retninger i (UVW), mens det tilsvarende for Miller Bravais notationen er Weber notationen (uvtw)(Mckie & Mckie 1986). Figur 1.3.1 viser omregningen fra det ene til det andet system. Det ses at beregningen er simpel for planer, mens den er noget mere kompleks for retninger. Grunden til at man har indført Miller-Bravais og Weber notationen er at de giver et bedre billede af symmetrien i trigonale og heksagonale mineraler. Det ses let hvilken notation der er brugt, idet Miller notationen bruger tre symboler, mens Miller-Bravais og Weber notationen bruger fire symboler. En retning inklusive dens symmetrisk ævivalente retninger er angivet i $\langle \rangle$, mens en specifik retning er det angivet med $[\]$. Planer inklusive deres symmetrisk ækvivalente er angivet med $\{ \}$, mens det specifikke plan er angivet med $()$.

O m r e g n i n g e r f o r p l a n e r			
Indices		Miller(hkl) til Miller-Bravais(hkil)	
Indices		Miller-Bravais(hkil) til Miller(hkl)	
h	= h (Miller)	h	=h (Miller-Bravais)
k	=k (Miller)	k	=k (Miller-Bravais)
i	=-h-k	l	=l (Miller-Bravais)
l	=l (Miller)	indices i fra Miller-Bravais fjernes ved omregningen til Miller	
O m r e g n i n g e r f o r r e t n i n g e r			
Weber symbol		Miller (UVW) til Weber (uvtw)	
Weber symbol		Miller symbol	
u	=(2U-V)/3	U	=u-t
v	=(2V-U)/3	V	=v-t
t	=-((U+V)/3)	W	=w
w	=W		

Figur 1.3.1. Omregning fra Miller til Miller-Bravais og Weber og det omvendte.

Figur 1.3.1. Omregning fra Miller til Miller-Bravais og Weber og det omvendte.

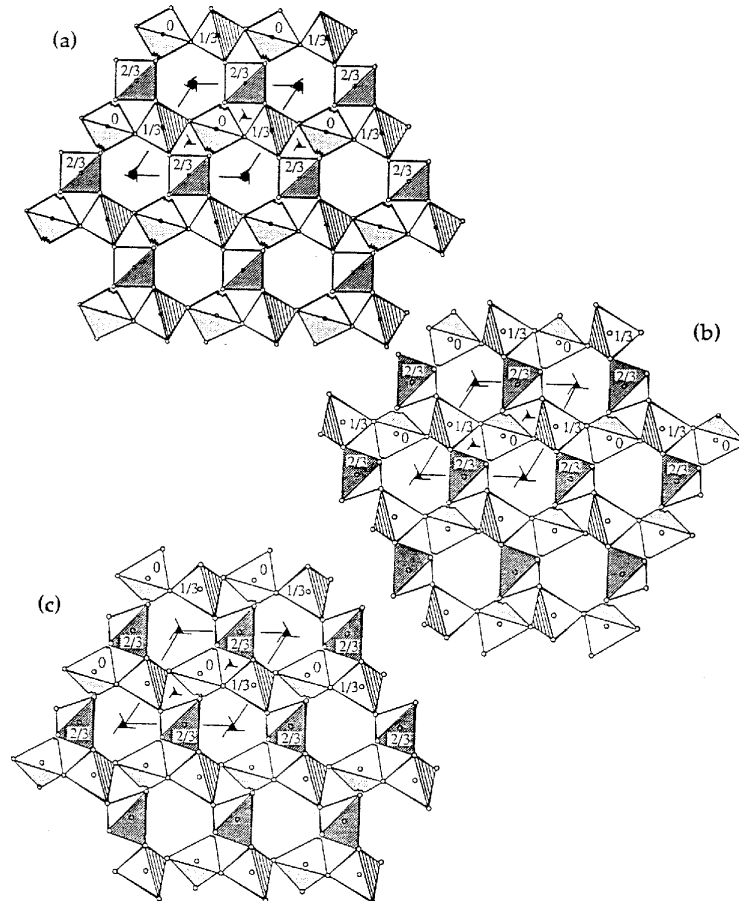
β -kvarts strukturen kan meget kort beskrives som parrede tetrahedrale kæder af SiO_4 tetrahedra. Egentlig er disse kæder små spiraler, men for nemhedens skyld er de i den fortsatte beskrivelse omtalt som kæder. Kæderne spiralerer den samme vej omkring 6_2 eller 6_4 skrueakser, der er parallelle med c-aksen. De to parrede kæder er relaterede gennem en 2-foldig rotation i den 6-foldige skrueakse. Til sammen danner 6 kæder spiraler, der omgiver åbne kanaler parallelle med c-aksen. Disse ser heksagonale ud i projektion parallelt med c-aksen. Internt har SiO_4 kæderne 3-tallig skrueakse symmetri, men de er indbyrdes relaterede af 6-foldige skrueakser (figur 1.3.2a). De 3-tallige skrueakser roterer den modsatte vej af den 6-foldige skrueakse, i hvilken de er indholdt (figur 1.3.2a). β -kvarts tilhører $P6_422$ eller $P6_222$, afhængig af om det er hhv venstre- eller højrehåndet. Venstrehåndet β -kvarts har venstrehåndet rotation af tetraederne og højrehåndet β -kvarts har højrehåndet rotation af tetraederne. $P6_422$ svarer til rotation af tetraederne mod venstre, og venstrehåndede 6-foldige skrueakser, altså venstrehåndet. $P6_222$ svarer til rotation af tetraederne mod højre og højrehåndede 6-foldige skrueakser, altså højrehåndet. Der er således overensstemmelse mellem hånden af SiO_4 spiralerne og den 6-tallige skrueakse for β -kvarts (figur 1.3.5). På figur 1.3.2a ses strukturen af venstrehåndet β -kvarts i projektion parallelt med c-aksen.

Overgangen fra β -kvarts strukturen til α -kvarts strukturen, kan beskrives ved rotation af SiO_4 tetrahedraene omkring akser parallelt med $\langle 100 \rangle$ retningerne, med vinklen θ , som antager $\pm 16,3^\circ$ ved stuetemperatur. Dette ses på figur 1.3.3, hvor rotationen af figur 1.3.2a fører til dannelsen af strukturen på figur 1.3.2c. Rotation af strukturen på figur 1.3.2a om samme akser men i modsat retning fører til dannelsen af strukturen på figur 1.3.2b. På figur 1.3.2 ses det at strukturen på figur 1.3.2b, svarer til strukturen på figur 1.3.2c hvis man roterer den 180° om c-aksen. Dette svarer til en Dauphiné tvilling (dette beskrives mere indgående senere), hvilket også passer med at der ofte ses dannelse af Dauphiné tvillinger ved faseovergangen fra β -kvarts til α -kvarts. Ved

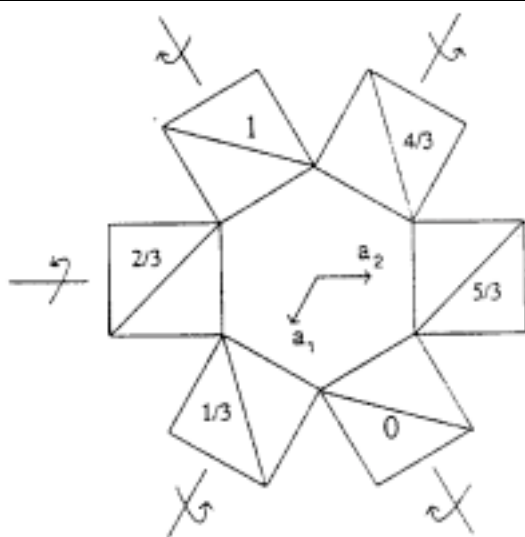
selve tvillingegrænsen er $\theta = 0^\circ$, mens den gradvist ændres til $16,3^\circ$ på den ene side og $-16,3^\circ$ på den anden side af grænsen (stuetemperatur).

Det ses også på figur 1.3.2 at hånden på spiralerne forbliver den samme ved fase transformationen fra β -kvarts strukturen til α -kvarts strukturen. Hånden af α -kvarts kan derfor passende bestemmes ved hånden af SiO_4 spiralerne, da venstrehåndet β -kvarts dermed transformeres til venstrehåndet α -kvarts og højrehåndet β -kvarts til højrehåndet α -kvarts. Hånden af spiralerne afspejles i α -kvarts morfologi. I venstrehåndet kvarts følger fladerne z, s og x en venstrehåndet spiral og i højrehåndet kvarts en højrehåndet spiral (figur 1.3.3 og illustreret i 3D for venstrehåndet kvarts på planche 1.3.1 (husk 3D brillerne)). Mens spiralerne bevarer deres hånd ved transformationen skifter skrueakserne til gengæld hånd. $P6_422$ bliver til sin undergruppe $P3_121$ og $P6_222$ til sin undergruppe $P3_221$. Det skal understreges, at ændringen i hånden på den skrue akse, der navngiver rumgruppen, skyldes det simple faktum at 3_1 er indeholdt i 6_4 , og 3_2 er indeholdt i 6_2 , i β -kvarts strukturen. tredimensionelle fremstillinger af skrueakser og helixer letter forståelsen af forskellen mellem disse i α -kvarts strukturen (planche 1.3.2 husk 3D-brillerne!!). Hånden af kvarts kan ses optisk, idet højrehåndet kvarts fører til højrehåndet rotation af lyset og omvendt for venstrehåndet kvarts. Dette medfører at for højrehåndet kvarts bliver svingningsplanet for planpolariseret lys roteret med uret, mens det bliver roteret mod uret for venstrehåndet kvarts når man ser med lysets udbredelsesretning. Da α -kvarts er en trigonal struktur i et heksagonalt gitter fører dette til, at de krystallografiske a-akser, $\langle 100 \rangle$, er polare. Dette kommer bl.a. til udtryk ved at kvarts er piezoelektrisk. På figur 1.3.5 ses data for venstre- og højrehåndet α - og β -kvarts. Den indre struktur giver anledning til dannelsen af en række morfologiske flader (figur 1.3.4 og planche 1.3.1). A-akserne for kvarts er defineret ud fra disse morfologiske flader til at ligge vinkelret på c-aksen, der hvor prisme m planerne skærer hinanden og parallelt med totals aksen, således at den positive ende set fra origo har r-romber på venstre side og z-romberne på højre side (figur 1.3.7 og forsiden). I tabellen, figur 1.3.6 ses indices for og vinkler mellem en

række flader i α -kvarts. Figur 1.3.7 viser de forskellige planer i en stereografisk projektion (øvre halvkugle) for højre –og venstrehåndet kvarts og de tre vigtigste tvillingelove i kvarts, nemlig Dauphiné, Brazil og Japanske (se afsnit om tvillinger i α -kvarts)

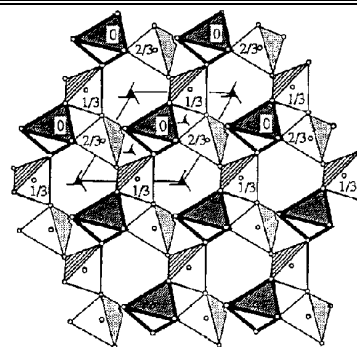
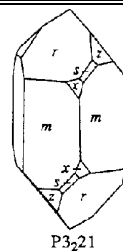


Figur 1.3.2: Projektion af β - og α -kvarts strukturen, set langs c-aksen. (a) venstrehåndet β -kvarts, $P6_422$ og (b) venstrehåndet α -kvarts i konventionel repræsentation (højrehåndet koordinatsystem). (c) α -kvarts i revers repræsentation (venstrehåndet koordinatsystem). (b) og (c) danner sammen en Dauphiné tvilling. Efter Heaney (1994).

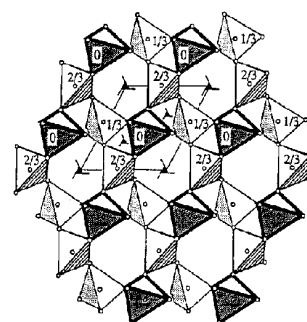
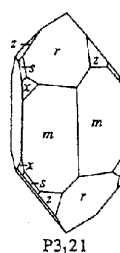


Figur 1.3.3: Forklaringsmodel for inversionen fra β - til α -kvarts. Rotation af SiO_4 tetraederne omkring $\langle 100 \rangle$ retningerne giver α -kvarts strukturen, ud fra β -kvarts strukturen. Efter Heaney (1994).

Højrehåndet



Venstrehåndet



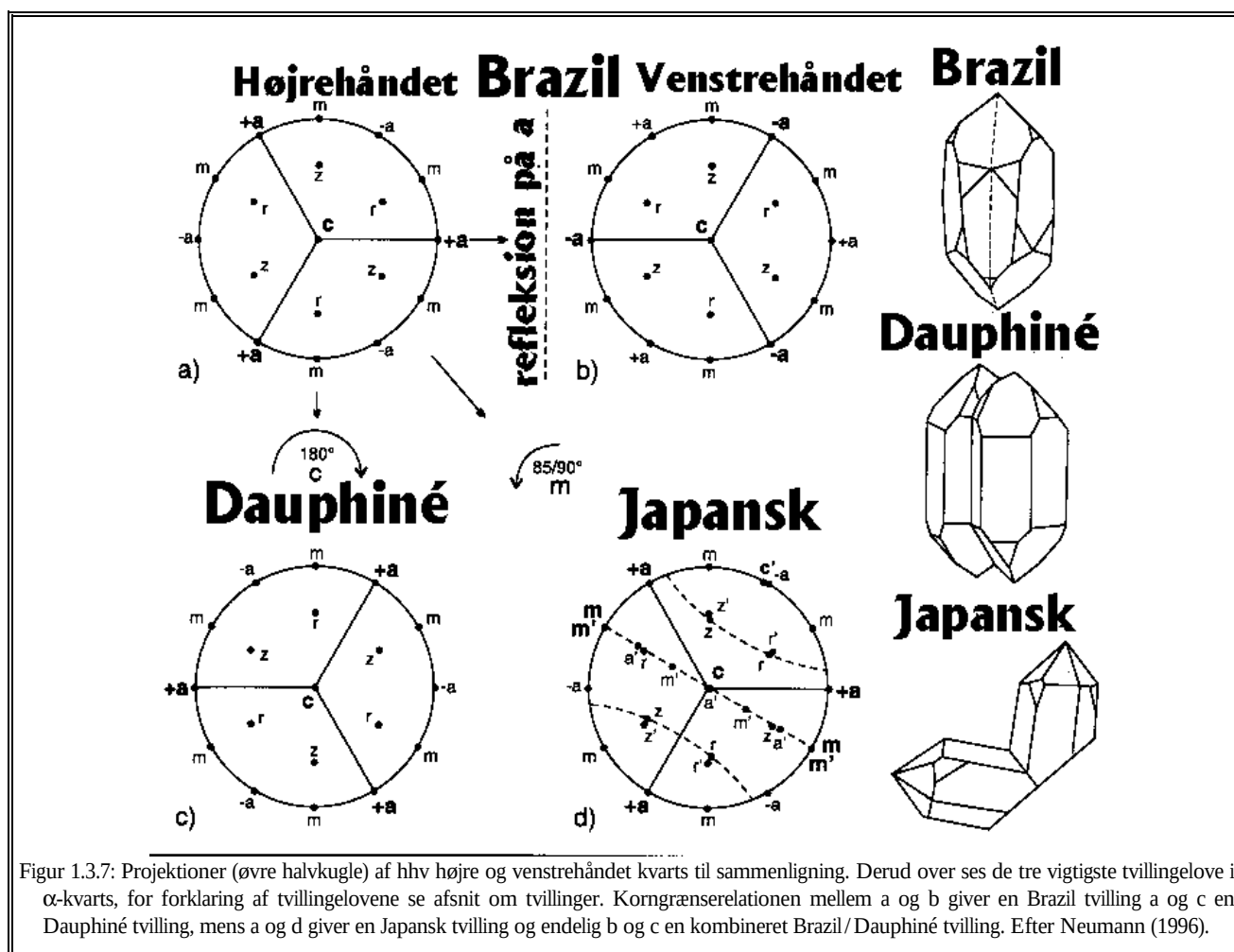
Figur 1.3.4: Projektioner af, og morfologiske skitser af, hhv venstrehåndet($P3_121$)- og højrehåndet($P3_221$) α -kvarts. Modificeret efter Heaney (1994).

Enhedscelle:	β -kvarts		α -kvarts	
a(Å)	4,9977		4,91239(4)	
c(Å)	5,4601		5,40385(7)	
V(Å ³)	118,11		112,933	
ρ (g/cm ³)	2,5334		2,6495	
Hånd af spiraler og dermed kvarts:	Venstre	Højre	Venstre	Højre
Hånd af skrue akse	Venstre	Højre	Højre	Venstre
Rumgruppe:	P6 ₄ 22	P6 ₂ 22	P3 ₁ 21	P3 ₂ 21
Atom positioner				
x(Si)	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	0,4701	0,5299
y(Si)	0	0	0	0
z(Si)	0	0	1/3	2/3
x(O)	0,2072	0,2072	0,4139	0,5861
y(O)	0,4144	0,4144	0,2674	0,7326
z(O)	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	0,2144	0,7856

Figur 1.3.5: Data for β -kvarts ved 590°C fra Wright & Lehmann (1981) og α -kvarts fra Will et al. (1988) ved 25°C. (modificeret efter Heaney (1994))

Flade	Indices	vinkler	
m	{100}	(101)($\bar{1}11$)	85° 46'
r	{101}	(101)(011)	46° 16'
z	{011}	(100)(101)	38° 13'
s'	{111}	(100)(011)	66° 52'
's	{2 $\bar{1}1$ }	(100)(111)	37° 58'
x'	{511}	(100)(511)	12° 1'
'x	{6 $\bar{1}1$ }		

Figur 1.3.6: Indices for ,og vinkler mellem, en række morfologiske planer i α -kvarts. Efter Berry & Mason (1959).



Brud og krystalloplastisk slip i α -kvarts

Det har længe været kendt at brudstyrken er forskellig for de enkelte krystallografiske planer i kvarts. Frondel (1962) beskriver brud i kvarts og konkluderer ud fra at kvarts er et tektosilikat og derfor er opbygget af et SiO_4 netværk at brud i alle retninger kræver brud af Si-O bindinger. Set ud fra tætheden af bindinger langs de enkelte planer konkluderer Frondel (1962) at brudstyrken stiger i følgende række: r/z, m, c og a. Da bindingstætheden er den samme i r- og z-planerne må forklaringen på lettere brud langs r-planerne jvf Frondel (1962) være at r-planerne set på atomar skala er mere glatte end z-planerne. r-plan brud er af nogle blevet observeret som værende mere regulære og lettere at producere end z-plan brud Frondel (1962). Dog er brud på r- og z-planer er dog også beskrevet som værende ens (Frondel 1962). Ferguson et al. (1987) har målt brudstyrken for

$r=1.74\text{MNm}^{-3/2}$, $m=2.14\text{MNm}^{-3/2}$ og $c=2.40\text{MNm}^{-3/2}$. Der foreligger imidlertid ikke nogle klare beviser for at brud langs r-planerne er nemmere end langs z-planer. De er i hvert fald i følge forfatterens viden ikke kvantificeret. Frondel (1962) foreslog at bruddannelse kan være associeret med eller afgrænset af sekundær Dauphiné tvillingdannelse (forklaring om Dauphiné tvillinger i afsnit 1.4). For yderligere uddybning i emnet omkring brud i kvarts kan Frondel (1962) og referencerne heri være et glimrende udgangspunkt.

Plastisk slip i kvarts vil også følge bestemte krystallografiske planer. Disse er undersøgt via eksperimentel deformation af enkelt krystaller eller ved at identificere dilokationer og deres burges vektorer i TEM (Wenk 1994). De veletablerede slip systemer i α -kvarts udviser heksagonal symmetri, og hvis det kun var disse der var aktive ville man forvente at α -kvarts orienterings fordelinger også var heksagonale. Den plastiske styrke af α -kvarts påvirkes stærkt af H_2O indholdet, dvs ”våd” kvarts deformeres lettere end ”tør” kvarts (kapitel af Kronenberg i samme bog som Wenk (1994) i Wenk (1994)). De mest almindelige slipsystemer i α -kvarts er i følge (Hobbs 1985, Twiss & Moores 1997):

Ved lav temperatur

$(001)\langle 110 \rangle$ (basal $\langle a \rangle$)

ved højere temperatur bliver andre slip systemer også aktive

$\{10\cdot10\}\langle 1\cdot210 \rangle$ (prisme $\langle a \rangle$)

$\{10\cdot10\}\langle 1\cdot213 \rangle$ (prisme $\langle c+a \rangle$)

$\{1\cdot101\}\langle 11\cdot20 \rangle$ (r $\langle a \rangle$)

Ved temperaturer over 650 °C og ”våde” forhold:

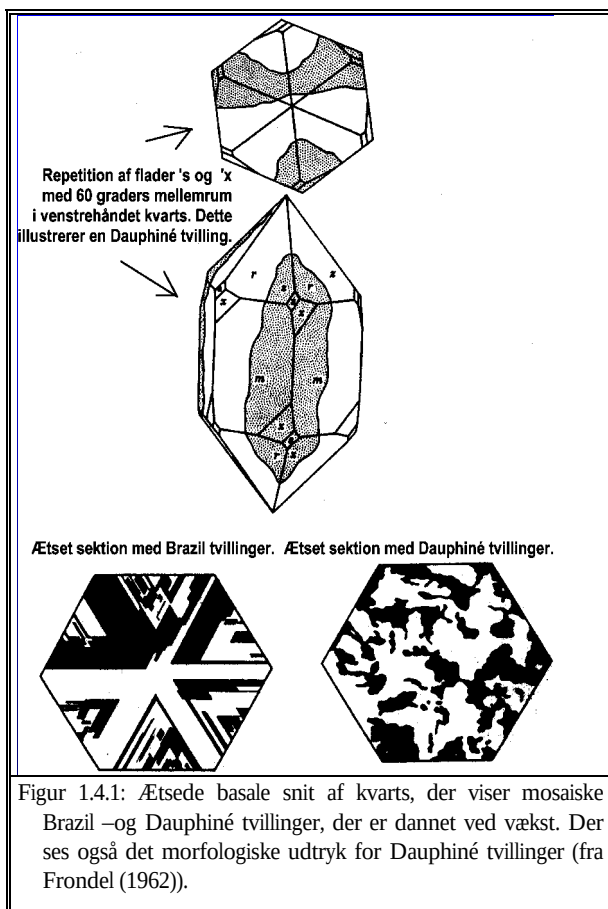
$\{100\}\langle 001 \rangle$ (prisme $\langle c \rangle$)

1.4 Tvillinger i α -kvarts.

Der er adskillige typer tvillingeløse i α -kvarts, og det er mere regelen end undtagelsen at der er tvillinger i kvartskrystaller. Frondel (1962) giver en udførlig beskrivelse

af disse. Afsnittet er derfor hovedsageligt baseret på hans beskrivelser. Dog er har jeg lavet enkelte tilføjelser fra anden litteratur. I så fald er den anden reference angivet. Tvillingelovene kan opdeles i to hovedgrupper :

- 1) Akseparallelle tvillinger, som oftest er penetrations tvillinger. Denne gruppe omfatter Dauphiné (figur 1.3.7 og figur 1.4.1), Brazil (figur 1.3.7 og figur 1.4.1) og kombinerede tvillinger. Dauphiné og Brazil tvillinger er de hyppigst forekommende tvillinger i kvarts.
- 2) Akseinklinerede tvillinger, der oftest er kontakt tvillinger. Gruppen omfatter vigtigst af alt de Japanske tvillinger (figur 1.3.7), og ud over det en lang række sjældne og tvivlsomme tvillingelove (se Frondel (1962) for yderligere uddybning).



Brazil tvillinger kombinerer en venstre og en højrehåndet krystal. Dette kan betragtes som en spejling, og kunne ikke have ladet sig gøre hvis strukturen havde indeholdt et spejlplan. De krystallografiske a-akser forbliver parallelle, men skifter fortegn. Brazil tvillinger forekommer ofte i ametyst fra Brasilien, heraf navnet. Det er også kun i ametyst ,at det er normalt, at Brazil tvillinger forekommer alene. Oftest forekommer Brazil tvillinger sammen med andre typer tvillinger, da de fleste kvarts krystaller indholder flere tvillinger. De andre tvillinger udgøres for det meste af Dauphiné tvillinger, som er de mest almindelige i kvartsen. $\{110\}$ planet tjener som

tvillingegrænse i Brazil tvillingerne .I makroskopiske krystaller vil shear stress på (001)

danne Brazil tvillinger i domæner afgrænset af (001) (McLaren et al. 1967). Brazil tvillinger kan danne lammeller der ligner de polysyntetiske tvillinger som man kender fra feldspat. Ametyst tjener som nævnt ofte som vært for Brazil tvillinger dannet ved vækst. Her er tvillinge grænsen ofte $\{101\}(r)$, sjældnere $\{011\}(z)$ og ses ofte som vekslende lameller parallelt med r eller r & z . Dette er observeret af Frondel (1962) og Schmetzer (1987) ved hjælp af lys optiske metoder. Tilsyneladende er lamellerne altid tilstede i ametyst. Ellers forekommer Brazil tvillinger mest som små geometrisk veldefinerede satellitter i en større krystal af modsat hånd. Vækst tvillingerne ser ud til at være dannet i forbindelse med et jernindhold i dannelses fluiderne (Koiva & Fritsch 1989, McLaren & Pikethley 1982). Dette bekræftes eksperimentielt i forbindelse med syntetisering af tvillingerne, og af at de hovedsageligt forekommer i ametyst, som menes at indeholde jern i strukturen, som medfører defekter, der giver ametysten sin violette farve. TEM-undersøgelser har vist at forskydningsvektoren for vækst tvillinger er $\pm 1/2 \langle 110 \rangle$, og $2/3$ af Si kationerne er sammenfaldende (McLaren & Pikethley 1982). Brazil tvillinger forsvinder ikke ved opvarmning af kvarts over 573°C , idet SiO_4 spiralernes hånd bevares (se tidligere afsnit om strukturen af kvarts i dette kapitel). Den forskellige rotationshånd i de to tvillinge individer kan observeres i det optiske mikroskop (se afsnit 1.3 om strukturen af kvarts). Tvillinge grænserne er ofte rette for Brazil tvillinger og følger krystallografiske planer (fig. 1.10). Mens Brazil tvillingerne er hyppige i ametyst er de yderst sjældne i røgkvarts. Grænsen mellem de enkelte domæner indeholder sandsynligvis amorft materiale, idet (González-Mañas et al. 1993) observerede ikke diffrakterende materiale ved grænserne. D.v.s i følge dette er Brazil tvillingerne ikke simple planare defekter. En beskrivelse af TEM undersøgelser af tvillinge fænomener er givet i McLaren (1991).

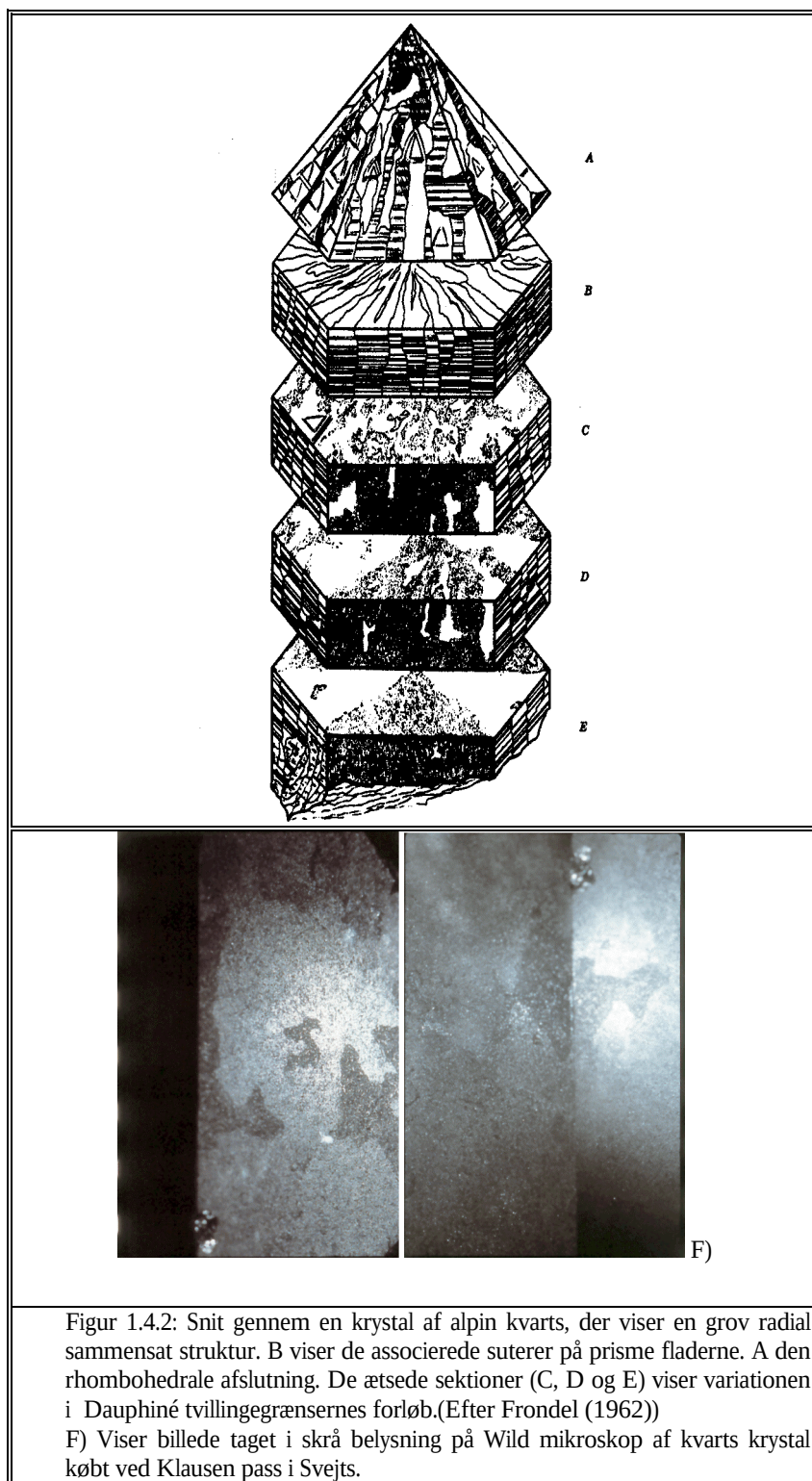
Dauphiné tvillingerne kan, modsat Brazil tvillingerne, ikke ses i det optiske mikroskop, med mindre specielle ætsningsteknikker tages i brug. Kun i sjældne tilfælde kombineres de to tvillingelove. Dauphiné tvillinger er en 180° rotation af de to individer i forhold til hinanden, med c -aksen som misorienteringsakse (fig. 1.10). Dette kan på grund af den trigonale symmetri betragtes som en 60° rotation om c -aksen ($60 = 180 - (360/3)$),

Dette bytter om på plus og minus enderne på a-akserne, altså ligesom en Brazil tvilling. Betragtes strukturen tæt omkring tvillingegrænsen, er strukturen hverken α -kvarts strukturen eller den heksagonale β -kvarts struktur (Putnis 1992). Dauphiné tvillinge individerne har modsat rettede elastiske parametre. Disse er beregnet af McSkimin et al. (1965), som ikke tager hensyn til hånden af kvartskrystallen. Dette har ingen betydning m.h.t. de elastiske parametre, der er centrosymmetriske, og en højrehåndet spiral kan derfor antages e.g. (Mainprice et al. 1993). De parametre, som har forskellig størrelse i de to tvillinge individer, er Young's modulus, uniaksial eftergivenhed (engelsk: compliance) (S_{111}), lineær kompressibilitet og seismisk P-bølge hastighed (Mainprice 1999 pers. kom. i (Lloyd 2000)). Maksimummet i Youngs modulus (1.30Mb) og dermed minimum eftergivenhed (0.77Mb^{-1}) ligger parallelt med z-rhomberne, mens minimum i Youngs modulus (0.96Mb) og maksimum i eftergivenhed (1.45Mb^{-1}) ligger en smule forskudt i forhold til r-rhomberne, mellem r- og m retningerne (Lloyd 2000). Minima i lineær kompressibilitet (0.73Mb^{-1}) ligger parallelt med c-aksen og maksima (0.97Mb^{-1}) symmetrisk i basalplanet (Lloyd 2000). For et kvarts polykrystalaggregat med kendt petrofabrik er det muligt at beregne fysiske egenskaber som knytter sig til de elastiske parametre (Lapeirre et al. 1996, Mainprice & Humbert 1994, Mainprice et al. 1993). Dannelsen af dauphiné tvillinger må være af vigtig betydning for disse forhold, da de bytter om på r- og z-rhomber, der som i det ovennævnte har modsatte fysiske egenskaber (Lloyd 2000).

Der ses en ligelig fordeling af højre og venstrehåndede krystaller med Dauphiné tvillinger. Dauphiné tvillinger kan dannes på flere måder. Dannelsesmåderne kan opdeles i fire kategorier:

Vækst tvillinger har ofte irregulære forløb af tvillingegrænser. I snit vinkeltret på c-aksen ses det ofte at tvillingegrænserne danner svampeagtige strukturer, der kommer frem når overfladen ætzes med HF-opløsning (se fig. 1.11 og fig. 1.12). Tvillingegrænserne ligger parallelt med c-aksen, men foretager små spring. Dette ses som irregulære rette linjer på prisme fladerne (m) og på den rhombohedrale afslutning af krystallen (r&z), der bryder

striationen på fladerne. På figur 1.4.2 ses sammenhængen mellem svampestrukturen og bruddene i striationen. Tvillingerne ser nogle gange ud til at være knyttet til bestemte rhombohedrale sektorer men ikke altid(Fig 1.12). Dannelsen menes ikke primært at være et nukleationsfænomen men skyldes fysisk eller elektrisk stress senere i væksten af krystallerne. Ved kunstig fjernelse eller skabelse af Dauphiné tvillinger ser sammensætningen ud til at have en afgørende betydning.



- 1) Temperaturændringer også forårsage tvillinge dannelse i kvarts. Ved inversionen fra α - til β -kvarts produceres der Dauphiné tvillinger Det er dog foreslået at denne

tvillinge dannelse forstærkes af de thermale gradienter der opstår i forbindelse med den eksperimentielle opvarmning af prøverne (Tendeloo et al. 1976). I nærheden af overgangstemperaturen danner tvillingerne trekantede prismer med længdeaksen parallel med c-aksen og siderne parallelle med $\{100\}$ planerne (Tendeloo et al. 1976). Prismene danner sammen heksagonale netværk, hvis maskevidde mindskes efterhånden som overgangstemperaturen nærmes. Domæne grænserne vibrerer konstant og med større hastighed jo nærmere man kommer overgangstemperaturen (Tendeloo et al. 1976). Dette svarer til at områder skifter mellem to orienteringer og dette indikerer at β -kvarts strukturen er et tidsgennemsnit af de to Dauphiné tvillinge orienteringer (Tendeloo et al. 1976). Dauphiné tvillinger dannes også hvis man udsætter kvarts for thermalt chok, ved lynafkøling fra blot 200 °C. De kan også skabes ved at der opstår en thermal gradient i kvartskrystallen. Ved savning af kvartsskiver opstår en tynd film af Dauphiné tvillinger i forbindelse med friktionsvarme.

- 2) Stresspåvirkning er også en af de faktorer der er med til at danne Dauphiné tvillinger. Ved bøjning og vridning af kvartsskiver ved temperaturer fra 300 til 573 °C dannes tvillinger. De kan også dannes ved lokale trykpåvirkninger. Endelig kan Dauphiné tvillinge dannelse muligvis være med til at danne en krystallografisk fabric i kvartsitter, idet Dauphiné tvillinger dannes ved shear på $(100)[010]$. Dette blev først iagttaget af Schubnikow & Zinserling (1932). En anden forklaring på dannelsen af Dauphiné tvillinger ved stress er piezorekrystallisation (Tullis & Tullis 1972). Dauphiné tvillinger dannet ved lokal stresspåvirkning ser ud til at være geometriske fordelt og er afgrænset af $\{100\}$ og $\{001\}$ planerne. Dette ligner til forveksling fordelingen ved vækst tvillingerne (fig 1.12). De eksperimentielle resultater tyder på at Dauphiné tvillinger må være et forholdvist almindeligt fænomen i deformerede kvartsrige bjergarter, helt fra diagenese til og med amfibolit facies (fig 1.2). Dannelsen af Dauphiné tvillingerne ved kræver et mindre differentialstress end der kræves for dannelsen af Brazil tvillinger (Wenk 1994), da den strukturelle ændring er

mindre idet Brazil tvillinger kræver både ændring/disortion af oxygen netværket og forkydning af nogle Si-kationer (McLaren & Phakey 1966). Dannelsen af Dauphiné tvillinger ser ud til at lettes ved stigende temperatur op til 200-300°C, hvorefter det krævede stress ikke ændres målbart (Tullis & Tullis 1972, Wooster et al. 1947). Dette kan forklares ved som (Thomas & Wooster 1951) skriver det, at de atomare forskydninger der skal til for at danne en Dauphiné tvilling er lidt større end amplituden af den termale vibration ved stuetemperatur. En moderat stigning i temperaturen ville måske øge denne amplitude således at tvillingerne spontant flyttede rundt i strukturen hvis de ikke var låst af urenheder i krystallen. Det sidst nævnte er dog ikke observeret i virkeligheden og Dauphiné tvillinger ser ud til at være diffusionsløse og ikke termalt aktiverede (Tullis & Tullis 1972). Mere om dannelsen af Dauphiné tvillinger ved stress i næste kapitel(kapitel 2).

- 3) Endelig kan Dauphiné tvillinger, dannes ved at kvartsen udsættes for et stærkt elektrisk felt. Dette hænger utvilsomt sammen med at de to enheder i en Dauphiné tvilling har modsat elektrisk polaritet af a-akserne (den piezoelektriske karakter).

Endelig er dannelsen af Dauphiné tvillinger sværest i krystaller med et stort indhold af urenheder ,som også har mindre tendens til at sprække. Dette skyldes formodentlig at fremmedelementer styrker de elastiske parametre i kvartsen. Opvarming over 573 °C kan fjerne tvillingerne igen, men det er meget afhængigt af den efterfølgende afkølingshastighed , sammensætningen af kvartsen og hvor mange tvillinger der var og hvorledes de var fordelt før opvarmningen, om de kan fjernes helt. Hurtig afkøling ser ud til at give mange tvillinger. Ren cyklisk opvarmning/nedkøling omkring α - β faseovergangen har vist sig som en lidet succesfuld metode til fjernelse af Dauphiné tvillinger (Fronde1 1945).Dette skyldes at tvillingegrænserne synes at udvise stærk hukommelse Heaney & Veblen (1991). En kombination af stress påvirkning og opvarmning over 400°C ser ud til at være den mest effektive metode til fjernelsen af

Dauphiné tvillingerne (Wooster et al. 1947). Dannelsen af Dauphiné tvillinger ved stress gør dem uanvendelige som geothermometre (Heaney 1994). Da der ikke skal et ret stort stress til at danne Dauphiné tvillinger er det heller ikke særligt sandsynligt at de kan bruges til undersøgelse af stress niveauer relateret til forkastninger (Tullis & Tullis 1972, Tullis 1970).

KAPITEL 2: UNDERSØGELSER AF RELATIONEN MELLEM DAUPHINÉ TVILLINGER OG PLASTISK DEFORMATION

Indledning

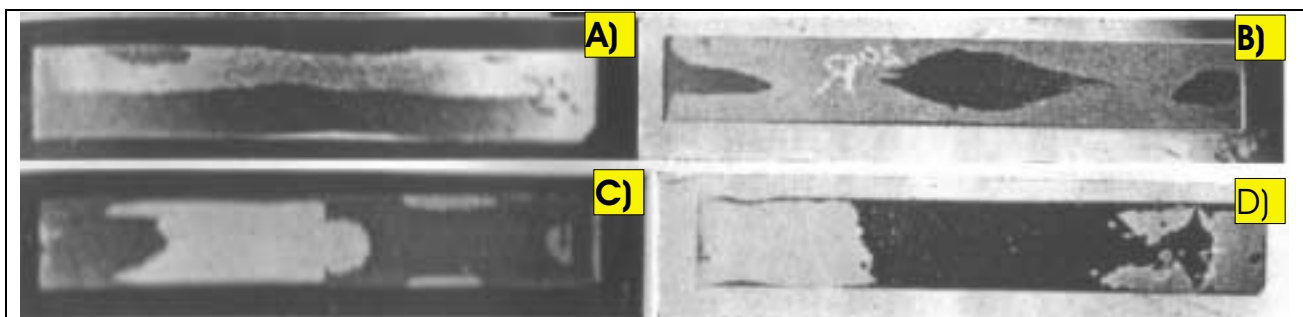
Kvarts komplekse struktur har været den væsentligste årsag til, at en komplet forståelse af kvarts egenskaber ikke hidtil har været mulig. Nyere analyseteknikker har imidlertid gjort det muligt at undersøge de krystallografiske forhold nærmere. Af disse teknikker kan nævnes TEM, EBSD, XR-metoder og neutroddiffraktion. XR og neutroddiffraktion giver bulk orienteringer for kvartsitter og TEM giver diskret information. TEM metoden er imidlertid ikke ideel hvis man vil undersøge en geologisk prøves mikrostruktur, da TEM prøven repræsenterer et meget lille område. Det er her at EBSD kommer ind i billedet. EBSD giver detaljeret krystallografisk information, samtidig med at prøve præparationen er relativt hurtig (syton poleret polerprøve, mere om dette i afsnit om anvendte analysemetoder) og dækker et forholdsvis stort område (Prøvediameter=3cm) sammenlignet med TEM

2.1 Eksperimentelle undersøgelser

Deformation af kvartskrystaller

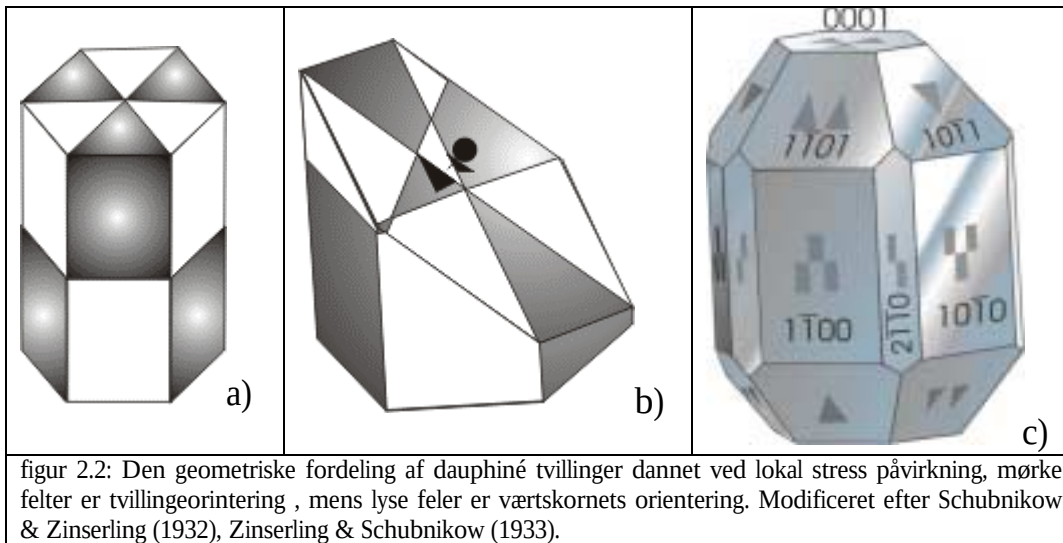
Dannelsen af Dauphiné tvillingerne er, som nævnt i kapitel 1, mulig ved stresspåvirkning, idet Dauphiné tvillinger dannes ved shear på (100)[010] (Fronde1 1945, Fronde1 1962, Schubnikow & Zinserling 1932, Thomas & Wooster 1951, Wooster et al. 1947, Zinserling & Schubnikow 1933).

Observationer gjort af Thomas & Wooster (1951), viste at tvillingedannelsen var uafhængig af vridretningen ved torsionsforsøg, men kun afhang af orienteringen af krystallen relativt til den unikke stress akse. Thomas & Wooster (1951) konkluderede således at tvillingedannelsen var energetisk bestemt og at den energi som kontrollerede tvillingedannelsen, da den var uafhængig af retningen af vridet, måtte afhænge af de kvadrerede størrelser af stress og strain. Denne energi måtte altså være den elastiske energi, der ligesom energien af en sammentrykket fjeder, afhænger af stress og strain i anden. Thomas & Wooster (1951) nåede så langt som til at konkludere at Dauphiné tvillingedannelse var en process der maksimerede den elastiske strain energi og kan betragtes som stamfaderen til de teorier, som Tullis & Tullis (1972) og Tullis (1970) udviklede i starten af halvfjernerne (se næste afsnit). Endvidere viste Thomas & Wooster (1951) undersøgelser at tvillingegrænserne antog buede former når kvarts krystallerne deformeredes (figur 2.1). Thomas & Wooster (1951)'s undersøgelser viste endvidere at tvillingerne viste resistens overfor stress påvirkningen og at de derfor ikke altid kunne fjernes helt. . Thomas & Wooster (1951) forklarede bevarelsen af tvillingerne ved at kvartskrystallerne indeholdt urenheder.



figur 2.1: Tvillinger i stressede kvartsplader i forskellige snit Efter Thomas & Wooster (1951).

Som omtalt i kapitel 1 viste Schubnikow & Zinserling (1932) og Zinserling & Schubnikow (1933), at der ved lokal stress påvirkning var en klar krystallografisk kontrol af Dauphiné tvillingegrænsernes forløb og at tvillingegrænsen endvidere havde et retlinet forløb (figur 2.2).



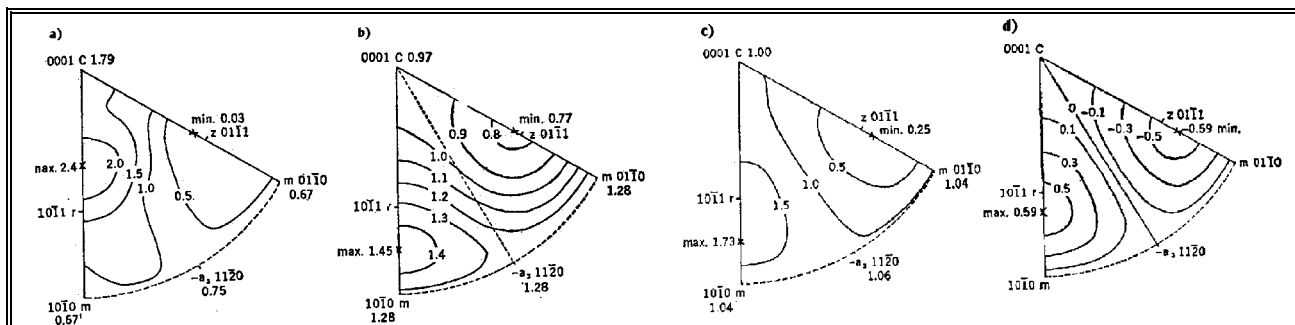
Sidst nævnte er en klar indikation på at det er muligt at kende forskel på tvillinger der er dannet ved lokal stress påvirkning (rette grænser) og tvillinger der er kontrolleret af et stressfelt (buede grænser).

Eksperimentiel deformation af kvarts polykrystaller

På grund af den i kapitel 1 omtalte forskel i elastiske parametre mellem de to tvillinge individer, har flere forfattere foreslået at dannelsen af Dauphiné tvillinger ved piezorekrystallisation, i forbindelse med deformation, vil føre til dannelsen af en r-fabric subparallelt med den maksimale kompressionsretning, der samtidigt vil føre til en svækkelse af z-fabricsen (Green et al. 1970, Tullis & Tullis 1972 og Tullis 1970. Således kom Tullis & Tullis (1972) frem til det resultat, at hvis man plottede den unikke stress akse relativt til krystalkoordinatsystemet ville orienteringer i a-m-z-c danne tvillinger i a-m-r-c orienteringen (figur 2.1d). For konstant aksialt deviatorisk stress er forskellen i eftergivenhed mellem de to tvillinge individer direkte proportional med forskellen i elastisk strain energi: $\delta W = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)^2 \Delta S_{11}$ (Tullis 1970). Des større positiv energiforskel for konstant stress mellem tvilling og vært eller des større negativ energiforskel for konstant strain des større potentiale er der teoretisk set for dannelsen af tvillinger (Tullis & Tullis 1972). Korn med z subparallelt med den maksimale kompressions retning vil ifølge ovennævnte have størst tendens til at danne Dauphiné tvillinger, da de har størst forskel i elastisk strain energi mellem tvilling og værtskorn (figur 2.1)(Tullis & Tullis 1972). De

dannede tvillinger vil rotere r-homberne tættere på σ_1 , mens z-rhomberne tilsvarende vil blive roteret væk fra σ_1 . Beliggenheden af rhombe maksimaene vil afhænge af bjeraterns c-akse fabric. Dette betyder altså at Dauphiné tvillinge dannelse er en proces der maksimerer den elastiske strain energi m.h.t. konstant stress og minimerer den m.h.t. konstant strain (Tullis & Tullis 1972), dette dog kun inden for den ramme som bjergartens c-akse fabric tillader. Da der som tidligere nævnt er direkte proportionalitet mellem den elastiske strain energi og ΔS_{11} ' relativt til σ_1 , vil større S_{11} ' relativt til σ_1 i tvillinge orienteringen end i moderorienteringen give anledning til dannelsen af tvillingeorienteringen. Denne teori vil fremover benævnes piezocresens teorien.

Eksperimentielle undersøgelser af bl.a. Gleason et al. (1993), Green et al. (1970), Hirth & Tullis (1992) og Tullis (1970) viser skæve rombe fabrics som passer med piezocresens teorien (figur 2.3). Disse undersøgelser baserer sig dog på neutrodiffraction og indeholder derfor ingen direkte information om korngrænserne, men eneste påviste forklaring på de skæve rombe fabrics er piezocrescensen. Der er efter min viden ingen SEM/EBSD undersøgelser af Dauphiné tvillinger i eksperimentelle kvartsitter.



Figur 2.3: Arealprojektioner der viser at krystalretninger med stor eftergivenhed bliver bragt parallelt med σ_1 ved aksial kompression. de inverse polfigurer, a) og c) viser concentrationen, i multipler af uniform fordeling, af den specifikke krystallografiske retning parallelt med σ_1 .

a) Viser en eksperimentielt deformeret kvartsit (Tullis (1970)'s prøve GB-202), med en afkortning på 40% ved en temperatur på 600°C, et omgivende tryk på 15kb og en strain rate på 10^{-7} sek^{-1} .

b) Variation af S_{11}' i forhold til krystalretning ved stuetemperatur, i enheden $10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$, beregnet ud fra de isothermale elastiske konstanter bestemt af McSkimin et al. (1965). Negative krystallografiske former er til højre for den stiplede linje, positive til venstre. Passer med resultatet i a), hvor de positive former dannes på bekostning af de negative, idet S_{11}' er størst for de positive former.

c) Oprindelig tilfældigt orienteret flint aggregat deformeret i tre timer ved en temperatur på 500°C, et omgivende tryk på 4kb og et differentialstress på 13kb.

d) Forskel i S_{11}' ($10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$), $-\Delta S_{11}'$, mellem tvilling -og vært plottet i forhold til den krystallografiske orientering af σ_1 relativt til den dannede tvilling. Tvillinger med positiv $-\Delta S_{11}'$ vil dannes, hvorimod dem med negativ $-\Delta S_{11}'$ ikke vil dannes. Dette stemmer overens med resultatet i c). Det bemærkes at der er en fejl i original artiklen, idet Tullis (1970) byttede om på fortegnet. Det sidst nævnte er også kommenteret i Tullis & Tullis (1972)

Figuren er modificeret efter Tullis (1970).

2.2 Observationer af Dauphiné tvillinger i naturlige kvartstektonitter

Inledning

Det er kendt at a-retningen er den dominerende slipretning i kvarts f.eks. (Hirth & Tullis 1992, Linker et al. 1984, Nicolas & Porrier 1976). Da de fleste veletablerede slipsystemer i kvarts udviser heksagonal symmetri vil det være forventet at se heksagonale krystallografiske orienteringsfordelinger i kvarts tektonitter, såfremt det kun var disse der var aktive (Wenk 1994). Dette er imidlertid ikke altid tilfældet, idet der ofte observeres trigonale rombe fabrics, hvor r-romberne dominerer over z-romberne. Disse trigonale rombe fabrics ligner til forveksling dem man har observeret i de eksperimentelt deformerede kvartstektonitter. Derfor har nogle tilegnet dette fænomen til den

piezocrescens teori som Tullis & Tullis (1972) opstillede, mens andre ikke tillægger den nogen særlig betydning og søger at forklare fænomenet med at slipsystemerne opfører sig trigonalt. Dette vil blive beskrevet mere indgående i de følgende afsnit, hvor observationer af Dauphiné tvillinger fra andres undersøgelser og fortolkninger heraf er opstillet. Der er gjort mange observationer af Dauphiné tvillinger i kvarts tektonitter (Lloyd 2000), hvilket passer med de antagelser som Frondel (1962) oprindeligt gjorde. Spørgsmålet er om Dauphiné tvillingerne her også er relateret til piezocrescens teorien.

Undersøgelser ved metoder uden oplysninger om forholdet mellem nabokørn.

I naturlige bjergarter er det ikke altid at stress og strain akser er parallelle, derfor er det nødvendigt at teste piezocrescens teorien for andre relationer mellem stress og strain. Baker & Riekels (1977) modificerede den piezocrescens teori, som Tullis & Tullis (1972) havde opstillet, således at den passede med observationer i Moine mylonitterne. Ifølge Baker & Riekels (1977) er fabricen i hans prøver opstået som et resultat af heterogent simple shear og Dauphiné tvillingerne er ikke relateret til det omgivende stress system, men passer fint med det totale strain. Baker & Riekels (1977) efterviser sine resultater, idet han viderefører beregningerne af den elastiske strain energi til sin egen stress/strain geometri.

Smid et al. (1981) analyserer tre prøver fra deformeret under forskellige P,T og stress forhold via røngten goniometri. Hans resultater fra de tre prøver i hans undersøgelser er:

Gae 9:

Kvartsit af sedimentær oprindelse, som er deformeret under øvre amfibolit facies forhold og som har en kornstørrelse på mellem 0,25 mm og 2mm. Kornformen er ameobid, hvilket indikerer GBM (se Passchier & Trouw (1998)) Gae 9 har et punkt maksimum af c-akser parallelt med lineationen.

Gran 133:

Saxony granulit fra Tirschheim boring (dybde 20 m). Består kun delvist af kvarts. Kvarts kornaggregater er elongerede både i snit vinkelret på lineationen og parallelt med lineationen, hvilket indikerer en stærk komponent affladning, selvom bjergarten er linieret. Den krystallografiske fabric er dannet under amfibolit facies og overprinter en tidligere granulit facies fabric. Kvarts kornstørrelsen ligger omkring 25-50 μm , og kvartsen viser en "ribbon" mikrostruktur (se Passchier & Trouw (1998)). Gran 133 har et punkt maksimum af c-akser parallelt med den intermediære fabric retning Y_0 . Romberne er trigonalt fordelt i 3 punkt maksima, således at der for et r-rombe maksima findes et tilsvarende z-rombe maksima ved en 60 graders rotation omkring c-aksen.

CC 627 og CC 550:

Kvartsit årer fra centrene af shear zoner i Cap de Creus, Spanien, deformeret under grønskifer facies forhold. Kornene er ævidimensionale og har rette korngrænser, hvilket indikerer at SGR (Subkorn rotations rekrystallisation (se Passchier & Trouw (1998) for definition) har været den dominerende dynamiske rekrystallisations mekanisme. Grundet domæner af kvartskorn med samme interferens farve, parallelt med foliationen giver en bånding. Mørke domæner er dannet af kvarts korn med c-aksen tæt på Y_0 , mens lysere domæner er dannet af kvarts korn med c-aksen i en høj vinkel til Y_0 . CC 627 har en "straight girdle" (se Passchier & Trouw (1998)) fordeling, der er roteret 10-20 ° i forhold til den makroskopiske foliation, i overensstemmelse med shear sense. A-akserne for CC 627 ligger fordelt tæt ved polen til c-akse "girdlen". C-akserne for CC 550 viser også en "straight girdle" fordeling, men den har modsat asymmetri i forhold til de makroskopiske indikatorer. Forskellen mellem CC 627 og CC 550 består i at den unikke stress akse i CC 627 korrelerer med et bånd mellem r & z-romberne, som er stærkest i a-m-r-c sektoren af den inverse polfigur, mens CC 550 viser et bånd mellem r-romben og a.

Smid et al. (1981) tolker sine resultater til at Dauphiné tvillinge dannelse ingen betydning har for dannelsen af krystallografisk fabric, idet den stærkt deformerede Gran 133 ikke har trigonal rombe fabric, og fordi rombe fordelinger afhænger af den

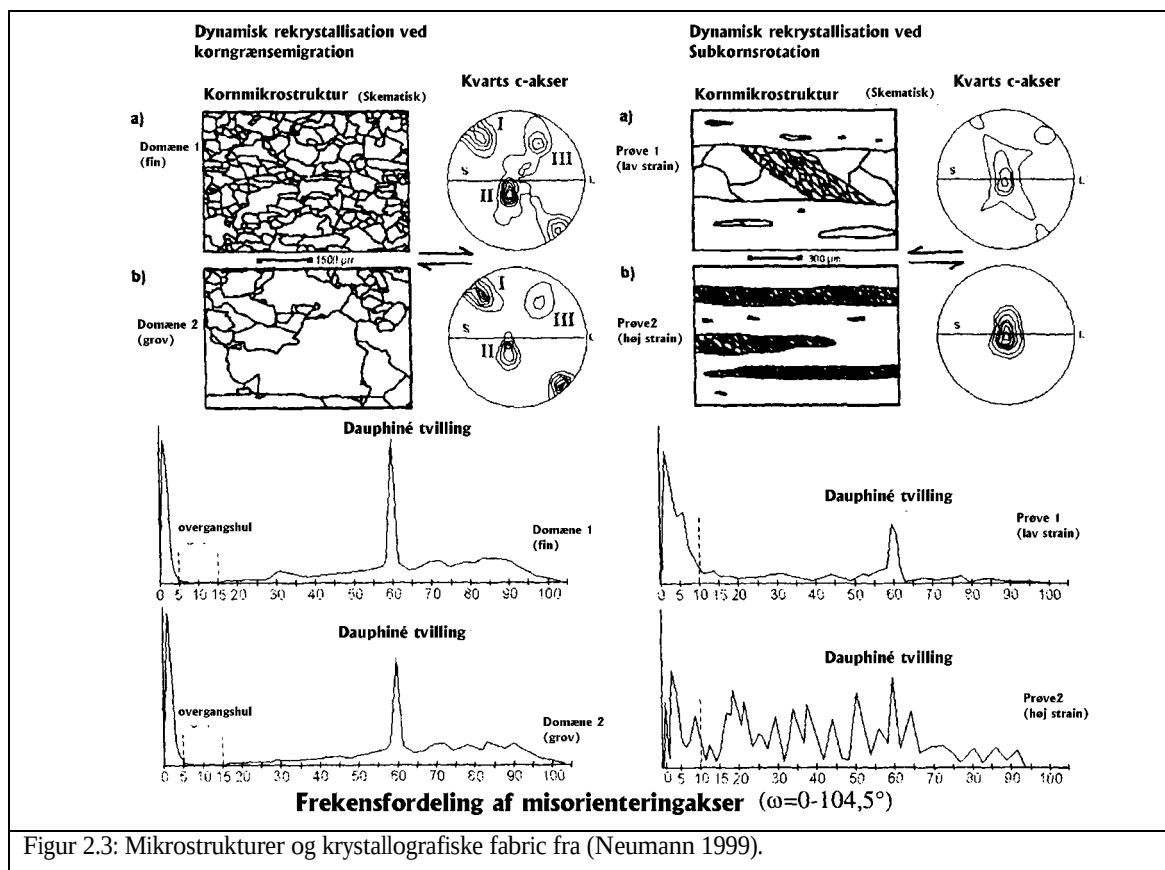
krystallografiske orientering af andre retninger i CC 550 og CC 627. Han mener derfor at andre processer, som trigonale slip systemer, skal forklare de trigonale rombe fabrics, snarere end kombinationen af slip og Dauphiné tvillinge dannelse. Han forkaster således også Baker & Riekels påstand om, at piezocrescensen retter sig efter strain snarere end stress.

EBSD undersøgelser med oplysninger om nabokorn relationer.

Det er blevet langt nemmere at observere Dauphiné tvillinger i kraft af den nye EBSD teknik, der gør det muligt at finde den krystallografiske orientering af krystaller i et krystalaggregat ned til deres respektive Laue grupper (se kapitel 3).

Neumann (1996, 1999 og 2000) har observeret et fald i populationen af Dauphiné tvillinger med stigende deformationsgrad for naturlige kvartstektonitter, der har været udsat for høj grad metamorfose. Han fandt at rekrystallisation ved subkornsrotation var den dominerende mekanisme for disse kvarts mylonitter.

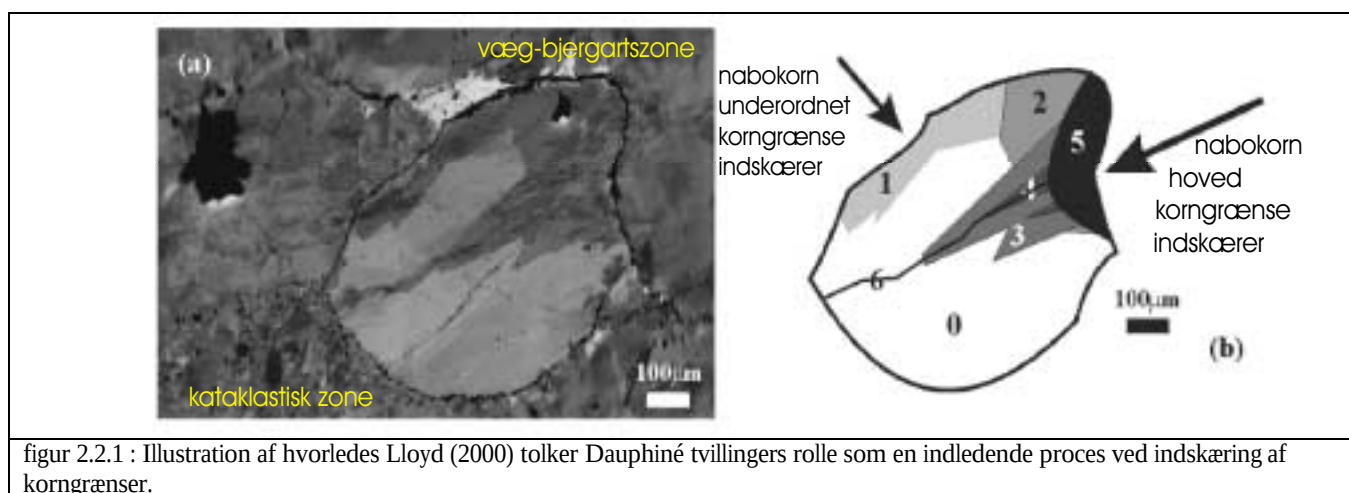
Faldet i tvillinge population med stigende deformationsgrad var ikke særligt udpræget for nogle andre mere grov kornede kvarts tektonitter i undersøgelserne fra Neumann (1996, 1999 og 2000) (figur 2.3 tv.), men han fandt alligevel faldet signifikant. De sidst nævnte kvartsitter fandt han var domineret af korn grænse migrations rekrystallisation. Rekrystallisationen at "bløde" korn voksede på bekostning af "hårde" korn. Neumann (1996, 1999 og 2000) konkluderer på baggrund af faldet i tvillinge populationen, sammenholdt med at tvillingerne er plastisk deformeret efter deres dannelse at tvillingerne er relateret til vækst i forbindelse med at de undersøgte bjergarter har passeret gennem α - β fasegrænsen. Neumann (1996, 1999 og 2000) opstiller ikke nogen alternativ model for hvorledes de trigonale rombe fabrics ellers kunne være dannet.. Han forklarer heller ikke hvorfor rombe maksimaenes trigonalitet ser ud til at styrkes med stigende deformations/rekrystallisations grad, samtidigt med at tvillinge populationen falder.



Figur 2.3: Mikrostrukturer og krystallografiske fabric fra (Neumann 1999).

Rasmussen (1998) observerer såvel trigonale krystallografiske fordelinger i kvarts, samtidigt med at han observerer en del Dauphiné tvillingegrænser. Han stiller sig ikke tilfreds med forklaringen om at det skyldes dannelsen af Dauphiné tvillinger, som i følge forfatteren kun udgør 10% af korngrænserne. Som der også gøres opmærksom på her er det kun i fordelingen af r –og z-romber denne trigonalitet kan ses. Dette skyldes at polariteten af a-akserne er modsat for højre og venstrehåndet kvarts, som ikke kan adskilles i EBSD på grund af Friedels lov, der tilføjer et spejlplan i strukturen (Olesen & Schmidt 1990). De trigonale fordelinger kan skyldes dannelsen af Dauphiné tvillinger, men som Rasmussen (1998) tolker det, kan det også skyldes at der er forskellig CRSS (kritisk opløst shear stress dvs. det stress der skal opnås i planet før der sker slip på dette) værdi for $\{r\} < a \rangle$ og $\{z\} < a \rangle$. Ovennævnte antyder endvidere at $\{r\} < a \rangle$ er det foretrukne. Dette foreslås også af Griggs et al. (1960). Hvis slip på r-romberne er lettere end på z-romberne, ville slip på romberne ville svække r og i mindre høj grad z. Det resulterende minima i r-romberne må, set ud fra størrelsen af det i planet opløste shear stress, være

størst for orienteringer, hvor r-planet ligger midt mellem den unikke stress akse og foliationsplanet, hvis dette er relateret til den unikke stress akse. Dette er dog en noget forsimplet geometrisk betragtning som efter forfatterens mening skal betragtes med nogen skepsis. Et tilsvarende maksima vil ligge hvor det opløste shear stress (RSS) på rombeplanerne er minimalt. Dette er tilfældet for planer vinkelret på den unikke stress akse og for planer der ligger parallelt med den unikke stress akse og vinkelret på shear retningen. De dannede rombe-maksima vil derfor ligge tæt på den unikke stressakse (σ_1 eller σ_3 afhængigt af deformationsgeometrien) og parallelt med shear retningen og det vil være stærkere set i relation til andre orienteringer for r end for z, men maksimaene må antages at have den samme placering! . Dette maksima ligger altså samme sted som piezocrescens maksimaet. Forklaringen vil kun kunne være tilstrækkelig såfremt rombeslip har været dominerende, samt hvis rombe maksimaene er af forskellig styrke eller spredning, men ellers ligger nogenlunde det samme sted.

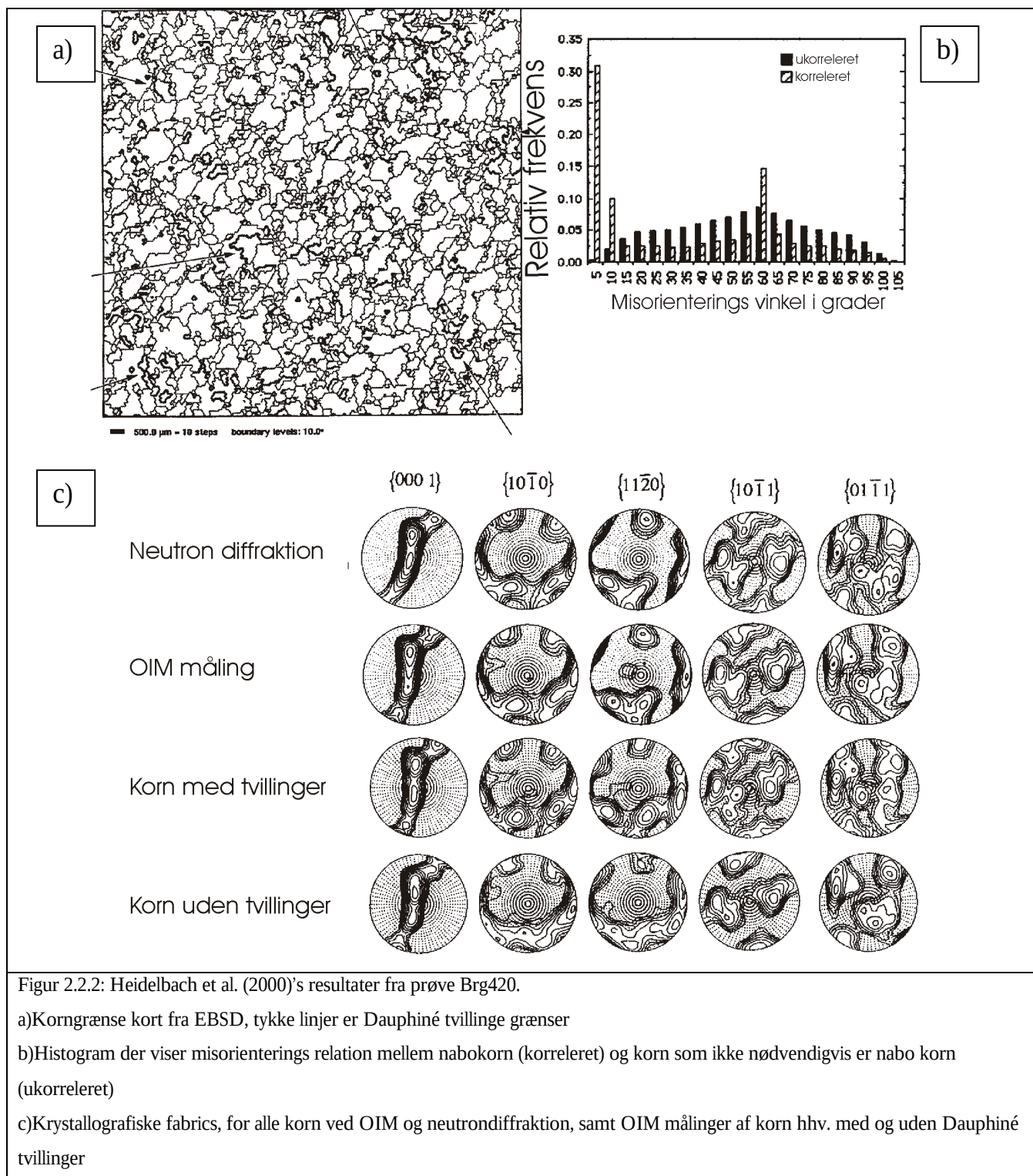


Lloyd (2000) observerer en sammenhæng mellem korngrænsemigration ved lobate korngrænser og dannelsen af Dauphiné tvillinger. Først dannes Dauphiné tvillinger fra center ved grænsen mellem to nabokorn og skaber en korngrænse indskærings front, som har Dauphiné tvillinge relation med kornet på den konvekse side dvs. foran. Bag ved grænsen ses mindre misorienteringer, som Lloyd relaterer til krystal slip (figur 2.2.1). Men Lloyd observerer kun dette i forbindelse med de indledende stadier af deformationen, da senere stadier overprinter Dauphiné tvillingerne. Dette passer med de observationer

Neumann (1999) har gjort af faldende tvillinge population med stigende deformation. Lloyds observationer er gjort i bjergarter der har været udsat for regional deformation i Assynt regionen ved 200-250°C og 2-3kb, svarende til 6-9km dybde. Dauphiné tvillingerne relateres til den regionale begivenhed.

Heidelberg et al. (2000) observerede i en EBSD undersøgelse af kvartsitter (prøve brg 420) fra Bergell Alps, som var deformeret ved øvre grønskifer til amfibolit facies og havde en mikrostruktur der kunne relateres til GBM, en del Dauphiné tvillinger. Dauphiné tvillingerne var relateret til det omgivende stress system således at r-romberne dannede et maksimum til den unikke stress akse, mens det tilsvarende ikke sås for z-romberne. Det var derfor sandsynligt at de var dannet efter den piezocrescens teori som Tullis & Tullis (1972) havde opstillet (Heidelberg et al. 2000). Dauphiné tvillingerne i Heidelberg et. al (2000)'s undersøgelser havde buede korngrænser, en mikrostruktur som ofte knyttes til GBM (f.eks Passchier & Trouw (1998)) (figur 2.2.2) Både korn med og uden tvillinger dannede en trigonal rombe fabric når man tog hensyn til arealet af det enkelte tvillingeindivid (figur 2.2.2)

Pearson et al. (1997) observerede en del Dauphiné tvillinger i en mylonitisk Leuco granit fra Santa Rosa mylonit zonen med et maksimum i den intermediære fabrics retning, Y0-retningen. Dauphiné maksimaet viste en del spredning mod lavere misorienterings vinkler dvs. ned til ca. 55 grader. Pearson et al. (1997) tilskriver, under overvejelse af de undersøgte bjergarters geologiske historie Dauphiné tvillinge dannelsen til termale eller mekaniske stress.



2.3 Dauphiné tvillingers betydning for de fysiske egenskaber af α -kvarts tektonitter

Seismisk p-bølge hastighed

Som tidligere nævnt er den seismiske P-bølge hastighed forskellig i forskellige krystallografiske retninger i kvarts. Den maksimale seismiske bølgehastighed $V_{p\text{-maks}}$ (7.03 km/s) svarer til den største stivhed og dermed den minimale compliance. Det kan derfor konkluderes at $V_{p\text{-maks}}$ ligger parallelt med z-rhomberne, mens $V_{p\text{-min}}$ (5.32 km/s) ligger mellem r og m retningerne Lloyd (2000) (for nærmere forklaring se Mainprice et al. (1993)). Dette svarer for en enkelt krystal til en seismisk anisotropi på 27.7% (Lloyd 2000). Lloyd (2000) beskriver dette for Pipe Rock kvartsitten, der er udgangsbjergarten for Moine mylonitterne. Pipe Rock har en z-fabric, dvs en lille cirkel fordeling centreret omkring den intermediære prøveretning Y_0 og er derfor sandsynligvis parallelt med den intermediære kompressive stressretning, σ_2 , da den er vinkeltret (N-S) på den regionale bevægelsesretning (V-E). Dette giver anledning til en seismisk anisotropi. Z-fabrics svækkes imidlertid af dannelsen af Dauphiné tvillinger, som til gengæld forstærkes r-fabrics. Dette tilfælde indikerer altså, i følge Lloyd (2000), at Dauphiné tvillinger svækker seismiske anisotropier i kvarts-kornaggregater. Da dannelsen af Dauphiné tvillinger generelt må siges at svække z-fabrics og styrke r-fabrics

Brud anisotropi

Jvf. det i kapitel 1 beskrevne er der en sammenhæng mellem krystallografi og brudstyrke for α -kvarts. Bindingstætheden giver stigende vanskelighed ved brud i rækkefølgen r/z, m, c og a. Der er også noget der tyder på at et glattere forløb set på atomar skala gør det lettere at skabe brud på r end på z. Da Dauphiné tvillinger jvf. Frondel (1962) er ofte relateret til brud i kvarts. I følge Lloyd (2000) tyder dette på at Dauphiné tvillinge dannelse påvirker reaktionen fra de enkelte kvartskorn, afhængigt af kornenes krystallografiske orientering, relativt til det ydre stress system. Thi ved Skiag Bridge forkastningszonen følger eller udnytter intergranulære brud Dauphiné tvillingegrænser.

Således er det i følge Lloyd (2000) muligt at relatere r –og (z-) fabricen for bjergart og Dauphiné tvillinger til den foretrukne orientering af brudplaner. Det er dog svært at teste hvorvidt det er den ændringen af de samlede elastiske parametre (punkt 1) eller det er tvillingegrænsens orientering (lokal krystallografi) der styrer tvillingedannelsen (Lloyd 2000). Lloyd (2000) observerer dog en hvis sammenhæng mellem den mikroskopiske fabric og det makroskopiske stress system.

2.4 Afrunding

Hidtidige undersøgelser af Dauphiné tvillinger i naturlige og eksperimentelle kvarts poly- og enkeltkrystaller har vist, at det er muligt at Dauphiné tvillinger spiller en rolle i dannelsen af krystallografisk fabric i kvarts. piezocrescens teorien, som blev udviklet i forbindelse med aksiale kompressions forsøg på novaculitter Tullis et al. (1973), Tullis & Tullis (1972) og Tullis (1970), forudså dannelsen af trigonale rombe fabrics, med r-romberne roteret mod den principale stress akse (σ_1 i naturlige kvartsitter). Det skal understreges at Dauphiné tvillinger ikke ændrer c-aksens orientering og at orienteringen af r- og z-romberne relativt til σ_1 derfor er afhængig af c-akse fabricen, som kun kan dannes hvis andre fabric dannende mekanismer tages i betragtning. Undersøgelser af naturlige kvarts tektonitter har vist at Dauphiné tvillinge relationen er en almindeligt forekommende høj-vinkel-korngrænse under alle temperatur forhold. Tvillinge populationerne ser dog ud til at være knyttet til GBM mikrostrukturer, og ødelægges af krystalloplastisk slip (Lloyd 2000, Neumann 1996, Neumann 1999, Neumann 2000).

KAPITEL 3: ANVENDTE ANALYSEMETODER

3.1 EBSD / EBSP teknikken.

Afsnittet om EBSD/EBSP teknikken er fortrinsvis skrevet ud fra de retningslinjer, som er angivet i manualen til CHANNEL 4.2 ® (Day et al. 2000), som er den software som jeg har brugt til at ”fange” mine EBSD mønstre og fortolke dem. Dog er der gjort enkelte tilføjelser fra supplerende litteratur, specielt omkring kvarts. I så fald er den anden reference angivet. For mere information om generel elektron mikroskopi henvises der til Watt (1997). Prøve præparationen til EBSD er beskrevet af Lloyd (1985).

Hvad er EBSD / EBSP?

EBSP står for electron bacscatter patterns, og er ækvivalent med EBSD, der betyder electron bacscatter diffraction. Teknikken benytter sig af diffraktion af elektroner i krystalline materialer. Diffraktionen af elektroner til backscatter foregår i de øverste nano meter af prøven. På grund af de krystalline materials ordnede strukturer bliver elektronerne diffrakteret systematisk, således at elektroner der rammer parallelt med gitter planer bliver diffrakteret kraftigst. Diffraktionen kan beskrives ved Braggs lov¹:

$$\sin\Theta_B = \frac{n\lambda}{2d_{hkl}},$$

hvor n er diffraktions ordenen, λ bølgelængden, Θ_B er Bragg vinklen og d_{hkl} er afstanden mellem de diffrakterende planer. På grund af diffraktionen opstår der såkaldte kikuchi bånd, der er bånd af højere intensitet m.h.t. diffrakterede elektroner end den omgivende baggrund. Elektroner inden for Bragg vinklen i forhold til det diffrakterende plan bliver intenst diffrakteret, mens der sker et brat fald i intensiteten for elektroner med

¹ Den fysiske forklaring er lidt anderledes men Braggs lov giver gode resultater som kan bruges til at simulere EBSD, se f.eks Neumann, B. 1996. Texturbildende Prozesse in rekristallisierten Quarzpolykristallen : Einzelkorn- und Gesamttexturanalysen. *Geotektonische Forschungen* **87**, 1-154..

en vinkel større end Bragg vinklen. Bredden af et kikkuchi bånd er to gange Bragg vinklen. Kombineres dette med udtrykket for Bragg vinklen fås følgende udtryk:

$$Bredde_{kikuchi} = 2 \sin^{-1} \left(\frac{n\lambda}{2d_{hkl}} \right)$$

Bredden af Kikuchi båndene er omvendt proportionale med afstanden mellem (egentlig er det sinus til bredden, men for bredder mellem 0 –og 90 grader er sinus til en vinkel faldende med faldende vinkel).

Intensiteten, (I), af båndene bliver beregnet ved hjælp af den såkaldte strukturfaktor, idet $I = |\bar{F}_{(hkl)}|^2$. Strukturfaktoren er givet efter følgende udtryk:

$$\bar{F}_{(hkl)} = \sum_{g=1}^N f_g e^{(-2\pi i(hx_g + ky_g + lz_g))}$$

Hvor I er intensiteten af planet hkl, $\bar{F}_{(hkl)}$ strukturfaktoren for planet hkl, N antallet af atomer i enhedscellen, f_g atomspredningsfaktoren, hkl indices for planet og endelig xyz positionen af atomet. Denne beregning er en tilnærmelse som kun passer helt når der er tale om simple strukturer. For mere komplekse strukturer som α -kvarts, skal der mere sofistikerede metoder til, som enten kan være af beregningsmæssig karakter eller en eksperimentel kalibrering. Jeg har anvendt en eksperimentelt kalibreret fil lavet af Niels Østerby Olesen og Niels Henrik Schmidt, som indeholder de 126 mest intenst diffrakterende planer i α -kvarts. Filen hedder Qz@126.hkl.

Sammen giver de diffrakterende planer et mønster, kaldet EBSP. Diffraktionsmønstret skifter alt efter orienteringen og strukturen af det enkelte mineralkorn. På grund af Friedels lov, der siger at intensiteten af en stråle der går den ene vej gennem strukturen er den samme som den der går den anden vej, opløser EBSD teknikken kun centrosymmetriske elementer i strukturer. Dvs. strukturerne bliver opløst ned til deres respektive Laue grupper, dette er undersøgt for ECP teknikken af Schmidt & Olesen (1989) og må derfor også gælde for EBSD. Kvarts enantiomorfi kan derfor ikke ses, og de to punktgrupper for α -kvarts, $P3_121$ og $P3_221$, bliver til $\bar{3}m$. Metoden egner sig altså ikke til at se på Brazil tvillinger (kapitel 1). Hvis man giver både højre- og venstrehåndet

α -kvarts et højrehåndet koordinat system kan den fulde orientering af a- og c-akserne ses, mens a-aksernes egenskaber mht. plus og minus enden er ubestemt (Olesen & Schmidt 1990).

Frembringelse af EBSP i Skanning elektron mikroskopet (SEM)

Diffractionen af elektroner foregår fra en syton poleret prøve (se Lloyd (1985)). Syton poleringen gør at defekter som er opstået under den almindelige polering ætzes væk, hvilket er vigtigt da diffractionen af elektronerne foregår fra de øverste nano meter af prøven. Prøverne blev Syton poleret ca. en time hver på en SYTON polerings maskine (Cambridge Instruments Ltd.) og kulpådampet for at minimere opladning i en K950 Turbo Evaporator til Karbon coating af ikke ledende prøver (Emitech Ltd.). Intensiteten og beliggenheden af båndene omsættes til et lyssignal via. en flouoserende fosforskærm, hvor hvert enkelt område lyser afhængigt af hvor intenst det bombarderes af elektroner.

Lyssignalet omdannes til et elektrisk signal via et ccd-kamera (NORDIF CCD kamera (Jarle Hjelen Ltd.)). Signalet fra kameraet sendes videre gennem en "on line image processor" til en "live image processor" med tilknyttet skærm, kaldet Argus 10 (Hamamatsu). I hurtig skanhastighed og ved en forholdsvis lille forstørrelse kan et såkaldt baggrundssignal optages, idet det må antages at være et middel signal af alle kornene i det område man undersøger. Dette signal bruges til at forbedre kvaliteten af de mønstre man optager fra enkelte korn i spot mode, idet den optagne baggrund automatisk trækkes fra det rå EBSP signal via Argus 10. En god baggrundskorrektion giver bedre EBSP og dermed i sidste ende også en bedre indeksering. Derudover kan det baggrundskorrigerede signal forstærkes og der kan vælges et kontrast område, dvs. et bestemt interval af gråtoner vælges til repræsentere hele signalet. Det kræver en del erfaring at finde de rigtige parametre og foretages der en automatisk indeksering og detektering af kikkuchi bånd bør man holde sig fra at forstærke signalet for meget, da for megen forstærkning giver falske intensiteter af båndene og dermed ikke passer med den beregnede hkl fil! Ved manuelt arbejde kan det dog godt betale sig at justere parametre så det er lettere at se båndene.

Ved hjælp af et "framegrabber" kort i en pc optages en frame fra det live signal der ses på Argus 10 skærmen. Også her skal der foretages en kalibrering idet det i hvert fald med det analyse apparatur jeg har anvendt er en farveskærm signalet sendes til. Herefter kan mønstrene analyseres enten automatisk ved hjælp af en algoritme eller interaktivt, dvs. som en blanding mellem den algoritmiske og den manuelle. Ved den automatiske metode finder computeren ved hjælp af programmet CHANNEL 3 selv båndene i mønstret ved hjælp af en omregning til det såkaldte Hough space, hvorefter den finder det bedste tilpasning til mønstret ud fra hkl filen, idet der tages mest hensyn til de mest intense bånd. For at den automatiske detektering af bånd skal fungere optimalt, skal hele systemet finjusteres. Er denne finjustering foretaget korrekt fungerer den automatiske indeksering sikkert for simple strukturer, som kubiske mineraler (f.eks. granat) og metaller. For strukturer, der er mere komplicerede og f.eks. som α -kvarts indeholder pseudosymmetri, er det derimod nødvendigt at tjekke efter om hvilken af de pseudosymmetriske løsninger der er den rigtige. Dette er muligt i CHANNEL 3. Grunden til at den automatiske indeksering har problemer med at kende forskel på de pseudosymmetriske orienteringer er at den kigger mest på de mest intense bånd, som er ens for de pseudosymmetriske orienteringer. Forskellen mellem de pseudosymmetriske orienteringer ligger i mindre intense bånd og de opfattes derfor som ens af indekserings algoritmen. Forskellen er dog, såfremt mønster kvaliteten er rimelig god nem at se rent visuelt, hvilket gør det muligt at se f.eks. Dauphiné tvillinger. Sidst nævnte forudsætter dog at man selv vælger hvilken af de pseudosymmetriske løsninger der er den rigtige! Mine undersøgelser er derfor foretaget manuelt og jeg har navigeret i prøverne ved hjælp af den såkaldte forscatter kontrast, som skyldes forskellig intensitet af diffrakterede elektroner fra krystaller med forskellig orientering i forhold til forscatter detektoren og elektron strålen. På trods af at målingerne må foretages manuelt og metoden derfor er temmelig tidskrævende, er det den bedste metode til at opnå en både pålidelig og stor nok datamængde, for at opnå en systematisk viden om Dauphiné tvillingerne.

3.2 Kalibrering mellem koordinatsystemet for prøve, mikroskop og kamerakoordinatsystemer.

Grov kalibrering af geometrien i analyseapparatet

For at kunne indeksere EBSP korrekt er det nødvendigt at kalibrere for geometrien i analyseapparatet. Disse kalibreringer er foretaget af Niels Østerby Olesen for såvel 20kv som 25kv på SEM'en ved Århus Universitet (MAXIM Skanning Elektron Mikroskop med W filament system, eucentrisk "stage", og 2- diode forscatter detector (CamScan Electron Optics Ltd.). Der er tre koordinatsystemer involveret i denne kalibrering: mikroskop koordinatsystemet (CSm), Prøvekoordinatsystemet (CS1), detektor koordinatsystemet (CS3) (se manualen til CHANNEL for nærmere oplysninger) figur 3.2.1). I CHANNEL 3 softwaren inddeles grov kalibreringen i tre parametre. Sammen giver disse parametre sammenhængen mellem de tre koordinatsystemer. Det skal understreges at de tre parametre er indbyrdes afhængige og at det derfor er nødvendigt at korrigere de tre såfremt man ændrer analysebetingelserne. De tre parametre der indgår i grov kalibreringen er:

1. Mønster center (af engelsk Pattern Centre = PC): Mønster centret, PC, er det sted i EBSP'en der er tættest på kilden til EBSP'en dvs. projektionen af PC vinkelret på fosforskærmen rammer prøven i det punkt hvor også elektronstrålen rammer prøven.
2. Detektor afstand (af engelsk Detector Distance = DD): Detektor afstanden, DD, er afstanden mellem detektoren (fosforskærmen) og det punkt som elektronstrålen rammer på prøven. DD estimeres ved at man måler afstanden mellem to kendte zone akser. Afstanden mellem disse zone akser kan omregnes til DD idet man kender vinklen mellem dem. Det skal understreges at relationen mellem DD og afstanden mellem

3. Vertikal/horisontalt forhold (V/H-ratio): V/H-ratio er forholdet mellem denne vertikale højde og den horisontale

Fin kalibrering efter analyseforhold

Selv om der engang er foretaget en grov kalibrering af mønstrene er det nødvendigt at fin kalibrere hver gang man påbegynder et nyt projekt. Dette skyldes at analyseforholdene såvel som prøveegenskaberne varierer fra gang til gang. En gang imellem har der været så meget drift i systemet at det er nødvendigt med en ny grov kalibrering.

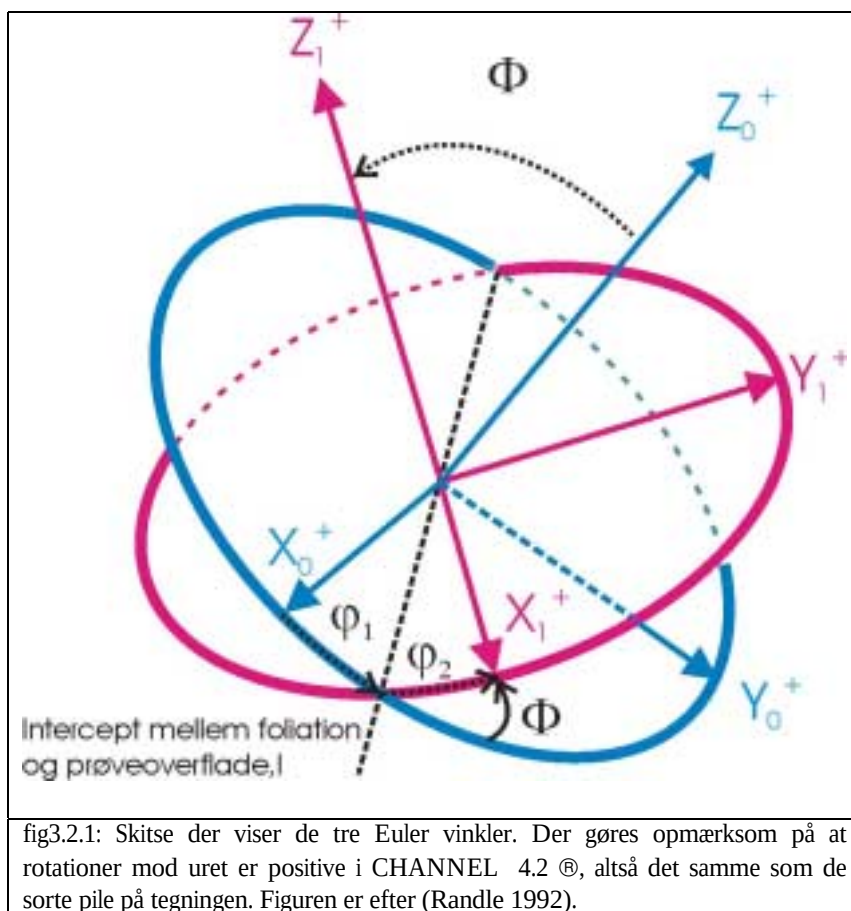
Fin kalibreringen foregår ved at der først optages et EBSP. Dette EBSP bliver herefter tegnet grundigt op manuelt, hvorefter der foretages en automatisk indeksering. Den rigtige pseudosymmetriske løsning vælges manuelt og softwaren bliver bedt om at finde den bedste tilpasning mellem det simulerede mønster og det optagne mønster. Denne tilpasning foretages ved at softwaren ændrer lidt på de geometriske parametre. Efter Fin kalibreringen skal middel vinkel afvigelsen (Mean Angular Deviation= MAD) mellem de to mønstre som en grundregel ligge under 0.5 grader, hvilket dog ikke altid er muligt for naturlige bjergarter der er meget finkornede, og derfor giver dårlige mønsterkvaliteter. For mineraler med kompleks struktur som f.eks. kvarts vil en stor præcision også være sværere at opnå end for f.eks. Fcc metaller der har mere simple strukturer.

Orientering af prøve i forhold til håndstykke.

For at det er muligt at orientere sine data i forhold til lineation og foliation er det nødvendigt at finde relationen mellem prøve koordinatsystemet, CS_1 , og håndstykke koordinatsystemet, CS_0 . Begge koordinatsystemer er højrehåandede! Præcisionen af denne kalibrering har ingen indflydelse på misorienteringen mellem de enkelte krystaller, men kun på orienteringen af misorienteringsaksen i prøvekoordinatsystemet.

CHANNEL 4.2 ® kan udføre rotationen af data automatisk, men til dette behøver den de tre Euler vinkler der, med modsat uret som positiv rotationsretning, skal til at

rotere CS_0 ind i CS_1 . CS_0 har de tre ortogonale akser X_0 , Y_0 og Z_0 . X_0 er lineationen², Z_0 er vinkelret på foliationen, mens Y_0 er i foliationsplanet og vinkelret på X_0 . CS_1 (prøve koordinatsystemet) repræsenteres af de tre ortogonale akser X_1 , Y_1 og Z_1 . X_1 vælges parallelt med referencelinjen, Y_1 vinkelret på X_1 i prøveoverfladen og endelig Z_1 vinkelret på prøveoverfladen.



For at muliggøre målingen af de tre Euler vinkler, må prøve og håndstykke orienteres relativt til hinanden. Princippet er beskrevet i Appendiks 3.2. Efter opmålingen er det muligt at relatere de to koordinatsystemer til hinanden. I CHANNEL 4.2 ® gøres dette efter Bunge konventionen (se Bunge (1985)).

Det er nu muligt at bestemme de tre Euler vinkler efter Bunge konventionen. Den første rotation, R1, foregår omkring Z_0 og giver den første Euler vinkel ϕ_1 , der er vinklen mellem X_0^+ og skæringen, i, mellem foliationsplan og prøveoverflade. Der gælder

² For Tromsprøve er X_0 projektionen af lineationen på foliationsplanet, da lineationen afviger ca. 10 grader fra lineationen.

den følgende matematiske sammenhæng $\overrightarrow{Z_0^+} \times \overrightarrow{Z_1^+} = i^+$. Anden rotation, R2, foregår omkring X_0' , der er den omkring Z_0 roterede X_0 , og giver den anden Euler vinkel Φ . Φ er vinklen mellem Z_0^+ og Z_1 . Den tredje rotation, R3, foregår omkring Z_0'' , der er den omkring X_0' roterede Z_0 (Z_0 er selvfølgelig også roteret omkring sig selv, men da dette ikke har nogen effekt er det ligegyldigt), og giver den tredje Euler vinkel ϕ_2 . ϕ_2 er vinklen mellem I og X_1^+ , hvilket efter de to første rotationer svarer til vinklen mellem X_0^+ og X_1^+ . Jeg har beregnet størrelsen af de to af Euler vinklerne, mens ϕ_2 målt direkte ved hjælp af optisk mikroskop. I litteraturen bruges der ofte divergerende betegnelser for de tre Euler vinkler. Dvs. navnene er ikke de samme og betyder noget forskelligt. Det er derfor nødvendigt at notere sig hvilke konventioner den enkelte forfatter har brugt når man skal sammenligne resultater. For at øge præcisionen i bestemmelsen af de tre Euler vinkler er de beregnet ved hjælp af StereoNett 2.46 © Johannes Duyster, der er et shareware program der er hentet på Internettet. En glimrende beskrivelse af fænomenet Euler vinkler er givet i Bunge (1985).

3.3 Udvikling af metodik til undersøgelse af korngrænsefænomenerne.

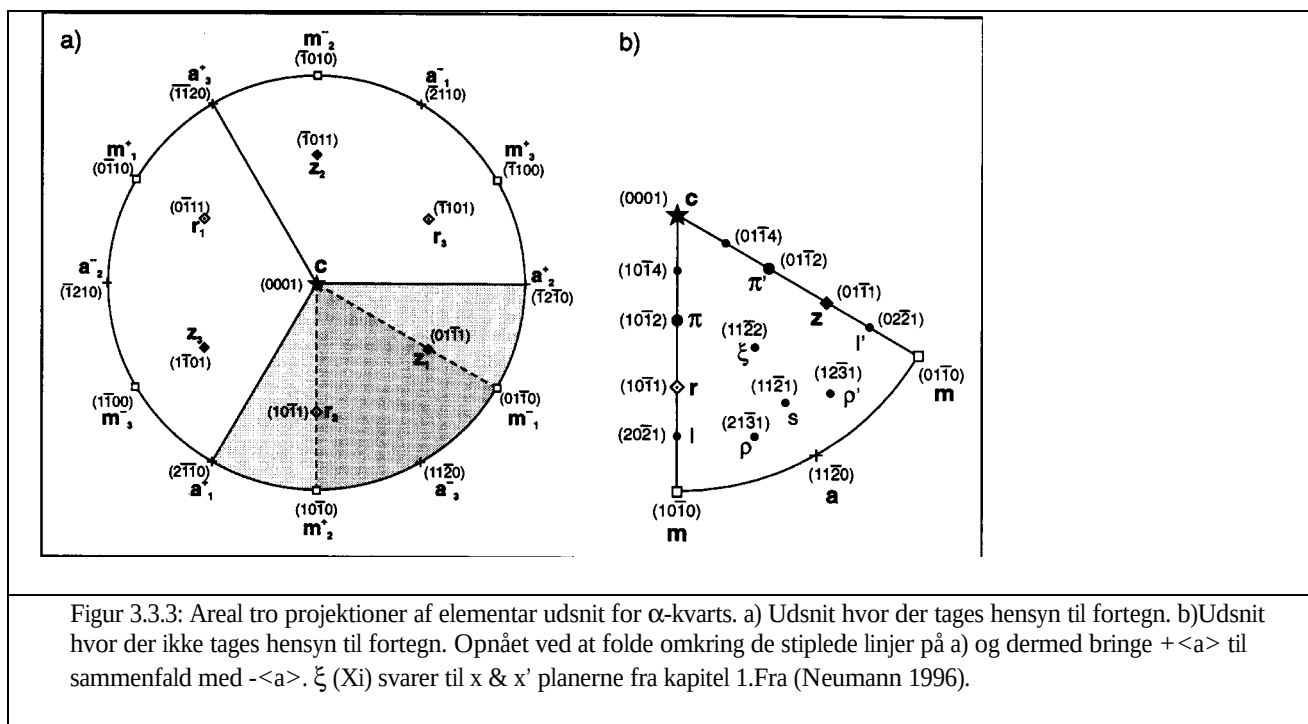
I elektron Mikroskopet

De indledende undersøgelser af prøven NØO573 var rettede imod at finde en passende fremgangsmåde m.h.t. korngrænseanalysen. Et af kravene er at man ikke overser nogle høj-vinkel korngrænser (>5 graders forskel i orientering). Det er nemlig ikke altid at der ses kontrast i backscatter billedet, selv ved store misorienterings vinkler (se f.eks. Lloyd (1985)). Derfor er den eneste sikre måde at genkende korngrænser på, at køre forsøget i spot mode og holde øje med hvornår mønstrene skifter. Den første idé var manuelt at klikke sig frem i prøven og måle på begge sider af korngrænsen. Denne metode viste sig dog at være vanskeligere end først antaget. Første problem var at forsøget var nødt til at foregå ved 25kv på grund af for dårlig mønsterkvalitet ved 20 kv, hvilket gjorde

at prøven hurtig blev enten ødelagt eller opladt af elektroner. Et andet og større problem var at det var endog særdeles vanskeligt at vurdere data statistisk. Derfor blev en anden metode taget i brug. Denne metode benyttede sig af at man flyttede stage, mens man var i spot mode. Dette gjorde udover at det var nemmere få en jævn fordeling af sine målinger at geometrien var tættere på det der var kalibreret for. Det eneste der manglede var blot at finde en step afstand for strålen der muliggjorde en måling af alle korngrænser, uden at skulle bruge for lang tid på at bevæge sig gennem de enkelte korn. Da der skulle undersøges for Dauphiné tvillinger var det endvidere relevant at se på subkorns grænser. Korngrænser i lav vinkel til foliationen blev dog ikke repræsenteret ved denne målemetode, idet der kun blev kørt linjer vinkelret på foliationen. Det sidstnævnte skyldes begrænsninger i fast stage kontrollen, som kun muliggør vandrette linjer. Det blev vurderet at det ikke var besværet vær at lave disse linjer manuelt, idet en software opgradering til SEM var under opsejling. Målingerne blev tegnet ind på et forscatter billede af strukturen, for evt. at kunne sammenligne forskellige krystallografisk fabric med forskellige mikrostrukturer.

Hvordan analyseres en misorientering mellem nabokrystaller.

Korn af samme mineral vil altid have en krystallografisk retning til fælles. En bestemt rotation om denne retning vil føre de to krystallers gitre til sammenfald. Denne rotationsakse kan plottes enten i krystalkoordinater eller i prøvekoordinater. For kvarts vil den maksimale misorienterings vinkel mellem nabo krystaller være 104,5, idet man altid vælger den lavest mulige af de ækvivalente vinkler som krystallografien tillader. Misorienterings vinklen for Dauphiné tvillinge grænsen er 60° (kapitel 1), mens rotationsaksen i krystal koordinater er {001}. Regnes der ikke fortegn for misorienteringen, kan der ikke fastlægges noget fortegn for rotationsaksen. Derfor reduceres elementar udsnittet for α -kvarts fra 120 graders udsnit til 60 graders udsnit (figur 3.3.3).



3.4 Analyse af Dauphiné tvillingernes videre skæbne

Analysemetoden til bestemmelse af Dauphiné tvillingernes videre skæbne blev en lidt kontroversiel metode taget i brug. Som det fremgår af kapitel 4 viste Dauphiné toppen i misorienterings histogrammet et offset fra de teoretiske 60 grader og en spredning, som fortrinsvis er mod mindre misorienterings vinkler. Misorienterings vinklen for Dauphiné tvillinger er som bekendt 60 grader, hvilket er betydeligt større end misorienterings vinklen for spredningen i forhold til den teoretiske Dauphiné top. Dauphiné tvillinge operationen kan imidlertid fjernes hvis misorienterings vinkler og akser beregnes i forhold til et heksagonalt gitter (6mm). En uheldig side effekt af denne operation er at andre højvinkel grænser også forvanskes ved denne metode og den er kun gyldig op til misorienterings vinkler på under 93,9 grader (Pat Trimby pers. komm.). For korn med misorienterings vinkler inden for et 10 graders interval og med middel misorienterings akser tæt på 001 er der imidlertid ikke dette problem. Dermed er det muligt at se hvilken misorienterings vinkel og akse som gør forskellen fra en rigtig Dauphiné tvilling. Opløsningen bliver dog reduceret væsentligt når man går fra den ene Laue gruppe til den

Figure 3.4: Forklaring på hvordan små misorienteringer for α -kvarts kan tolkes i 6mm. Det cirkel udsnit er elementar udsnittet for α -kvarts med hensyn til fortegn på $\langle a \rangle$. Det blå er uden hensyn til fortegn. Det røde er generet ved hjælp af spejling af elementar udsnittet for α -kvarts ud fra Laue gruppe symmetrien for α -kvarts, efterfulgt af spejling ud fra Laue gruppe symmetrien for 6mm. Læg mærke til at der ikke kan kendes forskel på r & z , samt l' og l og p' .

C-akse fabrics er umiddelbart analyserbare via egenvektor testen (Woodcock & Naylor 1983). Men for symmetriske fordelinger og lillecirkel fordelinger opstår der specielle problemer og disse egner sig ikke til test med egenvektor metoden (Woodcock 1977). Dette gør at egenvektor testen ikke kan bruges til at teste kvarts rombe fabrics, idet en statisk test vil give det samme resultat for en trigonal rombe fordeling, en heksagonal rombe fordeling og for en uniform fordeling, som alle vil have ens størrelser af den tre egenvektorer. Dette problem blev først opdaget sent i analysen af data og rombe fabrics er derfor vurderet visuelt ud fra konturerede stereoplots. Det er ikke optimalt at jeg ikke har testet mine data, men jeg fandt først sent ud af problemet med egenvektor testen, og nåede derfor ikke at finde en anden test.

KAPITEL 4: RESULTATER

Indledning

Til undersøgelse af Dauphiné tvillingers forekomst i kvarts tektonitter blev der fremstillet tre polerprøver ud fra håndstykker fra tre lokaliteter i de Norske Kaledonider. De tre prøver er indsamlet af Niels Østerby Olesen og repræsenterer forskellige metamorfe forhold og strain geometrier. Regional geologien i prøveområderne er beskrevet i det følgende afsnit, selv om regional geologien strengt taget ikke hører hjemme i resultat kapitlet. Mikrostrukturelle beskrivelser og beskrivelser af den krystallografiske fabric er relateret til de tre prøve akser:

X0: den østlige ende af lineationen

Y0: vinkelret på X0 i foliationsplanet, således at X0,Z0 og Y0 beskriver et højrehåndet koordinatsystem

Z0: Den ende af polen til foliationen som peger opad

Ved mikrostruktur beskrivelserne henvises der til Passchier & Trouw (1998), som giver en god oversigt over termer som bruges i mikrostruktur beskrivelser. Derfor vil jeg ikke referere disse termer dem igen i dette speciale !

4.1 Regional geologi

Regionalgeologi for prøverne fra Troms området

Prøve Nøo573 stammer fra Langedalen området i det indre Troms, mens prøve NØO837 stammer fra Dividalen området tæt ved den vestlige grænse op mod Langedalen området. Da prøve NØO er taget så tæt på Langedalen området går jeg ud fra at regionalgeologien for Langedalen området også passer for prøve NØO837. Prøvernes

nærmere placering på det tektonostratigrafiske kort over de Norske Kaledonider , det strukturelle og det geologiske kort over Langedalen området (hhv. Planche 4.1.1, 4.1.2 og 4.1.3). Langedalen området er kortlagt af bl.a. Niels Østerby Olesen i årene 1965-1967 (se Olesen (1971) for nærmere oplysninger). Området har gennemgået 5 foldefaser, hvoraf foldefase 2 var relateret til højdepunktet i metamorfosen og den mest penetrative af dem alle (Olesen 1971). Foldefase 2 resulterede i dannelsen af store (major) recumbente folder, med aksialplans foliation og foldeakseparallel minerallineation (transvers lineation), som ikke kan relateres til stor skala overskydningen af de Kaledonske napper fra NW mod SØ (Olesen 1971). Bjergarterne i Langedalen området kan opdeles i tre enheder. To Alloktone nappe enheder, øvre og nedre nappe, samt det underliggende autoktone basement. Basement består nederst af prækambriske infrakrustale og suprakrustale bjergarter overlagt af sedimenter af mulig kambrisk alder. Opbygningen af de to napper ses på figur 4.1.1

<u>Stratigrafi for napper</u>	<u>Metamorfe facies</u>
Øvre Nappe	
1. Biotit Skifre	
2. Muskovit-biotit skifre alternerende med calcit marmore	Lav- midt almandin-amfibolit facies (staurolit-almandin subfacies og/eller kyanit – almandin-muskovit subfacies da der ikke findes silimanit)
3. Kvartsit, her stammer prøve NØO837 fra	
4. Rødlig brun forvitrende glimmerholdig marmor (måske en selvstændig tektonisk enhed under den øvre nappe)	
<i>Nedre Nappe</i>	
1. Forskellige typer af glimmerskifre med indskud af calcit marmor	Lav- midt almandin-amfibolit facies (staurolit-almandin subfacies og/eller kyanit – almandin-muskovit subfacies da der ikke findes silimanit)
2. Glimmerskifre med utallige diskordante såvel som konkordante legemer af blastroporfyriske metadoleritter	Overgang til almandin-amfibolit facies (staurolit-almandin subfacies og/eller kyanit – almandin-muskovit subfacies da der ikke findes silimanit)
3. Blastromylonitter med augen-tekstur (delvist gneissiske delvist skifrige)	Højeste subfacies af grønskifer facies (kvarts-albit-epidot-almandin subfacies)
4. Kvarts fylitter (sikkert phyllonitter dvs. af mylonittisk oprindelse) med linser af dolomit marmor, prøve NØO573 stammer her fra	Øvre til midt grønskifer facies mest almindeligt det højeste subfacies af grønskifer facies (kvarts-albit-epidot-almandin subfacies), i den aller nederste del observeres lav grønskifer facies mineral parageneser
Figur 4.1.1 Simplificeret stratigrafisk sekvens og metamorfe facies fra de to napper i Langedalen området fra top til bund. Der er markeret hvor de to undersøgte prøver stammer fra. Efter (Olesen 1971)	

Prøverne NØO573 og NØO837 kommer fra henholdsvis den nedre og den øvre nappe. Metamorfosegraden er generelt stigende opad i den stratigrafiske sekvens og går fra lav grønskifer facies i den nedre del af den nederste nappe enhed til midt-nedre almandin-amfibolit facies i den øvre nappe og i den øverste del af den nederste nappe (Olesen 1971). Prøve NØO573 er deformeret ved grønskifer facies forhold, mens prøve NØO837 er deformeret ved midt amfibolit facies forhold (Olesen pers. komm.) (Figur 4.1.1).

Deformationen i forbindelse med overskydningen af de to napper har været af vidt forskellig karakter. Overskydningen af den øvre nappe, som er den ældste, er sket i

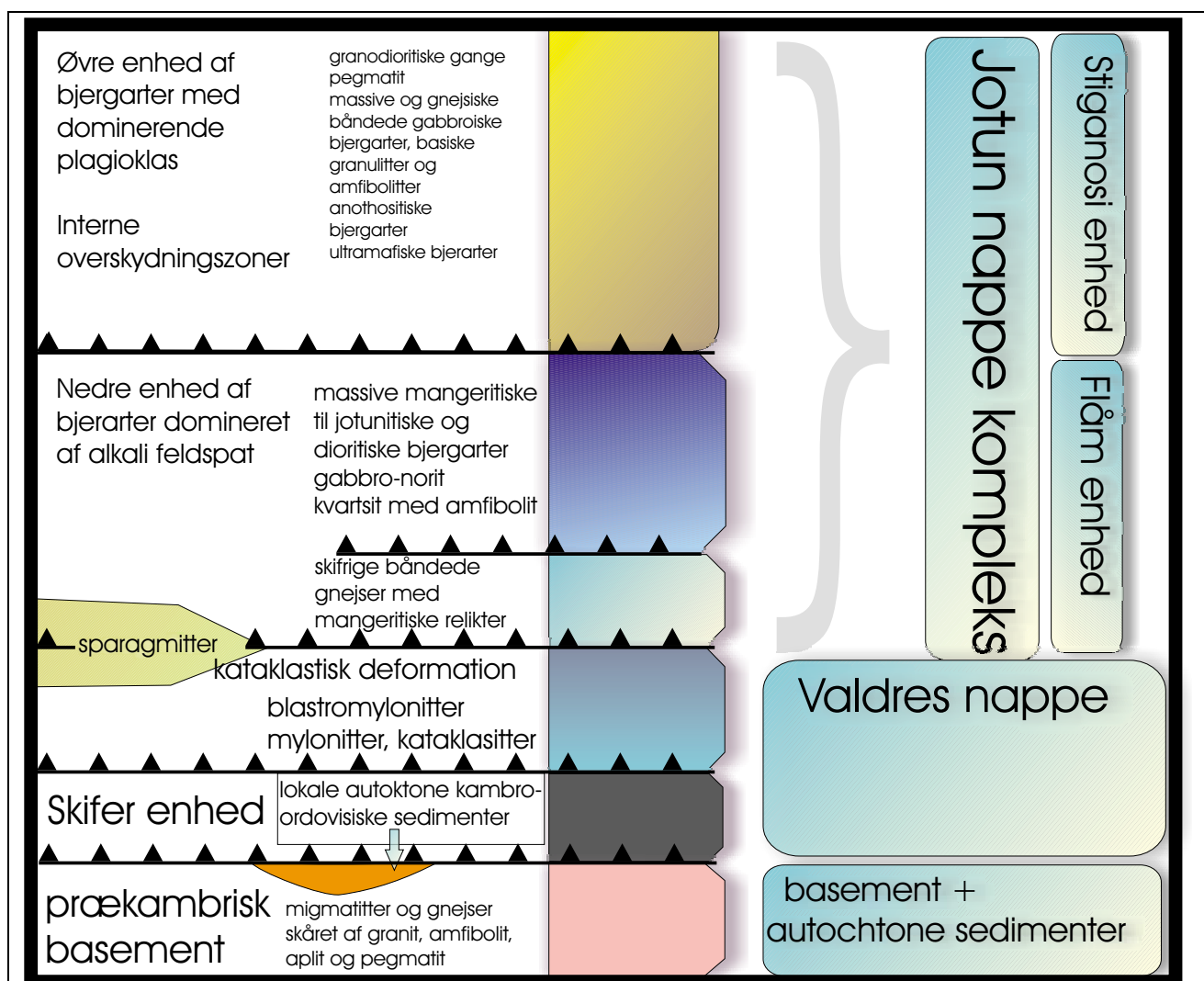
amfibolit facies og overskydningen er derfor plastisk og har medført deformation af sidebjergarterne, hvorimod den nedre er en kold overskydning, som ikke har haft den store indflydelse på bjergarternes fabric (Olesen 1971). Da den endelige placering af napperne ikke har haft stor indflydelse på bjergarterne i området kan der konkluderes at overskydningerne først fandt sted sent i den strukturelle udvikling af området (Olesen 1971).

De eneste strain indikatorer i området er deformerede kvarts kluster i et deformeret kvarts-konglomerat, som jvf. Olesen (1971) kan beskrives som treaksiale ellipsoider med et akse forhold på omtrent $X:Y:Z=10:3:1$, hvor længde akse er parallel med den transverse lineation, og den korte akse vinkelret på den regionale foliation. Akse forholdet plottet i et Flinn diagram indikerer plane strain, som ofte giver anledning til dannelsen af type 1 crossed “girdle” af kvarts c-akser plottet i et plan parallelt med lineationen og vinkelret på foliationen, forudsat deformationen er progressiv koaksial og har fundet sted ved medium til lav metamorfose grad (Passchier & Trouw 1998). Den vigtigste deformationsbegivenhed i området, F2, kan opdeles i to stadier: et tidligt stadiet med simpel bøjning og bedding og et senere stadiet med affladning, aksialt stræk og laminar strømning (Olesen 1971). En hypotetisk opdeling af de to stadier i F2 af Olesen (1971) viser en betydelig variation i den tektoniske bevægelsesretning samt orienteringen af de tre principale stress akser (figur 4.3). F.eks. skifter σ_1 fra horisontal NNØ-SSV til vertikal og σ_3 fra vertikal til horisontal VNV-ØSØ, samtidigt med at den tektoniske bevægelse går fra at være parallel med σ_1 til σ_3 , når man går fra det tidlige F2 stadiet ind i det sene. Dvs. bevægelsesretningen ændres fra at være mod SSV til at være mod VNV. Sidst nævnte er stik modsat den generelle Kaledonske bevægelsesretning, som er mod SSV. Således kan de tektoniske bevægelser i Langedalen området ikke relateres til overskydningen af de Kaledonske napper men snarere til F2 foldefasen. Den sene F2 må dog antages at være den dominerende og σ_1 antages derfor at have en middellorientering vinkelret på glimmer foliationen, mens σ_3 's middellorientering ligger omkring den transverse lineation. Den nederste af Olesens enheder tilhører sandsynligvis Rombak

enheden den aller øverste alloktion, men videre undersøgelser er nødvendige for definitivt at placere den øvre enhed tektonostratigrafisk (Stevens et al. 1985). Førnævnte viser den som en intern overskydning i den lagpakke som i Stevens et al. (1985) kaldes uddifferentieret Köli, og muligvis tilhører aller øverste alloktion. Alderen på deformationen af den øverste alloktion usikker, idet det ikke er sikkert om den er tidlig Kaledonsk eller er af prækambrisk alder. Stevens et al. (1985) angiver den laterale forsætning i forbindelse med de Kaledonske overskydninger på 150km (Nedre alloktion)+150km (Midterste Alloktion)+ 80km (Øverste Alloktion)=380km mod sydøst.

Regionalgeologi for Mjøllfjell området

Prøven MJØLLFJELLST.1 stammer fra en kvartsittisk enhed i Jotun Nappe Komplexet (Jnk) i Sydnorge. Denne kvartsittiske enhed kaldes også for Mjøllfjell-gruppen (Calusen 1986). Den massive kvartsit graderer langsomt over i amfibolitter og har derfor ingen skarp grænse (Rasmussen 1998). Jnk opdeles i to interne hovedenheder; Flåm (Lower Sheet efter Quale (1982)) Stiganosi (Upper sheet efter (Qvale 1982)) enhederne. Mjøllfjell-gruppen ligger mellem disse enheder. Flåm enheden, der er den tektonostratigrafisk nederste enhed, består, ifølge Bryhni et al. (1983) efter observationer i Sogn, af gnejser, hornblenditter , mangeritter-jotunnitter og bånd af kvartsitter med amfibolit (fig 4.4). Stiganosi enheden, der er den tektonostratigrafisk øverste enhed, består, i følge Bryhni et al. (1983) efter observationer i Sogn, af gabbroiske til anorthosittiske bjergarter, samt af ultramafitter (fig 4.4).



Figur 4.2: Simplificeret tektonostratigrafisk opbygning af Jnk på baggrund af observationer i Sogn (efter (Bryhni et al. 1983))

Lineære strukturer i området har ifølge Bryhni & Sturt (1985) generelt en VNV-ØSØ gående trend i Jnk, men andre trends er observeret (Rasmussen 1998). Denne trend observeres både for præ - og syn Kaledonske lineationer, idet lineationerne nogle steder skæres af gange af prækambrisk alder (præ-Kaledonske) mens andre fra den stærkt Kaledonsk prægede nedre del af Flåm enheden har Kaledonsk oprindelse (Bryhni et al. 1983). Deformationen af Mjøllfjell gruppen er sket i forbindelse placeringen af Stiganosi enheden på Flåm enheden i en en flere deformations begivenheder ved nedre til mellem amfibolit facies forhold (Calusen 1986, Rasmussen 1998). Deformations geometrien har været nonkoaksial og {m}<a> har været det dominerende slip system under deformationen (Calusen 1986, Rasmussen 1998). Bevægelses retningen i forbindelse med

deformationen af Mjøllfjell gruppen, har medført at den øvre blok har bevæget sig mod sydøst i forhold til den nedre blok (Rasmussen 1998). Denne placering er sandsynligvis sket i Sveconorwegisk eller meget tidlig Kaledonsk tid (Bryhni et al. 1983, Rasmussen 1998).

Bjergarterne i Flåm enheden gennemgik amfibolit facies metamorfose for 1000-1200 mill. år siden (Bryhni et al. 1983). Bryhni et al. (1983) angiver alderen af bjergarterne i Flåm enheden til 1600 mill. år. Bjergarterne i Mjøllfjell gruppen har måske en anden alder, idet de kan være dannet ved berigelse med kvarts i shear zoner ved retro^ging fra granulit til amfibolit facies, da en række mineral reaktioner indeholder kvarts på lav temperatur siden og fordi shear zoner ofte følger kvartslegemer i Jnk (Olesen 1986). At shear zoner følger kvarts legemer kan dog også skyldes at de hører til de duktilt blødeste bjergarter i området (Olesen 1986) (se kapitel 1). Den laterale forsætning i forbindelse med den Kaledonske overskydning af Jnk har, i følge den mest fremherskende model (model 1), været på ca. 290 i sydøstlig retning i forbindelse med en fladliggende overskydning med de underliggende fylitter som decollement zone (Bryhni & Sturt 1985). Model 1 understøttes af tilstedeværelsen af en basal blastromylonittisk zone langs randen af hele Jnk (Bryhni & Sturt 1985). En anden model (model 2) foreslår at Jnk's rodzone ligger dybt under "faltungsgriben", men de fleste hælder til model 1 (se Rasmussen (1998) for diskussion). Skorpe ekstension i mod slutningen af den Kaledonske orogenese har jvf. Rasmussen (1998)) medført en forsætning mod Nordvest på 20-36 km, i følge beskrivelser af Fossen & Holst fra 1995 (se Rasmussen (1998)). Beliggenheden af MJØLLFJELLST.1 ses på det tektonostratigrafiske kort over de Norske Kaledonider (Roberts & Gee 1985) og kortet over Gudvangen området (Rasmussen 1998) (hhv. planche 4.1.1 og 4.1.4).

4.2 Beskrivelse af prøve 573 ud fra håndstykke og tyndslib

Beskrivelse

Håndstykket (Planche 4.2.1) har en L/S fabric. Der ses en vekslen mellem mørkere brunlige lag og lysere grå lag. De brune lags tykkelse er under 1mm, mens de grå

lags tykkelse ligger på ca. 1mm-10mm. Lagene er foldede og det er muligt at indtegne aksialplanet for folden i sammenlukningen (195/8 (azimut/dip)). Der ses også en tydelig lineation ($X_0^+ = 112/1$ (azimut/dip)) som skyldes SPO af elongerede muskovitkorn, feldspatkorn eller kvartskornaggregater. Lagdelingen er mest tydelig i snit parallelt med lineationen og vinkelret på aksialplanet og ved nærmere eftersyn ses en gråtone variation i de grå lag. Lagdeling og aksialplans foliation er ikke parallelle.

Polerprøven 573 er taget fra et snitplan næsten vinkelret på aksialplanet for folden) og subparallelt med lineationen, X_0 , altså næsten et X_0Z_0 snit ((25/82) (azimut/dip) overhængende)(Planche 4.2.1). Der var fremstillet et tyndslib fra næsten samme snit, slib NØO573 (Planche 4.2.1 og 4.2.2). I tyndslibet er foliationen defineret af muskovit SPO, som er parallel med orienteringen af lagdelingen i slibets plan. Sammensætningen varierer i domæner parallelt med muskovit SPO'en og går fra domæner med 95% kvarts, en del feldspat og kun lidt glimmer til domæner med højt indhold af glimmer og feldspat . Gennemsnitlig ligger kvarts andelen på 85 %. Tynde feldspatrige domæner er mere finkornede end resten af bjergarten (planche 4.2.2c). Kvarts kornstørrelsen er større i de glimmerfattige domæner (50 μm), end i de glimmer rige domæner (Planche 4.2.2, specielt tydeligt på 4.2.2e).Kvartskornene har rette til let buede korngrænser, og ækvidimensional kornform (planche 4.2.2), dog med en elongations tendens i de mere grovkornede domæner (planche 4.2.2d og e). I de mindre glimmerrige domæner danner grupper af kvarts korn med næsten samme c-akse orientering (subdomæner) en skæv SPO (S_b), som har en vinkel på ca. 28 ° dextralt set mod nord til muskovit SPO'en (Planche 4.2.2c, d og e). Subdomænerne ses tydeligere ved indskydelse af gipsblad (planche 4.2.2e). Muskovit eller feldspat ”fisk” (hhv. planche 4.2.2a og 4.2.2b) med klar asymmetri til den generelle orientering af muskovitten ses flere steder. Ud over kvarts, feldspat og muskovit iagttagedes accessoriske mængder af et karbonat (calcit), flourit og et opakt mineral der ser ud til at være pseudomorf efter calcit (jeg har valgt ikke at præsentere billederne her i specialet da det er underordnet for emnet). Det opake mineral kunne meget vel være sphalerit, som kan replacere calcit (Kerr 1977). Sphalerit og flourit ligger koncentreret i et

bånd parallelt med glimmer båndene og det ser ud til at dette bånd er sammenfaldende med en sprække i håndstykket. I de kvarts rige domæner som blev udvalgt til EBSD analyse er kornstørrelsen op til 50 µm for matrix-kvartskorn, men ligger generelt noget lavere end det der er observeret i det optiske mikroskop.

Fortolkning

Den oprindelige bjergart var lagdelt (vekslen mellem mørke og lyse lag) og lagdelingen prædaterer deformationen, da foliationen ikke er parallel med denne. Lagdelingen er foldet og der er opstået en aksialplansfoliation, der ikke er parallel med lagdelingen. Aksialplans foliationen ses tydeligt i tyndslib i form af muskovit SPO. Da muskovit SPO'en er parallel med foliationer, som i følge Olesen (1971) fandt sted i forbindelse med F2 før hovedoverskydningen af de Kaledonske napper, er det sandsynligt at den skal relateres til F2. Ud fra feldspat og muskovit ”fisk”, og i overensstemmelse med den skæve kvarts subdomæne SPO (Sb) tolkes det at NØO573 i forbindelse med F2 har undergået laminar flow under noncoaksiale forhold med dextral shear sense set fra syd. Sidst nævnte svarer til en bevægelses retning mod øst, altså parallelt med den generelle bevægelses retning i de skandinaviske Kaledonider, og modsat af hvad Olesen (1971) observerede. Ifølge f.eks Jessel (1987), Jessel & Lister (1990), Mancktelow (1987a), Mancktelow (1987b) og Wenk 1994) er den skæve SPO, sandsynligvis dannet ved GBM. Sidst nævnte betragtning styrkes af det faktum at subdomænerne som helhed har ameobid ”korngrænse geometri” (Planche 4.2.2e). Da alle andre mikrostrukturer indikerer SGR (planche 4.2.2), repræsenter orienteringsgrupperne sandsynligvis et tidligere stadie med GBM under lavere strain rate og eller højere temperatur eller deformation under indflydelsen af fluider. Den dominerende SGR rekrySTALLISATION henfører NØO573 til deformations regime 2 (f.eks. (Gleason et al. 1993, Hirth & Tullis 1992)). Gleason et al. (1993) konkluderer at rekrySTALLISATION i dette regime ikke fører til nogen foretrukken orientering, ud over den der er opstået ved krystal slip.

Det ser ud til at prøven har været gennemtrængt af fluider, der har afsat fluorit og sphalerit. Fluiderne postdaterer sandsynligvis den plastiske deformation, da de afsatte

minerale ligger parallelt med en i en sprød sprække i bjergarten og ikke viser tegn på deformation. Det er dog ikke muligt at konstatere hvorvidt sprækken har geologisk oprindelse eller om den er menneskeskabt. Mineralogien i prøven afslører ikke den metamorfe facies, men observationer gjort af Niels Østerby Olesen viser midt til lav grønskifer facies. "Fiskene" og den fine kornstørrelse gør at NØO573 klassificeres som en mylonit (f.eks. (Twiss & Moores 1997)).

4.3 beskrivelse af prøve Nøo837 ud fra håndstykke og tyndslib

Beskrivelse

I håndstykket (Planche 4.3.1) ses der at de lineære fabric elementer er tydeligere end de planare. Den planare fabric ses bedst i snit parallelt med lineationen og kan i Y_0Z_0 snit kun ses på grund af en mørkere zone i bjergarten (Planche 4.3.1). Det er svært at bestemme mineralogien ud fra håndstykket dog ses der at bjergarten indeholder en lys glimmer, der danner minerallineation sammen med andre lyse mineraler. SPO af kvarts, feldspat og muskovit definerer en tydelig minerallineation, som ses i håndstykket ($X_0+ = (87,5/-5)$ (azimut/dip)) (Planche 4.3.1). Da det var vanskeligt at se den planare fabric i håndstykket, blev der fremstillet et slib vinkelret på lineationen. Dette slib afslørede at foliationen ikke var vinkelret på det allerede fremstillede slib, som derfor kun var et snit subparallelt med lineationen og i en vinkel på ca. 50° til foliationen ($(218/8)$ (azimut/dip)), $X_0Z_{0(50)}$ snit ($356/46$ (azimut/dip)) (Planche 4.3.1).

Begge slib (Planche 4.3.2) viser at glimmeren er muskovit, samt at bjergarten hovedsageligt består af kvarts og feldspat. Det er vanskeligt at skelne mellem feldspatten og kvartsen og derfor også vanskeligt at fastslå mængde forholdet præcist, dog er det klart at kvarts er den dominerende fase (mindst 80 %). Foliationen (Sa) er defineret af muskovit SPO, som dog er svært at se, og som viser flere tendenser hvoraf en ser ud til at dominere (planche 4.3.2). Bestemmelsen af foliationen (Sa) skal tillægges en usikkerhed på ca. 5° i snit vinkelret på lineationen!!! Fordelingen af kvarts og feldspat varierer vinkelret

på foliationen, men der ikke tale om egentlige kvarts/feldspatbånd. Feldspat kornene er affladede og ligger parallelt med lineation og foliation og danner SPO parallelt med muskovit SPO'en. Da snitplanet for slibene ikke var helt sammenfaldende med hverken X_0Z_0 eller Z_0Y_0 kan der ikke siges noget absolut om akseforholdene for hhv. kvarts og feldspat. Det kan dog ses at akseforholdet er større i $X_0Z_{0(50)}$ (op til $(l/b)=7$) slibet end i Y_0Z_0 ((l/b) ca 2) slibet. Korn med høj interferens farve har størst akse forhold i $X_0Z_{0(50)}$ slibet, mens akse forholdet for korn med andre orienteringer har mindre akseforhold (gennemsnitlig ca. 3 (l/b)). Feldspatten indeholder nogle steder polysyntetiske og mikroklin tvillinger, hvilket gør det nemmere at kende den fra kvartsen end det er i prøve NØO573, hvor feldspatten ikke indeholder tvillinger. Kvartsen har buede korngrænser der danner interlobate kornformer og kornstørrelsen er seriat, med store korn (høj interferens farve) med længde 350 μm og intermediære 100-200 μm længde, samt små korn som ofte er mindre end 50 μm i diameter. I zoner med højt glimmer indhold er kvarts kornstørrelsen mindre end i glimmer fattige zoner. Zoneringsen er tydeligst i $X_0Z_{0(50)}$ slibet, mens den er umulig at se i Y_0Z_0 slibet. Elongationen af kvarts kornene danner SPO, som er parallel med Sa (planche 4.3.2a,b og d-g). Ved indskydelse af gipsblad og rotation af slib i forhold til polarisatorerne, ses det at kvarts korn med næsten samme c-akse orientering danner subdomæner af korn der enkeltvis er elongeret parallelt med Sa men som er forbundne på tværs af Sa i et "zig zag" mønster (planche 4.3.2c). De større korn er opdelt i subkorn, som mange steder har udviklet sig til egentlige korn. Subkorns grænserne er ofte rette og ligger vinkelret på foliationen. På den måde er de med til at begrænse korn elongationen og har nogle steder ført til en reduktion af kornstørrelsen fra op til 350 μm til ca. 60 μm . De store interlobate kvartskorn har ofte diskontinuert unduløs udslukning, men der ses også korn med fejende unduløs udslukning. Kun ganske få steder ses der trippelpunkt grænser mellem kvartskorn. Bjergarten indeholder ud over de nævnte mineraler accessoriske mængder af sphalerit og calcit.

Fortolkning

Dynamisk rekrySTALLISATION ved korngrænsemigration, GBM, har været den dominerende mekanisme ved deformationen af kvartsen (de interlobate store kvartskorn). Nogle korn er mere elongerede end andre, hvilket kunne tyde på at de primært er vokset på bekostning af de andre korn. At elongationen primært er parallel med S_a , kunne skyldes at glimmer og feldspat begrænser kornvæksten. Ydermere vil et øget glimmerindhold i en zone føre til en større duktilitet og dermed større strain rate end i resten af bjergarten, hvorved dynamisk rekrySTALLISATION ved SGR er øget. Dynamisk rekrySTALLISATION ved SGR har også fundet sted i de mere glimmer fattige zoner og har været ansvarlig for dannelsen af ækvidimensionale korn med mere rette korngrænser og subkorn, og en signifikant mindre kornstørrelse. Ud fra egne undersøgelser er de ikke muligt at angive den metamorfe facies, men Olesen (1971) angiver den til midt amfibolit facies, hvilket passer godt med mikrostrukturene (GBM og SGR mikrostrukturer). Kombinationen af SGR og GBM i NØO837 svarer til den nedre del af deformations regime 3 for eksperimentelle undersøgelser af kvarts deformation, f.eks (Gleason et al. 1993, Hirth & Tullis 1992). Det er ikke muligt at fastslå shear sense ud fra mikrostrukturene da der ikke ses nogen "fisk" eller andre pålidelige shear sense indikatorer. Den fejende unduløse udslukning tyder på, at lav temperatur deformation også har fundet sted, mens den diskontinuerte unduløse udslukning indikerer recovery, som kræver lidt højere temperatur (f.eks (Passchier & Trouw 1998)). Lav temperatur deformation postdaterer amfibolit facies deformationen, da denne er penetrativ og ville have fjernet alle spor af lav temperatur begivenheden.

4.4 Beskrivelse af prøve MJØLLFJELLST.1 efter observationer gjort i håndstykke og tyndslib

Beskrivelse

Håndstykket har L/S fabric, idet der ses en tydelig bånding og en minerallineation af kvarts amfibol, muskovit og feldspat (planche 4.4.1). Foliationen ((137/40) (azimut/dip)) og lineationen (X0+ = (109/37) (azimut/dip)) kunne måles direkte på håndstykket. Ifølge observationer gjort af Rasmussen (1998) for kvartsit prøver fra Mjøllfjell gruppen, tre tre foliations dannende elementer:

1. Vekslen mellem lag (mm- til cm tykkelse) af varierende farveintensitet.
2. Koncentrationer af meget mørke til sorte (amfibol), røde (granat) eller grønne (amfibol) mineraler.
3. SPO af granat, amfibol, FeTi-oxid og epidot gruppe mineral og feldspat. I tyndslibet ses ligeledes muskovit, fetioxid, og biotit SPO.

De mørke og lyse lag (1) ligger parallelt med SPO af muskovit (ses kun i tyndslib) amfibol, epidotgruppe mineral, feldspat og granat (3) og koncentrationerne af mørke mineraler (2). Mørke mineraler ligger koncentreret i zoner parallelt med de mørke og lyse lag. Håndstykket havde en blågrøn farve, hvilket dels skyldes indholdet af amfibol, dels lysbrydningen i kvartsen (Olesen pers komm).

Der var fremstillet to tyndslib af prøven i XZ snit (Planche 4.4.2), men ingen i XY snit. I Tyndslibene ses en foliation defineret af muskovit og amfibol SPO (S_a) (planche 4.4.2). Kvarts kornene kan inddeles i tre grupper efter kornstørrelse: store korn på op til 2000 μm , intermediære korn på 100-300 μm , og små korn omkring grænserne af og inden i de større korn. Korn og subkorn er dannet for enden af lopperne på de store korn (planche 4.4.2c øverst midt for). Store og intermediære kvartskorn har unduløs udslukning, som kan være både fejende og diskontinuert (planche 4.4.2). Domæner med næsten samme suborientering i større korn har parallelle dislokations mure (fra det engelske dislocation walls). De store korn har ameobid korngrænse geometri.

Umiddelbart springer store lyse korn i øjnene når man betragter tydslibet under krydsede nicoller (planche 4.4.2e). Dette er dog synsbedrag, idet de store korn udgøres af to fraktioner; en med høje interferensfarver (næsten hvid) og en med lave (næsten sorte i alle orienteringer af nicollerne i forhold til tydslib). Sidst nævnte ses bedst hvis farverne fra tydslibsbilledet inverteres (planche 4.4.2f). De lyse korn danner en skæv foliation (S_b). S_b er dog kun fastlagt ved øjemål og der er derfor ikke noget statisk mål for dennes styrke, hvilket heller ikke ville give nogen mening, da der er tale om få korn. De sorte kvarts korn har, bedømt ud fra deres mørke interferens farve, en c-akse orientering tæt på den intermediære strain akse Y_0 . Den intermediære fraktion af kvartskorn har semi-ameobide til ameobide korngrænser, og de er primært elongerede parallelt med S_a , og vokser kun sjældent uden om de elongerede feldspat- og muskovitkorn. Subkorngrænserne ser ikke ud til at have nogen foretrukken orientering relativt til andre mikrostruktur elementer og de har ligesom korngrænserne ofte lobat forløb som dog ikke er helt så lobat som for korn med større forskel i c-akse orientering.

Granat linser og granat ”fisk”, samt linser og ”fisk” af andre mineraler såsom feldspat, amfibol og epidotgruppemineralet, forekommer. Granaterne har ofte reaktions rande af epidotgruppe mineralet og amfibol, og er nogle steder næsten fuldstændigt omdannede til epidot gruppe mineralet. Det er derfor sandsynligt, at i hvert fald nogle af epidoterne er pseudomorfer efter granat. Amfibol viser omdannelse til FeTi-oxider.

Fortolkning

GBM har været den altdominerende dynamiske rekrySTALLISATIONS mekanisme., hvilket har ført til kornvækst og dermed en større kornstørrelse på op til 2000 μm i glimmer -og feldspatfattige zoner. I zoner med højere glimmer, amfibol og feldspat indhold, når kornene aldrig op på den samme kornstørrelse, idet kornvæksten er hæmmet af elongerede feldspat, amfibol -og glimmerkorn, og derfor primært foregår parallelt med foliationen (S_a). Granat ”fiskene” indikerer høj metamorfe forhold ($\geq 800^\circ\text{C}$) (f.eks (Ji & Martignole 1994, Kleinschrodt & McGrew 2000)). Granat ”fiskene “ indikerer sammen med fisk af andre mineraler dextral shear sense set fra syd. Reaktions rande såsom epidot

på granat og epidot som pseudomorfer efter granat vidner om faldende metamorfe betingelser under *opløft og opgravning* (fra engelsk: exhumation) af bjergarterne. SGR har dannet mindre korn langs randene og inden i de større korn og har været en begrænsende faktor for kornstørrelsesudviklingen, men har samtidig tjent som nukleationspunkter for fornyet kornvækst ved GBM, idet subkornene også har lobate korngrænser. Væksten af subkornene kan enten skyldes at de som nydannede har lav koncentration af krystal defekter, at de for rekrystallisation har en favorabel orientering (Jessel & Lister 1990), eller at GBM foregår for alle korn idet den tilstræber at minimere kornenes overflade energi (Gleason et al. 1993, Hirth & Tullis 1992). Personligt hælder jeg mere til den forklaring som (Jessel & Lister 1990) giver, idet jeg ikke umiddelbart forbinder lobate korngrænser med en reduktion i overflade energi. Et andet argument imod at korngrænsemigrationen ikke har nogen indflydelse på LPO er de store områder med næsten sorte kvarts korn, som ikke umiddelbart kan forklares ved slip. Endelig vidner den unduløse udslukning om at bjergarten også har været udsat for strain ved lav temperatur.

De foliations dannede elementer ligger parallelt i denne prøve, men dette betyder ikke at de genetisk relaterede, idet andre, (Calusen 1986, Rasmussen 1998), har observeret varierende geometrien de enkelte elementer imellem. Farve båndningen kunne skyldes en oprindelig sedimentær lagdeling, hvilket er en subjektiv vurdering. Bjergarten har en mylonittisk oprindelse, men på grund af den store kornstørrelse, klassificerer den som en mylonitisk gneiss (f.eks (Twiss & Moores 1997)).

4.5 Mikrostrukturer observeret i SEM for prøve Nøo573

Beskrivelse

Mikrostrukturerne blev observeret ved hjælp af den såkaldte forscatter kontrast (FSE) (Lloyd 1985, Lloyd 1987). FSE kontrasten skelner ikke mellem korn og subkorn dvs. en lille misorientering kan sagtens give en stor kontrast (Lloyd 1985, Lloyd 1987). Et andet problem er at nogle korngrænser ikke kan ses, hvis c-akserne peger mod forscatter

detektoren (Lloyd 1985, Lloyd 1987). Korngrænser ses dog ofte også som sorte riller, idet syton ætsningen er mere effektiv steder med mange defekter (Lloyd 1985, Lloyd 1987). Samtidigt giver syton poleringen også forskelligt relief for korn af forskellig orientering og for forskellige mineraler (Lloyd 1985, Lloyd 1987). Mikrostrukturene lignede dem der blev observeret i det optiske mikroskop, men med en væsentlig forskel, nemlig at Sb ikke kunne ses og at den ameobide subdomæne grænse geometri dermed heller ikke kunne ses (planche 4.5). Dette var også tilfældet steder hvor der var et lille glimmer indhold (planche 4.5). Kornene var næsten ækvidimensionale og havde rette korngrænser.

Fortolkning

SEM observationerne bekræfter det som sås i det optiske mikroskop. Der kan videre udledes at subdomænerne fra det optiske mikroskop kun har orienteringer af c-akserne tilfældes, da de ikke ses i FSE kontrasten. Dvs. SGR mikrostrukturene dominerer totalt og kornfabricen er polygoniseret.

4.6 Mikrostrukturer observeret i SEM for prøve Nøo837

Beskrivelse

Kvarts kornene indeholder mange substrukturer og har en meget varierende kornstørrelse, som det dog er svært at danne sig et overblik over på grund af de mange substrukturer (planche 4.6.1). Vurderet ud fra EBSP er misorienteringen mellem subkornene lille, dvs. under 1 grad.

Korngrænse geometrien er semi ameobid, ganske som det ses i det optiske mikroskop (figur 4.6.1). Dette er også tilfældet for Dauphiné tvillinge grænserne, som blev erkendt ved en kombination af diffraktions mønstre og EBSP, og for andre subkornsgrænser (figur 4.6.1). Der var ingen pinning strukturer som sikkert viste hvilket Dauphiné tvillinge individ der voksede. Subkornsgrænser har ingen foretrukken orientering. Det var nemmere at kende forskel på feldspat og kvarts end det var i det

optiske mikroskop, det sås tydeligt at feldspatten var fordelt jævnt over hele prøven (figur 4.6.1).

Fortolkning

Kvarts kornene har gennemgået intrakrystallin deformation, idet de indeholder mange substrukturer. GBM har fundet sted både mellem subkorn og mellem korn med større forskel i orientering, da både interne og eksterne grænser er lobate. Dauphiné tvillinger har ligeledes lobate korngrænser, hvilket indikerer at der også har foregået GBM tvillinge individerne imellem.

4.7 Mikrostrukturer observeret i SEM for prøve

MJØLLFJELLST.1

Beskrivelse

Det ses i SEM'en at de store kvartskorn er opbygget af flere subkorn, hvilket ses på de vekslende gråtoner i FSE kontrasten (se afsnit 4.8) (planche 4.7.1). Misorienteringen mellem disse subkorn er forholdsvis lille og er for det meste under 1 grad, vurderet ud fra diffraktionsmønstrene. Langs grænserne af de store korn ses sorte rande og huller som er opstået under ætsningen. Korn fabricen er ameobid seriat og ligner den som sås i det optiske mikroskop. Det er svært erkende "pinning" strukturer, da inklusioner ligger inden i kornene, og det er derfor ikke muligt at se hvilke korn som vokser på bekostning af andre. Nogle steder ses Dauphiné tvillinger i orienterings kontrasten og de har alle steder stærk buede korngrænser, og deres korngrænser er ameobid. Områderne på hver side af de tolkede Dauphiné tvillinge grænser viser små variationer i FSE kontrasten.

Fortolkning

Der er overensstemmelse mellem observationerne gjort i tyndslibet og i SEM, derfor er fortolkningen den samme. Der kommer dog to vigtige oplysninger fra SEM FSE orienterings kontrasten:

1. Dauphiné tvillingerne har ameobide kornformer, en form man normalt relaterer til GBM og det antages derfor at de er dannet ved GBM.

2. Internt i Dauphiné tvillinge individerne ses mindre misorienteringer som kan sandsynligvis kan relateres til plastisk slip og recovery (Jvf. f.eks. Passchier & Trouw (1998)).

4.8 Krystallografisk fabric for prøve NØO573

Beskrivelse

C-akser

Data for NØO573 blev plottet samlet, for at få et tilstrækkeligt stort datasæt, selv om alle data ikke var indsamlet helt ens. Den krystallografiske c-akse fabric viste en relik type 2 crossed “girdle” (se f.eks. Passchier & Trouw (1998), med submaksima. En statistisk test af signifikansen af c-akse “girdlen” via egenvektor metoden (Woodcock & Naylor 1983) viste at den var signifikant med konfidensinterval på mindst 99%. Egenvektor V3, som repræsenterer testens bud på polen til “girdle” fordelingen, var 121,8/5,98 (azimut/dip). En visuel vurdering af “girdlen” gav et noget anderledes resultat. Fabric skelettet (se f.eks. Passchier & Trouw (1998)) var opbygget af tre segmenter: et centralt segment, som var roteret ca. 25 ° i forhold til at være vinkelret på foliationen, mens den ydre del er roteret ca. 37 ° (planche 4.8.1).

Romber, de positive (r) og de negative (z)

Rombe fabricen var tilfældig dog med en tendens til maksima for r-romberne. En større data mængde kunne afsløre hvorvidt r-fordelingen er signifikant.. Egenvektor test (Woodcock & Naylor 1983) på de rå rombeorienteringer vil ikke være tilstrækkelig, idet rombernes orientering er begrænset af c-aksernes orientering, samt fordi egenvektor testen ikke kan anvendes på lillecirkel fordelinger med bestemte åbningsvinkler (Woodcock

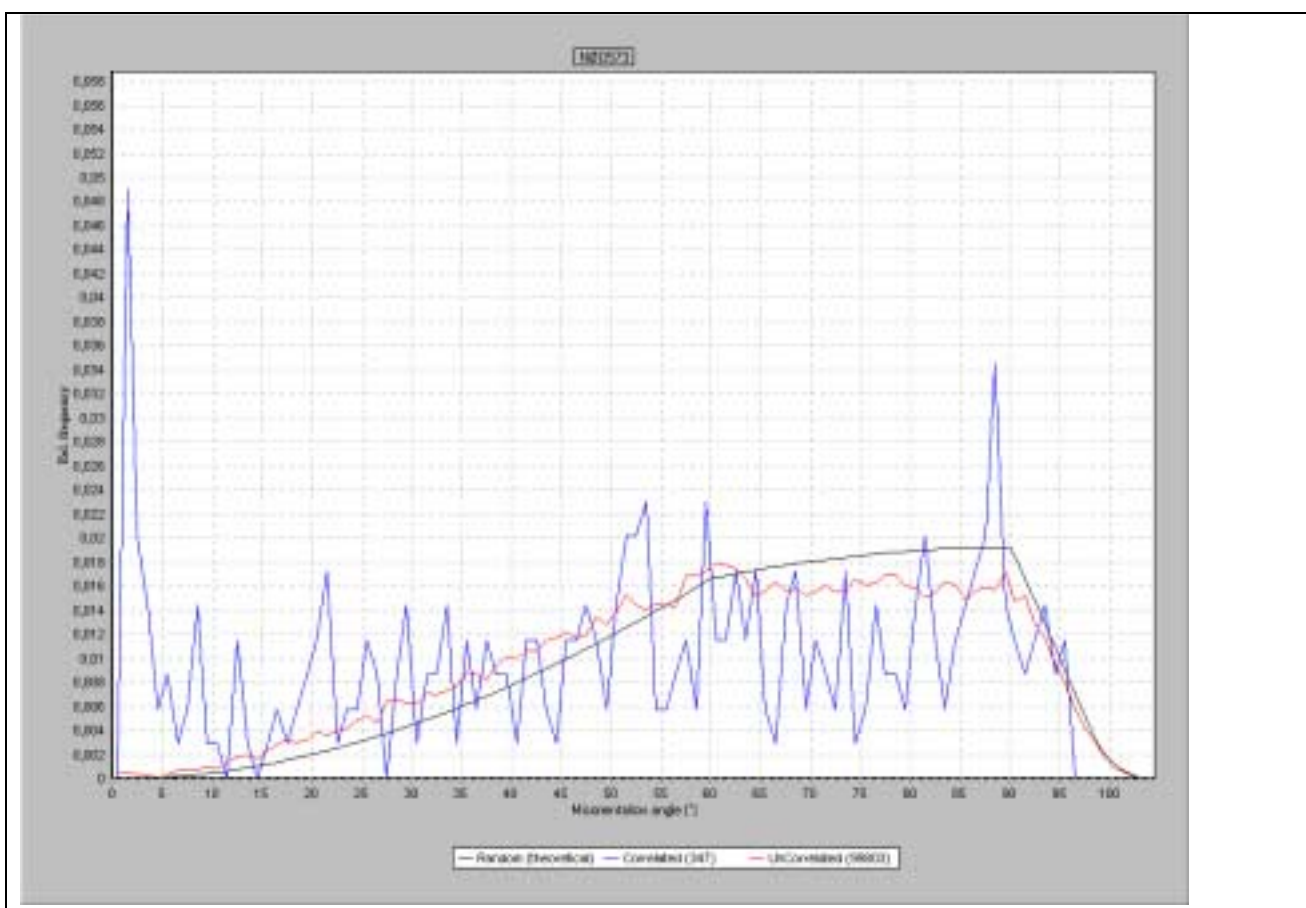
1977). En nærmere statistisk undersøgelse vil derfor kræve at data fratrækkes en tilfældig fordeling af romberne om c-akse fordelingen, samt at en anden test end egenvektor testen anvendes. Det er dog forfatterens mening at den visuelle vurdering, på trods af den manglende kvantificering, er tilstrækkelig til at afgøre at der ikke er nogen signifikant rombe fordeling for prøve NØO573.

a-akser og polen til 110 planet

a-akserne var svagt fordelt med to svage maksima der var roteret dexstralt i forhold til foliationen. Ud over punktmaksimaene sås der tendenser til dannelse af flere “girdle” fordelinger (planche 4.8.1). Da det var vanskeligt at gennemskue a-akse fordelingerne via de almindelige polfigurer, blev flere prøve retninger prøvet for at se hvilken der havde den stærkeste korrelation med a-akserne (planche 4.8.2). Det bedste fit blev fundet ved et plot mod den visuelt fundne pol til det centrale “girdle” segment ($\alpha=0$, $\beta=-25$), mens hverken polen til det yderste segment af “girdlen” ($\alpha=0$, $\beta=-37$) eller egenvektor testens bud på en pol til “girdlen” ($\alpha=5.98$, $\beta=-31,8$) gav noget overbevisende resultat (planche 4.8.2).

Misorienteringer mellem nabo korn

Der ses ingen signifikant Dauphiné tvillinge top. Der er mange små fluktuationer. En top omkring 87° er signifikant. Denne kunne måske være relateret til Japan/Friedel tvillinge lov, men dette kan ikke bestemmes ved misorienterings histogrammer alene. Da formålet med dette speciale var at undersøge signifikansen af Dauphiné tvillinger, fandt jeg det ikke relevant at undersøge fænomenet nærmere



Misorienterings histogram for prøve NØ573, som viser misorienterings vinklen mellem kvarts korn. Den laveste af de ækvivalente misorienterings vinkler er valgt. Den korrelerede kurve er nabo korn, mens den ukorrelerede er et tilfældigt udvalg af korn som ikke nødvendigvis er nabo korn. Konstrueret i CHANNEL 4.2 ®.

Rotations akser i prøvekoordinater (planche 4.8.3)

For de lave misorienterings vinkler (1-16 °) er rotations akserne svagt relateret til c-akse “girdlen”. Fra 16-61 ° ses en tilfældig fordeling, mens der for intervallet fra 61-104,5 ° ses en fordeling som ligner fordelingen af a-akserne. Samlet set ser fordelingen tilfældig ud.

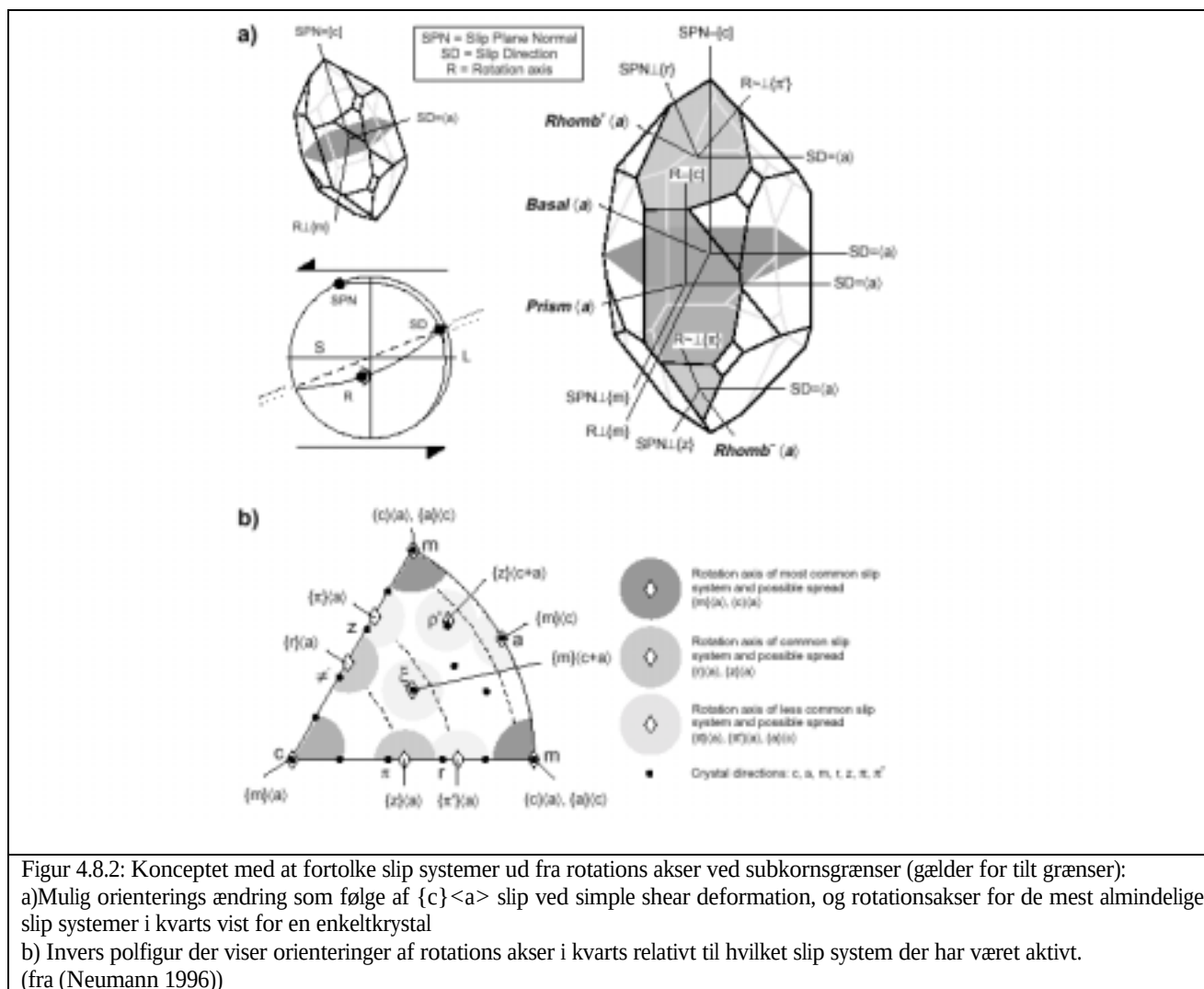
Rotations akser i krystal koordinater (planche 4.8.4)

Rotations akserne for vinkler fra 1-61 ° ligger hovedsagligt koncentreret omkring polen til {001}, men retninger i basal planet og retninger mellem basal plan og c-aksen ser også ud til at have en vis betydning (ξ , ρ , ρ' , π , π' , s og l). I intervallet fra 61-104 ° ser

fordelingen af rotations akser helt anderledes ud, idet de er koncentreret i et bånd mellem a-akserne og romberne. Samlet er det dog orienteringerne nær {001} som dominerer.

Fortolkning

C-akse fordelingen og a-akse fordelingerne kan forklares ved krystalloplastisk slip (Jvf. f.eks. Law (1990), Passchier & Trouw (1998)). Der er ingen signifikant rombe fordeling, og piezocrescens kan derfor ikke have været nogen signifikant proces, hvilket også afspejles i den svage Dauphiné top. Da rombe fabrics ikke indikerer piezocrescens må de Dauphiné tvillinger som ses i prøven skyldes andre processer. C-akse “girdlen” indikerer, jvf. f.eks. Law (1990) og Twiss & Moores (1997), at shear planet ligger cirka 25 dextralt roteret i forhold til muskovit foliationen. a-akserne ligger vinkelret på det centrale segment af c-akse “girdlen”, og selvom de er svagt fordelt og det kan derfor antages at a-retningen har været den dominerende slipretning (f.eks. (Law 1990)). Da det ydre segment af c-akse “girdlen” er roteret mere end det centrale segment, må krystaller med c-akse orienteringer med en stor vinkel til foliationen have gennemgået en større rotation under deformationsforløbet relativt til dem med en mindre vinkel til foliationen. Sidst nævnte indikerer der har været højest RSS på basal planet, idet korn med c-akserne i det yderste antages hovedsageligt at være roteret ved slip på basal planet (jvf. f.eks. Twiss & Moores (1997)). Rotations akserne for de små misorienterings vinkler ligger hovedsageligt koncentreret, hvilket indikerer at prisme $m <a>$ slip har domineret, i hvert fald den sidste del af deformationen, under antagelse af at der er tale om tilt grænser, dannes ved subkorns rotation (Lloyd & Freeman 1994) (figur 4.8.2).



Figur 4.8.2: Konceptet med at fortolke slip systemer ud fra rotations akser ved subkornsgrænser (gælder for tilt grænser):
a) Mulig orienterings ændring som følge af $\{c\} \langle a \rangle$ slip ved simple shear deformation, og rotationsakser for de mest almindelige slip systemer i kvarts vist for en enkeltkrystal
b) Invers polfigur der viser orienteringer af rotations akser i kvarts relativt til hvilket slip system der har været aktivt.
(fra (Neumann 1996))

4.9 Krystallografisk fabric for prøve Nø0837

Beskrivelse

C-akser

Et plot af c-akse og rombefabrics gav det samme resultat for en række opmålte områder i prøven. Derfor valgte jeg at plotte alle mine data sammen. C-akse mønstret for prøve NØO837 var fordelt efter en asymmetrisk relict en type II crossed “girdle” (se f.eks Passchier & Trouw (1998))(Planche 4.9.1). En egenvektor test (Woodcock & Naylor 1983) udført ved hjælp af SteoreNett 2.0 © viste at c-akse fordelingen var signifikant med mindst 99% konfindens interval (bilag 4a) . Egenvekor testen gav endvidere et estimat af

polen til den bedste storcirkel til “girdlen” på 93,85/14,32 (azimut dip). En visuel vurdering giver et lidt anderledes resultat :115/0 (azimut dip), for en ret “girdle” (planche 4.9.1). Grunden til forskellen mellem den visuelt vurderede og den beregnede pol til “girdlen”, er at der ikke er tale om en ægte single “girdle” men om en relik type II “girdle” (planche 4.9.1). Ifølge (Woodcock 1977) skal man passe på med at fortolke egenvektor tests for blandede fordelinger, idet der bl.a. advares direkte mod at fortolke type 2 crossed gridles. På den baggrund mener jeg at den bedste fortolkning er den visuelt vurderede. “girdlen” kan groft set opdeles i 7 submaksima, samt et hul i “girdle” fordelingen omkring Y0-retningen. Submaksimaene er som følger:

Det stærkeste maksima, I (25/54 (azimut/dip)), beliggende ca. 45 ° over foliationen og foliationspolen, altså midt mellem foliationen og foliationspolen, Z0+. Maksimummets størrelse er på 14,66 mud (Mean Uniform Distribution= gange uniform fordeling) ved 5 °s halvbredde værdi, hvilket forfatteren dog tilskriver flere målinger i samme korn. En mere passende værdi ligger nok omkring 10-11 gange mud (se polfigur på planche 4.9.1).

Ia (205/57 (azimut) beliggende på samme måde som I bare under foliationen. Ikke så stort som I, men stadig tydeligt med 7 mud maksima.

Maksima II (25/28 (azimut/dip)) ligger midt mellem periferien og maksima I og når et maksimum på 10 gange mud. Området mellem maksima I og II ligger på 4 gange mud, der er altså intet hul mellem disse to. Ser man mellem Y0 og II ses derimod et stærkt fald til under 1mud tæt Y0 og foliationen.

Maksima IIa (205/26 (azimut/dip)) ligger midt mellem Ia og periferien, altså tilsvarende II bare over foliationen. Maksimaet når en værdi på 7 mud. Der er forbindelse til Ia og der observeres et fald ind mod foliationen og Y0

Maksima 4 (195/4 (azimut/dip)) ligger næsten helt ude ved periferien af projektionen og når op på ca. 8 mud

Maksima 5 (139/65 (azimut/dip)) ligger forskudt nogle ° mod øst i forhold til “girdle” skelettet og når op på 8 gange mud

Maksima 6 (139/18 (azimut/dip)) ligger længere fra “girdle” skelettet end 5.

Maksima 1-5 tilhører den rette “girdle”, mens 5 og 6 er relikter efter en crossed “girdle”. Et plot af målinger der havde Dauphiné tvillinge relation viste den samme c-akse fordeling som resten af kornene og havde derfor ingen effekt på c-akse fordelingen af de andre korn (Planche 4.9.3).

Romber, de positive(r) og de negative (z)

Der ses en trigonal fordeling af romberne. r-romberne følger en svag kløvet “girdle” fordeling, som er roteret dextralt omkring Y0, i overensstemmelse med asymmetrien af c-akse “girdlen” (planche 4.9.1). z-romberne viste en række svage maksima, som lå hvor der ikke var r-romber (planche 4.9.1). Det var ikke muligt at efterprøve r-rombe fordelingen kvantitativt via egenvektor testen, da vinklen mellem rombeplanerne er tæt på vinklen mellem egenvektorerne. Et plot af målinger med Dauphiné relation til mindst én nabo viste tilfældig r- og z-rombe fordeling (planche 4.9.3) og en fjernelse af disse korn fra fordelingen havde da heller ingen mærkbar effekt. Der var ikke umiddelbart nogen korrelation mellem Z0 og r som var signifikant stærkere end korrelationen mellem Z0 og z (planche 4.9.4). Rombefordelingerne for de enkelte submaksima blev plottet for at undersøge trigonaliteten nærmere. Resultatet var en lillecirkel fordeling med submaksima omkring c-akse orienteringen for det respektive submaksima. Maksima 1, 1a, 5 og 6 har det der lignede en trigonal, mens 2, 2a og 4 har en heksagonal distribution af submaksima (planche 4.9.2). Antallet af data i hvert submaksimum er dog for lille til at resultatet var overbevisende nok (planche 4.9.2). Det som knytter de maksima med tilsyneladende heksagonal rombe fordeling sammen er at de ligger med c-akser forholdsvis tæt på periferien af stereoplottet. Derfor blev der oprettet et

subset ($Y0_{sub}$) med korn der lå tæt på Y retningen, dvs. tæt ved projektionens centrum som altså gerne skulle illustrere den trigonale rombe fordeling. Korn inden for $Y0_{sub}$ viser en trigonal “komet” og hale fordeling (planche 4.9.2) som ligner den der ses i MJØLLFJELLST.1 (planche 4.10.1), bortset fra at de er roteret modsat af c-akse “girdlen”.

a-akser og 110 planer

Samlet set er a-akserne fordelt i to punktmaksima ved polfigurens periferi, som begge ligger i en vinkel på 25° dextralt i forhold til foliationen (planche 4.9.1). Der er ikke nogen forskel på fordelingen af + og - $\langle a \rangle$ og fordelingen af polen til anden ordens prismerne {110}. a-akse fordelingerne afspejles i de inverse polfigurer (Planche 4.9.4). Hverken polen til {110}, eller a-akserne viste nogen korrelation med lineationen der var stærkere end de andre retninger vinkelret på c-aksen. Derimod var der en klar korrelation med polen til den visuelt vurderede “girdle” ($\alpha=0$, $\beta=-25$) på planche 4.9.4). Tilsvarende sås ikke for polen til egenvektor testens bud på polen til en tilpasning til “girdlen” ($\alpha=14,32$, $\beta=-3,85$) på planche 4.9.4). Som et hele ligger a-akserne primært vinkelret på c-akse “girdlen”, men der ses dog en del spredning (planche 4.9.1). Går man i detaljer er sammenhængen mere kompleks, idet de enkelte c-akse submaksima har en “girdle” fordeling omkring c-akse orienteringen. Asymmetrien af denne “girdle” passer med asymmetrien af c-akse “girdlen” for 1, 1a, 2, 2a og 4, mens den er modsat for 5 og 6 (planche 4.9.2). Sidst nævne kunne meget vel være det der skaber spredningen på de a-akse maksima som ses i den samlede fordeling. Samtidig kunne det konstateres at der var forskel på - $\langle a \rangle$, + $\langle a \rangle$ og 110, idet dip for “girdlen” skifter fortegn mens azimuth forblev uændret (planche 4.9.2). $subY0$ viser, som for romberne, en trigonal fordeling af a-akserne. Tre langstrakte a-akse maksima er således fordelt langs periferien af projektionen, sådan at $\langle a \rangle +$ maksima havde et tilsvarende maksima i $\langle a \rangle -$ der var roteret 180° om $Y0$ (planche 4.9.2).

Misorienteringer mellem nabo korn (figur 4.9.1)

Den mest signifikante højvinkel-top ligger omkring de 60° , som er den teoretiske beliggenhed af Dauphiné tvillinge toppen. Ses der nærmere efter, ses det dog at toppen dels er forsat mod lavere vinkler, dels viser en del spredning, som primært er mod lavere vinkler ($60,5 - 50^\circ$). For vinkler over 35° er der ingen nabo misorienterings relationer som kommer over det teoretiske tilfældige. Ydermere, siden alle værdier for de korrelerede ligger under de ukorrelerede kan alle toppe ud over Dauphiné toppen tilegnes tekstur effekten. Under 35° ses der en del toppe. Lavvinkel misorienteringerne ligger over tilfældig fordeling og er højere end Dauphiné toppen.



Figur 4.9.1: Misorienterings histogram for prøve NØ0837, der viser misorienterings vinklen mellem kvarts korn. Den mindste af de ækvivalente rotations vinkler er valgt. Y-aksen angiver frekvensen relativt til det samlede antal korngrænser, x-aksen misorienterings vinklen i °. Det korrelerede er korn som er nabokorn. Det ukorrelerede er et tilfældig udpluk af korn som ikke nødvendigvis er nabokorn.

Rotations akser i prøvekoordinater (planche 4.9.5)

For vinkler fra 1-56 ° viser rotations akserne en tilfældig fordeling. Fordelingen i intervallet fra 56-61 °, svarende til Dauphiné toppen, er den samme som fordelingen af c-akserne. Fordelingen i intervallet fra 61-104,5 ° viser en markant anderledes fordeling end det forgående interval, idet de er plotter næsten ude ved periferien symmetrisk fordelt omkring c-akse “girdlen”. Samlet er fordelingen sammensat og derfor svær at vurdere.

Rotations akser i krystal koordinater (planche 4.9.6)

Rotations akserne for lav vinkel toppen (1-16 °) har rotations akser tæt på {001} og viser derud over kun svage maksima. Fra 16-36 ° ses der stadig en stærk fordeling ved {001}, men der ses også maksima ved {a} og intermediære retninger. Fra 36-56 ° ses der en stærk foretrukken orientering omkring polen til {001}, en lille cirkel mellem 101 og 011, med et maksima midt mellem disse to retninger og en række spredte maksima. Fra 56-61 °

er der en stærk koncentration omkring {001} som viser en spredning på ca. 10 °. Fra 61-104,5 ° ses en lillecirkelfordeling der ligger midt mellem polerne til r og m planerne. Samlet set overprinter {001} maksimaet alle andre maksima.

Rotations akser inden for Dauphiné toppen og med $\langle 001 \rangle$ som nærmeste rotations akse ($h + k + l \leq 3$)

Korn (40 stk.) med rotations akser tættest på {001} ($h+k+l \leq 3$) og med en misorienterings vinkel mellem 50 og 61 ° blev udvalgt til at se nærmere på hvordan spredningen og offsettet af Dauphiné toppen var opstået. Logisk nok plottede rotations akserne tæt ved {001} når de blev plottet i den trigonale Laue gruppe (-3/2) (planche 4.9.7). Der var dog en spredning, som formodentlig skyldes en videre rotation af krystalgitteret for tvilling og vært. For at se nærmere på denne spredning blev rotations akserne plottet i den heksagonale rumgruppe 6mmm, hvilket fjernede Dauphiné tvillinge operationen (se kapitel 3 og 2). Dermed kunne andre fænomener end tvillinge operationen bedre opløses, idet præg af {001} akse fra Dauphiné tvillinge operationen var fjernet. Rotations akserne var i 6mmm hovedsagligt fordelt i et bredt lillecirkel bånd tæt ved {001}, men viste også andre tendenser. Af disse kan nævnes (r eller/og z) og {120} (planche 4.9.7).

Fortolkning

C-akse mønstrene ligner mønstret for prøve NØO573. Der har været en del diskussion om hvorledes asymmetrien af c-akse “girdle”s skulle fortolkes i relation til deformationens shear sense (se afsnit 4.8). Da c-akse “girdlen” er roteret mod højre tolkes dette, i overensstemmelse med f.eks. Law (1990) og Passchier & Trouw (1998), at shear sense har den samme rotations hånd. Da polfiguren er repræsenteret så man ser mod nord svarer dette til bevægelse fra vest mod øst, hvilken er i overensstemmelse med den generelle Kaledonske bevægelses retning. Dette er ligesom for prøve NØO573 præcis det modsatte af hvad Olesen (1971) konkluderede for de omkring liggende bjergarter ud fra

roterede granater i fylitter. Hoved trenden for a-akserne ligger vinkelret på c-akse "girdlen" i to punktmaksima. Ifølge f.eks. Law (1990), Passchier & Trouw (1998) og Twiss & Moores (1997) kan tolkes dette til at a-akserne er den dominerende slip retning og at disse er roteret ind til slipplanet. Det dominerende slipplan kan, ifølge Lloyd & Freeman (1994), Neumann (1996,1999 og 2000), under antagelse af at grænser er tilt grænser, tolkes til, at det dominerende slip system har været $\{m\} \langle a \rangle$, i det rotationsakserne for de lave vinkler ligger tæt på $\{001\}$ (figur 4.8.2). Det skal bemærkes at denne fortolkning strengt taget kun gælder for subkornsgrænser, men da jeg ikke har målt så meget på lavvinkel grænser har jeg vurderet ud fra intervallet fra 1-16 ° misorientering. Dette kan give interferens mellem flere orienteringer af rotations akser og medtage akser som ikke skyldes SGR.

Krystaller med forskellig c-akse orientering er ikke ens m.h.t. andre krystallografiske retninger, hvilket illustreres af de forskellige krystallografiske fabrics af romber, poler til 110 planer og a-akser. Den samlede krystallografiske fabric af de fornævnte er derfor sandsynligvis en kombination af flere effekter. Det ser ud som om orienteringen af den kinematiske ramme har ændret sig i løbet af bjergarternes deformations historie, idet a-akserne for subset 5 og 6 viser modsat rotation i forhold til den generelle tendens. Dauphiné tvillinger ser ud til at have spillet en rolle i dannelsen af den krystallografiske fabric, idet der ses trigonal rombe fabrics som ikke kan forklares ved slip da slipsystemer i kvarts har heksagonal symmetri, samtidigt med at der observeres en del Dauphiné tvillinge grænser. Dauphiné tvillinge dannelsen ser primært ud til at være knyttet til korn med c-aksen tæt på Y_0 , idet de har den største trigonalitet i deres rombe fordeling i form af en "komet fordeling", med en relation mellem Z_0 og r-romberne. Dauphiné tvillinge dannelsen har sandsynligvis ikke haft den store effekt på den krystallografiske fabric for korn med c-akserne tæt ved den primitive storcirkel, da de har heksagonale rombe fabrics.

4.10 Krystallografisk fabric for prøve MJØLLFJELLST.1

Beskrivelse

C-akser (planche 4.10.1)

Et plot af c-akse og rombefabrics gav det samme resultat for en række opmålte områder i prøven. Derfor valgte jeg at plotte alle mine data sammen. C-akserne viste en klar orientering parallelt med den intermediære fabric retning Y (42.2 gange uniform fordeling) samt et mindre maksima midt mellem periferien og Y-retningen og under foliationen set i XZ snit. Der var også et noget svagere maksima tættere på periferien. Korn med mindst én Dauphiné tvillinge relation til en nabo, viste den samme c-akse fordeling, som de øvrige korn (planche 4.10.2). I inverse polfigurer viser c-akserne en stærk korrelation med den intermediære fabric retning Y0 (planche 4.10.4)

Romber, de positive r og de negative z

Samlet set er rombe fordelingen af trigonal karakter idet r – og z-romber ligger fordelt i maksima der er roteret ca. 60 ° fra hinanden om c-akse maksimaet nær den intermediære fabric retning Y, således at r-romberne ser ud til at være stærkest relateret til Z₀ (planche 4.10.1). Et yderligere kendetegn ved rombe fabricen er at der ikke er tale om diskrete maksima men om ”komet” lignende maksima, dvs. de bestod af et hovedmaksima (”kometen”) og en spredning på 60 ° som var asymmetrisk fordelt (planche 4.10.1). Set i XZ snit er rombe maksimaene roteret dextralt omkring c-akse Y-maksimaet. R-rombe maksimaet ligger med halen så tæt på foliationspolen som c-akse orienteringen tillader det mens ”kometen” er roteret væk fra foliationspolen (planche 4.10.1). Det var desværre, som det også var for de andre prøver ikke muligt at teste rombefordelingen kvantitativt via en egenvektor test. Det var ikke muligt direkte at korrelere r-romberne med Z0 i inverse polfigurer (planche 4.10.4). Til gengæld korrelerede romberne med andre retninger (planche 4.10.4). Disse retninger blev valgt sådan at interferens med maksima af andre

krystallografiske retninger kunne undgås og er derfor ikke sammenfaldende med retningen tættest på Z0.

De to submaksima som blev observeret for c-akse fordelingen, blev undersøgt for at finde ud af om deres rombe fordelinger var forskellige, hvilket de er (planche 4.10.3). Den generelt trigonale ”komet” fordeling blev observeret for submaksimaet tæt på Y0, mens det maksima som lå midt mellem den primitive storcirkel og Y0 har en kløvet lillecirkel fordeling af romberne, med trigonal fordeling af submaksima (planche 4.10.3). Det ser endda ud til at relationen mellem Z0 og r-romberne er styrket, for Y0 maksimaet. Det var desværre ikke muligt at få korrekte polfigurer for subsets i CHANNEL 4.2 ®, hvis man var interesseret i andre retninger end de traditionelle (X0,Z0 og Y0). Et plot af rombeplanerne for korn med mindst en Dauphiné tvillinge grænse, havde en heksagonal fordeling, mens korn uden tvillinger viser en trigonal fordeling (planche 4.10.2). Den heksagonale fordeling bestod af en lillecirkel fordeling (åbnings vinkel 37 °) med heksagonalt fordelte submaksima. Sidst nævnte lå placeret hvor r- og z-rombe ”kometerne” mødtes. Fjernelsen af korn med Dauphiné tvillinger forårsagede en styrkelse og indsnævring af rombe ”kometerne” (planche 4.10.2)

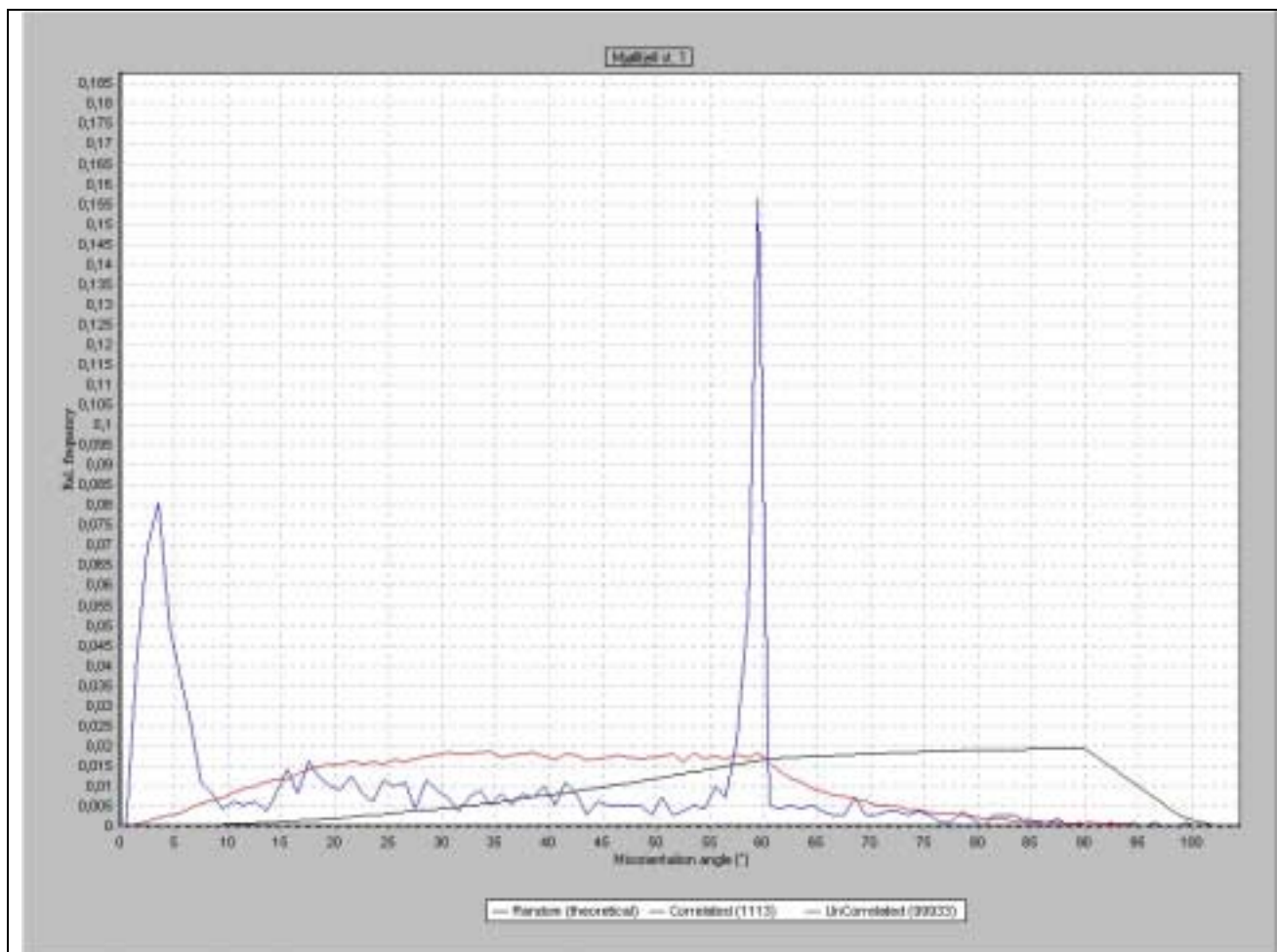
a-akser og 110 planet

a-aksernes fordeling var kontrolleret af rombe fordelingen, og viste derfor trigonal fordeling i form af tre langstrakte punktmaksima. For det maksima som lå midt mellem den primitive storcirkel og Y0, var a-akserne trigonalt fordelt på tre maksima lang en ”girdle” fordeling. I sidst nævnte tilfælde bestod trigonaliteten i forskellig styrke af de enkelte maksima afhængig af fortegnet på a. Skæringen af a-akse ”girdlen” var roteret ca. 10 ° dextralt i forhold til foliationen.

Misorienteringer mellem nabokorn

Kun en højvinkel nabokorn misorienterings relation er signifikant. Denne svarer umiddelbart til Dauphiné tvillinge loven, men den er lidt forskudt i forhold til den teoretiske placering på 60 ° (59,5 °), og har en spredning mod lavere vinkler (til 55 °).

Fordelingen af rotations akser for Dauphiné toppen korrelerer godt med c-akse fordelingen i prøvekoordinatsystemet og rotations akserne ligger tæt ved {001} i krystal koordinater. Der ses små misorienterings toppe under 35 °, specielt under 10 °.



Misorienterings vinkel histogram for prøve MJØLLFJELLST.1, som viser misorienterings vinklen mellem kvarts korn. Den mindste af de ækvivalente rotations vinkler er valgt. Y-aksen angiver den relative frekvens af det samlede antal grænser, x-aksen misorienterings vinklen i °. Den korrelerede kurve repræsenterer korn som er nabo korn, mens den ukorrelerede er et tilfældigt udpluk af korn som ikke nødvendigvis er nabo korn.

Rotations akser i prøvekoordinater (planche 4.10.5)

Lav vinkel miksoorienteringerne (1-16 °) har tilfældigt fordelte rotationsakser. I intervallet fra 16-36 og 36-56 ° ses et bredt bånd (20 °) omkring foliationen, med en tendens for intervallet 36-56 ° til at samles omkring Y0. For intervallet 56-61 ° (Dauphiné top) ses en fordeling der ligner fordelingen af c-akserne. Fra 61-104,5 ° ses en opkoncentrering af rotations akser tæt ved den primitive storcirkel, der hvor a-akse

“girdlen” for c-akse maksimaet mellem Y0 og den primitive storcirkel skærer den primitive storcirkel. Samlet set er fordelingen af rotations akserne en kombination af det brede bånd og c-akse “girdlen”.

Rotations akser i krystal koordinater (planche 4.10.6)

For de lave vinkler (1-16°) viser rotations akserne en tilfældig fordeling. For vinkler fra 16-36 og 36-56° er rotations akserne primært fordelt omkring polen til {001} med en tendens til maksimum omkring ξ , mens de for 56-61° kun er koncentreret omkring polen til {001}. Fra 61-104,5° ligger rotations akserne i et maksimum omkring polen til r-romberne som strækker sig mod to maksima omkring polerne til ρ og s planerne. Der ses også maksima i retninger i basal planet.

Rotations akser inden for Dauphiné toppen og med $\langle 001 \rangle$ som nærmeste rotations akse ($h + k + l \leq 3$)

Korn som lå inden for misorienterings vinkel intervallet 50-61 ° og som havde $\langle 001 \rangle$ som nærmeste rotations akse vurderet ud fra maks. indices sum på 3, blev udvalgt til videre analyse, idet de repræsenterede relikte Dauphiné tvillinger og Dauphiné tvillinger. Det kan ses på fordelingen af rotations akserne i den trigonale rum gruppe for a-kvarts at de alle ligger tæt på $\langle 001 \rangle$, men der er også en spredning (planche 4.10.7b). Da rotations akser med store misorienterings vinkler har en stor vægt set i forhold til rotations akser med en lille misorienterings vinkel, vil de totalt dominere summen af de to events. Derfor må Dauphiné tvillinge operationen fjernes kunstigt for at man kan se orienteringen af rotations aksens for den mindre misorientering. Dette gøres nemmest ved at plotte misorienterings vinkler og akser i den heksagonale super-Laue gruppe for a-kvarts: 6mmm (se kapitel 2 og 3). For små heksagonale misorienterings vinkler (0-1°) ses ingen rotations akser som ligger helt oven i c-aksen. Til gengæld er der et bredt bånd mellem Π polerne og maksima omkring det heksagonale udtryk for r og z polerne, samt i retninger tæt på basal planet. ved højere heksagonale misorienterings vinkler viser rotations akserne den

samme fordeling, men styrkes omkring polen til {001}! Det er vanskeligt at kende rotationsakserne helt fra hinanden, men man får klart indtryk af at c-aksen ikke er den eneste rotations akse.

Fortolkning

Den krystallografiske fabric for MJØLLFJELLST.1 ligner ikke den krystallografiske fabric for hverken prøve NØO837 eller NØO573, og den lader sig ikke forklare med krystalloplastisk slip alene. Jessel & Lister 1990 har imidlertid opnået resultater som ligner det i MJØLLFJELLST.1 ved at indbygge GBM, som konsumerer korn med flest dislokationer. Dette er modelleret ved at ”hårde” korn opbygger dislokationer, og derved konsumeres af plastisk ”bløde” korn. Korn med c-akserne parallelt med Y0 ligger ufavorabelt orienteret for slip på alle slipsystemer undtagen prisme a. Ifølge Jessel & Lister (1990) vil de derfor konsumere de andre korn, som ligger mere favorabelt for slip og dermed indeholder mange dislokationer. For kvarts korn med c-akse orienteringen tæt på Y0 vil slip ikke føre til ændring af c-akse orienteringen men af andre krystallografiske retninger og planer, såsom $\langle a \rangle$, $\{r\}$ og $\{z\}$. Dette er illustreret af rombernes ”komet” fordeling omkring Y0. Slip forklarer imidlertid ikke forskellen mellem r- og z fordelingerne. Den eneste kendte fysiske proces som beviseligt kan føre til dannelsen af trigonale rombe fabrics er migration af Dauphiné tvillinge grænser efter piezocrescens teorien (f.eks. (Tullis & Tullis 1972)). Denne fortolkning styrkes af at der er mange Dauphiné tvillinge grænser i bjergarten, samt at Dauphiné tvillingerne har ameobide grænser. Dauphiné tvillingerne er deformede, hvilket dels ses på spredningen af Dauphiné toppen dels på variationen i FSE kontrasten internt i tvillinge individerne. Rotations akserne er ikke kun parallelle med tvillinge aksens, men viser også r&z, ξ og retninger i basal planet og viser stærkere fordeling end lav vinkel misorienterings rotations akserne for alle korn, som viser en tilfældig fordeling. Sidst nævnte illustrerer at slip er overpræget af GBM også for subkorn. Subkornstrukturerne er mere kaotiske når de betragtes i SEM i forhold til det optiske mikroskop. Da det ikke er muligt at se forskel på

små og store misorienteringer i SEM kan det noget kaotiske billede skyldes interferens mellem flere begivenheder. Dette afspejles også i det c-akse maksimum som ligger mellem den primitive storcirkel og Y0, som også har en anderledes a-akse fordeling end resten af data. Ud fra sidst nævnte kan shear sense bestemmes til dextral set fra syd, i overensstemmelse med tidligere opnåede resultater.

Den krystallografiske c-akse fabric (Y0-maksimum) forbindes ofte med prisme $m\langle a \rangle$, slip og dette slip system dominerer ved intermediær temperatur (Passchier & Trouw 1998). Da Y0 fabricen er så stærk som den er tolkes det til at amfibolit facies deformationen, for kvarts vedkommende har overprintet granulit facies deformationen, som ses i kraft af de deformerede granater.

KAPITEL 5: DISKUSSION

Indledning

Som det fremgår af kapitel 4, er der en vidt forskellig forekomst af Dauphiné tvillinger i de tre prøver. Formålet med diskussionen er at relatere forekomsten til de deformations processer som har skabt α -kvarts tektonitterne.

5.1 Dauphiné tvillingernes mikrostruktur

I NØO837 og MJØLLFJELLST.1 har Dauphiné tvillingerne lobate korngrænser, en korngrænsegeometri der kan relateres til GBM (Passchier & Trouw 1998), og er observeret for migrerende tvillingegrænser i deformede kvarts plader (f.eks. (Thomas & Wooster 1951) se kapitel 2)(planche 4.6.1 og 4.7.1). (Neumann 1996, 1999 og 2000) observerer noget lignende i sine undersøgelser, men relaterer tvillingerne til at være dannet ved enten vækst, eller ved at bjergarterne har passeret gennem α - β transformationen. Både MJØLLFJELLST.1 og NØO837 indeholder Dauphiné tvillinger, men har begge undergået penetrativ deformation, som har ført til udviklingen af en stærk krystallografisk foretrukken orientering . Det skulle derfor undre forfatteren, hvis tvillinger med en sådan oprindelse ikke også var blevet deformeret til uigenkendelighed. De observerede tvillinger kan derfor, især i kraft af at mange af dem er næsten perfekte tvillinger, ikke relateres til vækst. Da MJØLLFJELLST.1 sandsynligvis har passeret gennem α - β transformationen, kan det alene på baggrund af mikrostrukturene ikke udelukkes, at nogle af tvillingerne stammer fra denne begivenhed. Mikrostrukturen af Dauphiné tvillinger dannet under α - β transformationen har dog ikke i følge litteraturen den korngrænse geometri som er

observeret, men er prismatiske og afgrænset af {100} og {001} planerne (Tendeloo et al. 1976). Selv om det ikke helt udelukkes at nogle af tvillingerne oprindeligt var transformations tvillinger, men der er sket noget, enten under eller efter de er dannet, som har ændret på korngrænse geometrien. Deformation er derfor nødvendig når Dauphiné tvillingerne og deres mikrostruktur i NØO837 og MJØLLFJELLST.1 skal forklares.

5.2 Rombe, a-akse og c-akse fabrics

MJØLLFJELLST.1

MJØLLFJELLST.1 viser den kraftigste rombe fabric, og vil derfor blive omtalt først. Rombe fordelingen i hovedtræk er en ”komet” fordeling, men den forstyrres af et rombe maksimum tæt ved Y0 (planche 4.10.1). Maksimummet tæt ved Y0 stammer fra korn tilhørende det lille maksimum på c-akse ”girdlen”, hvilket ses på plottene af de to maksima hver for sig (planche 4.10.3). Interferensen mellem de to fordelinger ses også på de inverse polfigurer (planche 4.10.4), idet a-akse maksimummet for c-akse maksimummet mellem periferien og Y0 er sammenfaldende med r-rombe maksimummet for Y0 c-akse maksimummet (planche 4.10.3). Rombe fordelingen for korn med c-akserne mellem Y0 og projektionens periferi er ikke en ”komet” fordeling, men består tværtom af diskrete maksima som ligger ens, men er af forskellig styrke for r- og z-romberne (planche 4.10.3). På den måde er sidst nævnte også trigonalt fordelt. Rasmussen (1998) diskuterer dannelsen af det intermediære c-akse maksimum, og kommer frem til at det formentlig skyldes, at den inkrementale strain elipsoide har skiftet orientering i løbet af bjergartens deformations historie. Han nævner også muligheden for, at det kan skyldes indflydelsen af rombe slip. På grund af at maksimummet kun ligger under foliationen, mener jeg den første forklaring er den mest plausible. Denne betragtning styrkes af Rasmussen (1998)’s observationer af en foliation, dannet af en foretrukken formorientering af afladede biotitkorn, som har en anden orientering end den makroskopiske foliation, der blandt andet dannes af biotit opkoncentreret i lag. En af Rasmussens betragtninger går ud på at fordelingen af c-akser er symmetrisk omkring det nye foliationsplan, men som han selv

skriver, er det ikke en nødvendighed at et fabric mønster, som udvikler sig fra en præeksisterende fabric, bliver symmetrisk omkring det nye foliationsplan, selv for store strain (Law 1990). Affladede granater og ”fisk” af granat tyder på, at granat er plastisk deformeret i MJØLLFJELLST.1. Såfremt granaterne er plastisk deformerede er det sandsynligt at MJØLLFJELLST.1 har gennemgået granulit facies deformation (Ji & Martignole 1994, Kleinschrodt & McGrew 2000). Den endelige konklusion om dette bør dog først drages efter et mere indgående studie af granterne, f.eks. via EBSD OIM (Orientation imaging microscopy = orienterings kortlægnings mikroskopi se f.eks. Heidelbach et al. (2000)) og studier af dislokationer i TEM. Granulit facies deformation, kan ikke umiddelbart ses på c-akse fabricen, idet granulit facies deformation i litteraturen ofte kobles med prisme $m <c>$ slip, som giver anledning til c-akse maksimum i shear planet (f.eks. (Passchier & Trouw 1998, Wenk 1994)). Men det kan ikke udlukkes at en tidligere c-akse fabric fra granulit facies deformation er med til at skabe den skæve c-akse fabric. Da c-akse fabricen observeret i MJØLLFJELLST.1 indikerer penetrativ deformation ved medium T, altså i α -kvarts feltet, styrker det formodningen om at Dauphiné tvillingerne er relaterede til deformation og ikke gennemgangen af α - β transformations grænsen. Den svage fordeling af {110} afspejler ”komet” fordelingen af romberne.

NØO837

Generelt set er rombe fabricen for NØO837 vidt forskellig fra den der observeres i MJØLLFJELLST.1 (planche 4.9.1). Et nærmere studie afslører at denne forskellighed er en funktion af c-akse fordelingen, idet Y_{0sub} for NØO837 viser en ”komet fordeling der til forveksling ligner den der ses i MJØLLFJELLST.1 (planche 4.9.2). Forskellen i shear sense indikation mellem disse rombe ”kometer” og den generelle trend set ud fra c-akse girdlen adskiller dog klart rombe fabricen i NØO837 fra den i MJØLLFJELLST.1. Dette vil blive diskuteret i afsnit 5.5. Den forholdsvis svage a-akse

fordeling skyldes at a-akserne viser forskellige fordelinger afhængigt af c-akse orienteringen (planche 4.9.2).

5.4 Rombe, a-akse og c-akse fabrics for korn med mindst én Dauphiné tvillinge grænse (planche 4.10.2 og 4.9.3)

Ved den anvendte analysemetode, som mest ligner den optiske c-akse måling i sin statistik, er det logisk, at hvis man kun plotter korn med Dauphiné tvillinger bliver resultatet en heksagonal rombe fabric, idet man har en 60 graders rotation mellem tvilling og vært og da de hver er repræsenteret en gang. Dette blev observeret for både NØO837 og MJØLLFJELLST.1. En konsekvens af dette er, at en bjergart med en Dauphiné tvilling i alle korn, vil have en heksagonal rombe fabric, ved den anvendte analyse metode. Da en rombe fabric for korn med tvillinger er heksagonal, vil den ideelle trigonale rombe fabric findes i kvarts tektonitter uden Dauphiné tvillinger, med den anvendte metode.

Når den arealmæssige dimension af tvillinger og værter tages med i betragtning, ses det, at den del af kvartskornene som indeholder tvillinger også har en trigonal rombefabric, dog ikke så kraftig som den for korn uden tvillinger ((Heidelbach et al. 2000) (se kapitel 2, figur 2.2.2)). En trigonal rombe fabric kan aldrig være mere end dobbelt så stærk som sin heksagonale ækvivalent, idet fordelingen fra seks maksima fordeles på tre maksima.

Det er imidlertid ikke heksagonaliteten af rombefabricen for korn med Dauphiné tvillinge grænser MJØLLFJELLST.1 der er interessant, men beliggenheden af rombe maksimaene, idet de ligger der hvor r- og z-rombe ”kometerne” støder op mod hinanden (sammenlign planche 4.10.1 og 4.10.2). Dvs. der er flest Dauphiné tvillinger i yderkanten ”kometerne” og antallet af Dauphiné tvillinger korrelerer med orienteringen af a- og ikke c-aksen. Det ene tvillinge individ ligger næsten med r-romben så tæt på Z0 som muligt, mens det andet individ ligger med z-romberne så tæt på Z0 som muligt. Efter piezocrescens teorien er det individet med r-romben tættest på Z0, der vokser. Set i

sammenhæng med, at r-fabrics er tættest på Z0, er det derfor sandsynligt, at det tvillinge individ som vokser er det tættest på Z0.

En anden interessant observation mht. Dauphiné tvillingers relation til den krystallografiske fabric er, at fordelingen af c-akser er ens for korn med og uden tvillinger, i både MJØLLFJELLST.1 og NØO837. Antallet af Dauphiné tvillinger er derfor ikke afhængigt af c-akse fordelingen i de undersøgte prøver.

A-akse fordelingerne er ligesom rombe fordelingerne heksagonale og svagere end fordelingen for alle korn. I NØO837 er der dog for få korn med Dauphiné tvillinger (40) til at resultatet er statistisk signifikant.

5.4 Deformations regimer

Fordi mikrostrukturene relaterer Dauphiné tvillinge dannelse til GBM, er det interessant at undersøge hvorvidt Dauphiné tvillingers betydning også afhænger af hvilket deformations regime man befinder sig i. I denne undersøgelse ser det ud til at der er en sammenhæng, idet der observeres en stigende tvillinge-population med stigende andel af GBM i forhold til SGR, altså ved overgangen fra regime 2 til regime 3. Ydermere ser en styrket trigonal rombe fabric i MJØLLFJELLST.1 ud til at være knyttet til en stor Dauphiné tvillinge population. (Neumann 1996, 1999 og 2000)'s observationer af et fald i Dauphiné tvillinge populationen med stigende deformation ved SGR, er i overensstemmelse med det som jeg har observeret. Til gengæld observerer han også et fald i Dauphiné tvillinge populationen, med øget kornstørrelse, en observation han forbinder med øget rekrytation. Således mener han ikke Dauphiné tvillinger har nogen betydning for dannelsen af foretrukken krystallografisk orientering i de undersøgte α -kvarts tektonitter. Jeg mener imidlertid ikke at faldet i forbindelse med den grovere kornstørrelse er signifikant, set på baggrund af det lille materiale i Neumanns undersøgelser. Derfor bringer jeg igen betragtningen fra sidste afsnit op: antallet af Dauphiné tvillinger kan ikke korreleres direkte med styrken af de trigonale rombe fabrics og dermed den formodede indvirkning fra piezocrescens. Forklaringen på den manglende

korrelation er efter min mening, at den drivkraft som ligger bag tvillinge dannelsen svækkes, dvs. der er ikke nogle korn som er favorabelt orienteret for tvillinge dannelse mere. Dette er i overensstemmelse med de betragtninger Tullis & Tullis (1972) gjorde om, at det ene tvillinge individ helt vil opsluge det andet.

(Smid et al. 1981) observerer trigonale rombe fabrics i α -kvarts tektonitter. Disse er stærkesk for kvartsitter deformeret ved høj temperatur og med GBM mikrostruktur, samt et c-akse maksimum parallelt med lineationen (Gae 9 se kapitel 2). Smid et al. (1981) relaterer dog ikke de trigonale rombe maksima med Dauphiné tvillinge dannelse, men søger at forklare den med andre processer. Deres argumenter går ud på at rombe fordelinger afhænger af c-akse orienteringen, samt at de er symmetriske omkring prøve symmetri akserne, samt at Gran 133 (se kapitel 2) der er stærkere deformeret end Gae 9 ikke har trigonal fabric. Jeg mener forklaringen, skal søges i, at deformationen af prøverne er foregået i forskellige deformations regimer. Således har Gran 133 kvarts "ribbon" mikrostruktur en mikrostruktur, som ikke kan relateres til GBM, mens Gae 9 har GBM mikrostruktur. Smid et al. (1981)'s undersøgelser bekræfter på den måde det som jeg har observeret, thi trigonaliteten af rombe fabricen stiger med stigende grad af GBM. Derfor skulle det ikke undre forfatteren hvis ikke Gae 9 indeholdt en masse Dauphiné tvillinger. Gae 9 er et interessant emne til videre undersøgelser af piezocrescens, da den både har trigonal rombe fabric og samtidig en anderledes c-akse fabric end MJØLLFJELLST.1.

Denne og andre undersøgelser relaterer generelt Dauphiné tvillinge dannelse ved deformation til forhold hvor GBM er den dominerende dynamiske rekrystallisations mekanisme, men som det fremgår af kapitel 2, har Dauphiné tvillinge dannelse måske også betydning lav temperatur deformation, som en korngrænse indskærings mekanisme i de indledende stadier af deformationen, men ødelægges ved større strain af andre processer (Lloyd 2000).

5.5 Dauphiné tvillinger i relation til den kinematiske ramme

Dauphiné tvillingernes relation til den kinematiske ramme kan i denne undersøgelse kun ses via den krystallografiske fabric. Sammenhængen er mere kompleks i mine undersøgelser end den var i f.eks. Tullis & Tullis (1972) undersøgelser. De observerede rombe fabrics kan derfor ikke relateres direkte til de inverse polfigurer, som Tullis & Tullis (1972) præsenterer. Både for NØO837 og MJØLLFJELLST.1, ses der for korn med c-akserne tæt på Y0 en trigonal ”komet” fordeling af romberne. For MJØLLFJELLST.1, passer rotationen af kometerne set i forhold til en beliggenhed af r-romberne parallelt med Z0, med den udfra krystallografiske og mikrostrukturelle observationer tolkede shear sense (planche 4.10.1). ”Komet” fordelings rotation for NØO837, viser derimod modsat rotations hånd af den, ud fra den generelle krystallografiske fabric, vurderede (planche 4.10.2). Dette kunne indikere at de Dauphiné tvillinger som ses i NØO837, skal relateres til en anden begivenhed. Opdelingen af NØO837 i undergrupper efter c-akse orienteringen afslører, en sammensat a-akse fabric (planche 4.10.2). Korn som ikke tilhører ”single girdlen” samt korn tæt på Y0, viser modsat asymmetri af de øvrige korn (planche 4.10.2). Dette kunne være resultatet af en begivenhed der har modsat shear sense i forhold til det generelt observerede i denne undersøgelse. Den modsatte shear sense stemmer overens med den som Olesen (1971) angiver ud fra observationer i omgivende glimmerrige bjergarter. Da de glimmer rige bjergarter i Olesen (1971)’s undersøgelser er mere duktile end de kvarts rige bjergarter i mine undersøgelser postdaterer begivenheden med modsat shear sense af c-akse girdlen, dannelsen af c-akse girdlen. Da rombe fabricen korrelerer med den sene begivenhed, er det derfor også sandsynligt at piezocrescens har haft størst betydning i dette stadie. Korn med bestemte c-akse orienteringer ser, set ud fra a-aksernes og rombernes fordeling ud til at være mere påvirkede af den sene begivenhed end andre korn. Dette kan skyldes at prismeslip har været dominerende og at bløde korn med c-aksen tæt på Y0 jvf. Jessel

(1987), Jessel & Lister (1990) er vokset på bekostning af hårde korn. Ovennævnte bekræftes af lav vinkel rotations akserne, som ligger tæt på 001, og af at ”komet” fordelingerne primært er roteret omkring c-akse maksimummet. Ud fra disse betragtninger passer en dynamisk model, med kontinuerlig Dauphiné tvillinge dannelse i kombination med slip, primært på prisme m <a>, bedst. Dauphiné tvillinge dannelse og migration fører til at r-romberne roteres mod Z0, hvorefter prisme m <a> slip roterer dem bort fra Z0. På et tidspunkt når kvartskornene igen en position som er favorabel for prisme m <a> slip og en Dauphiné tvilling dannes. Dauphiné tvillinge grænsen migrerer og vi få igen r-romberne så tæt på Z0 som muligt. Rotationen af tvilling og vært holder altså piezocrescensen i gang, idet der hele tiden vil være korn som er favorabelt orienteret for Dauphiné tvillinge dannelse. Modellen ser ud til at passe perfekt til MJØLLFJELLST.1, men sammenhængen er sværere at belyse for mere komplekse c-akse fabrics, som f.eks. dem der ses i NØO837. Dette problem kan enten løses som det er gjort i denne undersøgelse ved at inddele sine data efter forskellige c-akse orienteringer, men dette kræver en stor datamængde. En løsning er at prøve at modellere Dauphiné tvillinge dannelse ved piezocrescens, sammen med andre processer, såsom andre GBM processer, SGR og krystalloplastisk slip.

De simple shear modelleringer, som Jessel & Lister (1990) foretog, passer godt med de kvarts mikrostrukturer og Y0 c-akse fabrics, som er observeret i MJØLLFJELLST.1. Ved at indbygge GBM, i form af at ”bløde” korn konsumerer ”hårde” korn, idet de bløde korn opbygger den laveste dislokations tæthed i en homogen strain Taylor-Bishop-Hill model (se definition i Wenk (1994)), modelerede Jessel en Y0 c-akse farib. Jessel’s model antager homogen strain og passer derfor bedst på forhold med høj homolog temperatur (Gleason et al. 1993). Gleason et al. (1993) kritiserer Jessel’s model fordi den antager at bløde korn konsumerer hårde korn, idet de ud fra aksiale kompressions eksperimenter har observeret at høj temperatur GBM er diffusions kontrolleret og derfor ikke fører til nogen foretrukken orientering. Men som Gleason et al. (1993) selv pointerer er deres eksperimenter for en helt anden stress/strain geometri.

Jessel (1987) påviser, i kraft af GBM mikrostrukturer, at korn med c-akserne i Y0 retningen konsumerer korn med andre orienteringer, og hans simuleringer af GBM virker derfor realistiske. Derfor kunne det være interessant at indbygge Dauphiné tvillinge dannelse i en lignende model. Elle simulerings platformen (Jessell et al. 2001), er et godt udgangspunkt for sådanne modelleringer, og der er allerede udviklet en lovende model for deformationen af α -kvarts som indbygger GBM for simple shear efter samme princip som i Jessel & Lister (1990) (Piazolo 2001).

Den opmærksomme læser har sikkert undret sig over hvorfor ”finite” strain ikke er omtalt endnu i dette speciale. Dette er der en klar begrundelse for. ”Finite” strain er ofte tolket ud fra vinklen mellem foliation, lineation, a-akser og c-akser. Der er en del faldgrupper, hvis man bare fortolker, uden at tage hensyn til strain geometrien og overprintning mellem flere begivenheder (Law 1990), og variationen i vorticitet i en α -kvarts tektonitter (Law et al. 1986). Det ser ud til at MJØLLFJELLST.1 har gennemgået flere deformations faser. Prøve 4 fra Rasmussen (1998) viser tegn på pure shear deformation, hvilket kunne tyde på at andre prøver har en komponent af pure shear oven i simple shear deformationen. Derfor er det ikke muligt på baggrund af to tyndslib, en poler prøve og et håndstykke at fastlægge ”finite” strain eller vorticitet (Law 1990), med mindre der er sikre enten strain markers eller roterede porfyroblaster. Den generelle parallellitet imellem de foliations og lineations dannende elementer, angiver sammen med den stærke krystallografisk foretrukne orientering dog et stort ”finite” strain.

Da ”komet” fordelinger viser den modsatte hånd af den generelle trend i NØO837, er det omsonst at prøve at relatere Dauphiné tvillingerne til ”finite” strain. I stedet kan rombefabricsen relateres til en anden begivenhed med en modsat shear sense af den generelle trend. Denne begivenhed kunne f.eks. være den som Olesen (1971) tolker via roterede granater i mere glimmerrige bjergarter, da foliations planerne er parallelle. Denne begivenhed postdaterer sandsynligvis den begivenhed, da den er mest udpræget i de mindre kompetente bjergarter, mens den er svagere i de her undersøgte bjergarter, som

er mere kompetente. På grund af uoverensstemmelsen mellem ”finite” strain og den trigonale ”komet” fordeling af romberne i form af modsat shear sense, ser det ud til at Dauphiné tvillinger viser noget om stress og strain for de sidste inkremitter af deformationen.

5.5 Dauphiné tvillingernes videre skæbne via heksagonal analyse af rotations akser

Den heksagonale analyse af misorienteringen mellem nabokorn for både MJØLLFJELLST.1 (planche 4.10.7) og NØO837 (planche 4.9.7) viste at rotations akserne, for spredningen og forskydningen af Dauphiné toppen hovedsageligt var $\langle 001 \rangle$. Dette er i overensstemmelse med prisme m $\langle a \rangle$ slip, hvis den tolkning som anvendes for subkornsgrænser bruges (f.eks. Neumann (1996, 1999 og 2000)). Dette passer godt med rombe ”komet” fordelingen, og den i afsnit 5.5 foreslåede model. MJØLLFJELLST.1 afslører imidlertid at for små misorienteringer ligger rotations akserne ikke tæt på $\langle 001 \rangle$. Dvs. Dauphiné tvillinge individerne er svære at rotere bort fra den ideelle orientering hvis man forsøger at rotere omkring c-aksen. Samme fænomen er for større misorienterings vinkler illustreret ved at rotations akserne ligger meget tæt på, men ikke helt oven i $\langle 001 \rangle$. En forklaring på dette fænomen kunne være at Dauphiné tvillinge grænsen har sammenfaldende gitre for de to individer og derfor er en lavenergi korngrænse. For at minimere korngrænse energien vil dislokationer derfor søge at bibeholde denne grænse for at minimere energien. Denne proces er sandsynligvis mest effektiv, hvis tvillinge individerne søges roteret omkring $\langle 001 \rangle$. Når først tvillinge individerne er roteret væk fra den ideelle orientering om en anden akse end $\langle 001 \rangle$, får rotationen omkring $\langle 001 \rangle$ sin virkning, idet ”tvillinge grænsen” ikke har sammenfaldende gitre for ”tvillinge” individerne og derfor ikke er en favorabel lavenergi grænse mere. Dette kan vise sig som et vigtigt aspekt i modelleringen af Dauphiné tvillinge grænse migration ved deformation af α -kvarts tektonitter.

5.6 Antallet af Dauphiné tvillinger og signifikansen af piezocrescens

Selv om det allerede har været bragt på banen vil undertegnede understrege at der ikke nødvendigvis er nogen direkte korrelation mellem antallet af tvillinge grænser og signifikansen af piezocrescens, idet slut produktet med piezocrescens alene vil være, at det energetisk favorable individ overlever (Tullis & Tullis 1972). Den dynamiske model foreslået i afsnit 5.5, forudsiger imidlertid at der altid vil dannes nye tvillinger, efterhånden som korn på ny roteres til en for tvillinge dannelsen favorabel orientering. En for høj strain rate relativt til tvillinge dannelsen vil overprinte piezocrescensen. Til gengæld vil en for langsom rotation af kvarts kornene føre til at piezocrescensen vinder over rotationen, hvorved en perfekt trigonal rombe fabric udvikles og drivkraften for tvillinge dannelsen fjernes. NØO573 illustrerer situationen hvor strain raten er for høj set i relation til temperaturen. Situationen hvor øget GBM i forhold til strain fører til et fald i tvillinge populationen er måske det som sker i (Neumann 1996, 1999, og 2000)'s undersøgelser, idet faldet i tvillinge populationen sker samtidigt med en indsnævring af rombe maksimaene i hans undersøgelser.

5.8 Andre måder hvorpå trigonale rombe fabrics kan dannes

Indholdet i denne diskussion har hidtil været baseret på at trigonale rombe fabrics kun kan dannes ved dannelsen af Dauphiné tvillinger. Rasmussen (1998) søger imidlertid at forklare dannelsen af de trigonale rombe fabrics ved trigonale slip systemerne i α -kvarts. Rasmussen mener, at dette slipsystem kunne være det rombiske. I mine undersøgelser viser ”komet” fordelingerne en rotation omkring Y0 c-akse maksima. Hvis man havde rombeslip i sådan grad at en eventuel trigonalitet skulle kunne ses, ville c-akserne ikke have den observerede orientering. Der ulige slip på de to rombe planer vil ikke føre til trigonalitet i form af adskilte r- og z maksima, men snarere til dannelsen af

maksima, som ligger de samme steder, men som har forskellig styrke. Det er bestemt ikke hvad jeg har observeret, og den mulighed er udelukket. Det dominerende slip system, prisme m $\langle a \rangle$, er i litteraturen beskrevet som heksagonalt (f.eks. (Wenk 1994)), og det kan derfor sandsynligvis også udelukkes at trigonaliteten i rombe fordelingerne skyldes trigonal slip på prisme m $\langle a \rangle$. Smid et al. (1981) tilslutter sig den forklaring som Rasmussen (1998) giver, men jeg syntes det virker mærkeligt at forsøge at forklare trigonaliteten af rombe fabricen med slip systemer som ikke forklarer den genrelle c-akse fabric.

Konklusion

- A. Dauphiné tvillingers mikrostrukturer relaterer dem til GBM.
- B. Dauphiné tvillinge grænser ses i korn med alle c-akse orienteringer. Dauphiné tvillinge grænse migration afhænger af mere af a-akse end af c-akse orienteringen.
- C. Det Dauphiné tvillinge individ, som vokser, er det hvor r-romberne er tættest på $Z0.\alpha$ -kvarts tektonitter domineret af SGR indeholder ikke mange tvillinger.
- D. Antallet af Dauphiné tvillinge grænser kan ikke korreleres direkte med signifikansen af piezocrescens.
- E. Dauphiné tvillinge dannelse er mest udbredt med GBM mikrostrukturer og aftager med stigende grad af SGR, ved simple shear.
- F. Dauphiné tvillingerne fortæller måske noget om de sidste inkremitter af deformationen.
- G. "Komet" rombe fordelinger omkring et $Y0$ c-akse maksimum er dannet ved en kombination af rotation ved krystalloplastisk slip, hovedsageligt på prisme m $\langle a \rangle$. Det er dog en vigtig observation at den indledende rotation af tvillinge individerne ikke sker omkring $\langle 100 \rangle$.
- H. Der ses også diskrete trigonale fordelinger af romberne, hvor r- og z maksimas ligger oven i hinanden men har forskellig styrke og er skiftevis stærkest på hver anden position. Disse ses for orienteringer af c-akserne væk fra $Y0$.

- I. Piezocrescensen forklarer hvorfor a-akserne ikke altid retter sig ind mod shear planet for α -kvarts tektonitter med i c-akse maksimum i den intermediære fabric retning. Derfor kan a-akserne her ikke bruges til at tolke "finite" strain.

REFERENCER

- Baker, D. W. & Riekels, L. M. 1977. Dauphiné twinning in quartz mylonite. *Journal of Geology* **85**, 15-26.
- Berry, L. G. & Mason, B. 1959. Silica Group. I: *Mineralogy: Concepts, Descriptions and Determinations* (edited by Gilluly, J. & Woodford, A. O.). *A Series of Books in Geology*. W.H. Freeman and Company, San Francisco/London, 471-481.
- Bryhni, I., Brastad, K. & Jacobsen, V. 1983. Subdivision of the Jotun Nappe Complex, between Aurlandsfjorden and Nærøyfjorden, South Norway. *Norges geol. unders.*(380), 23-33.
- Bryhni, I. & Sturt, B. A. 1985. Caledonides of southwestern Norway. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas* (edited by Gee, D. G. & Sturt, B. A.) **Part 1**. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 89-109.
- Bunge, H. J. 1985. Representations of Preferred Orientations. I: *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*. (edited by Wenk, H.-R.). Academic Press, Inc., New York, 73-108.
- Calusen, O. R. 1986. En strukturel og petrologisk analyse af metamorfe tektonitter ved Mjøllfjell, Jotun nappe komplekset, Norge. Upubliceret Specialeafhandling, Århus Universitet, 242 sider.
- Coe, R. S. & Patterson, M. S. 1969. The a-b Inversion i Quartz: A Coherent Phase Transition under Nonhydrostatic Stress. *Journal of Geophysical Research* **74**(20), 4921-4948.
- Day, A., Trimby, P. & Neumann, B. 2000. *Channel 4.2 A rising standart*. HKL Technology ApS, Hobro
- Ferguson, C. C., Lloyd, G. E. & Knipe, R. J. 1987. Fracture mechanics and deformation processes in natural quartz: a combined Vickers indentation, SEM and TEM study. *Canadian Journal Earth Sciences* **24**, 544-555.
- FrondeL, C. 1945. Secondary Dauphiné twinning in quartz. *American Mineralogist* **30**, 447-468.
- FrondeL, C. 1962. Silica minerals. I: *The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana* **17 III**. John Wiley and Sons, New York, 75-99, 121-125, 134.
- Gleason, G. C., Tullis, J. & Heidelbach, F. 1993. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientation in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* **15**(Special issue on Microstructures and Rheology of Rocks and Rock-forming Minerals), 1145-1168.

- Gonzàles-Mãnas, M., Cabellero, M., Capelle, B. & Epelbion, Y. 1993. Study of Brazil twin boundaries in synthetic quartz by means of X-ray topographs. *J appl Cryst* **26**, 122-127.
- Green, H. W., Griggs, D. T. & Christie, J. M. 1970. Syntectonic and annealing recrystallisation of fine-grained quartz aggregates. I: *Experimental and natural Rock Deformation* (edited by Paulitsch, P.). Springer-Verlaag, New York, 272-335.
- Griggs, D. T., Turner, F. J. & Heard, H. C. 1960. Deformation of rocks at 500 to 800°C. *Geological Society of America Memoir* **79**, 39-105.
- Heaney, P. J. 1994. Structure and chemistry of the low-pressure silica polymorphs. I: *Silica : Physical Behavior, Geochemistry, and Materials Applications* (edited by Heaney, P. J., Prewitt, C. T. & Gibbs, G. V.). *Reviews in Mineralogy* **1 29**. Mineralogical Society of America, Blacksburg, 1-40.
- Heaney, P. J. & Veblen. 1991. Observation and kinetic analysis of a memory effect at the a-b quartz transition. *Am. Min.* **76**, 1459-1466.
- Heidelberg, F., Kunze, K. & Wenk, H.-R. 2000. Texture analysis of a recrystallized quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope. *Journal of Structural Geology*. **22**(1), 91-104.
- Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* **14**, 145-159.
- Hobbs, B. E. 1985. The Geological Significance of Microfabric Analysis. I: *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An introduction to Moderne texture Analysis* (edited by Wenk, H.-R.). Academic press, Inc., New York, 463-484.
- Jessel, M. W. 1987. Grain-boundary migration in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* **9**(8), 1007-1014.
- Jessel, M. W. & Lister, G. S. 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. I: *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics* (edited by Knipe, R. J. & Rutter, E. H.). *Geological Society Special publication no. 54* . Geological Society, London, 353-362.
- Jessell, M., Bons, P., Evans, L., Barr, T. & Stüwe, K. 2001. Elle: the numerical simulation of metamorphic and deformation microstructures. *Computers and Geosciences* **22**(1), 17-30.
- Ji, S. & Martignole, J. 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural Geology* **16**(7), 985-996.
- Kerr, P. F. 1977. Part two Mineral descriptions. I: *Optical Mineralogy* (edited by Summersgill, R. I. & Bradley, J. W.) **2**. McGraw-Hill inc, United States of America.
- Kihara, K. 1978. Thermal change in unit-cell dimentions, and a hexagonal structure of tridymite. *Z Kristalllogr* **146**, 237-253.
- Klein, C. & Hurlburt, C. S. 1993. *Manual of Mineralogy*. JohnWiley & Sons Ltd, New York .

- Kleinschrodt, R. & McGrew, A. 2000. Garnet plasticity in the lower continental crust: Implications for deformation mechanisms based on microstructure and SEM-electron channelling pattern analysis. *Journal of Structural Geology* **22**, 795-809.
- Koiva, J. & Fritsch, E. 1989. The growth of Brazil-twinning synthetic quartz and the potential for synthetic amethyst on Brazil law. *Gems & Gemology* **25**, 159-164.
- Lapeirre, J., Mainprice, D. & Ismail, W. B. 1996. A method for calculating rock physical properties from published pole figures. I: *Structural Geology and Personal Computers*. (edited by Paor, D. G. D.). Pergamon, Oxford.
- Law, R. D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their application to research in structural geology. I: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (edited by Knipe, R. J. & Rutter, E. H.). *Geological Society Special Publication no. 54*. Geological Society, London, 335-352.
- Law, R. D., Casey, M. & Knipe, R. J. 1986. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Erribol regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **77**, 99-125.
- Linker, M. F., Kirby, S. H., Ord, A. & Christie, J. M. 1984. Effects of compression direction on the plasticity and rheology of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals at atmospheric pressure. *Journal of Geophysical research* **89**, 4241-.
- Lloyd, G. E. 1985. Review of instrumentation, techniques and applications of SEM in mineralogy. I: *Applications of Electron Microscopy in the Earth Sciences* (edited by White, J. C.). *Mineralogical Association of Canada Short Course 11*, Fredericton, 151-188.
- Lloyd, G. E. 1987. Atomic number and crystallographic contrast images with the SEM: a review of backscattered electron techniques. *Mineralogical Magazine* **51**, 3-19.
- Lloyd, G. E. 2000. Grain boundary contact effects during faulting of quartzite: an SEM/EBSD analysis. *Journal of Structural Geology* **22**, 1675-1693.
- Lloyd, G. E. & Freeman, B. 1994. Dynamic recrystallisation of quartz under greenschist conditions. *Journal of Structural Geology* **16**, 867-881.
- Mainprice, D. & Humbert, M. 1994. Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data. *Survey Geophysics* **15**, 575-592.
- Mainprice, D., Lloyd, G. E. & Casey, M. 1993. Individual orientation measurements in quartz polycrystals: advantages and limitations for texture and petrophysical property determinations. *Journal of Structural Geology* **15**(special issue on Microstructures and Rheology of Rocks and Rock-forming Minerals), 1169-1187.
- Mancktelow, N. S. 1987a. Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy. *Tectonophysics* **135**(1-3), 133-153.
- Mancktelow, N. S. 1987b. Atypical textures in quartz veins from the Simplon Fault Zone. *Journal of Structural Geology* **9**(8), 995-1005.

- Mckie, D. & Mckie, C. 1986. *Essentials of Crystallography*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 437 sider.
- McLaren, A. & Pikethley, D. 1982. The twinning microstructure and growth of amethyst quartz. *Phys Chem Min* **8**, 128-135.
- McLaren, A., Retchford, J., Griggs, D. & Christie, J. 1967. Transmission electron study of Brazil twins and dislocations produced in natural quartz. *Phys status solidi* **19**, 631-644.
- McLaren, A. C. 1991. *Transmission electron microscopy of minerals and rocks*. Cambridge University Press, Cambridge.
- McLaren, A. C. & Phakey, P. P. 1966. Electron microscope study of Brazil twin boundaries in amethyst quartz. *Phys status solidi* **13**, 413-422.
- McSkimin, H. J., Jr., P. A. & Thurston, R. N. 1965. Elastic moduli of quartz versus hydrostatic pressure at 25°C and -195.8°C. *Journal of Applied Physics* **36**, 1624-1632.
- Neumann, B. 1996. Texturbildende Prozesse in rekristallisierten Quarzpolykristallen : Einzelkorn- und Gesamttexturanalysen. *Geotektonische Forschungen* **87**, 1-154.
- Neumann, B. 1999. Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. I: *Textures and Physical Properties of Rocks*. (edited by Leiss, B., Ullemeyer, K. & Weber, K.). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.* **sb4**. Geologische Institute, Universität Göttingen., Göttingen., 110-111.
- Neumann, B. 2000. Texture development of recrystallized quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology* **22**, 1695-1711.
- Nicolas, A. & Porrier, J. P. 1976. *Crystalline Plasticity and solid state flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley, London, 444 sider.
- Olesen, N. Ø. 1971. The relative chronology of fold phases, metamorphism, and thrust movements in the Caledonides of Troms, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **51**(4), 355-377.
- Olesen, N. Ø. 1986. Three thrust sheets on Hornsnipa, Jotun Nappe Complex, West Norway. *Norges geologiske undersøkelse*(Bull.404), 55-66.
- Olesen, N. Ø. & Schmidt, H. H. 1990. The SEM/ECP technique applied on twinned quartz crystals. I: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. (edited by Knipe, R. J. & Rutter, E. H.). *Geological Society Special Publications no. 54* . The Geological Society, London.
- Ord, A. & Christie, J. M. 1983. Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone , Assynt area, Scotland. *Journal of Structural Geology*, 639-654.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1998. *Microtectonics*. Springer- Verlag, 289 sider.

- Pearson, A., Heidelbach, F. & Wenk, H.-R. 1997. Texture analysis of quartz in a granite mylonite by EBSD-orientation imaging microscopy. *Textures and Microstructures*. **29**, 185-199.
- Piazolo, S. 2001. Shape fabric during progressive deformation. Unpublished Phd thesis, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 251 sider.
- Putnis, A. 1992. *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge University Press, 457 sider.
- Qvale, H. 1982. Jotundekketts anorthositter: Geologi, mineralogi og geokemi. NGU, 96.
- Randle, V. 1992. *Microtexture Determination and its applications*. The Institute of Materials, London, 174 sider.
- Rasmussen, L. S. 1998. Et petrofabric-studie af mylonitiske kvartsitter ved Mjølfjell, Jotunnappe Komplexet, Norge. Upubliseret Specialeafhandling, Aarhus Universitet, 152 sider.
- Roberts, D. & Gee, D. G. 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. I: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related areas* (edited by Gee, D. G. & Sturt, B. A.) **Part 1**. John Wiley & Sons Ltd., 55-68.
- Schmahl, W. W., Swainson, I. P., Dove, M. T. & Barber, G. 1992. Landau free energy and order parameter behavior of the α/β phase transition in cristobalite. *Z Kristallogr* **201**, 125-145.
- Schmetzer, K. 1987. Microscopic observation of twinning microstructure in natural amethyst. *Neues Jahrb Min Mon* **1**, 8-15.
- Schubnikow, A. & Zinserling, K. 1932. Über die schlag- und drückfiguren und über die mekanischen Quarzzwillinge. *Zeitschrift für kristallographie*. **83**, 243-264.
- Scmidt, N.-H. & Olesen, N. Ø. 1989. Computer-aided determination of crystal lattice orientation from electron channelling patterns in the SEM. *Canadian mineralogist* **27**, 15-22.
- Smid, S. M., Casey, M. & Starkey, J. 1981. An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distributionfunction (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics* **78**, 101-117.
- Stevens, M. B., Gustavson, M., Ramberg, I. B. & Zacharisson, E. 1985. The Calodonides of central-north Scandinavia--- a techtonostratigrapic overview. I: *The Caledonide orogen- Scandinavia and Related areas* (edited by Gee, D. G. & Sturt, B. A.) **Part 1**. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 134-162.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, New Jersey, 537 sider.
- Tendeloo, G. V., Landuyt, J. V. & Amelinckx, S. 1976. The a-b phase transition in quartz and AlPO₄ as studied by electron microscopy. *Physica Status Solidi*. **A33**, 723-735.

- Thomas, L. A. & Wooster, W. A. 1951. Piezocrescence the growth of Dauphiné twinning in quartz under stress. *Proceedings of the Royal Society of London* **A208**, 43-62.
- Tullis, J., Christie, J. M. & Griggs, D. T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. America Bull.* **84**, 297-314.
- Tullis, J. & Tullis, T. 1972. Preferred orientation of quartz by mechanical Dauphiné twinning: thermodynamics and axial experiments. I: *Flow and Fracture of Rocks*. (edited by Heard, H. C., Borg, I. Y., Carter, N. C. & Raleigh, C. B.) **Geophysical monograph 16**, 67-82.
- Tullis, J. A. 1970. Quartz preferred orientation in rocks produced by Dauphiné twinning. *Science* **168**, 1342-1344.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1997. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, USA, 532 sider.
- Watt, I. M. 1997. *The principles and practice of electron microscopy*. Cambridge University Press, Cambridge, sider.
- Wenk, H.-R. 1994. Preferred orientation patterns in deformed quartzites. I: *Silica : Physical Behavior, Geochemistry, and Materials Applications* (edited by Heaney, P. J., Prewitt, C. T. & Gibbs, G. V.). *Reviews in Mineralogy 1* **29**. Mineralogical Society of America, Blacksburg, 177-208.
- Will, G., Bellotto, M., Parish, W. & Hart, M. 1988. Crystal structures of quartz and magnesium germanate by profile analysis of synchrotron-radiation high-resolution powder data. *J Appl Cryst* **21**, 182-191.
- Woodcock, N. H. 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin* **88**(9), 1231-1236.
- Woodcock, N. H. & Naylor, M. A. 1983. Randomness testing in three-dimensional orientation data. *Journal of Structural Geology* **5**(5), 539-548.
- Wooster, W. A., Wooster, N., Rhyecroft, I. & Thomas, L. A. 1947. The control and elimination of (Dauphiné) twinning in quartz. *J Inst Electr Eng* **94**, Pt(. 111), (16):926.
- Wright, A. F. & Lehmann, M. S. 1981. The structure of quartz at 25 and 590 degrees C determined by neutron diffraction. *J Sol State Chem* **36**, 371-380.
- Yardley, B. W. D. 1996. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, sider.
- Zinserling, K. & Schubnikow, A. 1933. Über die Plastizität des Quarzes. *Z. Kristallogr* **85**, 454-461.

