



GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Strukturanalyse og kinematikk av en proterozoisk
skjærsone i vestlige Ringvassøya, Troms

Kristina Louise Hansen

Mai, 2011

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Strukturanalyse og kinematikk av en proterozoisk
skjærsone i vestlige Ringvassøya, Troms

Kristina Louise Hansen

Mai, 2011

Sammendrag

Ringvassøya er lokalisert i nordøstlige del av Vest-Troms gneisregion som består av arkeiske til paleoproterozoiske bergarter separert av NV-SØ strykende grønnsteinsbelter. Berggrunnen i Lakselvhøgda på sørvestlige Ringvassøya domineres av tonalittiske gneiser (2885 ± 20 Ma) som har en utpreget NNV strykende foliasjon, som faller moderat til steilt mot SV og er intrudert av paleoproterozoiske mafiske gangsvermer (2403 ± 3 Ma). Lakselvhøgda skjærsone stryker ØNØ-VSV og faller steilt mot NNØ, og kutter den tonalittiske foliasjonen med høy vinkel og forskyver mafiske gangsvermer.

Ved sammenstilling av beskrivelsene og de kinematiske indikatorene (forskyvning av markørenheter, dragfolding, mesoskopiske asymmetriske folder, strekningslineasjon, sigmoidale og asymmetriske årer, *boudinage*-strukturer, S-C type skjærbånd, dupleks, skjærbånd og skjærsoner) er Lakselvhøgda skjærsone tolket til å være en ØNØ-VSV strykende steil semi-duktil, dekstral, transpressiv skjærsone med opp-mot-Ø bevegelse.

Den foretrukne modellen for dannelsen av Lakselvhøgda skjærsone er en kombinasjon av en progressiv og en transpressiv modell. En slik modell forklarer både den progressive utviklingen av skjærsonen fra lav til høy *strain* og kombinasjonen av dekstral sidelengs skjærbevegelse med en komponent av kompresjon. Skjærsonen i Lakselvhøgda viser likheter med NNØ-SSV og NNV-SSØ strykende skjærsoner fra seneste svekofenniske deformasjonsfase på Ringvassøya og Vanna. De NNØ-SSV strykende skjærsonene og Lakselvhøgda skjærsone utgjør ett sett av konjugerte sidelengs skjærsoner hvor kompresjonen er NV-SØ rettet og tektonisk kiling som er NØ-SV rettet. Lakselvhøgda skjærsone er dannet som følge av NV-SØ rettet kompresjon, som førte til dannelsen av orogen-parallele skjærsoner på Ringvassøya og Vanna som følge av tektonisk kiling under den seneste svekofenniske deformasjonsfasen (ca. 1.75 Ga).

Forord

Det å skrive en masteroppgave har vært en utrolig lærerik prosess, men til tider har det vært utfordrende. Etter en slik prosess er det flere som skal takkes.

Først og fremst en stor takk til min veileder, professor Steffen G. Bergh. Din kompetanse og entusiasme for faget bidro til at jeg valgte å skrive en strukturgeologisk masteroppgave. Tusen takk for god veiledning, og støtte og forståelse i løpet av disse årene!

En stor takk rettes til min enestående familie, og da spesielt mamma og pappa, for all støtte og oppmuntring gjennom studietiden. Jeg hadde ikke klart det uten dere! Og en takk til mine to søstre med familie for middager, oppmuntrende ord og vissheten om at dere er der for meg, uansett hva det måtte gjelde.

Jeg vil også benytte anledningen til å takke medstudenter på kontor 10, og da spesielt Hilde. Takk for gode samtaler og ikke minst mang en god latter. Og takk til alle medstudenter på Brakka, både tidligere og nåværende, som har gjort studietiden til ei flott tid. En spesiell takk til Lene, Elisabeth, Linn, Kristine, Tom Arne, Kenneth, Runar og Petter.

Takk til Trine og Edel for samarbeidet på labben!

Et kapittel avsluttes, ett nytt påbegynnes...

Kristina L. Hansen, mai 2011

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1: Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Formål.....	3
1.3 Lokalisering, topografi og bløttningsgrad	3
1.4 Regionalgeologi og problemstillinger	5
1.5 Tidligere arbeid på Ringvassøya	10
1.6 Metoder.....	11
1.6.1 Feltarbeid.....	11
1.7 Definisjoner	12
Kapittel 2: Litologi	15
2.1 Gneiskomplekset	15
2.2 Mafiske ganger	16
2.3 Skjærsonerbergarter	18
Kapittel 3: Strukturelle beskrivelser.....	21
3.1 Generell omtale.....	21
3.2 Beskrivelse av skjærsonens geometri og orientering	24
3.2.1 Generell oversikt	24
3.2.2 Strukturelle soner	26
3.2.3 Sone 1	27
3.2.4 Sone 2.....	30
3.2.5 Sone 3.....	33
3.3 Kinematiske indikatorer	37
3.3.1 Forskyvning av markørenheter.....	39
3.3.2 Dragfolding	40
3.3.3 Mesoskopiske asymmetriske folder	43
3.3.4 Strekningslineasjon	45
3.3.5 Sigmoidale og asymmetriske årer	48
3.3.6 <i>Boudinage</i> -strukturer.....	49

3.3.7	S-C type skjærbånd	51
3.3.8	Duplekser, skjærbånd og skjærsoner.....	53
Kapittel 4:	Strukturanalyse og diskusjon	57
4.1	Oppsummering av datagrunnlaget.....	58
4.2	Kinematiske tolkninger og implikasjoner, type og størrelse på forskyvning	61
4.3	Forkastningsbergarter og grad av strain (lav til høy)	71
4.4	Kinematisk utvikling og modeller	72
4.4.1	Progressiv modell.....	72
4.4.3	Transpressiv-modell	73
4.4.3	Dekoblet modell	74
4.5	Regionale implikasjoner	75
Kapittel 5:	Sammendrag og konklusjon	80
Referanser.....		82

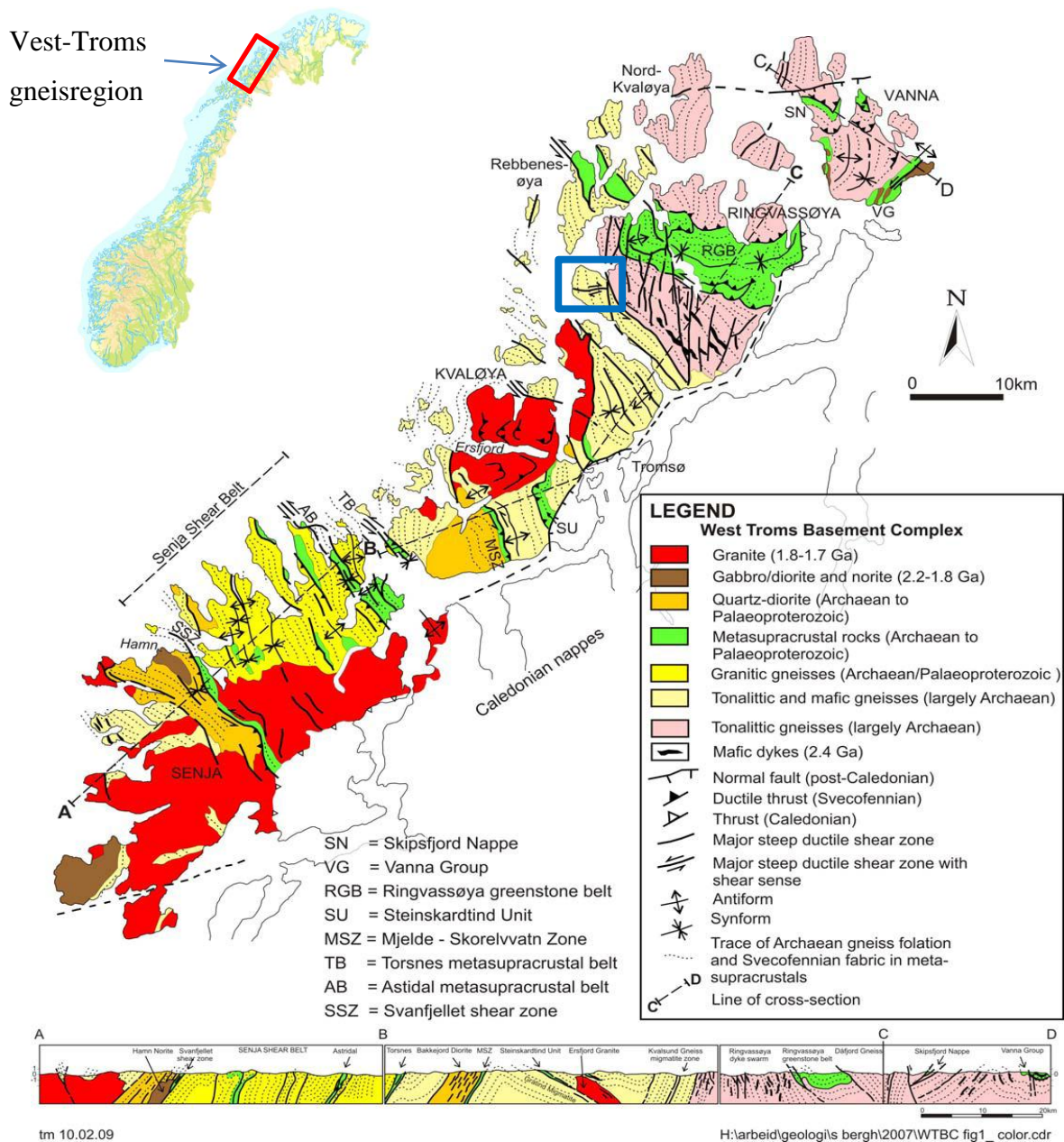
Kapittel 1: Innledning

1.1 Bakgrunn

Ringvassøya er en del av Vest-Troms gneisregion og denne masteroppgaven inngår i prosjektet "Prekambrisk skorpeutvikling i Vest-Troms gneisregion (VTGR), Troms" (Figur 1. 1). Prosjektet har som hensikt å utrede regionens oppbygning, alder, tektoniske, metamorfe og magmatiske historie med vekt på skorpedeformasjon. En av grunnene til å studere den prekambriske berggrunnen i Vest-Troms gneisregion er at den er lite påvirket av den kaledonske fjellkjedefoldningen sammenlignet med grunnfjellet i sørvestlige deler av Norge (Kullerud et al., 2006). Dette muliggjør detaljstudier av prekambriske enheter og elementer som kan bidra til forståelsen og korrelasjon av arkeiske og proterozoiske provinser i de nordlige delene av Fennoskandia. (Bergh et al., 2010)

Nyere arbeid innenfor strukturgeologi, petrologi og geokronologi (Corfu et al. 2003, 2006; Armitage og Bergh 2005; Kullerud et al. 2006; Bergh et al. 2007, 2010; Myhre og Corfu 2008) gir rammeverk for å studere særlig antatt svekofenniske strukturer og diskutere den tektoniske utviklingen av Vest-Troms gneisregion. Det arkeisk-paleoproterozoiske grunnfjellsområdet er mye mer heterogent enn tidligere antatt med aldersvariasjoner fra arkeikum til mesoproterozoikum (Figur 1. 1) (Bergh et al., 2010).

I Vest-Troms gneisregion er det er påvist duktile skjærsoner som ikke er forklart tilstrekkelig. Denne masteroppgaven tar utgangspunkt i en av disse skjærsonene.



Figur 1.1. Geologisk kart over Vest-Troms gneissregion. Studieområdet er merket med blått rektangel. Modifisert etter Bergh et al. 2010

1.2 Formål

Formålet med denne masteroppgaven er å beskrive og analysere strukturer og tolke kinematikken til en proterozoisk skjærsonen i vestlige Ringvassøya, Troms, og om mulig sette denne skjærsonen i regional sammenheng. Skjærsonen er lokalisert til Lakselvhøgda i Skarsfjord. Skjærsonen er ikke tidligere beskrevet i den geologiske litteraturen og er derfor gitt et nytt og uformelt navn, Lakselvhøgda skjærsonen (Figur 1. 1)

I studiet av skjærsonen er det vektlagt å beskrive skjærsonens geometri, type (duktil/semi-duktil/sprø), skjærretning og genese. Mer konkrete mål for de strukturelle undersøkelsene er å:

- i) Identifisere og beskrive duktile og semi-duktilde deformasjonsstrukturer som skjærsoner, foliasjoner, lineasjoner, folder og sprekker/bruddplan for å si noe om strukturenes genese og relative alder
- ii) Utrede kinematikken i Lakselvhøgda skjærsonen ved hjelp av kinematiske indikatorer
- iii) Diskutere skjærsonens utvikling i regional sammenheng

1.3 Lokalisering, topografi og blotningsgrad

Studieområdet for denne masteroppgaven er Lakselvhøgda på sørvestlige Ringvassøya, Troms (Figur 1. 2a og b). Lakselvhøgda ligger omtrent 200 moh. og er omkranset av fjell, Gråtinden (587 moh.) i vest og Bikkjaskittinden (496 moh.) i øst, mens i nord skråner Lakselvhøgda ned mot Skarsfjorden. Tilgjengeligheten til studieområdet er god da det er lokalisert like ved riksvei 863 mot Skarsfjorden (Figur 1. 2). Alle stedsnavn som blir brukt i denne masteroppgaven er vist i Figur 1. 2a.

Den studerte skjærsonen er lokalisert Ø-V langs Lakselvhøgda hvor blotningsgraden er god. Distalt fra Lakselvhøgda skjærsonen forekommer det mer lyng, mose og en del kratt som forringer blotningsgraden noe.



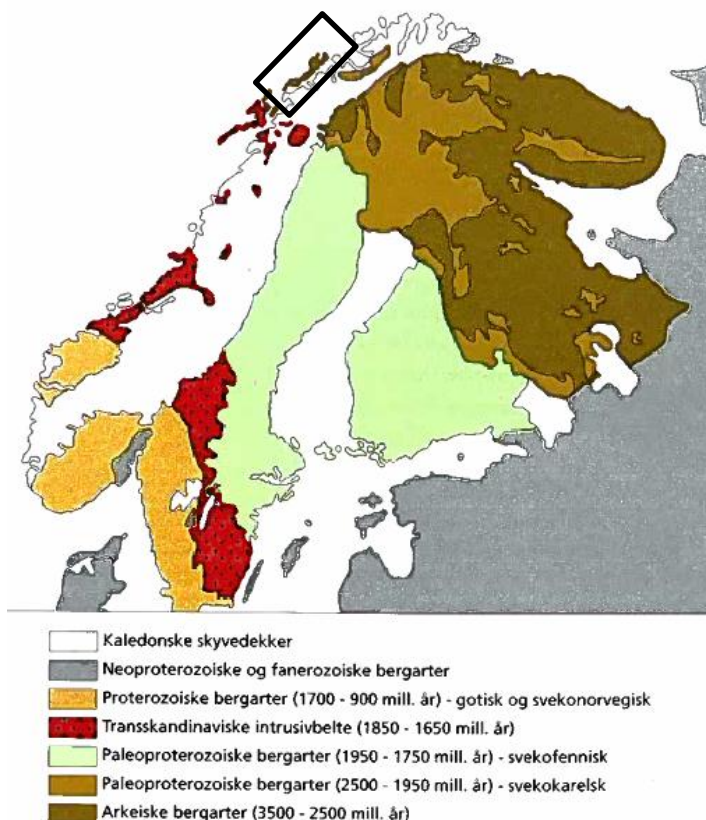
Figur 1. 2. a) Topografisk kart over Lakselhøgda. Studieområdet er vist med rødt rektangel. Alle stedsnavn som er nevnt i denne masteroppgaven er vist på dette kartet. b) Flybilde av Lakselhøgda som viser hovedlineamenter og trender i den prekambriske berggrunnen (se kapittel 2.1). Merk skjærsonen i Lakselhøgda som her har et strøk tilnærmet Ø-V. Rødt rektangel viser studieområdet.

1.4 Regionalgeologi og problemstillinger

Vest-Troms gneisregion består av arkeiske til paleoproterozoiske bergarter separert av NV-SØ strykende grønnsteinsbelter. Alderen og opprinnelsen til deformasjonen, *strain*- og metamorfosevariasjoner i grønnsteinsbeltene, og svak påvirkning av den kaledonske orogenesis har gitt opphav til diskusjon om Vest-Troms gneisregion er en autokton del av Fennoskandia eller en allokton del av de kaledonske skyvedekkene (Bergh et al., 2007).

Fennoskandia omfatter den prekambriske nordvestre delen av det østeuropeiske kraton og inkluderer det underliggende fennoskandiske skjold i Norge, Sverige og Finland.

Fennoskandia deles inn i fire regioner basert på alder; det arkeiske i nordøst, det svekofenniske i sentrale deler, det transskandinaviske intrusivbeltet og den sørvestre skandinaviske delen. Regionene er eldst i nordøst og yngre mot sørvest (Figur 1. 3) (Gaål og Gorbatshev, 1987).



Figur 1. 3. Stratigrafiske enheter i Fennoskandia. Vest-Troms gneisregion er markert med sort rektangel. Modifisert etter Nordgulen og Andresen, 2008.

Den arkeiske regionen består av NNV- til NV -og NS-strykende granitt-grønnsteinsbelter og høygrads metamorft gneisterreng. Sedimentene i grønnsteinsbeltene er antatt å ha blitt avsatt i riftbasseng i perioden 2.9-2.7 Ga. Den arkeiske regionen gjennomgikk deformasjon, metamorfose og granittisk magmatisme under Lopian orogenesisen (2.7-2.6 Ga). Kompresjon mot V dannet folder i den arkeiske regionen og NV-strykende lineære synformer i det høygrads metamorfe gneisterrenget (Gaàl og Gorbatshev, 1987).

Den svekofennsike regionen er lokalisert i den sentrale delen av Fennoskandia. Denne regionen er dominert av NV-strykende paleoproterozoiske grønnsteinsbelter av metasedimenter og granitoide intrusjoner (Gaàl og Gorbatshev, 1987). Eksempler på slike grønnsteinsbelter er Alta-Kautokeino- og Karasjok grønnsteinsbeltene (Krill et al., 1985; Braathen et al., 1997). I tidlig svekofennium (2.0-1.75 Ga) gjennomgikk den svekofennsike regionen rifting og intrusjon av NV-strykende mafiske gangsvermer. Dateringer av disse gangene viser en variasjon i alder mellom 2.25 og 2.0 Ga. Deformasjonen i denne regionen skjedde i to faser. Den første fasen var en kort periode mellom 1900-1885 Ma hvor granittiske intrusjoner dannet diapirer med påfølgende folding i de omkringliggende bergartene, og regionale stresspåvirkninger har gitt kompresjon med folding. Foldingen har varierende orientering avhengig av geografisk plassering. I den andre fasen av deformasjon i sen-svekofennium medførte Ø-V kompresjon til foldingen av hele den svekofennsike regionen (Gaàl og Gorbatshev, 1987).

Det transskandinaviske intrusivbeltet strekker seg fra Lofoten i nordvest til Sør-Sverige i sørøst og består hovedsaklig av felsiske vulkanitter. Dette beltet oppstod ved en magmatisk fase fra 1.83 til 1.65 Ga. (Figur 1. 3) (Gaàl og Gorbatshev, 1987).

Den sørvestre skandinaviske regionen (Figur 1. 3) består hovedsakelig av kontinentalskorpe dannet under den gotiske orogenesisen (1.75-1.50 Ga). Deformasjonen av denne regionen skjedde under en magmatisk-metamorf hendelse for 1.5-1.4 Ga siden og under den svekonorvegiske-grenvilliske (1.25-0.9 Ga) og den kaledonske (0.6-0.4 Ga) orogenesisen.

Vest-Troms gneisregion er et arkeisk-paleoproterozoiske grunnfjellsområde som omfatter øyene vest for Troms fra Senja i sør til Vanna i nord. Geologiske elementer i Vest-Troms gneisregion har likhetstrekk med de i det fennoskandiske skjoldet øst for kaledonidene, og det

er antatt at Vest-Troms gneisregion er en del av de fennoskandiske skjoldet som omfatter store deler av NV-Russland, Finland og Sverige. Det prekambriske grunnfjellsområdet i Vest-Troms er separert fra de kaledonske alloktonene i øst av en kombinasjon av basale lav-vinklede skyveforkastninger og et system av steile post-kaledonske forkastninger (Kullerud et al., 2006).

Grunnfjellsområdet i Vest-Troms består av migmatitter, granitoide bergarter og grunnsteinsbelter som er metamorfisert og deformert i varierende grad og intrudert av utstrakte granitoide plutoner mellom 1900 og 1700 Ma. De ulike skorpeblokkene er separert av skjærsoner. Vest-Troms gneisregion består av fem hovedkomponenter; i) tonalittisk gneis (> 2500 Ma), ii) mafiske gangsvermer (2400-2200 Ma), iii) suprakrustalbergarter (2850-1970 Ma), iv) plutoner (1900-100 Ma) og v) skjærsoner (Bergh et al., 2010).

Den nordøstlige delen av Vest-Troms gneisregion er dominert av tonalitter og tonalittisk gneis med mafiske inneslutninger. Mot sørvest blir gneisene mer heterogene og dominerende granittisk. Den eldste kjente bergarten i denne regionen er Dåfjordgneisen på Vanna (2885 ± 20 Ma, U-Pb zirkon) og på østlige Ringvassøya (2849 ± 3 Ma, U-Pb zirkon). Yngre aldre er rapportert fra Bakkejorrdioritten (2723 ± 7 Ma, U-Pb zirkon), gneisene sørvest for Torsnes (2689 ± 6 Ma, U-Pb zirkon) og Senja (ca. 2800-2750 Ma, U-Pb zirkon). Fabricen i den tonalittiske gneisen er en transposert foliasjon parallell til intrafoliale isoklinale folder. Foliasjonen stryker N-S til NNV-SSØ og faller svakt til steilt mot VSV og ØSØ. Foliasjonen har en vertikal til skrå strekningslineasjon, *boudinerte* mafiske inneslutninger i den tonalittiske gneisen og tette, intrafoliale asymmetriske folder som underbygger ØNØ-VSV til Ø-V kompresjon. I den tonalittiske gneisen opptrer også foliasjonsparallele duktil skjærsoner som lokalt deler gneiser med ulik komposisjon. Et eksempel på dette er skjærsonen som skiller Dåfjord- og Kvalsundgneisene på sørvestlige Ringvassøya. Polyfase folding tyder på forlenget neoarkeisk deformasjon (Bergh et al., 2010)

Mafiske gangsvermer har intrudert tonalitten på Ringvassøya, Vanna og Kvaløya. Gangene i Bakkejorrdioritten på Kvaløya er datert til ca. 2670 Ma (U-Pb zirkon). På Ringvassøya er en krystallasjonen av en baddelittgang datert til 2403 ± 3 Ma (U-Pb zirkon). De mafiske gangsvermene på Ringvassøya har en gabbroisk til norittisk sammensetning. Hovedsakelig stryker de mafiske gangene N-S til NNV-SSØ og varierer i tykkelse fra noen dm til flere

hundre meter og kan følge flere kilometer i strøkretningen. De mafiske gangene er både parallelle til den tonalittiske gneisfoliasjonen og kutter dem. I studieområdet på Lakselvhøgda er gangene også kuttet og forskjøvet av skjærsonen (Kullerud et al., 2006; Bergh et al., 2010).

Flere suprakrustale belter opptrer i Vest-Troms gneisregion; Senja skjærsonen, Mjelde-Skorelvvatnbeltet, Steinskarstindenbeltet, Ringvassøya grønnsteinsbelte og Vannagruppen på Vanna. Opprinnelige vulkanske og sedimentære strukturer kan gjenkjennes i grønnsteinsbeltene. Senja skjærsonen stryker NV-SØ og er det mest dominerende beltet i Vest-Troms gneisregion og er omtrent 30 kilometer bredt og inkluderer Svanfjellet-, Astridal- og Torsnesbeltene (Bergh et al., 2010). Ringvassøya grønnsteinsbelte er datert til ca. 2850-2830 Ma (Kullerud et al., 2006). Avsetningen av klastiske sedimenter i Vannagruppa er datert til 2400-2220 Ma (Bergh et al., 2007). Torsnes er datert til 1970 ± 14 Ma (U-Pb zirkon) og Mjelde-Skorelvvatn til 1980 Ma (Myhre et al., 2009).

Svekofennisk deformasjon i Vest-Troms gneisregion påvirket de tonalittiske gneisene og de suprakrustale enhetene. De regionale trendene av svekofennisk deformasjon er NØ-rettete skyvedekker, NV-SØ strykende inklinerte til opprette makrofolder og NV-SØ strykende, steile anastomerende sidelengs skjærsoner. Mest distinkt er makrofoldene som deformerte de neoarkeiske gneisene i nærheten av de suprakrustale beltene (Bergh et al., 2010). Et eksempel på dette er synformen i den tonalittiske gneisen i tilknytning til Ringvassøya grønnsteinsbelte (Zwaan, 1989; Bergh og Armitage, 1998).

I Svanfjelletbeltet er den svekofenniske deformasjonen karakterisert ved NØ rettet folding og skyving, og påfølgende sidelengs skjæring i konjugerte, steile skjærsoner. I Astridalbeltet er det først dannet svakt NV stupende og NØ vergerende isoklinale folder (og antatte skyveforkastninger). Videre er det dannet tette, moderat N stupende makrofolder før så subvertikale folder og steile, hovedsakelige sinistrale sidelengs skjærsoner. I Torsnesbeltet er det først dannet Ø vergerende isoklinale folder og en relatert SV fallende mylonittisk foliasjon. Videre har hele beltet blitt foldet til en makrosynklin. Til sist er det dannet subvertikale folder og hovedsakelig NV-SØ strykende sinistrale sidelengs skjærsoner og skrå kløv. Mjelde-Skorelvvatnbeltet har en VSV fallende mylonittisk foliasjon med VNV stupende strekningslineasjon. Ø rettet skyving dannet konsistente asymmetriske Ø vergerende isoklinale folder. Både i Mjelde-Skorelvvatn- og Steinskartindbeltene er den mylonittiske

foliasjonen parallell til Gråtindmigmatitten. Ringvassøya grønnsteinsbelte har først gjennomgått ØNØ rettet skyving, isoklinal folding og amfibolittfacies metamorfosegrad i V. Grønnsteinsbeltet er senere makrofoldet i NV-SØ strykende synklin og antiklin av Ø rettet skrå skyvning og dekstral skjærbevegelse av gneis-grønnsteinskontakten. En senere kinematisk hendelse i Ringvassøya grønnsteinsbelte medførte til at hele beltet ble kuttet av steile, konjugerte sidelengsforkastninger som indikerer NV-SØ kompresjon og mulig SØ rettet refolding og skyving av Dåfjordgneisen over grønnsteinsbeltet. Denne kinematiske hendelsen er viktig med tanke på skjærsonen i Lakselvhøgda. På Vanna er Vannagruppen utsatt for NV-SØ rettet folding og skyving, dannelse av kløv, vertikal folding og dannelse av steile, konjugerte, skrå NØ-SV og VNV-ØSØ strykende Riedel-skjærsoner (Bergh et al., 2010).

Vest-Troms gneisregion ble intrudert av felsiske og mafiske plutoner i perioden 1.80-1.76 Ga. Ersfjordgranitten på Kvaløya har en krystalisasjonsalder på 1792 ± 5 Ma (U-Pb zirkon). Bergarten er grovkornet og har bevart den magmatiske teksturen. I tilknytning til den avtagende granittiske intusjonen var det utbredt intrusjon av pegmatitter i nærheten av granitten og metasuprakrustale belter. Hamnoritten på Senja er massiv og har bevart den magmatiske lagningen. U-Pb datering av zirkon viser en alder på 1802.3 ± 0.7 Ma (Corfu et al., 2003; Kullerud et al., 2006; Bergh et al., 2010).

Vest-Troms gneisregion har likhetstrekk med det fennoskandiske skjoldet og dets svekofenniske deformasjon (1.8-1.7 Ga) (Gaál og Gorbatshev, 1987). Aldersdateringer av det tonalittiske gneisunderlaget i Vest-Troms gneisregion viser neoarkeisk alder. De magmatiske gangsvermene i Vest-Troms gneisregion (2403 ± 3 Ma) er samtidig med en global magmatisk hendelse, der mafiske ganger intruderte arkeiske terreng i Fennoskandia, Superiorprovinsen i Canada og i Lewisian i Skottland. En postulert rifting av det arkeiske superkontinentet i perioden 2.5-2.4 Ga ledet til intrusjon av de mafiske gangene. Intrusjoner av mafiske og felsiske plutoner og påfølgende svekofennisk deformasjon viser likhet med den svekofenniske orogenesisen i Fennoskandia (Bergh et al., 2010).

1.5 Tidligere arbeid på Ringvassøya

Ringvassøya har fra gammelt av vært undersøkt geologisk og mineralogisk på grunn sulfidmineralisering som til dels er gullførende. Sulfidmineraliseringene er knyttet til Ringvassøya grønnsteinsbelte. Den regionale berggrunnskartleggingen begynte i 1979 i forbindelse med undersøkelse av statens bergrettigheter og den generelle berggrunnskartleggingen av kartblad Troms i målestokk 1:250 000 (Zwaan, 1989).

Berggrunnen på Ringvassøya er delt inn i tre hovedenheter: i) et prekambrisk gneiskompleks, ii) en overskjøvet lagrekke av prekambriske omdannede vulkanske og sedimentære bergarter kalt Ringvassøydekket og iii) et kaledonsk skyvedekke kalt Lyngsfjelldekket. Mørke vulkanske ganger gjennomsetter både gneiskomplekset og Ringvassøydekket, men ikke Lyngsfjelldekket (Zwaan, 1989).

Gneiskomplekset på Ringvassøya består av Dåfjordtonalitten og Kvalsundgneisen. Dåfjordtonalitten opptrer i nordlige deler av Ringvassøya og sør for Ringvassøya grønnsteinsbelte. Kvalsundgneisen opptrer på sørvestlige deler av Ringvassøya (Figur 1. 1) og kontakten mellom Kvalsundgneisen og Dåfjordtonalitten er antatt å være en duktil skjærsone orientert NNØ-SSV.

Videre geologiske undersøkelser på Ringvassøya har fokusert på kontakten mellom gneiskomplekset og grønnsteinsbeltet. Zwaan (1989) konkluderte at Ringvassøydekket er alloktont i forhold til den underliggende Dåfjordtonalitten. Bergartene på begge sidene av kontakten er mylonittiserte eller sterkere foliert enn enhetene for øvrig, og den regionale foliasjonen i Ringvassøydekket er diskordant mot kontakten i den sørøstlige delen av grønnsteinsbeltet. Det basale skyveplanet til Ringvassøydekket bør være eldre enn noen av de mørke vulkanske gangene, da de intruderer gjennom den høymetamorfe mylonittiske foliasjonen (Zwaan, 1989).

De seneste undersøkelsene har lagt vekt på å utrede deformasjonen på Ringvassøya og i Vest-Troms gneisregion. Dette sammen med nyere data innenfor strukturgeologi, petrologi og geokronologi gir grunnlag for å diskutere den tektoniske utviklingen av Vest-Troms

gneisregion. Dette gir igjen grunnlag for å korrelere Vest-Troms gneisregion med andre prekambriske terreng, som for eksempel Lewisian i Skottland (Bergh et al., 2010).

1.6 Metoder

Datagrunnlaget for denne masteroppgaven er basert på kartlegging av skjærsonen som innebefatter strukturelle målinger, beskrivelser og bilder fra feltarbeid.

1.6.1 Feltarbeid

I forkant av feltarbeidet ble kart, digitale flyfoto og DEM-modell av studieområdet studert. Følgende kart ble benyttet:

- topografisk kart fra Statens kartverk, Norge 1:50 000, Blad 1534 IV - Ringvassøya, berggrunnsgeologisk kart, Geologisk kart over Norge
- berggrunnskart TROMSØ, M1:250 000 (Zwaan et al., 1998)

Digitale flyfoto fra nettsiden www.norgebilder.no og DEM-modell av studieområdet er tilgjengelig fra nettsiden www.norgei3D.no. Datagrunnlaget for denne oppgaven ble innhentet i løpet av to feltsesonger; sommeren 2008 og høsten 2009. Orientering av strukturelle data ble foretatt med Silvia Ranger kompass med libelle og klinometer. Strukturelle målinger ble foretatt etter høyrehåndsregelen, og strøk og fall er oppgitt med 360/90.

Strukturelle orienteringsdata blir presentert som stereografisk projeksjon i programvaren StereoNet for Windows, versjon 3.01. Programmet er utviklet av Per Ivar Steinsund, Universitetet i Tromsø. Det er benyttet Schmidt stereonett der projeksjonen er arealtro, dvs. at alle rutene har samme areal. Data er fremstilt som plottede plan, polplott av planene og konturerde polplott i undre halvkule.

1.7 Definisjoner

Tabellen under viser definisjoner av begreper som er brukt i denne masteroppgaven. Ord som er skrevet i kursiv er engelske begreper som ikke har en god norsk oversettelse.

Tabell 1 Definisjoner av begreper

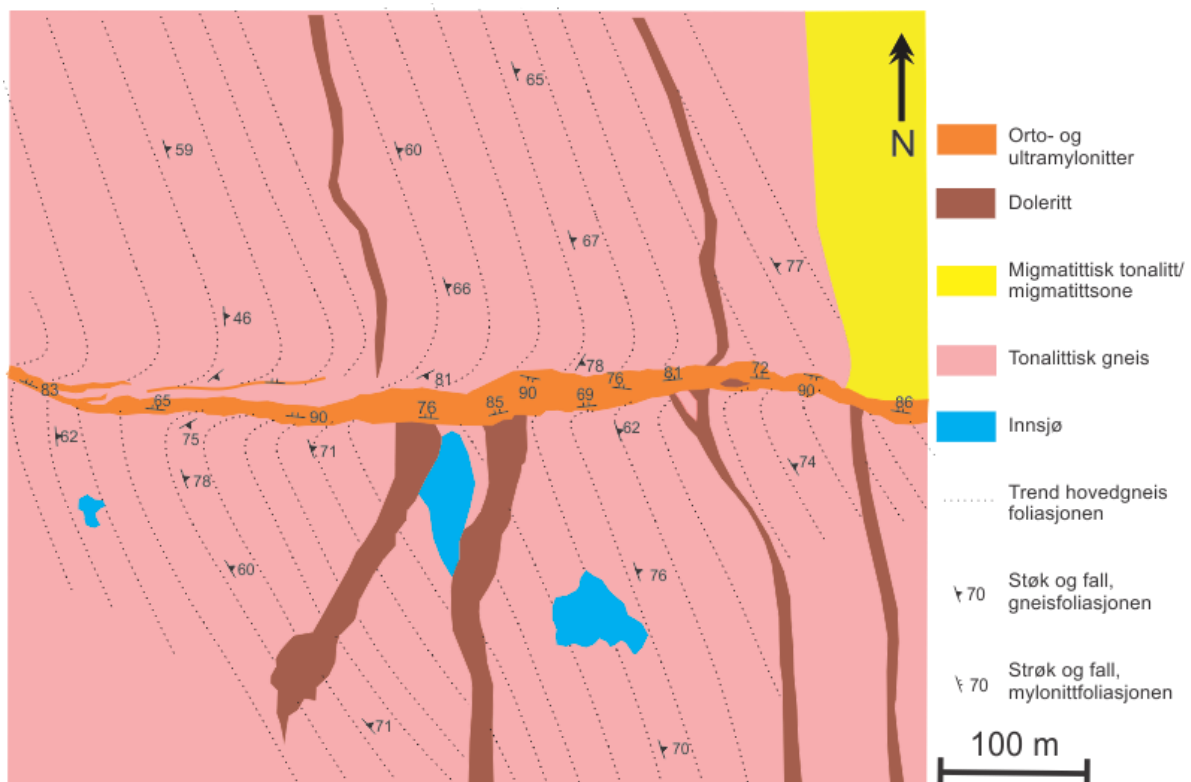
Begrep	Definisjon
Asymmetriske folder	Folder hvor ene foldeflanken er lengere enn den andre (Fossen og Gabrielsen, 2005)
<i>Boudinage</i>	Prosessen som fører til dannelsen av <i>boudiner</i> som er avlange strukturer tolket som kontinuerlige lag som systematisk er slitt i stykker (Fossen og Gabrielsen, 2005)
DEM-modell	Digital Elevation Model (no.: digital høydemodell), som i denne masteroppgaven er flybilder drapert over tredimensjonal modell av terrenget
Dragfolding	Er avbøyning av lagning, foliasjon eller andre markørenheter inn mot en skjærsone (Ramberg, 1955)
Duktil deformasjon	Kontinuerlig deformasjon hvor markører i den deformerte bergarten kan følges kontinuerlig. (Fossen og Gabrielsen, 2005)
Duktil skjærsone	Er en planar til kurvilinear sone med lokalisert plastisk deformasjon. (Davis og Reynolds, 1996)
Dupleks	Er en struktur som er avgrenset av gulv- og takforkastninger og innehar interne skråstilte forkastninger, splittforkastninger (Davis og Reynolds, 1996).
Fabric	Referer til den totale summen av kornform, kornstørrelse, og konfigurasjon i en bergart (Davis og Reynolds, 1996)
Foliasjon	Er en hvilken som helst mesoskopisk gjennomgripende parallelt eller subparallelt orientert fabric i en bergart (Davis og Reynolds, 1996)
Kinematiske indikatorer	Er de elementene som kan brukes får å bestemme skjærretningen for deformasjon (Davis og Reynolds, 1996)
Migmatitt	Betyr “mikset bergart”. Migmatitter dannes under høy-grads metamorfose og delvis oppsmelting. Dette gir opphav til en karakteristisk disharmonisk tekstur (Perkins, 2002)

Mylonitter	Er en sterkt deformert bergart hvor kornstørrelsen er redusert som følge av intens skjærbevegelse. Dannelsen av mylonittiske bergarter opptrer hovedsakelig i høy-strain områder av duktile skjærsoner. Mylonitter deles inn i tre bergarter på bakgrunn av kornstørrelse i matriks og prosentandel matriks: (Sibson, 1977)		
	Bergart	Kornstørrelse matriks	Prosentandel matriks
	Protomylonitt	> 50 μm	< 50 %
	Ortomylonitt	< 50 μm	50-90 %
	Ultramylonitt	< 10 μm	> 90 %
Riedel-skjær	Sekundære brudd rundt sprø forkastninger. T-brudd er ekstensjons (tensjons-)brudd, P-brudd er orientert med lav vinkel til den gjennomsnittlige forkastningsflaten (M-plan), slik at M er orientert horisontalt, vil P være en lavvinklet reversforkastning. R-brudd vil i samme situasjon være en lavvinklet normalforkastning, mens R ² -brudd vil tilsvare en antitetisk reversforkastning med høy vinkel til M-planet (Petit, 1987)		
S-C fabric	Består av foliasjon (S-flater) og skjærbånd (C-flater). (Lister og Snoke, 1984)		
Strain	Permanent endring i form og størrelse av en bergart utsatt for deformasjon (Park, 1997)		
Simpelt skjær	Deformasjon som viser endringer i både lengde og vinkelen til linjer. Dette involverer forkortning, strekning og rotasjon (Fossen og Gabrielsen, 2005)		
Skjærbånd	Smale lokaliserte soner av høy <i>strain</i> ofte assosiert med duktile skjærsoner (Davis og Reynolds, 1996)		
Spenning	<i>(stress)</i> , spenning som virker på en flate. Den totale spenningstilstanden i et punkt kan beskrives ved spenningsellipsoiden (Fossen og Gabrielsen, 2005)		
Sprekk	Et brudd i en bergart dannet ved tensjon, kontraksjon eller skjærbevegelse (Fossen og Gabrielsen, 2005)		
Sprø deformasjon	Kjennetegnes av diskontinuiteter i form av brudd (Fossen og Gabrielsen, 2005)		
Strekningslineasjon	Er rette, fin-skala, overflatiske linjer på forkastningsflater. Kan fortelle om retningen av bevegelse (Davis og Reynolds, 1996)		
Tekstur	Inkluderer det spatiale og den geometriske konfigurasjon av alle		

	komponenter som utgjør bergarten. Begrepet tekstur dekker konsepter som tekstur, struktur og krystallografisk foretrukket orientering i bergarter (Hobbs et al. 1976)
Transpresjon	Sidelengs skjærsone hvor en komponent av kompresjon forekommer (Fossen og Tikoff, 1998)

Kapittel 2: Litologi

Feltopptreden og litologiske beskrivelser av bergarter på Lakselvhøgda vil bli omtalt i dette kapitlet. Bergartene som opptrer på Lakselvhøgda er det tonalittiske gneisunderlaget, mafiske ganger og skjærsonen som består av mylonitter (Figur 2. 1).



Figur 2. 1 Kart som viser de litologiske enhetene i Lakselvhøgda skjærsonen.

2.1 Gneiskomplekset

Gneiskomplekset i studieområdet omfatter bergartene tonalitt, båndet tonalittisk gneis og migmatittisk tonalittisk gneis (Figur 2. 1). Både tonalitten og den båndete gneisen har en fremtredende NNW-strykende foliasjon. Dette er en transposert foliasjon parallell til intrafoliale isoklinale folder (Bergh et al., 2010) (se kapittel 3.2.3).

Tonalitten i studieområdet opptrer som titalls meter tykke benker av lys grå farge. Bergarten har en utpreget NNV-strykende foliasjon og fall som varierer mellom 30-90° i studieområdet (Figur 2. 1). Tonalitt er en kompetent bergart og det er denne bergarten som utgjør de topografiske høydedragene i studieområdet.

Den båndete gneisen er mindre dominerende i feltarbeidsområdet enn tonalitten. Denne gneisen inneholder mørke mafiske lag alternerende med lysere felsiske lag og gjør den lett gjenkjennbar i feltarbeidsområdet. Gneisen innehar den samme NNV-strykende foliasjonen og fall mellom 30-90° som tonalitten i studieområdet.

I et mindre område NØ i studieområdet opptrer en lysgrå bergart med en disharmonisk tekstur. Bergarten inneholder flytefolder og innehar linser bestående av mafiske- og feltspat-rike bånd. Denne bergarten er en migmatittisk gneis. Migmatittiske gneiser er gneiser som har gjennomgått delvis oppsmelting som er opphavet til den disharmoniske tekturen.

2.2 Mafiske ganger

I feltarbeidsområdet på Lakselvhøgda er det seks mafiske intrusivganger hvor fem er forskjøvet av Lakselvhøgda skjærsone (gang 2-6 i Figur 2. 2). Bergartene er mørk grå på farge og varierer i tykkelse fra 0,5 m til 4 m. Gangene er hovedsakelig N-NNV strykende og kutter hovedsakelig foliasjonen i gneiskomplekset med lav vinkel (Figur 2. 2). Fem av de mafiske gangene, gang 1-2 og 4-6, har en utstrekning forbi studieområdet (Figur 2. 2). Gang 4 terminerer derimot i kort avstand fra Lakselvhøgda skjærsone (Figur 2. 2).

De mafiske gangene som forskyves av Lakselvhøgda skjærsone endrer tekstur fra massiv til mylonittisk inn mot skjærsonen og har godt utviklet foliasjon sammenlignet med de upåvirkete delene av gangen.

Kullerud et al. (2006) har beskrevet N-NNV strykende mafiske gangsvermer på Ringvassøya av gabbonorittisk til gabbroisk komposisjon. Gangene er subvertikale og varierer i tykkelse fra <0.5 m til omtrent 100 m og noen ganger kan følges flere kilometer i strøkretningen.

Gangene er stortsett udeformerte og kutter foliasjonen i den tonalittiske gneisen med høy vinkel



Figur 2. 2 De mafiske gangsvermene i Lakselvhogda skjærsone er tilnærmet parallelle til foliasjonen i de tonalittiske gneisene. Merk gang 2-6 som er kuttet av skjærsonen.

På Ringvassøy er to typer ganger identifisert på bakgrunn av tekstur og sammensetning. Den mest dominerende typen består av mindre enn 2 mm lange tynne plagioklaskrystaller i en mørk grå matriks. Denne typen er kalt plagioklas-porfyrisk og de fleste av disse gangene har velutviklede avkjølingsmarginer. Fenokrystaller av plagioklas varierer i størrelse fra en gang til en annen, men det er ikke sammenheng mellom dette og orientering av gangene. Bergarten inneholder opp til 5 modal% av Fe-Ti-oksider og < 3modal% biotitt. Bergarten har gjennomgått utbredt omvandling slik at pyroksen er erstattet med amfibol, plagioklas er

rekrySTALLISERT og delvis overvokst av små korn av epidot/klinozoisitt og biotitt (Kullereud et al. 2006).

Den andre typen av ganger er mer grovkornete og viser en subofittisk tekstur med sub- til euhedral ortopyroksen (2-3 mm i diameter) omsluttet av plagioklas. I tillegg er det mindre mengder av anhedral olivin (< 2 modal%), klinopyroksen (< 5modal%) og biotitt (< 5 modal%). Denne typen av ganger har gabbronorittisk sammensetning. Også denne typen bergart har gjennomgått utbredt omvandling. Primære mafiske mineraler er vanligvis helt eller delvis overvokst av amfibol og primær plagioklas, og er lokalt erstattet av sericitt og små korn av biotitt (Kullerud et al., 2006).

1.7 Skjærsonerbergarter

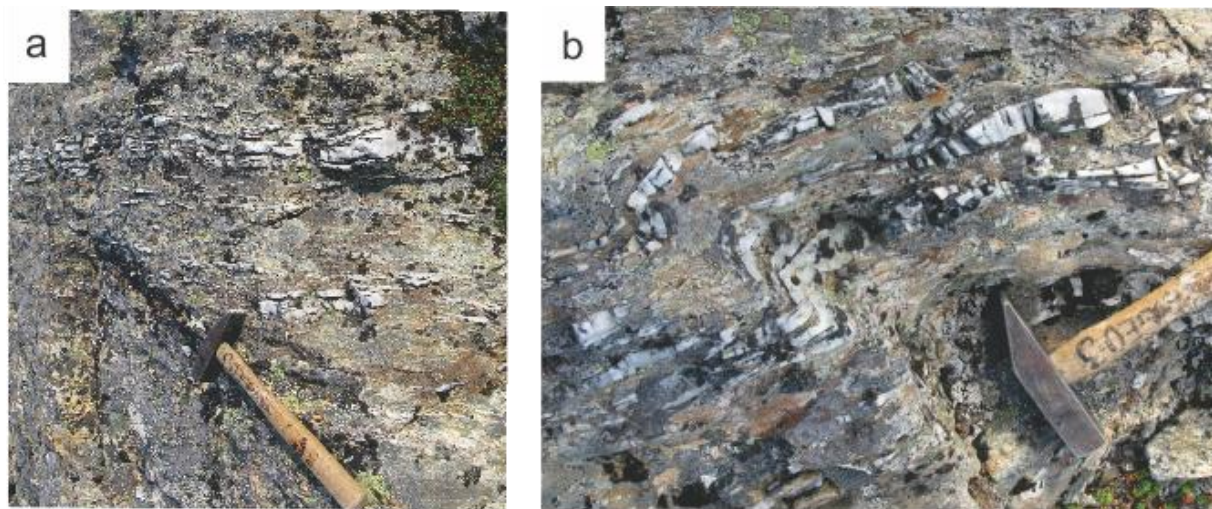
Lakselvhøgda skjærsoner ser på avstand ut som en lys linje i terrenget som er forhøyet i forhold til omkringliggende bergarter. Ved nærmere iaktakelse består skjærsonen i feltarbeidsområdet av lys grå bergart med vertikalstilt, tett foliasjon (Figur 2. 3). Denne foliasjonen er mylonittisk og på Lakselvhøgda har den et strøk Ø-V og steilt fall (70-90°) mot N.

Ved å følge bergartene inn mot og igjennom skjærsonen, går bergartene fra proto- og ortomylonittisk gneis til fyllonitt/ultramytonitt. Protomytonittene i ytre deler er dratt inn mot skjærsonen og protolitten er lett gjenkjennelig, tonalittisk og mafisk gneis. Smale skjærsoner inni Lakselvhøgda skjærsoner består av ren ultramytonittisk fyllonitt, mens hoveddelen av skjærsonen omfatter ortomytonitter til ultramytonittisk fyllonitt.

Hydrotermalt utfelt kvarts opptrer langs hele skjærsonen som melkehvite glassaktige ganger. Kvartsen er finfordelt og følger strøket på Lakselvhøgda skjærsoner (Figur 2. 1). Bredden på kvartsårene varierer fra et par mm til flere dm. Deformasjonsstrukturer i mylonittfoliasjonen er gjenkjennelig i kvartsen. Et eksempel på dette er mesoskopiske asymmetriske folder i skjærsonen (Figur 2. 4b).



Figur 2. 3 Bildet er tatt mot V og viser den vertikale, tette mylonittfoliasjonen i Lakselvhøgda skjærsone som er Ø-V strykende og feller steilt (70-90°) mot N.



Figur 2. 4 a) Kwarts som følger den Ø-V strykende mylonittfoliasjonen i Lakselvhøgda skjærsone. b) Asymmetrisk folding av mylonittfoliasjonen og kvartsårer i Lakselvhøgda skjærsone.

Kapittel 3: Strukturelle beskrivelser

Først i dette kapitlet vil det bli gitt en generell beskrivelse av Lakselvhøgda skjærsone. Videre gis en presentasjon av hvordan den studerte skjærsonen er inndelt i ulike deformasjonssoner som er basert på type bergart (proto-, orto- og ultramylonitter), strukturelle elementer og grad av deformasjon. Til slutt vil det bli gitt en nærmere beskrivelse av kinematiske indikatorer som opptrer i feltarbeidsområdet som er brukt til å bestemme skjærsonens bevegelsesmåte. Sammen med beskrivelsen av de strukturelle elementene, vil dette gi grunnlaget for den kinematiske analysen av Lakselvhøgda skjærsone i kapittel 4.

3.1 Generell omtale

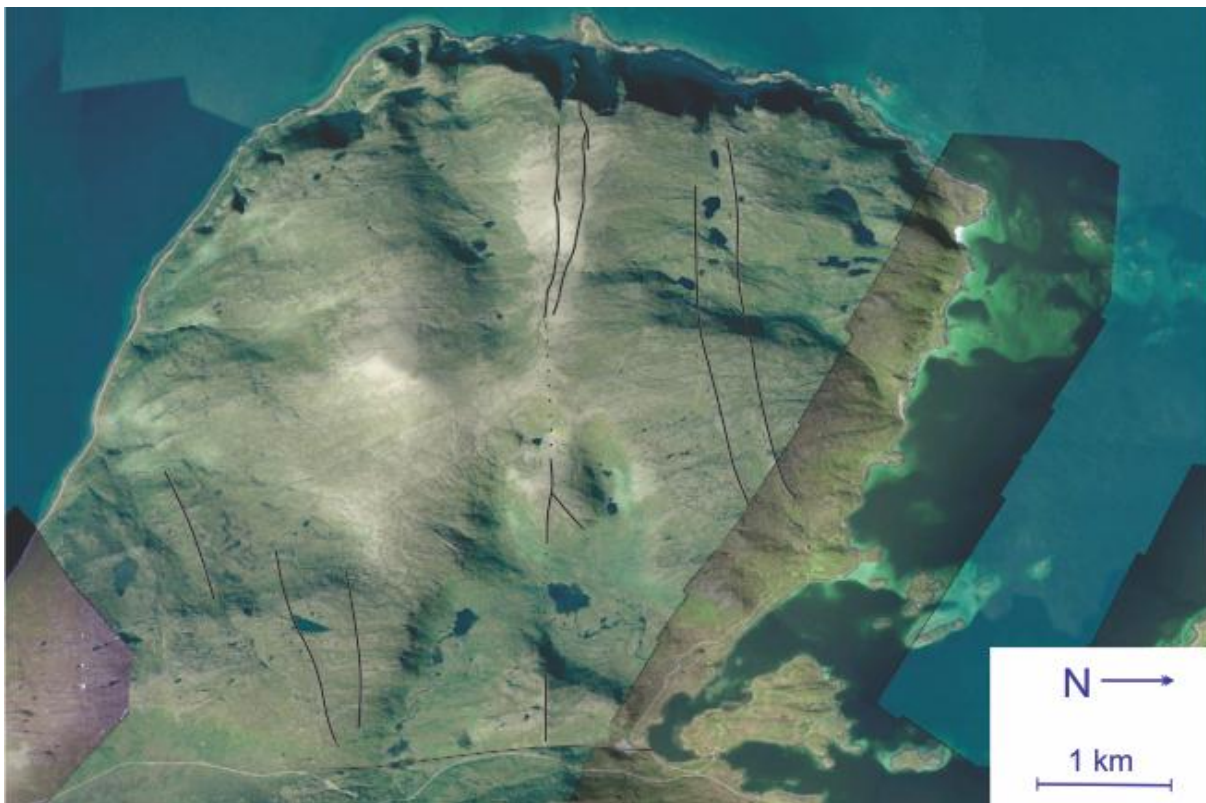
Bergartene i studieområdet på sørvestlige Ringvassøya består hovedsakelig av gneiser av tonalittisk-trondhemittisk-granodiorittisk (TTG-gneis) komposisjon. Gneisene innehar en foliasjon som er NNV-SSØ strykende og med steilt fall mot ØNØ (Bergh et al., 2010). Den Ø-V strykende Lakselvhøgda skjærsone kutter denne gneisfoliasjonen med høy vinkel. Skjærsonen har en lengde på minimum 5 km og strekker seg fra strandlinjen i Krakvika i vest til den kuttet av en foliasjonsparell migmatittsone i TTG-gneisene i øst (Figur 3.1). Rekognosering i fjellene øst for migmatittsonen viser at skjærsonen ikke fortsetter videre østover i dette området (Bergh 2011, pers. medd.). Jeg antar derfor i denne masteroppgaven at den vestlige utbredelsen av Lakselvhøgda skjærsone terminerer i den foliasjonsparelle migmatittsonen.

God blottingsgrad langs store deler av Lakselvhøgda skjærsone gir mulighet for å tolke geometrien for fortsettelsen av skjærsonen utenfor studieområdet fra flybilder. Fra flybilder tolkes geometrien til skjærsonen å være anastomerende (Figur 3.1). I Lakselvhøgda består skjærsonen av en enkel forgreining, mens den videre vestover deles i to forgreininger, går sammen til en før den splittes i to skjærsoner kan følges ned til havnivå. I vest viser begge skjærsonene overlappende segmenter som er buede (Figur 3. 1).

Både nord og sør for Lakselvhogda skjærsonen opptrer det flere lignende Ø-V strykende skjærsoner som følger et regelmessig mønster av parallelle og splittende geometrier. Nord for Lakselvhogda er det lokalisert to skjærsoner og sør for Lakselvhogda skjærsoner er det lokalisert tre skjærsoner (Figur 3. 2). Alle disse skjærsonene er svakt buede. Utbredelsen til disse skjærsonene er varierende; de to nordligste er lengst med minimum utbredelse på 2,5 km og 3,5 km, mens de tre sørligste skjærsonen har en utbredelse mellom 500 og 1800 m.



Figur 3. 1 DEM-modell som viser utbredelsen av Lakselhøgda skjærsoner. Merk at skjærsonen terminerer mot en foliasjonsparallelle sone i gneisene (ved veien). Fra norgei3D.



Figur 3. 2 Flyfoto som viser Ø-V strykende skjærsoner på sørvestlige Ringvassøya. Skjærsonen midt i bildet er Lakselhøgda skjærsoner. Merk hvordan den i øst splittes opp i to mindre deler. Fra norgei3D.

3.2 Beskrivelse av skjærsonens geometri og orientering

I dette delkapittelet blir det først gitt en generell strukturell oversikt av Lakselvhogda skjærsonene. Videre blir skjærsonen inndelt i strukturelle soner før det blir gitt nærmere strukturelle beskrivelser innenfor hver av disse sonene.

3.2.1 Generell oversikt

Lakselvhogda skjærsonene stryker tilnærmet Ø-V og har et steilt fall (70-90 °) mot nord. Da dette er en steil skjærson vil det være noe variasjon i fall mot nord og sør, men hovedsakelig faller skjærsonen mot nord. (Figur 3. 3). Lengden av skjærsonen i studieområde er 530 m og bredden varierer mellom 1-5 m. Seks mafiske ganger opptrer i Lakselvhogda (Figur 3. 3).

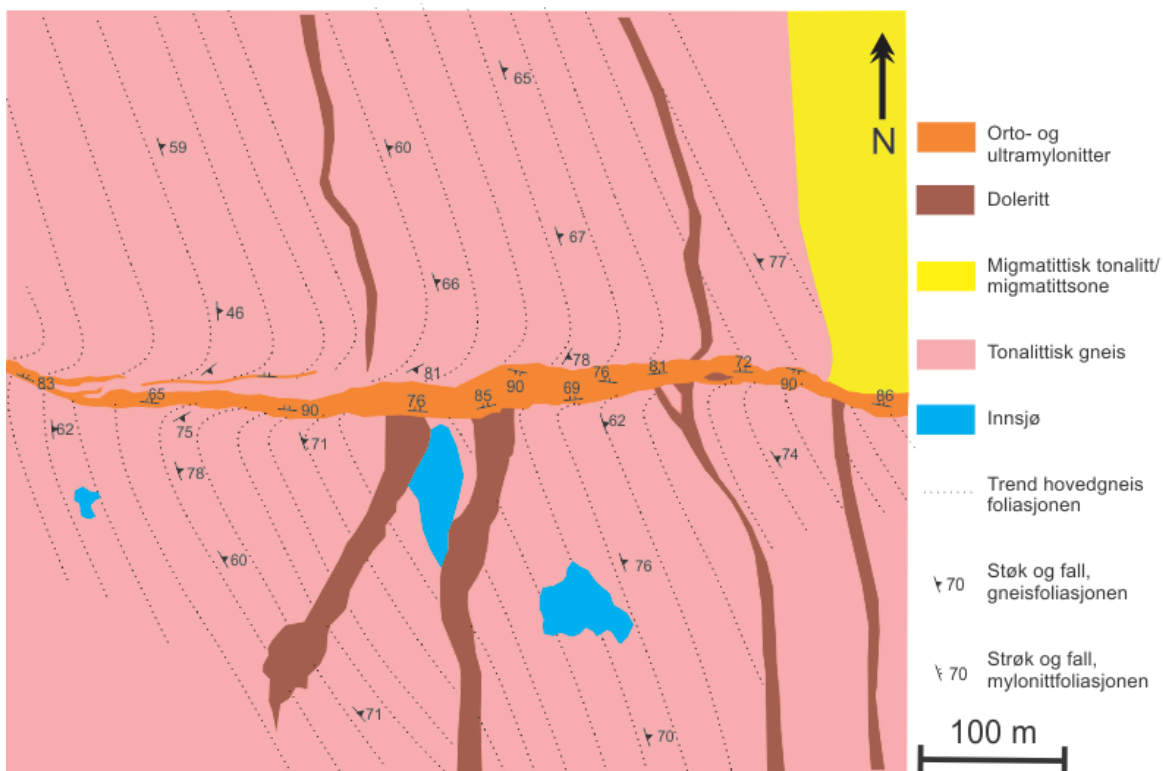
Distalt fra skjærsonen er ikke bergartene i samme grad påvirket av skjærsonens bevegelse. I disse delene av studieområdet er det foliasjonen i de tonalittiske gneisene som er det fremtredende strukturelle elementet, og strøket til foliasjonen er ca. NNV-SSØ med steilt fall mot ØNØ. Foliasjonen i de tonalittiske gneisene er orientert med stor vinkel til Lakselvhogda skjærsonene.

Bergartene i nær tilknytning til Lakselvhogda skjærsonene er tydelig påvirket av dens bevegelse. Blant annet bøyer foliasjonen i de tonalittiske gneisene av inn mot skjærsonen (Figur 3. 3). Også noen av de mafiske gangene viser denne trenden inn mot skjærsonen (Figur 3. 3).

I selve skjærsonen er det variasjon i type og grad av deformasjon (*strain*). Lokaliserte skjærsoner med større deformasjon opptrer både inni skjærsonen og utenfor (se opptreden av orto- og ultramylonitt i Figur 3. 3). De lokaliserte skjærsonene bestående av ultramylonitt som opptrer i kjernen av skjærsonen, viser et anastomerende mønster (Figur 3. 4). I vestlige deler av Lakselvhogda skjærsonene opptrer blokker av tonalittisk gneis med foliasjon tilnærmet lik den i de upåvirkete delene av skjærsonen (se kapittel 3.2.3). I østlige deler av skjærsonen opptrer en elongert mafisk linse. Mylonittfoliasjonen bøyer av rundt denne linsen (se kapittel 3.2.5).

Skjærsonen i Lakselvhogda viser dominerende duktil deformasjon. Opptreden av sprø forkastninger og sprekker antyder imidlertid at Lakselvhogda skjærsonen er et semi-duktil skjærsonen, dvs. at den har gjennomgått både duktil og sprø deformasjon, som enten er dannet samtidig i eller nær overgangssonen for plastisk og sprø deformasjon i jordskorpen, eller hvor temperatur-trykkforholdene har endret seg under deformasjonshistorien.

Overgangssonen mellom sprø og plastisk deformasjon er typisk på 10-15 km dyp i jordskorpen (se kapittel 4.2) (Fossen og Gabrielsen, 2005).



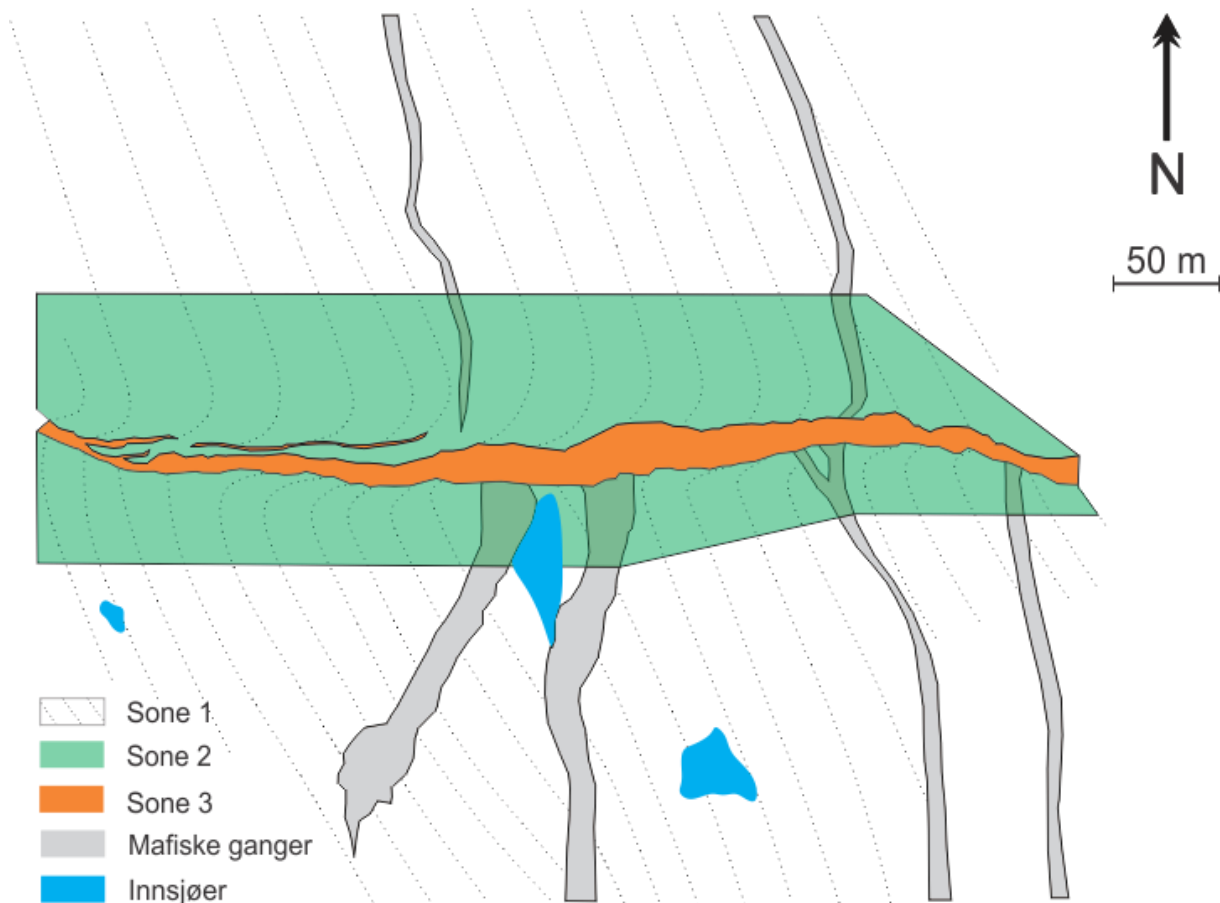
Figur 3. 3 Kart over Lakselvhogda skjærsonen som viser litologier og hovedtrenden i den tonalittiske gneisfoliasjonen og i mylonittfoliasjonen.



Figur 3. 4 Anastomerende skjærsoner bestående av ultramylonitt i kjernen av Lakselvhogda skjærsonen. Merk at det gjennomsnittlige strøket til skjærsonen følger hammeren.

3.2.2 Strukturelle soner

På bakgrunn av type bergart (proto-, orto og ultramylonitter), strukturelle elementer og type og grad av deformasjon i forskjellige deler av Lakselhøgda skjærsonen, er skjærsonen delt inn i tre soner (Figur 3. 5). Sone 1 lokalisert lengst unna skjærsonen, sone 2 er lokalisert tett opp mot Lakselhøgda skjærsonen og sone 3 er selve kjernen i skjærsonen (se Figur 3. 5). I følge Fossen og Gabrielsen (2005) er sone 1 en slepesone, sone 2 er en destruksjonssone som består av mindre brudd eller deformasjonsbånd og som omhyller sone 3, som er kjernen av skjærsonen hvor det meste av spranget er lokalisert. I det følgende vil de geometriske karaktertrekkene i sone 1,2 og 3 bli beskrevet.



Figur 3. 5 Kart som viser de strukturelle sonene i Lakselhøgda skjærsonen. Sone 1 er vist i oransje, sone 2 i grønt og sone 3 er de resterende områdene. Stiplede linjer angir retningen for foliasjon.

3.2.3 Sone 1

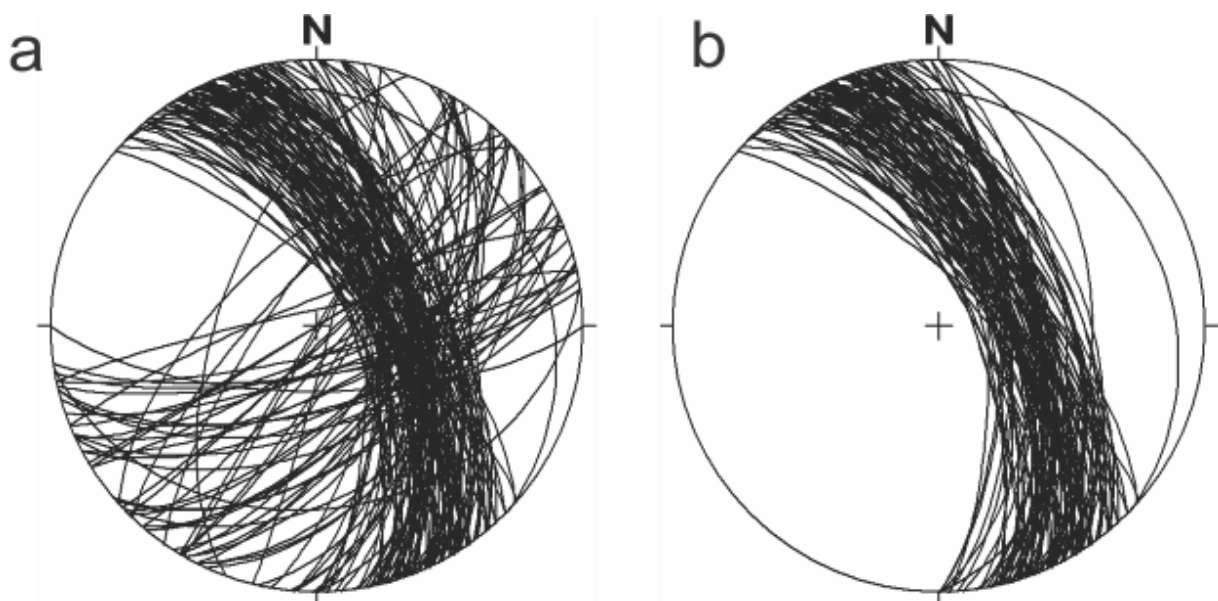
Sone 1 er dominert av tonalittiske gneiser med varierende innhold av båndete mafiske gneiser/amfibolitt, migmatittisk gneis og kuttende, mafiske ganger (Figur 3. 5). Det fremtredende strukturelle elementet i denne sonen er den tonalittiske gneisfoliasjonen benevnt S_g . Orienteringsdataene for S_g viser to trender hvorav den dominerende trenden er NNV-SSØ strykende og steilt (ca. 60°) fall mot SV (Figur 3. 6 og Figur 3. 7a og b). Denne hovedretningen sammenfaller med den regionale orienteringen av gneisfoliasjonen på Ringvassøya som generelt er en transposert foliasjon parallell til isoklinale folder og stryker N-S til NNV-SSØ og faller mellom $10-70^\circ$ og varierende mot øst og vest (Bergh et al., 2010). Den andre strøkretningen til gneisfoliasjonen er ca. NØ-SV og fall mot SØ (se kapittel 3.3.2).

På foliasjonsflaten til S_g opptrer en skrå strekningslineasjon benevnt L_g . Denne lineasjonen stryker N-S til NNV-SSØ og stuper moderat (ca. 30°) mot SV (Figur 3. 8 og Figur 3. 9). I feltarbeidsområdet var det ikke mulig å avgjøre bevegelsesretningen (*sense-of-shear*) for denne strekningslineasjonen alene, men ved å kombinere med andre kinematiske observasjoner kan skjærretningen om mulig bestemmes (se kapittel 3.3.4).

I vestlige deler av skjærsonen opptrer det soner av tonalittisk gneis med bevart gneisfoliasjon omgitt av skjærsoner (Figur 3. 10). Gneisfoliasjonen i disse sonene er benevnt S_{gi} og sammenfaller delvis med foliasjonen ellers i sone 1, dvs. den andre strøkretningen (NØ-SV).



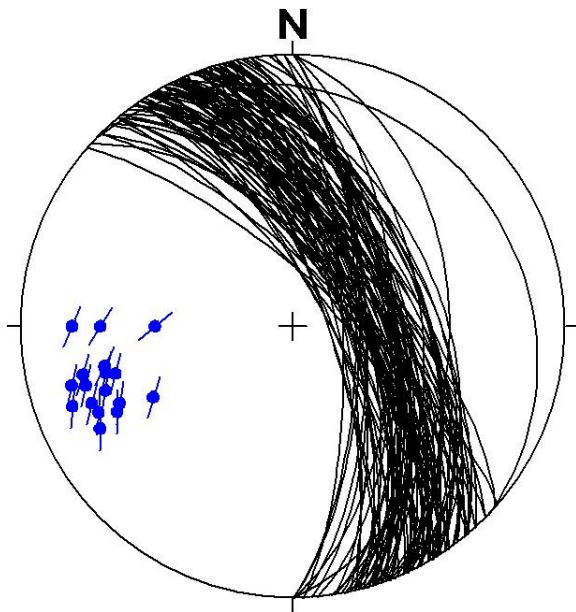
Figur 3. 6 Foliasjonen, S_g , i tonalittisk gneis som stryker NNV-SSØ (rød linje).



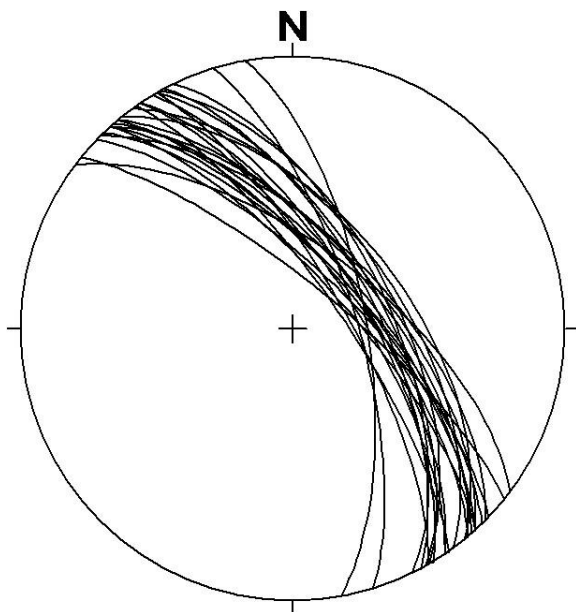
Figur 3.7 a) Stereoplott av orienteringsdata for gneisfoliasjonen (S_g) fra hele studieområdet som viser to trender. $n=166$. b) Hovedtrenden av S_g stryker NNV-SSØ og faller steilt ($60-80^\circ$) mot SV. $n=108$.



Figur 3.8 Tonalittisk gneis med godt utviklet foliasjon og strekningslineasjon L_g på S_g (rød linje). Bildet er fra en veiskjæring som er lokalisert 5 km sør for Lakselvhøgda skjærsoner.



Figur 3.9 L_g plottet som slip linear der punktet angir polen til foliasjonspanet linasjonen opptrer på og linjen gjennom punktet viser bevegelsen langs lineasjonen. Lineasjonen stryker N-S til NNV-SSØ og stuper moderat (35°) mot SV. $n=17$.



Figur 3.10 S_{gi} som storsirkler i stereonett som viser NV-SØ til NNV-SSØ strøk og faller steilt ($65-80^\circ$) mot SV. $n=24$.

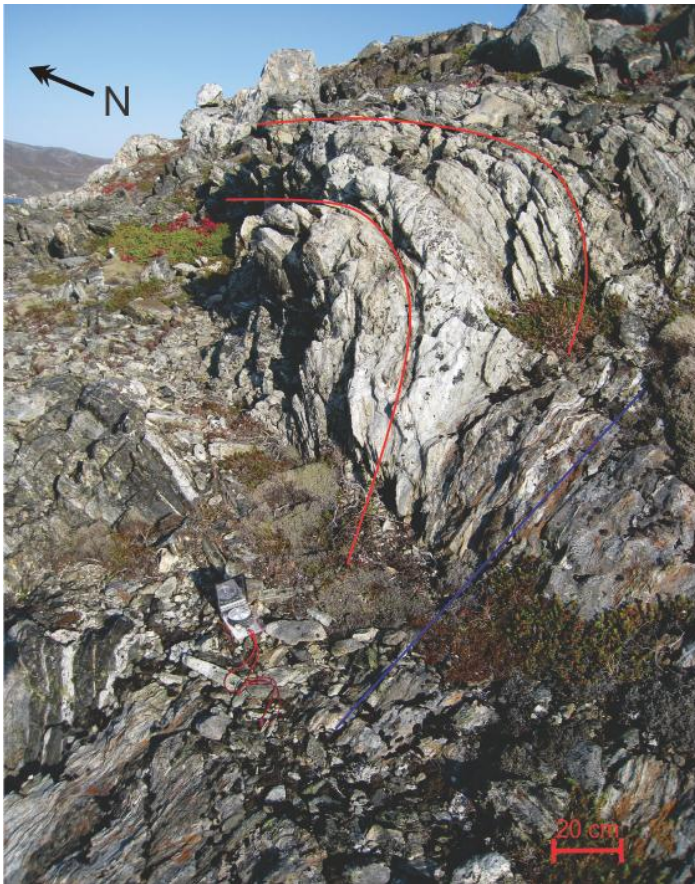
3.2.4 Sone 2

Sone 2 utgjør området som grenser opp til selve skjærsonen hvor gneisfoliasjonen (S_g) enten er tydelig foldet og avbøyd inn mot parallellitet med skjærsonen og/eller kuttet av mylonittiske bergarter i skjærsonen (Figur 3. 5). De avbøyde bergartene består av protomylonittiske gneis, hvor gneisstrukturen fortsatt er bevart, men delvis overpreget av porfyroklastisk mylonittisk tekstur (Figur 3. 11). Avbøyningen av gneisfoliasjonen kan tolkes som duktil dragfolding som følge av bevegelse i Lakselvhøgda skjærsone (se diskusjon kapittel 4.2).

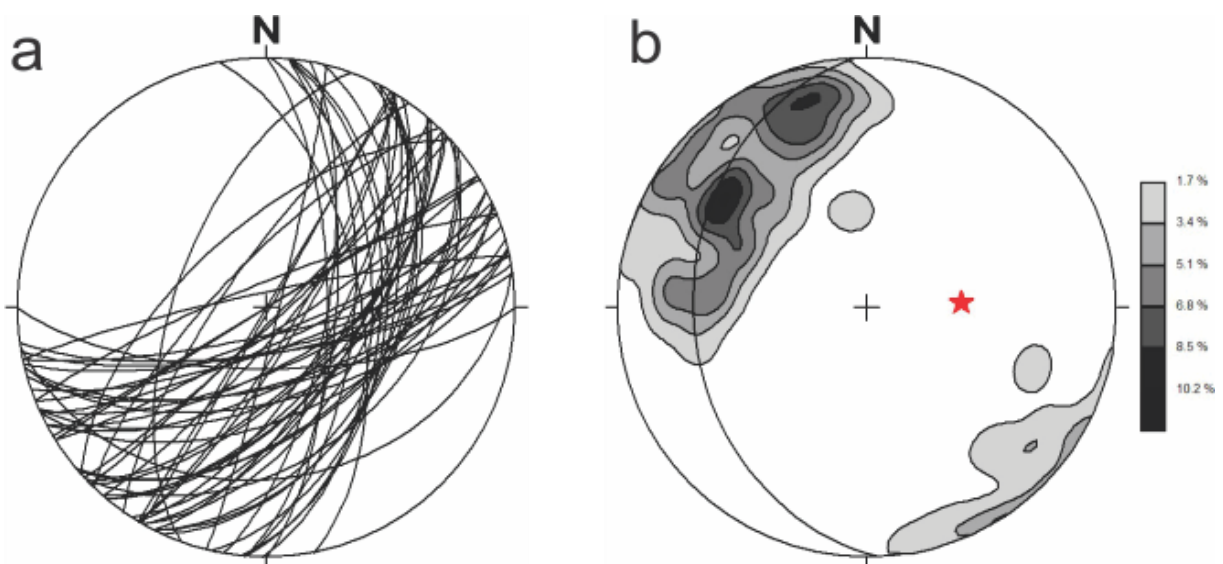
Orienteringen av foliasjonen i denne delen av skjærsonen er presentert i stereonett i Figur 3.12a. Foldene er åpne (ca. 90° mellom foldeflankene) og er tydelig og konsistent asymmetriske med vergens mot sør. Foldeaksen stuper ca. 60° moderat mot øst (Figur 3.12b). Ikke alle deler av skjærsonen er påvirket i samme grad. Men følger man flere av dragfoldingsmønstrene som forekommer i kartbildet på tvers av Lakselvhøgda skjærsone, viser de konsekvent Z-form (Figur 3. 3). Dette indikerer at dragfoldene er dannet av dekstral bevegelse i skjærsonen (se diskusjon kapittel 4.2).

Den mafiske linsen er *boudinert* inn mot skjærsonen. *Boudinene* er atskilte av mindre konjugerte skjærsoner, både dekstrale og sinistrale (Figur 3. 13). Disse skjærsonene stryker Ø-V, VNV-ØSØ og NV-SV. De Ø-V strykende skjærsonen er sammenfallende med strøket til Lakselvhøgda skjærsone, mens de VNV-ØSØ og NV-SØ strykende skjærsonene er orientert med vinkel på strøket til Lakselvhøgda skjærsone. Gneisfoliasjonen, S_g , følger geometrien av *boudinene*. Dette er spesielt tydelig rundt de to nordligste *boudinene* (se skisse av bilde i Figur 3. 13). Dannelsen av den *boudinerte* mafiske linsen indikerer skjærbevegelse, kompresjon og strekning (se kapittel 4.2).

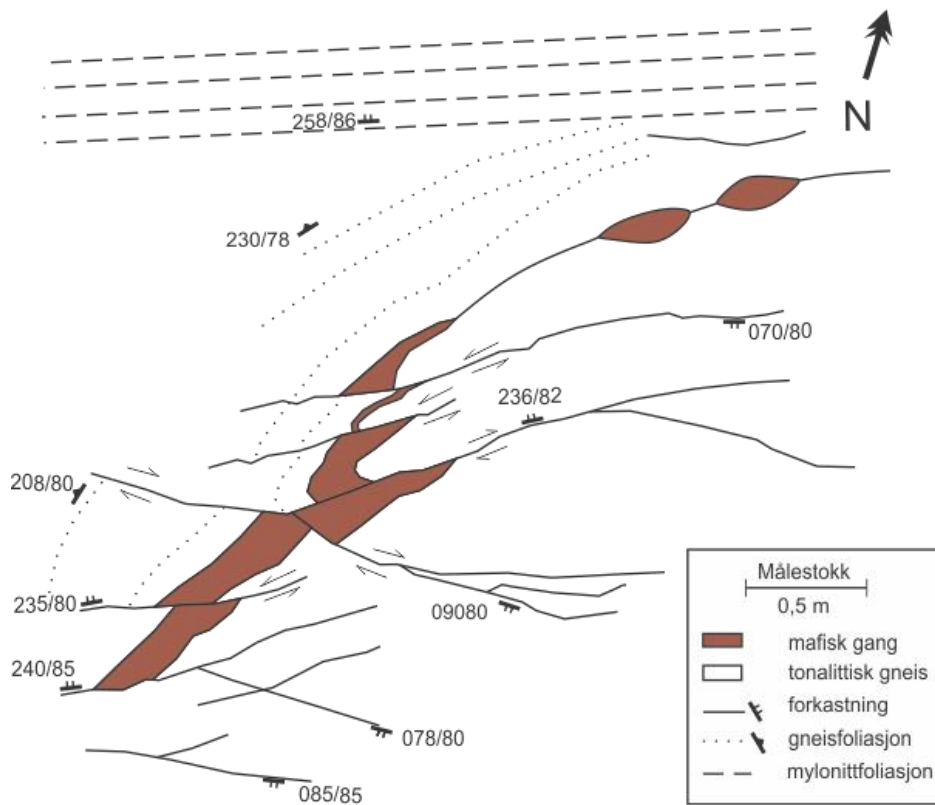
Flere mindre og lokaliserte skjærsoner i sone 2 kutter S_g og er utviklet i områder hvor gneisfoliasjonen er foldet inn mot selve kjernen i skjærsonen. Orienteringen av disse skjærsonene kan deles inn i grupper som stryker henholdsvis NNV-SSØ og VNV-ØSØ (Figur 3. 14). De er generelt steile og viser klare forskyvninger (dekstrale og sinistrale) av referanseenheter, bl.a. en mafisk gang (Figur 3. 14).



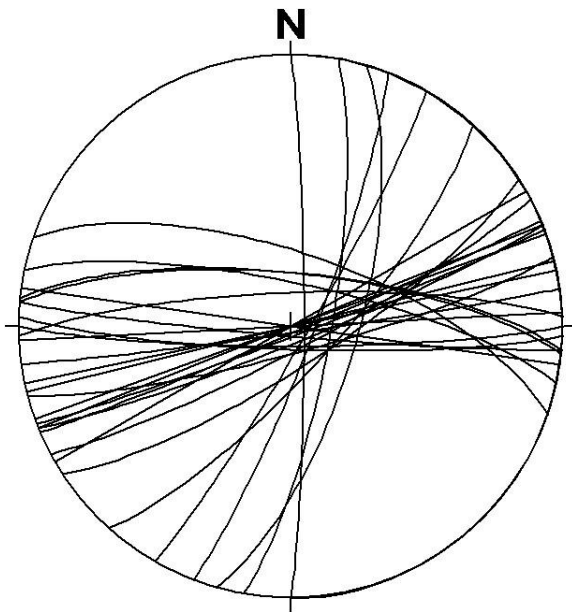
Figur 3.11 Dragning av tonalittisk og mafisk gneis inn mot Lakselvhogda skjærson. Rød linje viser tonalittfoliasjonen og blå linje viser mylonittfoliasjonen.



Figur 3.12 a) Foliasjonen i de tonalittiske gneisene (S_g) i sone 2 plottet som storsirkler i stereonett. $n=59$. b) Stereoplott som viser konturerte poler til storsirklene til S_g . Rød stjerne er foldeaksen som stuper moderat (ca. 60°) mot øst. $n=59$.



Figur 3. 13 Mafisk linse *boudinert* inn mot Lakselvhogda skjærsoner. *Boudinene* er atskilte av mindre konjugerte skjærsoner som viser dekstral og sinistral forskyvning. Legg merke til hvordan gneisfoliasjonen bøyer av rundt *boudinene*, spesielt rundt de to nordligste *boudinene*.



Figur 3. 14 Mindre skjærsoner i sone plottet som storsirkler i stereonett og stryker N-S og NNV-SSØ. n=29.

3.2.5 Sone 3

Sone 3 omfatter selve kjernen av Lakselvhøgda skjærsoner (Figur 3. 5). Bergartene i denne sonen er orto- og ultramylonittiske skifre og fyllonitter dannet fra de tonalittiske gneisene og omkringliggende mafiske intrusivbergarter. Mineralogisk består bergartene av plagioklas, lys glimmer, kloritt, epidot, amfibol og biotitt. Denne mineralogiske sammensetningen tilsvarer grønskiferfacies.

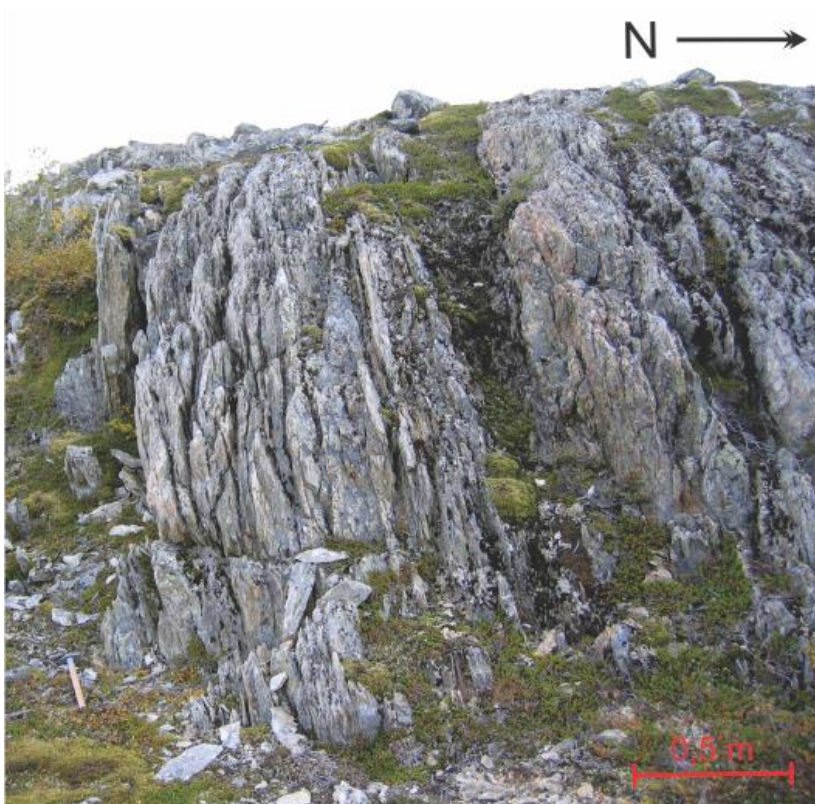
Bergartene har en tett, penetrativ mylonittfoliasjon (S_m) som er ØNØ-VSV strykende og viser variasjon i fall mellom ca. 70-90° mot nord og sør hvorav hovedtrenden er steilt (ca. 80 °) mot nord (Figur 3. 16a). På foliasjonsflatene til S_m opptrer den en skrå strekningslineasjon, L_m . L_m stryker VSV-ØNØ og stuper moderat (40°) mot vest (Figur 3. 16b).

I østlige deler av Lakselvhøgda skjærsoner opptrer en mafisk linse hvor mylonittfoliasjonen bøyes rundt linsen (Figur 3. 5 og Figur 3. 18). Linsen er 1,5 m lang og 0,75 m bred og består av doleritt, og det er derfor nærliggende til å anta at linsen var en del av en mafisk gang. Strøket av mylonittfoliasjonen følger ytterkanten av linsen, og nord for linsen faller

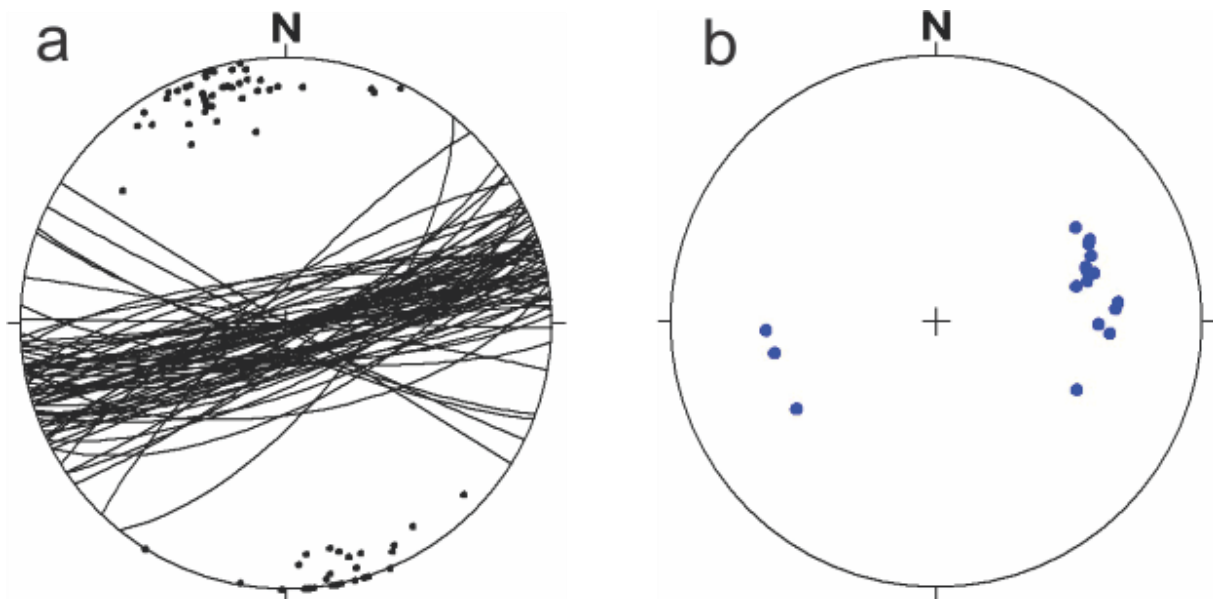
mylonittfoliasjonen mot sør, mens mylonittfoliasjonen faller nord sør for linsen (se Figur 3. 18).

Mindre skjærsoner er lokalisert i sone 2, men på grunn av strukturelle likheter med sone 3 er de valgt presentert innenfor denne sonen. Orienteringen til disse skjærsonene er parallelle med S_m og med 45° på S_m og viser lokalt samme Z-formete avbøyning (se Figur 3. 19) (se kapittel 3.2.4)

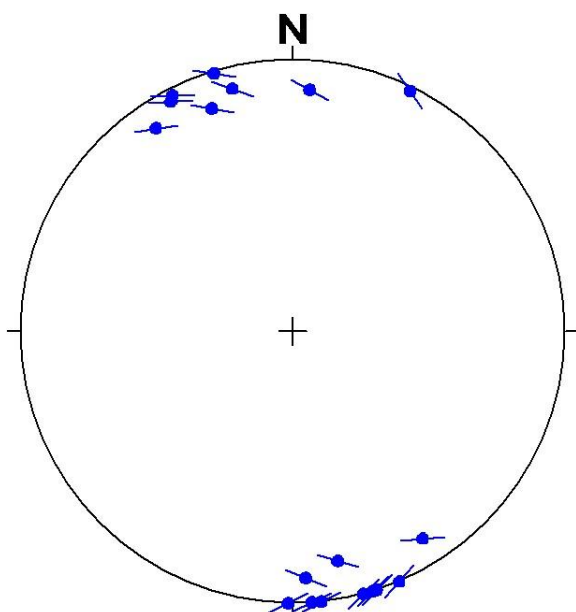
Hydrotermale kvartsårer (glassaktig kvarts) opptrer i uregelmessige linser og bånd subparallelt med mylonittfoliasjonen (Figur 2. 4a). Deformasjonsstrukturer i selve kjernen av skjærsonen og kvartsårene er også foldet. (Figur 2. 4b) (se kapittel 3.3.5). Kvartsårene er utfelt langs hele kjernen av skjærsonen, men også i kontaktsoner mellom felsiske og mafiske mylonitter.



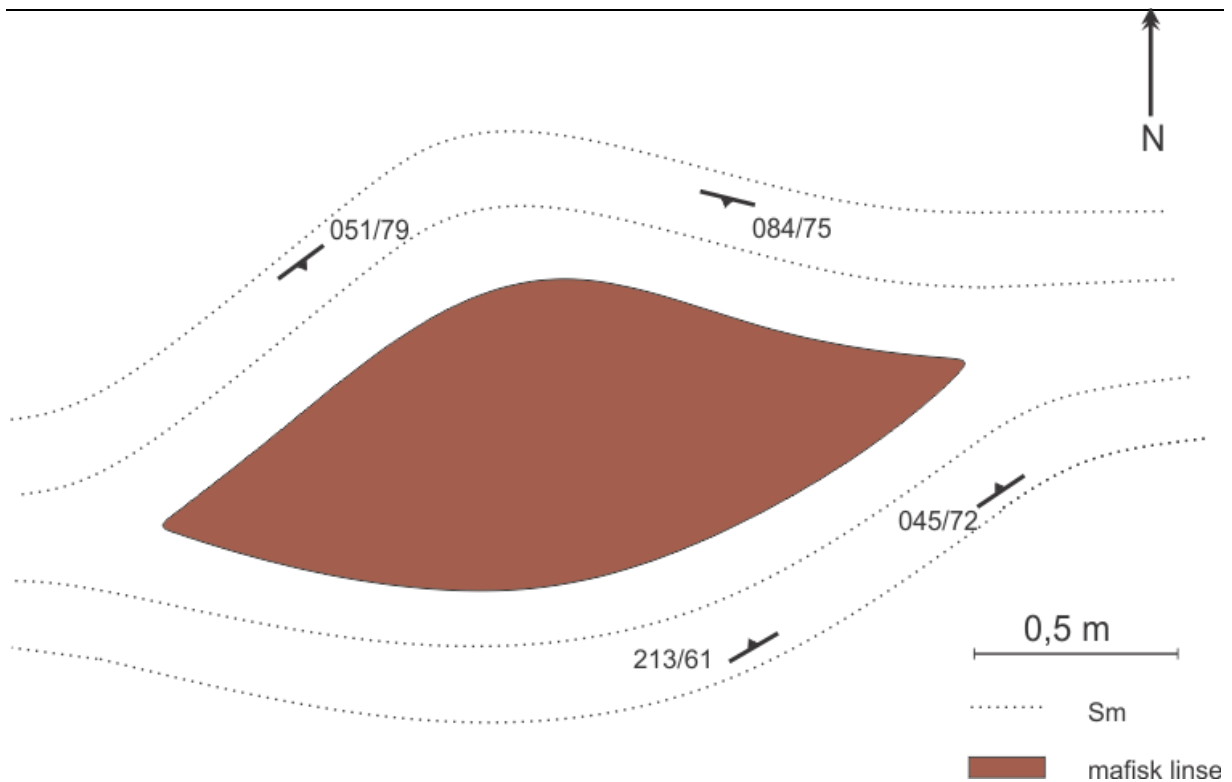
Figur 3. 15 Ultramylonittiske skifre dannet fra tonalittiske gneis. Merk irregulær tett, penetrativ foliasjon (S_m) som er steiltstående med fall (ca. $80-90^\circ$) mot nord..



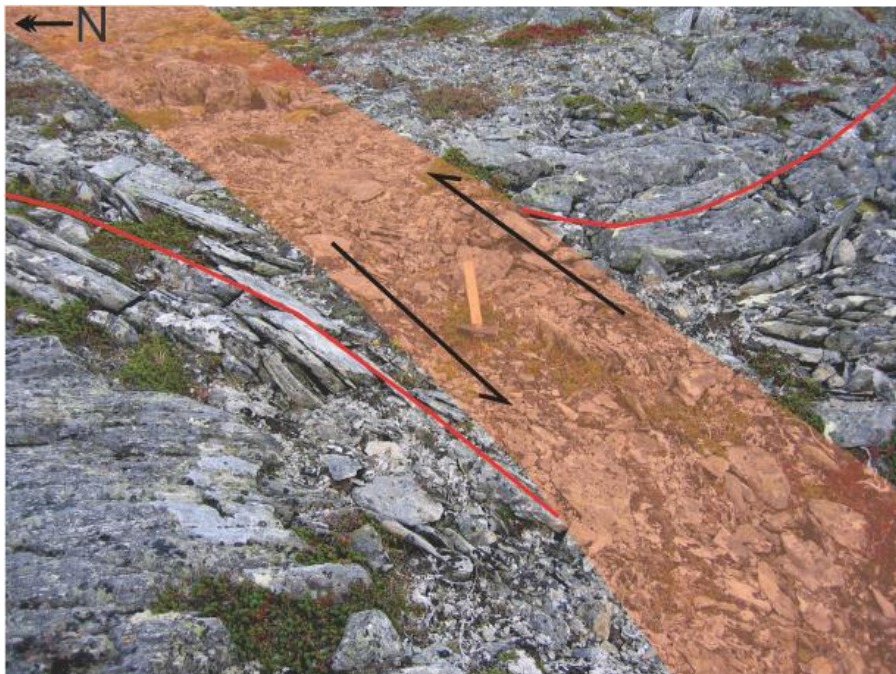
Figur 3. 16 a) Mylonittfoliasjonen (S_m) vist som storsirkler med poler. S_m stryker ØNØ-VSV og faller steilt mot NNØ. $n=69$. b) Lineasjonen (L_m) som punkt. $n=18$.



Figur 3. 17 Strekningslineasjonen L_m vist som slip-linear plott. Punktene viser polen til planet, mens linjen viser retningen for bevegelse på mylonittfoliasjonsflatene. $n=18$



Figur 3. 18 Mafisk line i selve kjernen av Lakselvhogda skjærsoner. Merk hvordan den mylonittiske foliasjonen bøyes av rundt linsen.



Figur 3. 19 Smale skjærsoner (oransje) som er parallell med Lakselvhogda skjærsoner. Merk avbøyning av den tonalittiske gneisfoliasjonen inn mot skjærsonen som er lik den for hovedskjærsonen i Lakselvhogda.

3.3 Kinematiske indikatorer

Ulike kinematiske indikatorer er observert i skjærsonen i Lakselvhøgde fra sone 2, men spesielt i sone 3. De kinematiske indikatorene som er observert i skjærsonen er forskyvning av markørenheter, dragfolding, mesoskopiske asymmetriske, strekningslineasjon, sigmoidale og asymmetriske kvartsårer, folder, *boudinage*-strukturer, S-C type skjærbånd, duplekser, skjærbånd og skjærsoner (se henholdsvis kapittel 3.3.1-3.3.8). I dette delkapitlet vil disse bli beskrevet og gi grunnlaget kinematiske analyser og tolkninger av bevegelsesmønstre med vekt på kinematiske indikatorer som indikerer skjærbevegelsen (*sense-of-shear*) av Lakselvhøgda skjærsoner (se kapittel 4.2).

Kinematiske indikatorer er de strukturene som kan benyttes til å bestemme skjærbevegelsesmønstre i skjærsoner. Oppdagelsen og anerkjennelsen av kinematiske indikatorer de siste 20-30 årene er ett av store fremskritt som er gjort innenfor strukturgeologi. En enkelt kinematisk indikator vil ikke gi et troverdig bilde av den kinematiske utviklingen, men flere kinematiske indikatorer samlet vil gi et mer troverdig bilde. Det er ikke uvanlig å påvise motstridende bevegelsesmønstre basert på kinematiske indikatorer, og det er derfor viktig å ta med flere indikatorer og flere orienteringsdata av disse for å bestemme bevegelsesmønstrene. Dette gir et bedre statistisk grunnlag for kinematisk analyser (Davis og Reynolds, 1996). Videre gis det en kort beskrivelse av hvordan hver av de observerte kinematiske indikatorene i Lakselvhøgda skjærsoner kan benyttes som kinematiske indikatorer.

Markørenheter kan vise avbøyning inn mot skjærsoner og rotasjonen av denne avbøyningen kan indikere dekstralt eller sinistralt bevegelsesmønster i skjærsonen. Dannes markørenhetene en Z-form gjennom skjærsonen indikerer dette dekstralt bevegelsesmønster, mens S-form indikerer sinistralt bevegelsesmønster. En må ta i betraktning at enkelte intrusjoner kan følge tidligere avbøyde foliasjoner inn mot en skjærsoner, og vil da ikke kunne brukes som en kinematisk indikator for å bestemme bevegelsesmønstret i skjærsonen. Men dersom intrusjonen kutter foliasjonen med en vinkel er det en indikasjon på at intrusjonen fant sted før bevegelsen i skjærsonen (Davis og Reynolds, 1996).

Dersom deformasjonen i skjærsonen resulterte i en strekningslineasjon, kan denne ideelt sett benyttes til å finne retningen av transport. Dersom man ikke med strekningslineasjonen alene kan bestemme bevegelsesretningen av skjærsonen, kan man sammenstille flere kinematiske indikatorer (se kapittel 3.3.4) (Davis og Reynolds, 1996).

Duktile skjærsoner inneholder ofte relativt kompetente korn av ett mineral i en mer deformert, finkoret matriks med en annen mineralogi. Korn som er tolket til å være fra en protolitt er porfyroklaster. I skjærsoner er det typisk å finne hydrotermalt utfelte årer, spesielt kvarts som er tilfelle for Lakselvhøgda skjærsonen (se kapittel 3.3.5). Under deformasjon kan det dannes asymmetrier som reflekterer skjærbevegelsen de ble dannet i. Geometrien til disse klastene og årene (f.eks. sigmoidal-form) kan indikere dekkstralt eller sinistralt bevegelsesmønster i skjærsonen (Davis og Reynolds, 1996).

Vergensen av asymmetriske folder indikerer om bevegelsesmønsteret i skjærsonen har vært dekkstralt eller sinistralt og kan derfor benyttes som en kinematisk indikator. Dersom det kun er en enkelt fold som er studert så er det ikke en pålitelig kinematisk indikator da denne folden kan være en parasittisk fold til en større foldestruktur eller kontrollert av pre-skjærsonen orientering av det foldete laget relativt til skjærsonen. Men folder med konsistent asymmetri over hele feltarbeidsområde er mulig å bruke som kinematiske indikatorer (Ramsay og Huber, 1983).

Asymmetriske *boudin*er er potensielle kinematiske indikatorer. En forutsetning for dannelse av *boudinage*-strukturer er en kombinasjon av strekning (ekstensjon) og forkortning kompresjon av en relativ kompetent bergart sammenlignet med omkringliggende bergarter. Ved dannelse av *boudinage*-strukturer er det normalt på strekningsretningen, en komponent av kompresjon og resultatet er avsnørte *boudin*er (Davis og Reynolds, 1996).

I følge Lister og Snoke (1984) er det to typer S-C mylonitter. S-planene er relatert til akkumulasjon av strain og C-planene er relatert til forskyvning av diskontinuiteter eller soner av relativ høy skjærstrain. Type II S-C mylonitter dannes typisk i kvarts-glimmer bergarter hvor C-planene utgjøres av mindre kompetente glimmerfisker sammenlignet med skrå folierte kvartsaggregater som utgjør S-planene. I Lakselvhøgds er det type I S-C mylonitter. Disse utgjøres av smale soner av høy strain, C-plan, som kutter mylonittisk foliasjon, S-plan.

Vinkelen mellom S- og C-planene kan benyttes som en kinematisk indikator. S-planene, typisk mylonittfoliasjonen, er roterte som følge av bevegelse langs C-planene og indikerer dekstral eller sinistral skjærbevegelse (Lister og Snoke, 1984).

Duplekser og skjærbånd kan også brukes som kinematiske indikatorer. Duplekser er strukturer avgrenset av tak- og gulvforkastninger med interne skråstrykende forkastninger, splittforkastninger. Strøket til gulv- og takforkastningene vil ofte være subparallele til orienteringen av skjærsonen. Den asymmetriske geometrien til dupleksene kan benyttes til å tolke bevegelsesmønsteret til skjærsonen som dekstralt eller sinistralt. Skjærbånd kan dannes i tilknytning til skjærsoner og kan ha ulike orienteringer. Orienteringen av disse skjærbåndene kan settes inn i et *strain*-ellipse med orienteringen av skjærsonen (se kapittel 4.2). Forholdene mellom skjærbåndene og skjærsonen kan si noe om bevegelsesmønsteret til skjærsonen, dekstralt eller sinistralt (Davis og Reynolds, 1996).

3.3.1 Forskyvning av markørhater

Flere mafiske gangsvermer opptrer både nord og sør for Lakselhøgda skjærsonen. De stryker stort sett NNV-SSØ og er alle tilnærmet foliasjonsparallele til de tonalittiske gneisene og kuttet av Lakselhøgda skjærsonen, og er således gode markører for å evaluere forskyvning langs Lakselhøgda skjærsonen (Figur 3. 20). Gangene kan ikke åpenlyst korreleres på hver side av skjærsonen. Avbøyning av gangene inn mot Lakselhøgda skjærsonen, spesielt gang 1, 2, 4, 5 og 6, viser dekstral forskyvning i skjærsonen (Figur 3. 20). Dersom gang 2 og 4 er opprinnelig er den samme så er den dekstrale horisontale forskyvningen på omtrent 130 m. Er det tilfelle at gangene ikke kan korreleres på hver side av Lakselhøgda skjærsonen så er den horisontale forskyvningen minimum lengden av feltarbeidsområdet, altså 540 m. Men i realiteten kan den dekstrale horisontale forskyvningen være på titalls kilometer.

Forskyvningen av gangene kan også ha en vertikal komponent i tillegg til den laterale. Steile kontakter underbygger dominerende laterale bevegelser, mens skrå/hellende kontakter kan antyde større grad av vertikal forskyvning. Mylonittfoliasjonen (S_m) er steil med fall på ca. 80 ° mot N og da det er denne som kutter de mafiske gangsvermene, vil mylonittfoliasjonene

definere fallet på denne kontakten, og da den er steil så underbygger det dominerende laterale bevegelser i Lakselvhøgda skjærsone.



Figur 3. 20 Mafiske gangsvermer som er tilnærmet foliasjonsparallele til de tonalittiske gneisene og som er kuttet av Lakselvhøgda skjærsone. Merk avbøyningen av gang 1-2 og 4-6 inn mot skjærsonen som indikerer dekstral bevegelse i Lakselvhøgda skjærsone.

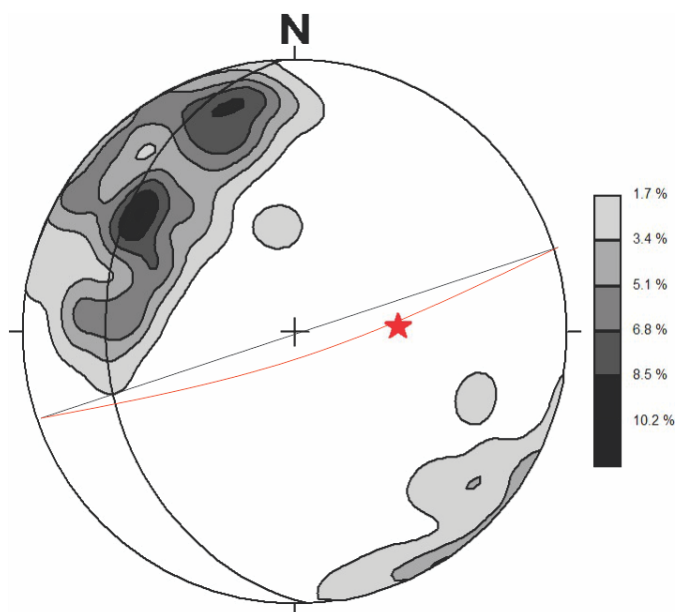
3.3.2 Dragfolding

Markert avbøyning av gneisfoliasjonen (S_g) inn mot kjernen i Lakselvhøgda skjærsone, fra strøk NNV-SSØ til NØ-SV, er observert i sone 2 (se kapittel 3.2.4). Denne avbøyningen kan tolkes som storskala dragfolding (Grasemann og Stüwe, 2000) og være en respons på skjærbevegelsen i Lakselvhøgda skjærsone. For å eventuelt bekrefte dette, er foldenes geometri og orientering avgjørende, det samme gjelder relasjonen til mesoskala folder og øvrige kinematiske indikatorer i Lakselvhøgda skjærsone.

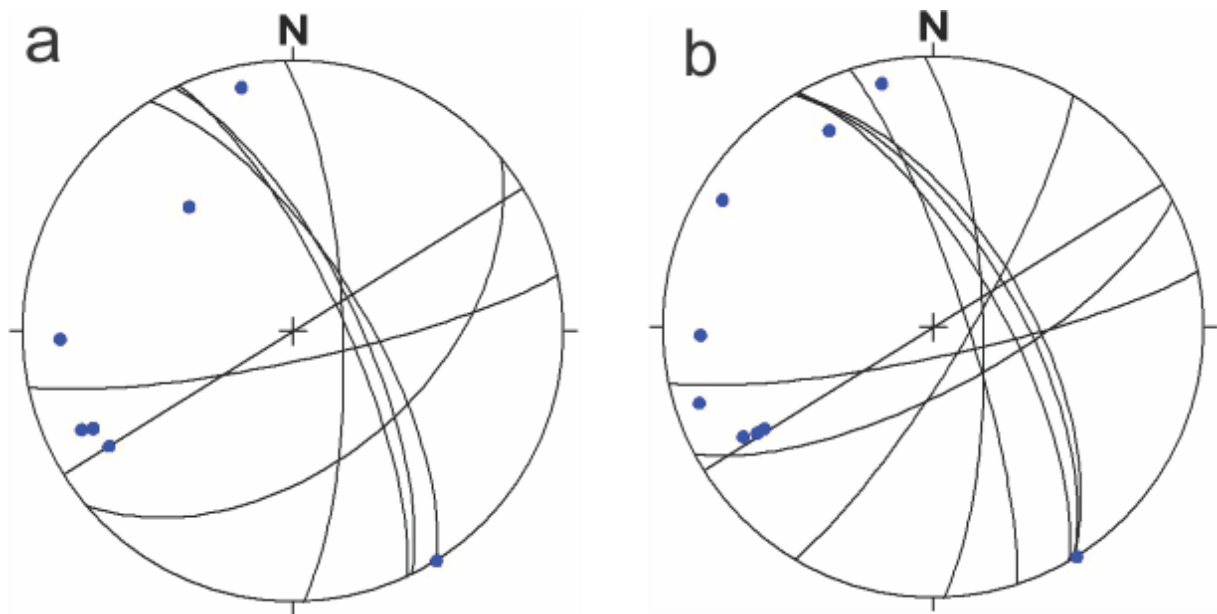
Dragfoldene (F_1) er tett til åpne (ca. $70-90^\circ$ mellom foldeflankene), asymmetriske og vergerer mot S og foldeaksen stryker Ø-V og stuper omtrent 60° mot Ø (Figur 3.19). Foldeaksen er bestemt ved å konstruere β -akseer fra dragfoldete foliasjonsplan (Figur 3. 21), mens akseplan er konstruert ved å plote en storsirkel mellom foldeflankene og som går igjennom punktet til foldeaksen, og stryker ØNØ-VSV og faller steilt ($80-90^\circ$) mot N. Siden akseplanet til dragfoldene er tilnærmet parallell med Lakselvhøgda skjærsone, dvs. Ø-V strøk og steilt fall

60-80° N, dragfoldeaksene er steilt ca. 60° stupende og den sørlige vergenden, antyder dette at skjærbevegelsen knyttet til dannelsen av dragfoldene i Lakselvhøgda skjærsone var dominerende høyrehånds sidelengsbevegelse, men med en skrå vertikal komponent (se diskusjon kapittel 4.2).

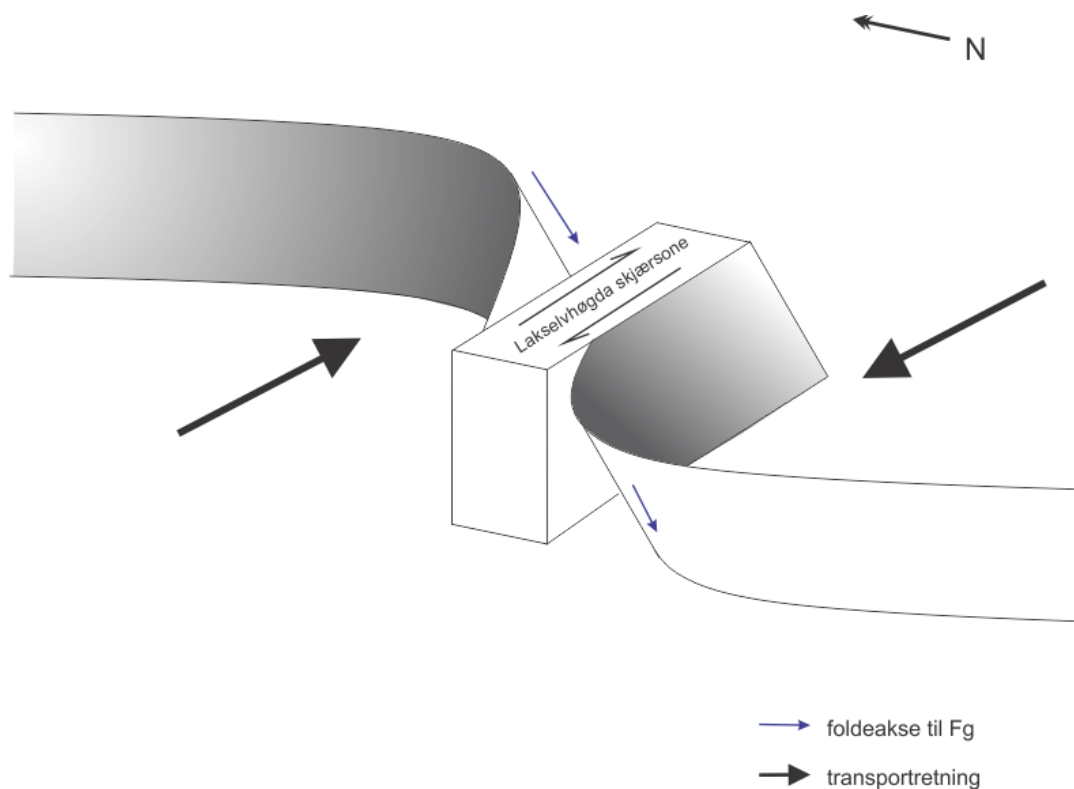
Ved å anta at skjærretningen for dragfolder av denne kategori er orientert vinkelrett på foldeaksen, og siden den stuper omtrent 60° mot Ø (Figur 3. 23), blir skjærbevegelsen en kombinasjon av skrå høyrehånds og opp-mot-Ø bevegelse (se kapittel 3.3.4).



Figur 3. 21 F₁-dragfolder vist i stereoplott som konturerte poler med beregnet β -akse (rød stjerne). n=59. Akseplan som rød storsirkel og den gjennomsnittlige orienteringen av Lakselvhøgda skjærsone vist som svart storsirkel. Merk at akseplanet er tilnærmet parallelt med skjærsonen.



Figur 3. 22 a) Stereoplott av en dragfold sør for Lakselvhogda skjærsone vist som storsirkeler med poler. $n=9$. b) Stereoplott av en dragfold nord for Lakselvhogdaskjærsone vist som storsirkeler med poler. $n=7$. Merk i a) og b) polene som roterer med klokken og viser at foliasjonen i de tonalittiske gneisene roteres mot parallellitet med skjærsonen.

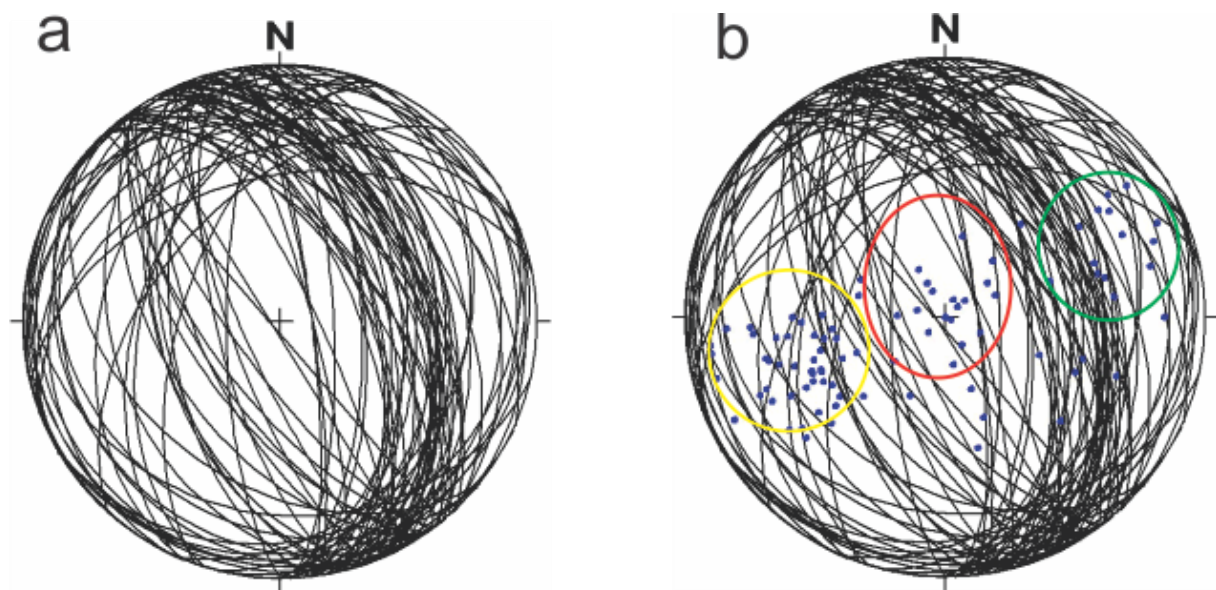


Figur 3. 23 Skjematisk blokkdiagram som viser de geometriske relasjonene mellom dragfolding av omliggende gneisfoliasjon (S_g) inn mot Lakselvhogda skjærsone. Merk foldenes asymmetri (Z-type) og stupning på foldeaksen.

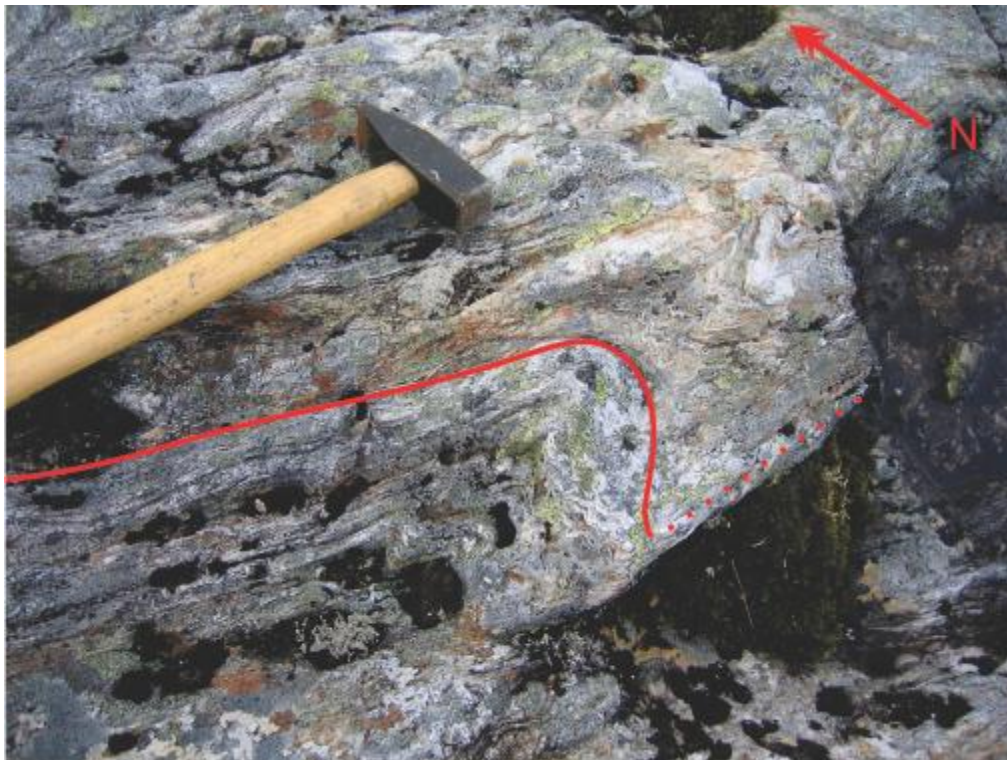
3.3.3 Mesoskopiske asymmetriske folder

Mesoskopiske asymmetriske folder av mylonittfoliasjonen (S_m) opptrer i hele sone 3 i Lakselvhøgda skjærsoner. Foldene viser variasjoner i vergens (Z- og S-type) og orientering av foldeaksen og akseplan (Figur 3. 24). Foldene er tette til isoklinale med akseplan som parallell til skrått orientert på S_m (se Figur 3. 25 og Figur 3. 26). Orienteringsdata for alle foldeaksene til de mesoskopiske asymmetriske foldene i sone 3 faller alle på selve storsirkelen til S_m (Figur 3. 24b). Det at foldeaksene er spredt langs hele storsirkelen til skjærsonen antyder gradvis rotasjon av foldeaksene til parallellitet med L_m under deformasjonen i Lakselvhøgda skjærsoner.

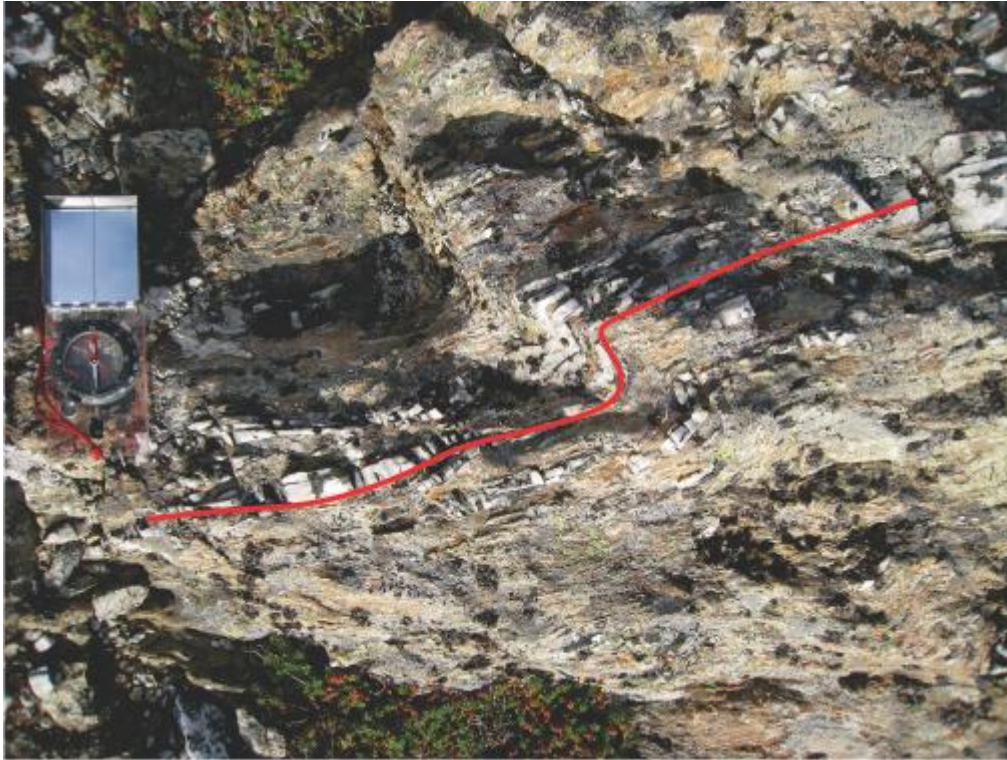
Ut ifra feltobservasjoner er det observert tre sett folder, F_1 - F_2 - F_3 . F_1 -folder er dragfoldene beskrevet i kapittel 3.3.2, F_2 - og F_3 -folder er mesoskopiske asymmetriske skjærfolder i sone 3 i Lakselvhøgda skjærsoner. F_2 -foldene har en isoklinale og har en moderat (ca. 30°) ØNØ-stupende foldeakse og akseplanene er parallell til mylonittfoliasjonen (S_m), altså ØNØ-VSV strykende og steilt fall (ca. 80°) mot N (Figur 3. 24b). F_2 -foldene viser utelukkende Z-form (dekstral vergens) (se Figur 3. 25). F_3 -foldene er antatt å være dannet på grunn av konjugert skjær (se kapittel 4.2) og deles inn i F_{3a} og F_{3b} . Akseplanene til F_{3a} -foldene stryker NØ-SV og foldeaksen stuper svakt til moderat (ca. 40°) mot NØ (Figur 3. 24 b). F_{3a} -foldene har en Z-form og er antyder at de er dannet ved dekstral skjærbevegelse. Akseplanet til F_{3b} -foldene stryker omtrentlig Ø-V og foldeaksen stuper moderat til steilt (60 - 90°) mot Ø. F_{3b} -foldenes S-form som indikerer dannelse av sinistralt skjær (Figur 3. 24a og b og Figur 3. 26).



Figur 3. 24 a) Foldeflankene til de mesoskopiske skjærfoldene (F_2 og F_{3a} og b) vist som storsirkler. $n=92$. b) Storsirklene og deres poler til de mesoskopiske skjærfoldene F_2 og F_{3a} og b. Grønn sirkel viser foldeaksen til F_2 som stuper moderat (ca. 30°) mot ØNØ . Den gule sirkelen representerer foldeaksen til F_{3a} som stuper moderat (ca. 45°) mot Ø . Den røde sirkelen representerer foldeaksen til F_{3b} som, stuper steilt (ca. $80\text{-}90^\circ$) mot NØ .



Figur 3. 25 Isoklinal F_2 mesoskopisk asymmetrisk isoklinal skjærfold i kjernen av Lakselvhøgda skjærsone som viser dekstral vergens. Foldeaksen stuper moderat mot ØNØ .



Figur 3. 26 F_{3b}-folder viser sinistral vergens og har foldeakse som stuper mot Ø og akseplan som stryker Ø-V.

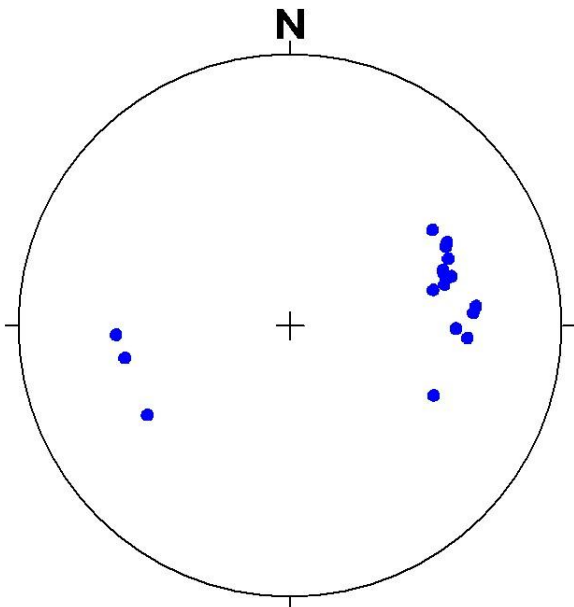
3.3.4 Strekningslineasjon

En skrått stupende lineasjon i mylonittfoliasjonen i sone 3 er definert ved segregerte kvartsbånd og fibervekst av epidot, kloritt og lys glimmer (Figur 3. 27). Segregasjon og stedvis nyvekst av lyse glimmerflak med lengderetning parallelt til lineasjonen, antyder at dette er en strekningslineasjon (Davis og Reynolds, 1996). Strekningslineasjonen (L_m) stryker VSV-ØNØ og stuper moderat (35°) mot V (Figur 3. 28).

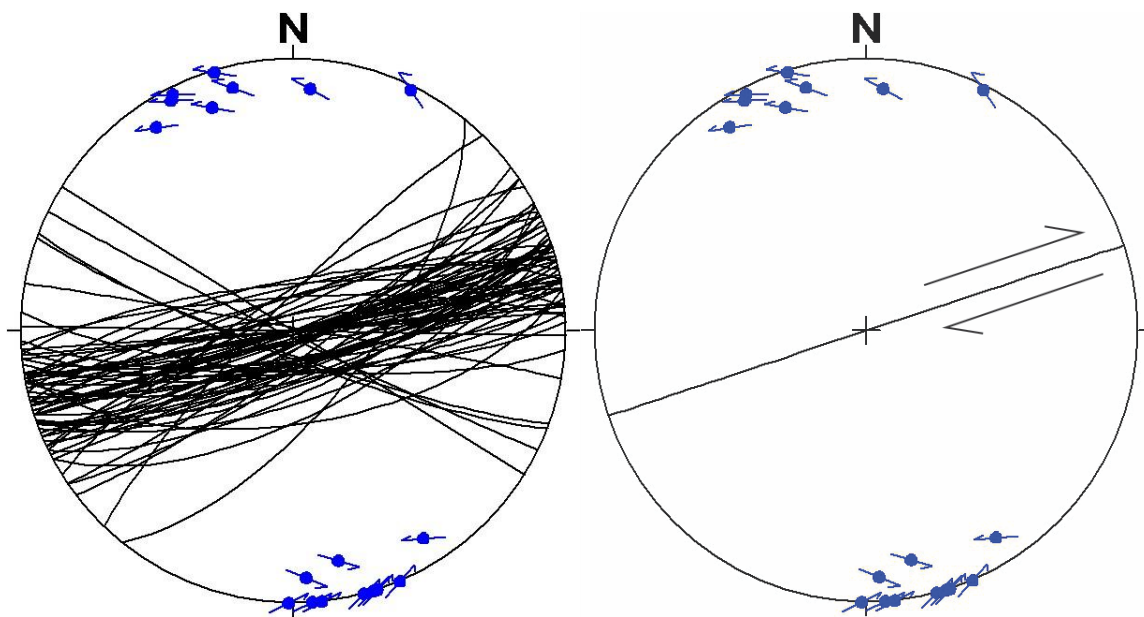
Siden fiberveksten ikke har markerte hakk eller furer, kan absolutt bevegelsesretningen ikke bestemmes, dvs. opp-mot-Ø eller ned-mot-V. Men ved å kombinere strekningslineasjonen med observasjonene av dragfoldenes orientering og geometri (se kapittel 3.3.2) kan det antydes at bergartene sør for Lakselvhøgda skjærsone har beveget seg skrått (60°) ned-mot-V, mens bergartene nord for Lakselvhøgda skjærsone har beveget seg skrått (60°) opp-mot-Ø (Figur 3. 30). Skjærsonen kan i lys av en slik tolkning klassifiseres høyrehånds/dekstral og transpressiv.



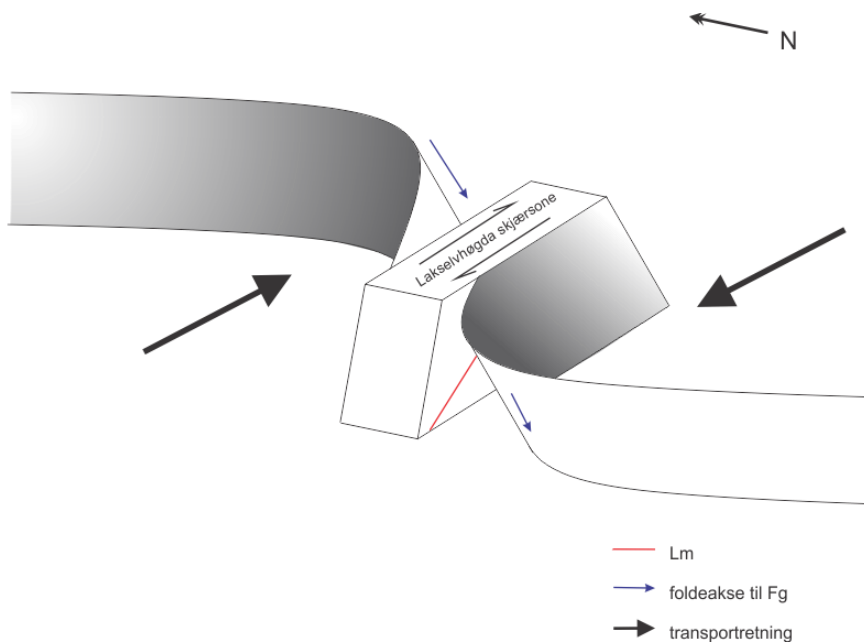
Figur 3. 27 Foto av smylnittfoliasjonen som inneholder strekningslineasjonen (L_m) som stryker VSV-ØNØ og stuper moderat (35°) mot V.



Figur 3. 28 Stereoplott som viser strekningslineasjonen (L_m) som punkt som viser ØNØ-VSV strøk og moderat (35°) stupning mot V. Pilen indikerer bevegelsesretningen langs lineasjonen.



Figur 3. 29 a) Strekningslineasjonen (L_m) uttrykt som slip-linear data og mylonittfoliasjonen (S_m) som storsirkler. $n=18$. b) Strekningslineasjonen (L_m) uttrykt som slip-linear data og mylonittfoliasjonen (S_m) som storsirkel som angir gjennomsnittlig orientering. I slip-linear plott definerer punktet polen til skjærplanet og pilen angir M-planet (movement plane) eller bevegelsesplanet (Goldstein og Marshak, 1988). $n=18$.

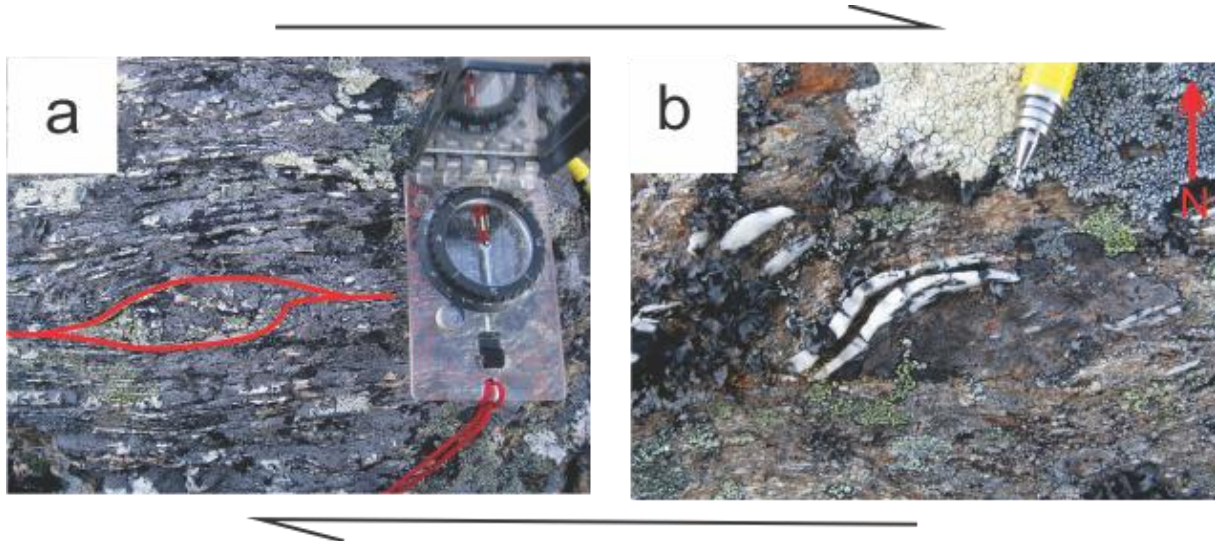


Figur 3. 30 Skjematisk blokkdiagram som viser de geometriske relasjonene mellom strekningslineasjonen (L_m) og orienteringen og geometrien til dragfolding av omliggende gneisfoliasjon (S_g) inn mot Lakselvhøgda skjærsone.

3.3.5 Sigmoidale og asymmetriske årer

I skjærsoner er det ofte et stort antall årer. De fleste består av kvarts og kalsitt, men også feltspat, glimmer, Fe-oksider og gips er representert i enkelte geologiske settinger og bergarter. Disse mineralene er utfelt fra fluider og kan være gode kinematiske indikatorer fordi de vanligvis er kontrollert av hovedstrekningsaksene. Under deformasjon vil disse årene bli forkortet og rotert mot retningen av skjærbevegelse (Davis og Reynolds, 1996).

I sone 3, selve kjernen, av Lakselvhøgda skjærsonen er hydrotermale kvartsårer utfelt og mange av disse er deformert. De deformerte kvartsårene har en sigmoidal form. Halene av disse årene stryker VSV-ØNØ og er sammenfallende med strøket til skjærsonen som stryker VSV-ØNØ. Kvartsårene viser variasjon i vergens mot både Ø og V. Dette antyder at de deformerte hydrotermale kvartsårene i Lakselvhøgda skjærsonen er dannet av dekstral og sinistral skjærbevegelse. Men av disse vergensene er den dekstrale den mest dominerende (Figur 3. 31a og b).



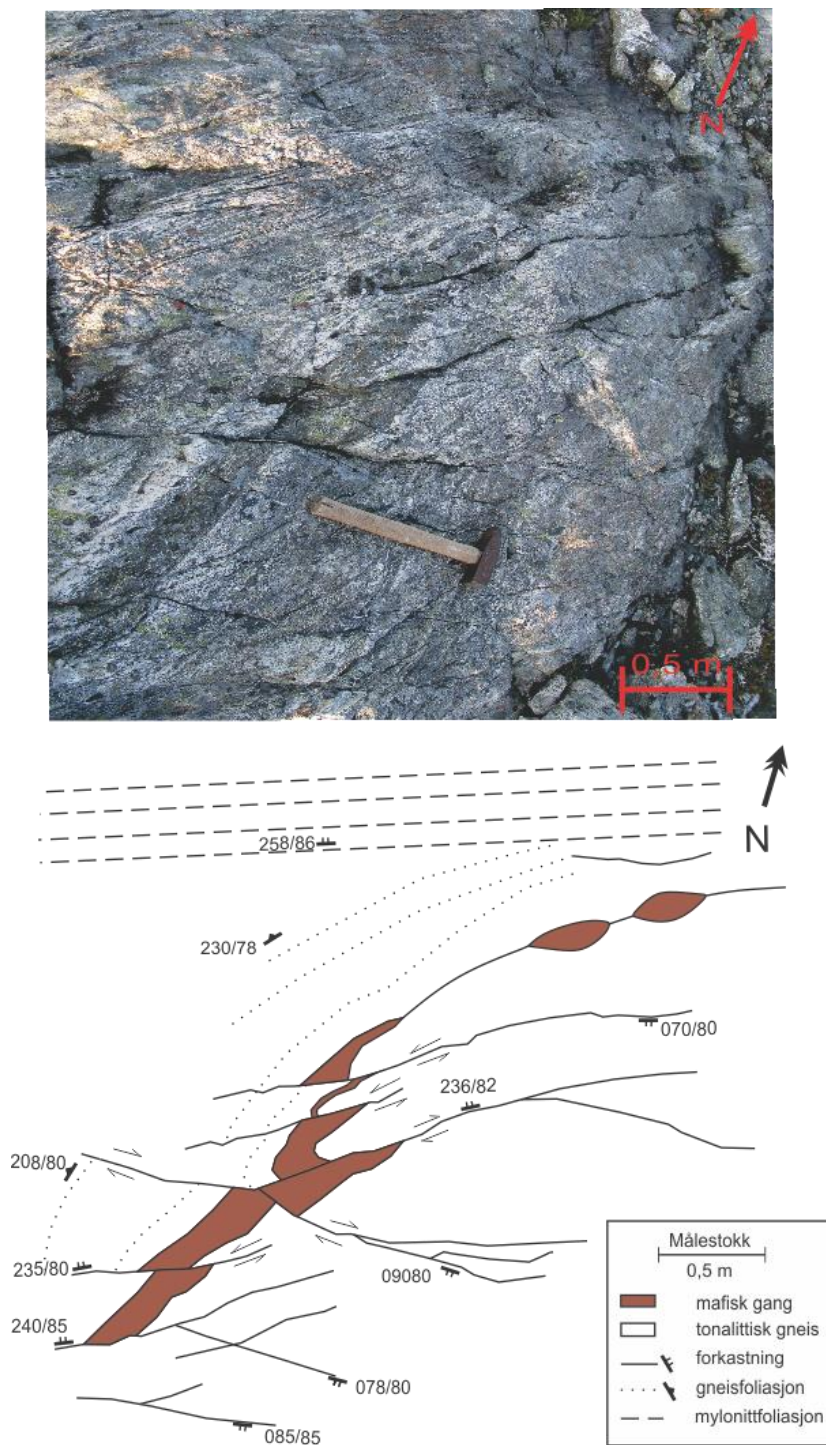
Figur 3. 31 a) og b) er eksempler på sigmoidale asymmetriske kvartsårer som indikerer dekstral skjærbevegelse. Merk at strøket i “halene” er parallellt med strøket av Lakselvhøgda skjærsonen som stryker VSV-ØNØ.

3.3.6 *Boudinage*-strukturer

Boudinage-strukturer er kompetente lag som er utsatt for flattrykking (kompresjon) og ekstensjon. Ekstensjon i strøkretningen av det kompetente laget og kompresjon vinkelrett på ekstensjonsretningen fører til dannelsen av *boudiner*, og ofte viser omkringliggende relativt mindre kompetente folierte bergarter avbøyning rundt *boudinene* (Davis og Reynolds, 1996).

En mafisk gang er dratt inn mot kjernen av skjærsonen i Lakselvhøgda skjærsonen og viser *boudinage*-strukturer. Den mafiske gangen er sør i Figur 3. 32 forskjøvet av konjugerte skjærsoner, som viser både dekstrale og sinistrale forskyvninger av den tonalittiske gneisfoliasjonen. Den mafiske gangen danner *boudiner* inn mot kjernen av skjærsonen og foliasjonen i de tonalittiske gneisene bøyes av rundt disse *boudinene* (Figur 3. 32). Denne mafiske gangen er lokalisert i en dragfold (kapittel 3.3.2). Dragfoldingen har medført til en drageffekt i den relativt kompetente mafiske gangen sammenlignet med de omkringliggende mindre kompetente tonalittiske gneisene. Denne drageffekten har medført til ekstensjon langs strøkretningen av dragfoldene og medført til dannelsen av *boudiner* av den mafiske gangen inn mot kjernen av Lakselvhøgda skjærsonen.

Basert på *boudinene* av den mafiske gangen har ekstensjonsretningen vært NV- SØ rettet og kompresjonsretningen vinkelrett på denne orienteringen, altså NØ-SV rettet. Se diskusjon av den kinematiske utviklingen av denne *boudinage*-strukturen i kapittel 4.2.



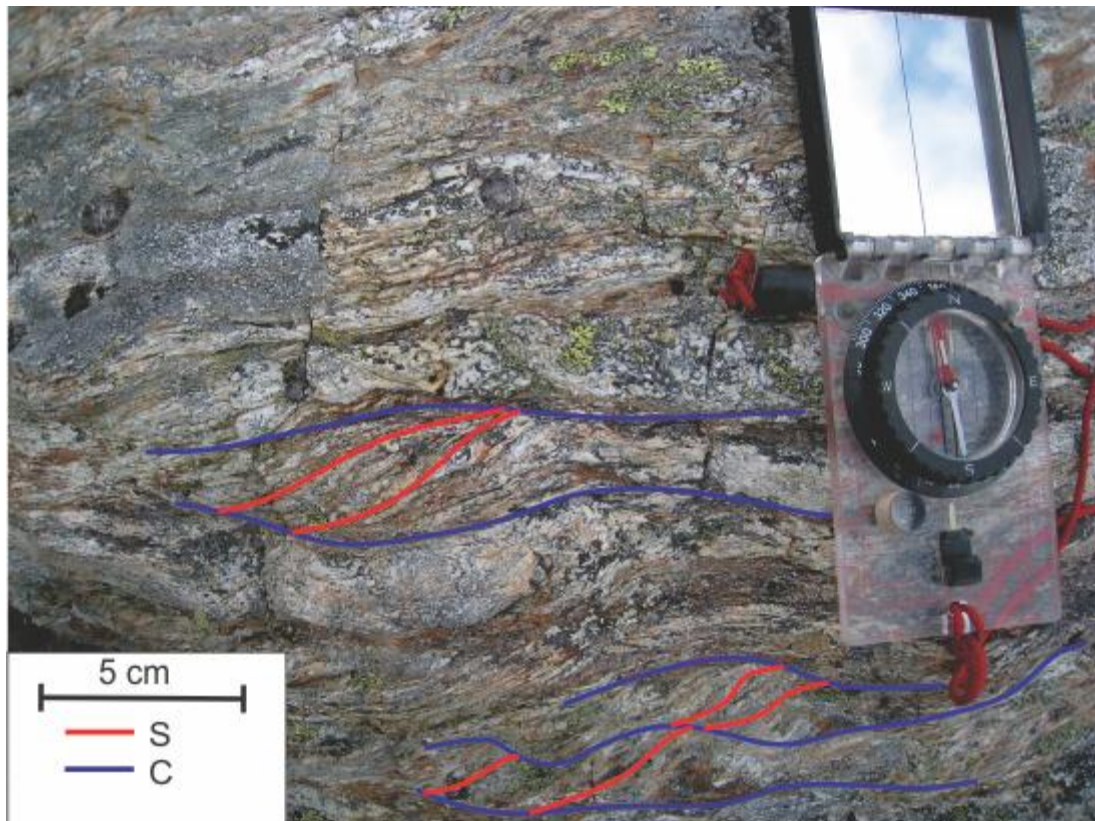
Figur 3.32 Boudinage-struktur i sone 2. Merk konjugerte skjærsoner og avbøyning av foliasjonen i de tonalittiske gneisene rundt boudinene.

3.3.7 S-C type skjærbånd

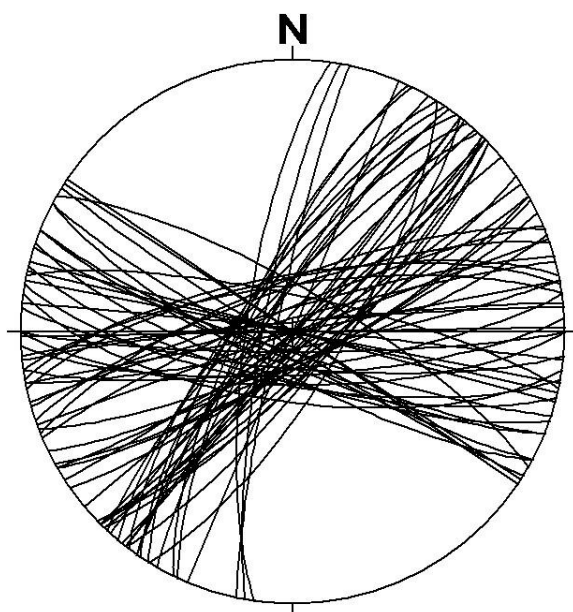
S-C type skjærbånd består av to plan, foliasjon og skjærbånd. Foliasjonsplanene er kalt S-plan og skjærbånd er kalt C-plan. C-planene er smale soner som viser større grad av deformasjon enn omkringliggende bergarter og er typisk parallelle til skjærsonen og kutter foliasjonen. S-planen (foliasjonen) roteres inn og ut av C-planene og har en karakteristisk sigmoidal form mellom skjærbåndene. S-planene har en vergens mot retningen av skjærbevegelse, relativ til C-planene (Davis og Reynolds, 1996).

S-C type skjærbånd opptrer i sone 3 av Lakselvhøgda skjærsoner. C-planene består av ultramylonittisk fyllonitt, mens S-planene består av ortomylonittisk gneis (Figur 3. 33). C-planene har en buet geometri, men strøket er hovedsakelig subparallelle til Lakselvhøgda skjærsoner og stryker VSV-ØNØ og faller steil ($70-90^\circ$) mot vekselvis N og S (Figur 3. 34). S-planene har en sigmoidal form mellom C-planene og stryker NNV-SSØ til NV-SØ og har et steilt fall ($80-90^\circ$) mot vekselvis mot SØ og NV (Figur 3. 34). S-C type skjærbånd viser variasjon i vergens, både dekstral og sinistral (Figur 3. 34). Utav disse er det den dekstrale vergensen som er den mest dominerende.

Vergensen av S-C type skjærbåndene indikerer både dekstral og sinistral bevegelsesmønster i Lakselvhøgda skjærsoner hvorav den dekstrale er den mest dominerende.



Figur 3. 33 S-C skjærbånd i sone 3 i Lakselvhogda skjærsone som indikerer dekstral skjærbevegelse.



Figur 3. 34 Stereoplott for S-C type mylonitter vist som storsirkler. C-planene stryker Ø-V mens S-planene stryker NØ-SV. n=76

3.3.8 Duplekser, skjærbånd og skjærsoner

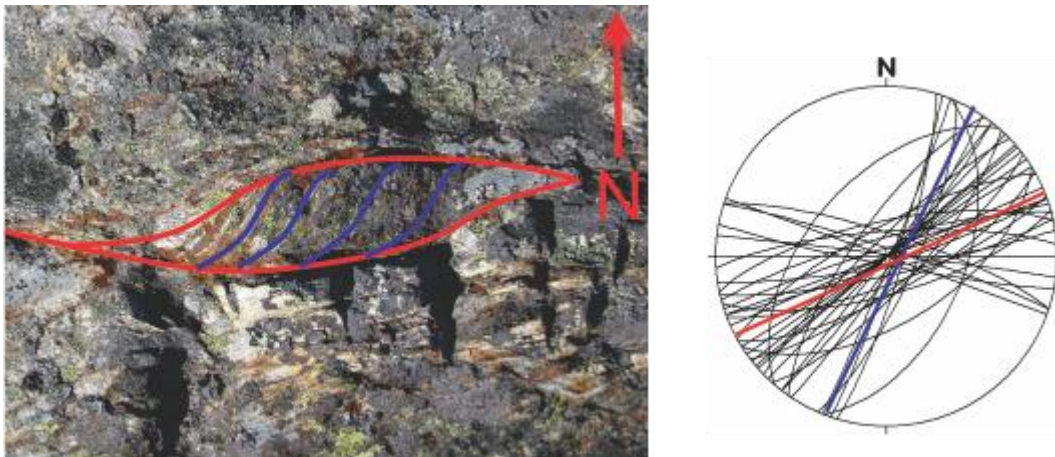
Duplekser er strukturer avgrenset av gulv- og takforkastninger og innehar skråstilte interne forkastninger. Typisk for gulv- og takforkastninger er at de er parallelle med mylonittfoliasjonen og de skråstilte interne forkastningene danner sigmoidal form mellom gulv- og takforkastningene. Retningen av vergens for disse skråstilte interne forkastningene i dupleks og de sigmoidale linsene mellom disse indikerer bevegelsesmønsteret som dannet de. Disse kan igjen benyttes til å tolke bevegelsesmønsteret i skjærsonen dupleksene opptrer i (Davis og Reynolds, 1996).

I sone 3 i Lakselvhøgda skjærsoner opptrer det flere duplekser med utbredelser fra et par centimeter til flere titalls desimeter (Figur 3. 35). I samtlige dupleks stryker gulv- og takforkastningene VSV-ØNØ med steilt (ca. 70-90°) mot vekselvis mot NNV og SSØ. Gulv- og takforkastninger er subparallelle til parallelle med selve skjærsonen som stryker VSV-ØNØ med steilt fall (ca. 80°) mot N. Splittforkastningene viser variasjon i strøk fra NNV-SSØ til NV-SØ og har steilt fall (ca. 80-90°) mot vekselvis mot NØ og SV (se Figur 3. 35). Dupleksene viser utelukkende at de er dannet av dekstral bevegelsesmønster i skjærsonen.

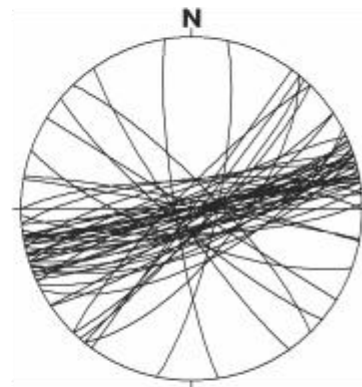
Skjærbånd er smale lokaliserte soner eller bånd i duktile skjærsoner som viser større deformasjon. Strøket til disse skjærbåndene kan være parallelle eller være orientert skrått på strøket til skjærsonen. Skjærbåndene er syntetiske dersom de heller i samme retning som bevegelsen av skjærsonen, og antitetisk dersom de heller i motsatt retning av bevegelsen i skjærsonen. Dannelsen av skjærbånd medfører til avbøyning av foliasjon, en mylonittisk foliasjon i duktile skjærsoner, inn og ut av disse skjærbåndene. Geometrien av den avbøyde foliasjonen inn mot skjærbåndene indikerer retning av skjærbevegelse i skjærbåndene.

I sone 3 opptrer det smale anastomerende bånd bestående av ultramylonittiske fyllonitter. Bergartene mellom disse skjærbåndene består av ortomylonittiske tonalittiske gneiser. Skjærbåndene har en anastomerende geometri, men stryker hovedsakelig VSV-ØNØ og har et steilt fall (70-90°) mot N (Figur 3. 36). Dette er sammenfallende med strøket til Lakselvhøgda skjærsoner som er VSV-ØNØ og som faller steilt (ca. 80°) mot N (se Figur 3. 36). Mylonittfoliasjonen roterer inn og ut av disse skjærbåndene og viser dekstral skjærbevegelse (Figur 3. 36).

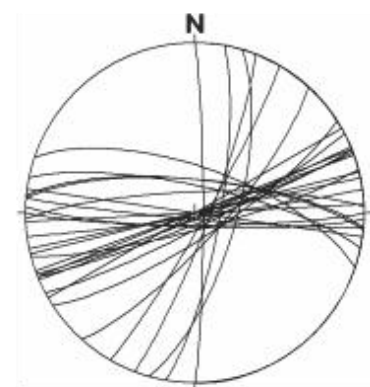
Mindre skjærsoner opptrer spesielt i sone 2 av Lakselvhogda skjærsonene og viser ingen eller liten forskyvning av markørenheter. Skjærsonen har et steilt fall (80-90°) og viser variasjoner i strøk, N-S til NØ-SV og VSV-ØNØ til Ø-V strykende. Dannelsen av disse mindre, og konjugerte, skjærsonene kan settes i sammenheng med skjærbevegelsen i Lakselvhogda skjærsonene (se kapittel 4.2).



Figur 3. 35 Foto av et dupleks som viser dekstral vergens. Gulv- og takforkastningene stryker VSV-ØNØ og har et steilt fall (ca. 80°) mot N (rød linje i stereoplottet), og er parallell med mylonittfoliasjonen (S_m) som kan ses like overfor dupleksen. De skråstilte interne forkastningene stryker NNV-SSØ og har et steilt fall (ca. 89-90°) mot NØ (blå linje i stereoplottet). n=39.



Figur 3. 36 Foto og stereoplott av skjærbånd i sone 3 (vist med rød linje på fotoet) i Lakselvhøgda skjærsoner som viser parallellitet med mylonittfoliasjonen som stryker VSV-ØNØ. n=51.

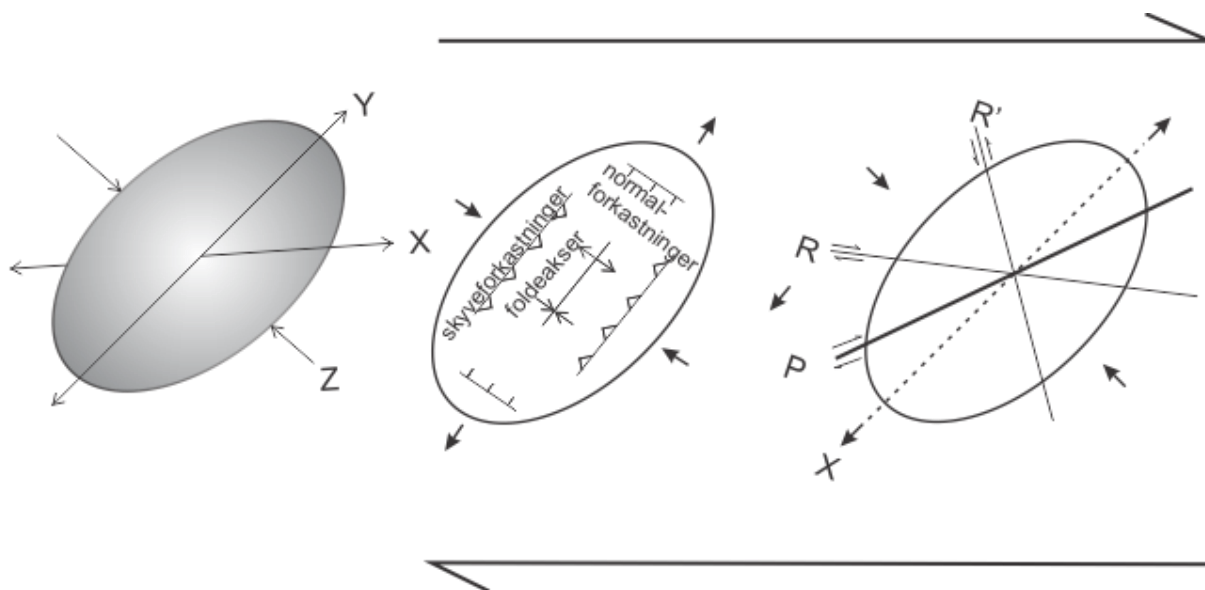


Figur 3. 37. Foto og stereoplott av sekundære sprekker i sone 2 stryker N-S til NØ-SV og VSV-ØNØ til Ø-V. n=29.

Kapittel 4: **Strukturanalyse og diskusjon**

I dette kapitlet sammenfattes og diskuteres de strukturelle beskrivelsene og de kinematiske indikatorene som opptrer i Lakselvhøgda skjærsoner for å gi grunnlaget for den kinematiske utviklingen av Lakselvhøgda skjærsoner. Den kinematiske utviklingen av skjærsonen blir satt i sammenheng med ulike modeller for tektonisk utvikling av Vest-Troms gneisregion. Den foretrukne geologiske modellen er grunnlaget for konklusjonen i kapittel 5.

Geometriske observasjonene av strukturelementer som foliasjon, lineasjon, folder og skjærbånd er grunnlaget for kinematisk analyse. Tolkning av kinematikk i duktile regimer baserer seg i stor grad på estimering av bevegelsesmønster og skjærbevegelsesretning for duktile skjærsoner ved hjelp av kinematiske indikatorer (Ramsay og Huber, 1983; Twiss og Moores, 1992; Davis og Reynolds, 1996; Park, 1997). Beregning av strainakser er nødvendig for å gjøre en kinematisk tolkning. I følge Boulter (1989) må den maksimale (X), den midlere (Y) og den minimale (Z) strekningsakse anslås (Figur 4. 1). Z-aksen (den minimale strekningsaksen) tilsvarer den maksimale forkortningsakse (den maksimale kompresjonsretningen). Ideelt sett vil X-aksen i ultramylonitter roteres mot parallellitet med skjærsonen. For å kunne anslå grader av strain er det hensiktsmessig å bruke strainellipsen (Boulter, 1989). I strainellipsen tar angitte akser hensyn til skjærspenningen og den relative retningen av disse (Figur 4. 1). I skjærsoner i Lakselvhøgda er strukturene i og omkring skjærsonen tolket til å være dannet ved simpelt skjær som er dominert av sidelengsbevegelser, hovedsakelig dekstrale (se kapittel 3.3.1-3.3.8). Det er derfor rimelig å anta at dette gjelder for de(n) tektoniske hendelse(n)e som forårsaket deformasjonen i skjærsonen i Lakselvhøgda.



Figur 4.1. Til venstre: *strain*-ellipsoide som viser *strain*aksene X=maksimal strekning, Y=midlere strekningsakse og Z=minimal strekningsakse (Park, 1997). Til høyre: Forventede strukturer i et ideelt dekstral simpel skjær-regime. P=ekstensjonsskjær, R=Riedel-skjær (ekstensjon), R'=Riedel skjær (tensjon) og Y=hovedskjærplan. Modifisert etter Boulter (1989).

4.1 Oppsummering av datagrunnlaget

De NNV-SSØ strykende mafiske gangsvermene er tilnærmet foliasjonsparallelle til de tonalittiske gneisene og kuttet med stor vinkel av Lakselvhøgda skjærsone. Gangsvermene er tydelig forskjøvet av Lakselvhøgda skjærsone, men ingen viser åpenlyst korrelasjon på hver side av skjærsonen, så kan de ikke brukes til å tolke bevegelsesmønsteret til skjærsonen eller til å anslå hvor stor den laterale bevegelsen har vært. Det er derimot en avbøyning av noen av de mafiske gangene inn mot kjernen av skjærsonen. Denne dragningen antyder et dekstralt bevegelsesmønster i Lakselvhøgda skjærsone. Kontakten mellom de mafiske gangsvermene og skjærsonen defineres av orienteringen av mylonittfoliasjonen som er ØNØ-VSV strykende med steilt fall (ca. 80°) mot nord. Den steile kontakten underbygger et dominerende lateralt bevegelsesmønster i Lakselvhøgda skjærsone.

Foliasjonen til de tonalittiske gneisene er også bøyd systematisk inn mot Lakselvhøgda skjærsone, og denne avbøyningen tolkes som dragfolding (se kapittel 3.3.2). Disse foldene er benevnt F_1 -folder (se kapittel 3.2). F_1 -foldene er i kartbilde asymmetriske og vergerer mot sør

og er Z-formet, og foldeaksen stryker Ø-V og stuper omtrent 60° mot øst. Akseplanet til dragfoldene stryker Ø-V og har et steilt fall 60-80° N. Siden akseplanet til dragfoldene er tilnærmet parallell med Lakselvhøgda skjærsone, dvs. Ø-V strøk og steilt fall 60-80° N, og dragfoldeaksene er steilt ca. 60° stupende, antyder dette at skjærbevegelsen knyttet til dannelsen av dragfoldene i Lakselvhøgda skjærsone var dominerende høyrehånds sidelengsbevegelse, men med en skrå vertikal komponent (se kapittel 3.3.4). Også ved å anta at skjærretningen for dragfolder av denne kategorien er orientert vinkelrett på foldeaksen, og siden den stuper omtrent 60° mot øst, blir skjærbevegelsen en kombinasjon av skrå høyrehånds og ned-mot-vest bevegelse for bergartene sør for Lakselvhøgda skjærsone og skrå høyrehånds og opp-mot-øst bevegelse for bergartene nord for skjærsonen (se kapittel 3.3.4 og Figur 3. 30).

Mesoskopiske og asymmetriske skjærfolder i selve kjernen i Lakselvhøgda skjærsone viser 2 grupper av orienteringer. F₂-foldene har en moderat (ca. 30°) ØNØ-stupende foldeakse og akseplanene er parallelle til mylonittfoliasjonen, ØNØ-VSV strykende. F₂-foldene viser utelukkende dekstral vergens. F₃-foldene er antatt dannet av konjugerte skjærsoner da de viser dannelse ved dekstralt og sinistralt skjær. Akseplanene til F_{3a}-foldene stryker NØ-SV og foldeaksen stuper svakt til moderat (ca. 40°) mot NØ og foldene har en Z-form og er antyder at de er dannet ved dekstral skjærbevegelse. Akseplanet til F_{3b}-foldene stryker omtrentlig Ø-V og foldeaksen stuper moderat til steilt (60-90°) mot Ø. F_{3b}-foldenes S-form som indikerer dannelse ved sinistral skjærbevegelse.

Strekningslineasjonen (L_m) på mylonittfoliasjonen i skjærsonen i Lakselvhøgda (S_m) stryker VSV-ØNØ og stuper moderat (35°) mot V. Siden fiberveksten ikke har markerte hakk eller furer, kan absolutt bevegelsesretningen ikke bestemmes, dvs. opp-mot-Ø eller ned-mot-V. Men ved å kombinere strekningslineasjonen med observasjonene av dragfoldenes orientering og geometri kan det antydes at bergartene sør for Lakselvhøgda skjærsone har beveget seg skrått (60°) ned-mot-V, mens bergartene nord for Lakselvhøgda skjærsone har beveget seg skrått (60°) opp-mot-Ø. Skjærsonen kan i lys av en slik tolkning klassifiseres høyrehånds/dekstral og transpressiv (se Figur 3. 30 i kapittel 3.3.5).

Sigmoidale og asymmetriske kvartsårer er hydrotermalt utfelt langs hele kjernen av Lakselvhøgda skjærsone. De deformerte kvartsårene har en sigmoidal form og “halene” av

disse årene stryker VSV-ØNØ og er sammenfallende med strøket til skjærsonen som stryker VSV-ØNØ. Kvartsårene viser variasjon i vergens mot både Ø og V. Dette antyder at de deformerte hydrotermale kvartsårene i Lakselhøgda skjærsone er utfelt syntektonisk og deformert ved dekstrale og sinistrale skjærbevegelser. Siden Z-folder i kartbildet er mest utbredt i skjærsonen, tolkes dekstrale bevegelser å ha dominert i Lakselhøgda skjærsone.

En mafisk gang lokalisert i en dragfold inn mot Lakselhøgda skjærsone viser *boudinage*-struktur inn mot kjernen av skjærsonen. Distalt fra kjernen av skjærsonen er den mafiske gangen kuttet og forskjøvet av mindre konjugerte skjærsoner. Disse skjærsonene er semi-duktilt til sprø og lokalisert til smale soner som viser både dekstrale og sinistrale forskyvninger av mylonittfoliasjonen (se Figur 3. 32). Også den mafiske gangbergarten er dratt ut og betydelig fortynnet sammenlignet med de omkringliggende tonalittiske gneisene, der hvor dragningen fører gangen inn i kjernesonen. Denne strekningen av gangbergarten skyldes lokal ekstensjon langs strøkretningen i kjernesonen av Lakselhøgda skjærsone som har ført til dannelsen av *boudiner* (Figur 3. 32). Vinkelrett på ekstensjonsretningen, dvs. mylonittfoliasjonen, vil det være en komponent av kompresjon, og dette er forutsetningen for dannelsen av *boudinage*-strukturer (Ramberg, 1955). Basert på orienteringen av *boudinage* i den mafiske gangen har ekstensjonsretningen vært NØ-SV, mens kompresjonen har virket i NV-SØ retning. En slik lokal kompresjonsretning støttes av observert avbøyning av den tonalittiske gneisfoliasjonen rundt *boudinene*. På bakgrunn av ekstensjon-, kompresjon- og skjærbevegelsesretninger kan de observerte *boudinage*-strukturene forklares med en høyrehånds/dekstral *strain*-ellipse som er rotert tilnærmet 45° til strøkretningen til skjærsonen i Lakselhøgda (se kapittel 4.2 og Figur 4. 5).

S-C type skjærbånd opptrer i sone 3 av Lakselhøgda skjærsone (se kapittel 3.3.7 og Figur 3. 33). Strøket til C-planene har en hovedsakelig subparallel til Lakselhøgda skjærsone og stryker VSV-ØNØ og faller steil (70-90°) mot vekselvis nord og sør. S-planene viser sigmoidal avbøyning mellom C-planene og stryker NNV-SSØ til NV-SØ og har et steilt fall (80-90°) mot vekselvis mot SØ og NV. Den sigmoidale avbøyningene i S-C type skjærbånd i Lakselhøgda skjærsone viser både dekstrale og sinistrale avbøyninger, med det er de dekstrale avbøyningene som dominerer.

Alle observerte dupleks-lignende mesostrukturer i skjærsonen har gulv- og takforkastninger som er parallelle med mylonittfoliasjonen, dvs. strøk VSV-ØNØ og steilt (ca. 70-90°) fall mot vekselvis mot NNV og SSØ (se kapittel 3.3.8 og Figur 3. 35). De skråstilte interne splittforkastningene i dupleksene viser variasjon i strøk fra NNV-SSØ til NV-SØ og har steilt fall (ca. 80-90°) mot vekselvis mot NØ og SV. Dupleksene viser utelukkende at de er dannet av dekstrale bevegelsesmønster i skjærsonen.

I sone 3 av skjærsonen opptrer det smale anastomerende bånd bestående av ultramylonittiske skifre og fyllonitter. Bergartene mellom disse lokaliserte skjærbåndene består av ortomylonittiske tonalittiske gneiser. Skjærbåndene har lokalt varierende strøk, men gjennomsnittlig stryker de ØNØ-VSV og har et steilt fall (70-90°) mot N (se Figur 3. 36). Dette er sammenfallende med strøket til Lakselvhøgda skjærsone som er ØNØ-VSV og som faller steilt (ca. 80°) mot N.

Lokaliserte, men mindre utbredte skjærsoner opptrer spesielt i sone 2 av Lakselvhøgda skjærsone. Disse har et steilt fall (80-90°) og viser variasjoner i strøk, N-S strykende, NV-SØ strykende og Ø-V strykende (Figur 3. 37). Orienteringene av disse skjærsonene kan forklares ved hjelp av en *strain*-ellipse som er rotert tilnærmet 45° til strøkretningen til skjærsonen i Lakselvhøgda (se kapittel 4.2 og Figur 4. 8).

4.2 Kinematiske tolkninger og implikasjoner, type og størrelse på forskyvning

Dragfoldingen av foliasjonen i de tonalittiske gneisene, og i mindre grad av de mafiske gangsvermene, inn mot kjernen av Lakselvhøgda skjærsone og viser konsekvent Z-form, og indikerer storskala og dominerende høyrehånds/dekstral sidelengs skjærbevegelse i Lakselvhøgda. Det gjennomsnittlige akseplanet til dragfoldene er tilnærmet parallell med Lakselvhøgda skjærsone, dvs. Ø-V strøk og steilt fall 60-80° N, og dragfoldeaksene er steilt (ca. 60°) stupende mot vest, antyder dette at skjærbevegelsen knyttet til dannelsen av dragfoldene (F_1) i Lakselvhøgda skjærsone var dominerende høyrehånds sidelengsbevegelse, men med en skrå vertikal komponent. Sett i relasjon til den tolkede *strain*-ellipsen

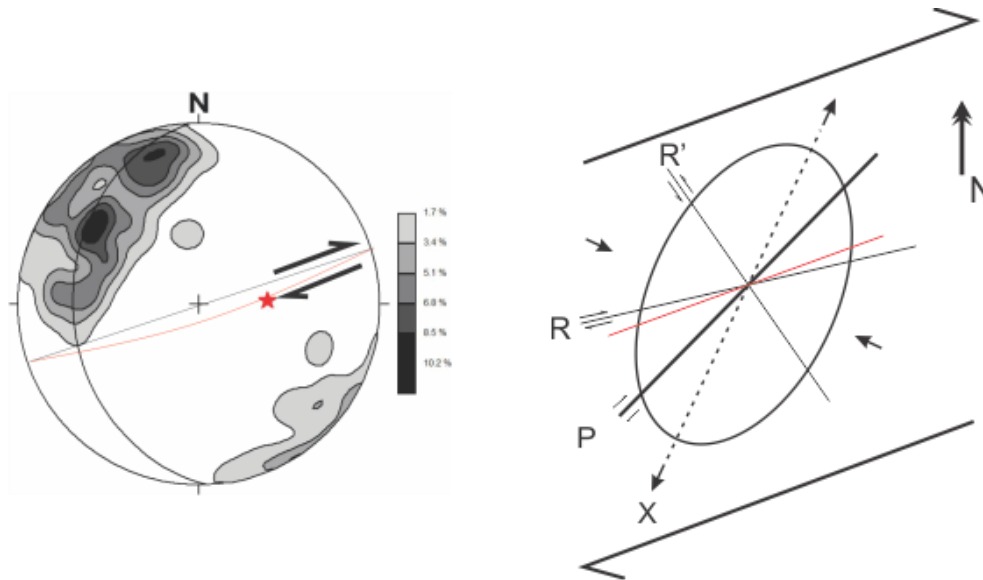
sammenfaller foldeaksen og akseplanet med den lengste akse (X-aksen) i *strain*-ellipsen (Figur 4. 2). Siden de observerte strekningslineasjonene er konsekvent orientert vinkelrett på foldeaksen til F_1 -dragfoldene som stuper omtrent 60° mot øst, blir skjærbevegelsen en kombinasjon av skrå høyrehånds og ned-mot-V bevegelse for bergartene sør for Lakselvhøgda skjærsone og skrå høyrehånds og opp-mot-Ø bevegelse for bergartene nord for skjærsonen (se Figur 4. 2).

Skjærfolder i selve kjernen i Lakselvhøgda skjærsone viser to hovedgrupper av asymmetriske folder (F_2 - og F_{3a} og b-foldere). De angitte akseretningene i *strain*-ellipsen og foldenes asymmetri (S og Z for henholdsvis sinistralt og dekstralt skjær) tar hensyn til skjærspenningen og den relative retningen av disse, og dette kan forklare dannelsen av de to gruppene skjærfolder som er observert i kjernen av Lakselvhøgda skjærsone. F_2 -foldene har en moderat (ca. 30°) ØNØ-stupende foldeaksen og akseplanet er parallellt til mylonittfoliasjonen, ØNØ-VSV strykende og viser konsekvent Z-form som indikerer at de er dannet ved dekstral skjærbevegelse. Da akseplanet er parallellt med skjærsonen og foldeaksen stuper NNØ, er det nærliggende å anta at F_2 er sammenfallende med P-aksen i *strain*-ellipsen og er dannet ved dekstral skjærbevegelse (Figur 4. 3). Akseplanene til F_{3a} -foldene stryker NØ-SV og foldeaksen stuper mot NØ. F_{3a} -foldene har en Z-form og er dannet ved dekstral skjærbevegelse. I *strain*-ellipsen sammenfaller F_{3a} -foldene med R-aksen og underbygger dannelsen ved dekstralt skjær (Figur 4. 3). Akseplanet til F_{3b} -foldene stryker omtrentlig Ø-V og foldeaksen stuper moderat til steilt (60 - 90°) mot Ø og sammenfaller med R' -aksen (Figur 4. 3). Dette underbygges av F_{3b} -foldenes S-form som indikerer dannelsen av sinistralt skjær.

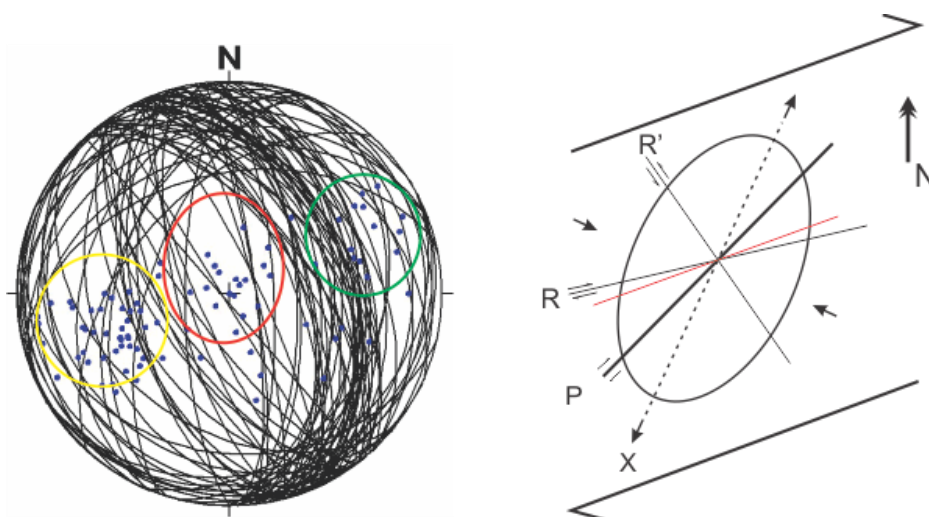
Strekningslineasjonen (L_m) på foliasjonsflatene til mylonittfoliasjonen (S_m) stryker ØNØ-VSV og stuper moderat (30°) mot vest (Figur 4. 4). Dette indikerer at bevegelsen i Lakselvhøgda skjærsone hadde en vertikal komponent. Dette kombinert med dragfoldenes orientering og geometri, fastslår det at Lakselvhøgda skjærsone har beveget seg skrått (60°) ned-mot-V, mens bergartene nord for Lakselvhøgda skjærsone har beveget seg skrått (60°) opp-mot-Ø (Figur 4. 4). Skjærsonen kan i lys av en slik tolkning klassifiseres som høyrehånds/dekstral og transpressiv.

De sigmoidale og asymmetriske kvartsårer viser både dekstral og sinistral vergens. Dette antyder at de deformerte hydrotermale kvartsårene i Lakselvhøgda skjærsone er dannet av

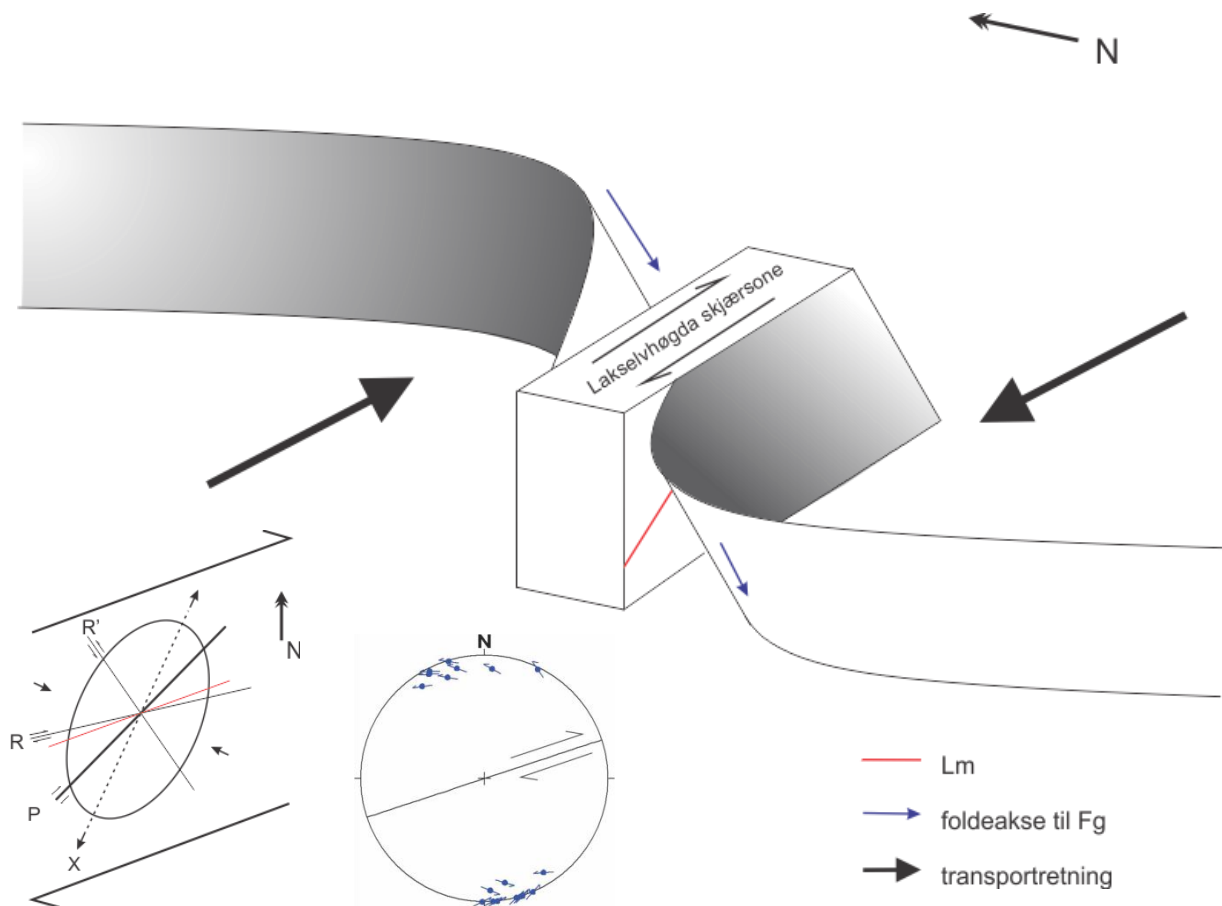
henholdsvis dekstral og sinistral skjærbevegelse hvorav den dekstrale er dominerende. Av disse vergensene er den dekstrale den mest utbredte og det tolkes derfor at dekstrale bevegelser har dominert i Lakselvhøgda skjærsone.



Figur 4. 2. Foldeaksen (rød stjerne) og akseplanet til F_1 (rød linje) sammenfaller med X-aksen i *strain*-ellipsen som indikerer dekstral skjærbevegelse i skjærsonen (sorte piler langs storsirkelen til skjærsonen i svart).



Figur 4. 3. Foldeaksen (grønn) og akseplanet til F_2 sammenfaller med P-aksen i *strain*-ellipsen og tolkes derfor til å være dannet av dekstralt skjær. Foldeaksen (gul) og akseplan til F_{3a} sammenfaller med R-aksen i *strain*-ellipsen og underbygger at de er dannet ved dekstralt skjær. Foldeakse (rød) akseplan til F_{3b} sammenfaller med R'-aksen i *strain*-ellipsen og underbygger at de er dannet ved sinistral skjær. $n=92$.



Figur 4. 4. Den moderat stupende L_m indikerer skrå bevegelse i skjærsonen og sammen med orienteringen og geometrien til dragfolding av omliggende gneisfoliasjon (S_g) inn mot Lakselvhøgda skjærsoner

Basert på *boudinene* av den mafiske gangen som er dragfoldet inn mot kjernen av Lakselvhøgda skjærsoner, må strøket av ekstensjonen ha vært NØ-SV og kompresjonen vinkelrett på denne orienteringen. Dette sammenfaller med *strain*-ellipsen (Figur 4. 5). Vinkelrett på ekstensjonsretningen er det en komponent av kompresjon som er orientert NV-SØ (Figur 4. 5), og denne kompresjonen har bøyd den tonalittiske gneisfoliasjonen rundt *boudinene*. Orienteringen av de konjugerte skjærsonene som kutter den mafiske gangen sammenfaller med strekningsaksene P, R og R' i *strain*-ellipsen (Figur 4. 5), og underbygger dekstral skjærbevegelse i Lakselvhøgda skjærsoner.

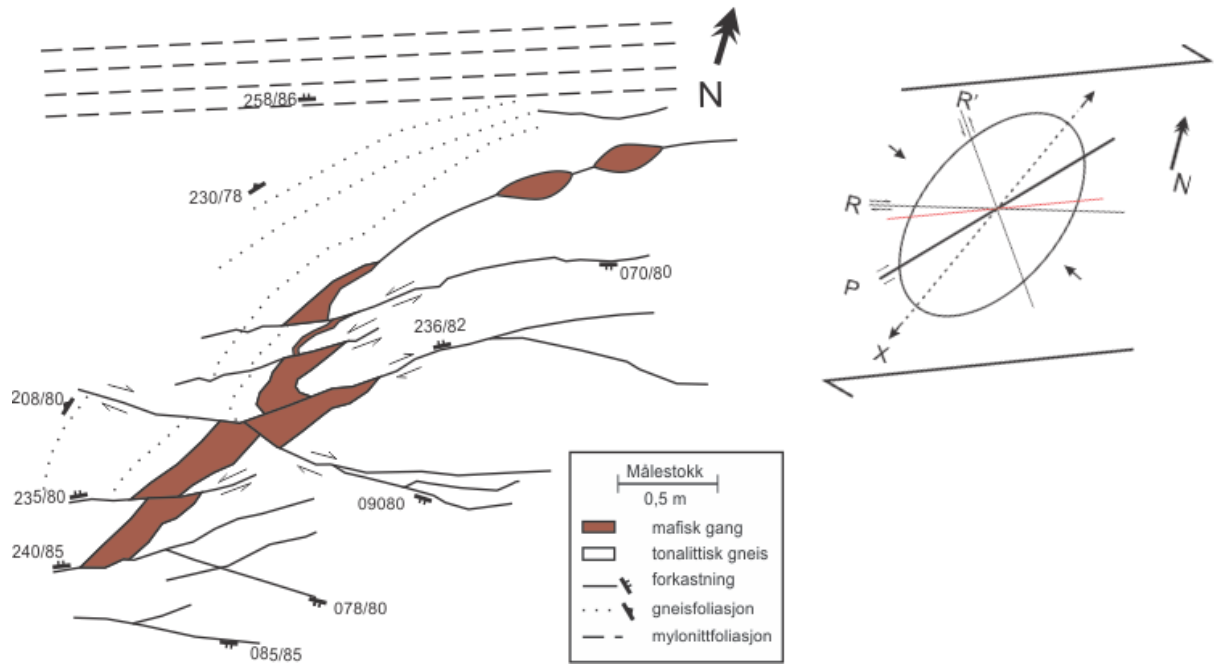
S-C skjærbånd viser både dekstral og sinistral vergens i Lakselvhøgda skjærsoner, hvor den dekstrale vergensen er dominerende. C-planene stryker VSV-ØNØ og faller steilt ($70-90^\circ$) mot vekselvis N og S og er subparallele til Lakselvhøgda skjærsoner og P-skjærplanet i

strain-ellipset (se Figur 4. 6). S-planene har en sigmoidal form mellom C-planene og stryker NNV-SSØ til NV-SØ og har et steilt fall (80-90°) mot vekselvis mot SØ og NV. S-planene er hovedsakelig orientert vinkelrett på kompresjonsretningen i *strain*-ellipset og antyder at de er dannet som følge av transpresjon, dekstral skjærbevegelse og kompresjon. Dette underbygger at Lakselvhøgda skjærsone er en dekstral transpressiv skjærsone.

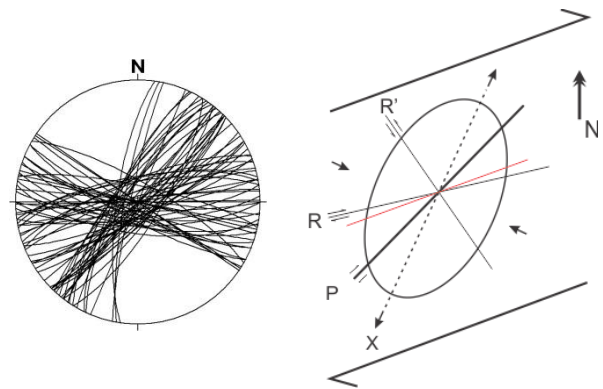
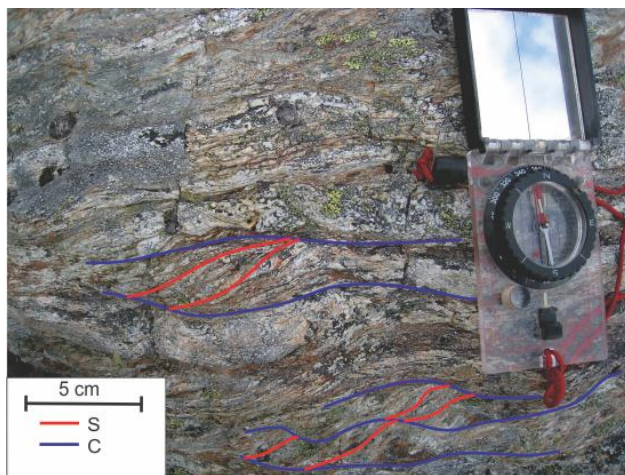
Gulv- og takforkastningene i dupleksene i Lakselvhøgda skjærsone er parallelle til subparallelle til P-skjærplanet i *strain*-ellipset (Figur 4. 7). Splittforkastningene viser variasjon i strøk fra NNV-SSØ til NV-SØ og er orientert vinkelrett på kompresjonsretningen i *strain*-ellipset (Figur 4. 7). Splittforkastningene er orientert vinkelrett på kompresjonsretningen i *strain*-ellipsen og indikerer transport som følge av skyving og dekstral skjærbevegelse. Dupleksene viser utelukkende at de er dannet av dekstral bevegelsesmønster i skjærsonen og dette underbygger at skjærbevegelsen i Lakselvhøgda skjærsone var høyrehånds/dekstral.

Skjærbånd i sone 3 i Lakselvhøgda skjærsone stryker hovedsakelig VSV-ØSN og har et steilt fall (70-90°) mot N (se stereoplott i Figur 4. 8). Dette sammenfaller med orienteringen av Lakselvhøgda skjærsone og P-skjærplanet i *strain*-ellipset (se Figur 4. 8). Orienteringen av disse skjærbåndene underbygger dekstral skjærbevegelse i Lakselvhøgda skjærsone.

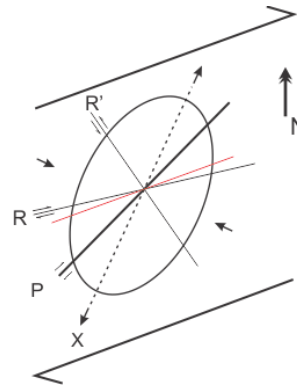
Mindre og konjugerte skjærsoner opptrer spesielt i sone 2 av Lakselvhøgda skjærsone og viser ingen eller liten forskyvning av markørenheter. Skjærsonene har et steilt fall (80-90°) og viser variasjoner i strøk, N-S strykende, NV-SØ strykende og Ø-V strykende. Disse sammenfaller med P-, R-, og R'-aksene i *strain*-ellipset og tolkes derfor til å være sidelengs Riedel-skjærsoner (Figur 4. 9). Dette underbygger at skjærbevegelsen i Lakselvhøgda skjærsone var høyrehånds/dekstral.



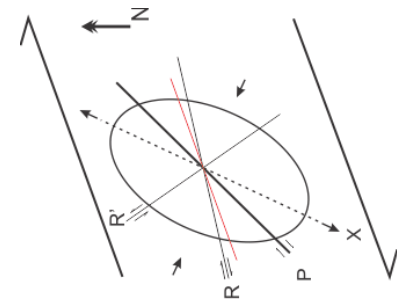
Figur 4. 5. *Boudinene* er strukket i NØ-SV og gjennomgått NV-SØ rettet kompresjon. Dette sammenfaller med henholdsvis X-aksen (strekningssaksen) og Z-aksen (forkortningsaksen) i *strain*-ellipsen. De konjugerte skjærsonene i sør sammenfaller med P-, R- og R'-aksene i *strain*-ellipsen.



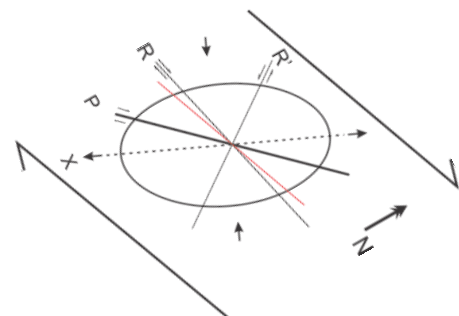
Figur 4. 6. C-planene i S-C type skjærbånd sammenfaller med P-aksen i *strain*-ellipsen og S-planene er hovedsakelig orientert vinkelrett på Z-aksen (kompresjonsaksen). Dette underbygger at de er dannet ved dekstral skjærbevegelse.



Figur 4. 7. Gulv-og takforkastningene i dupleksene er parallelle til skjærsonen (rød linje i *strain*-ellipsen). Splittforkastningene er orientert vinkelrett på kompresjonsretningen i *strain*-ellipsen og transportert som følge av skyving og dekstral skjærbevegelse.

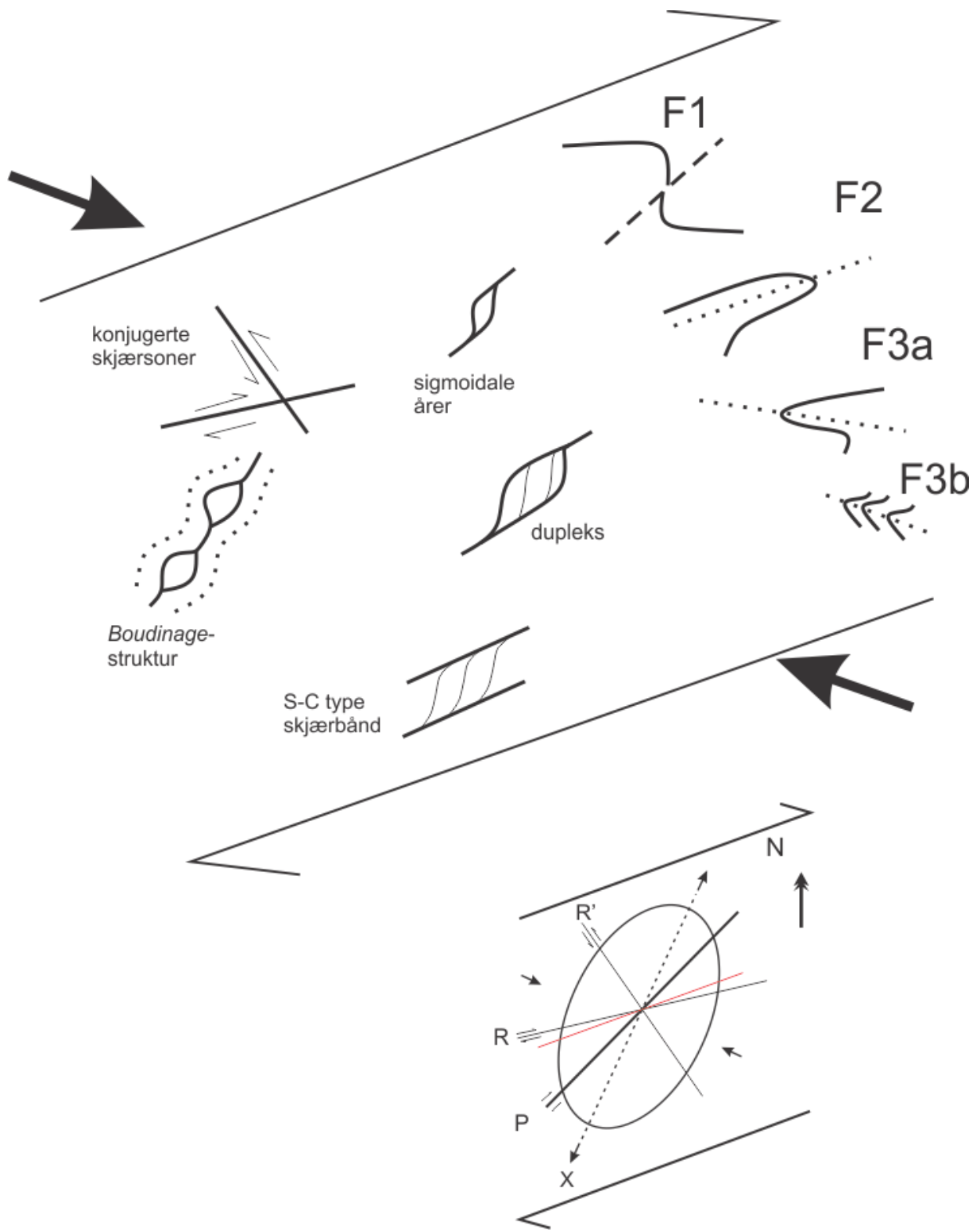


Figur 4. 8. Skjærbåndene i sone 3 stryker VSV-ØNØ (følger skaftet til hammeren) og sammenfaller med strøket til Lakselvhøgda skjærsone og viser dekstral skjærbevegelse.



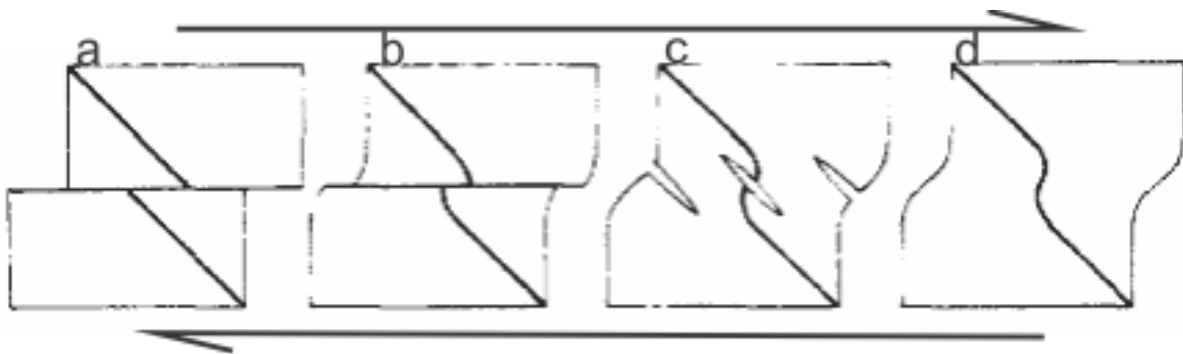
Figur 4. 9. Mindre konjugerte skjærsoner som viser ingen til liten forskyvning av foliasjon. Strøkene til skjærsonene sammenfaller med P-, R- og R'-aksene i *strain*-ellipsen.

Basert på analyse av strukturelle beskrivelser og kinematiske indikatorer, klassifiseres den ØNØ-VSV strykende Lakselvhøgda skjærsonen som en semi-duktil dekstral, transpressiv skjærsonen, hvor bergartene nord for skjærsonen har beveget seg opp-mot-Ø og bergartene sør for skjærsonen ned-mot-V. Deformasjonsstrukturene er dannet ved simpelt skjær og en *strain*-ellipse som er rotert 45° til strøkretningen av skjærsonen i Lakselvhøgda (Figur 4. 11). F₁-foldene er kuttet av mylonittfoliasjonen og må derfor ha blitt dannet først ved dekstral transpressiv skjærbevegelse (se kapittel 4.2). Videre skjæring førte til dannelsen av orto- og ultramylonittiske bergarter i kjernen av skjærsonen (kapittel 3.2.4-3.2.5) og dannelsen av de ulike kinematiske indikatorene beskrevet i kapittel 3.3.1-3.3.8. De kinematiske indikatorene som følger P-aksen i *strain*-ellipsen er dannet før de som sammenfaller med R- og R'-aksene (se Figur 4. 10). Sprekker beskrevet fra Lakselvhøgda skjærsonen må være dannet sist da de kutter de strukturene som er nevnt overfor. Sprekkes sprøe natur antyder at de er dannet på et lavere dyp i skorpen enn de duktile strukturene (se Figur 4. 10).



Figur 4.10 Skjematisk figur som viser orienteringene til de kinematiske indikatorene i Lakselvhogda skjærsoner i et dekstral simpel skjær regime.

Deformasjon i skjærsoner kan klassifiseres som sprø, semi-duktil eller duktil (Figur 4. 11a-d). Ved sprø deformasjon av skjærsonene går bergartene til brudd når elastisitetgrensen til bergarten overskrides (Figur 4. 11a) (Fossen og Gabrielsen, 2005). Sprø deformasjon skjer hovedsakelig i øvre del av jordskorpen på dyp mindre enn 10 km. Ved duktil deformasjon deformeres bergarter ved utelukkende plastisk deformasjon (*flow*), og bergartene går ikke til brudd. Dette medfører at markørenheter kan følges gjennom hele skjærsonen (Figur 4. 11d). I semi-duktil skjærsoner er deformasjonen en kombinasjon av sprø og duktil deformasjon hvor både duktile og sprø deformasjonsstrukturer dannes (Figur 4. 11b og c). Bergartene kan inntil 10 m fra kjernen i skjærsonen vise permanent formforandring, typisk drageffekter. Dragfolder opptrer inn mot kjernen av Lakselvhøgda skjærsonen og innehar også skjærsoner/sprekker som viser ingen eller liten forskyvning av markørenheter (Figur 4. 9), og skjærsonen klassifiseres som en semi-duktil skjærsoner. Semi-duktil deformasjon skjer hovedsakelig i overgangssonen mellom sprø og plastisk deformasjon som ligger på 10-15 km dyp i jordskorpen. (Ramsay, 1980; Fossen og Gabrielsen, 2005).



Figur 4. 11 a) Sprø skjærsoner hvor bergarter går til brudd under deformasjon. b) og c) Semi-duktil skjærsoner hvor både duktil og sprø deformasjon forekommer. Lakselvhøgda skjærsoner til hører b). d) Duktil deformasjon. Modifisert etter Ramsay (1980).

Størrelsen på forskyvningen i Lakselvhøgda skjærsonen kan kun antydes, da det ikke er sikre strukturelle data som kan fastslå denne. Da ingen av de mafiske gangene kan åpenlyst korreleres på hver side av Lakselvhøgda, må den laterale dekstrale forskyvning ha vært minimum lengden av feltarbeidsområdet som er ca. 500 m.

4.3 Forkastningsbergarter og grad av strain (lav til høy)

Mylonitter er en type forkastningsbergart hvor kornstørrelsen er redusert som et resultat skjæring (Sibson, 1977). Selve kornstørrelsesreduksjonen skjer ved duktil eller semi-duktil deformasjonsmekanismer i mineralkornskala, som for eksempel dynamisk rekryllisasjon eller bruddannelse i kompetente korn. Ved begynnende mylonittisering dannes en svakt til moderat foliert mylonittisk bergart kalt protomylonitt, som består av minst 50 % finkornet matriks og hvor den gjennomsnittlige kornstørrelsen i matriksen er større enn 50µm. Ved videre deformasjon og kornstørrelsesreduksjon, dannes ortomylonitter som består av 50-90 % matriks og gjennomsnittlig kornstørrelse i matriks er mindre enn 50 µm. De fleste ortomylonitter er sterkt folierte og inneholder porfyroklaster spredt rundt i matriksen.. Mylonittisering kulminerer i en meget sterkt foliert bergart kalt ultramylonitt som består av mer enn 90 % matriks hvor den gjennomsnittlige kornstørrelsen er mindre enn 10 µm (Sibson, 1977).

Basert på opptreden av proto-, orto- og ultramylonitter er skjærsonen i Lakselvhøgda tolket å være inndelt i ulike *strain* domener, lav, middels og høy grad av *strain* (se kapittel 3.2.2). De tonalittiske gneisene som tilsynelatende er upåvirket av bevegelsen i skjærsonen (sone 1) er klassifisert som *lav-strain* domene.

Sone 2 i Lakselvhøgda skjærsoner består av protomylonitter som viser deformasjonsstrukturer som dragfolding, *boudinage* og Riedel-skjærsoner og er på bakgrunn av dette klassifisert som *middels-strain* domene.

Sone 3 i Lakselvhøgda skjærsoner består av ortomylonitter og anastomerende soner av ultramylonitter og hele sonen er klassifisert som et *høy-strain* domene. Og det er i denne sonen at majoriteten av de kinematiske indikatorene opptrer.

Da sone 1 tilsynelatende ikke er påvirket av bevegelsen i skjærsonen og deformasjonsstrukturer i sone 2 er dannet før de i sone 3, må Lakselvhøgda skjærsoner ha gjennomgått deformasjon under økende grad av *strain*.

4.4 Kinematisk utvikling og modeller

På bakgrunn av den strukturgeologiske analysen og kinematiske tolkninger vil tre mulige tektoniske modeller for Lakselvhøgda skjærsone bli presentert og diskutert. En foretrukket modell vil bli argumentert for og danner grunnlaget for oppsummering og konklusjon i kapittel 5.

4.4.1 Progressiv modell

En progressiv modell baseres på at deformasjonsstrukturene dannes over tid under stadig økende *strain* i skjærsonen.

En progressiv modell for Lakselvhøgda skjærsone involverer:

- i) Distribuert transpressivt skjær
- ii) Lokalisert sidelengs skjær i selve skjærsonen

i) F_1 -foldene og *boudinage*-strukturene består av protomylonittiske tonalittiske gneiser og er dannet under middels grad av *strain* (se kapittel 4.3). Det er påvist at F_1 -folder ble dannet før utviklingen av mylonittfoliasjonen og kinematiske indikatorer i sone 3, da mylonittfoliasjonen kutter dragfoldene, og er dannet som følge av dekstral skjærbevegelse med en komponent av kompresjon, dvs. dekstral transpressivt skjær (se kapittel 4.2).

ii) Videre deformasjon i Lakselvhøgda skjærsone skjer ved lokalisert sidelengs skjær i de indre delene av selve skjærsonen. Dette medfører dannelsen av protomylonitter og konsentrerte anastomerende soner av ultramyonitter i kjernen av skjærsonen skjer ved høy grad av *strain*. F_1 -, F_2 - og F_3 -foldene dannes samtidig med utviklingen av mylonittfoliasjonen (se kapittel 4.3). Sidelengs skjæring ved simpelt skjær danner ulike kinematiske indikatorer (kapittel 3.3.1-3.3.8).

En *strain*-ellipse rotert 45° til strøket av skjærsonen kan forklare dannelsen av disse og deres antatte relative aldersforhold (Sibson, 1977). De kinematiske indikatorene som dannes først er F_2 -skjærfolder, skjærbånd, duplekser og S-C type mylonitter, og vil følge orienteringen av P-

aksen i *strain*-ellipsen som er parallell med orienteringen av skjærsonen. Videre deksstralt sidelengs skjær i skjærsonen fører til dannelsen av kinematiske indikatorer som er parallelle med R- og R'-aksene i *strain*-ellipsen. Dette fører til dannelsen av kinematiske indikatorer som indikerer både deksstral og sinistral skjærbevegelse, da det langs R-aksen er deksstralt skjær og langs R'-aksen er sinistral skjær og hvor henholdsvis F_{3a}- og F_{3b}-skjærfolder dannes i kjernen av skjærsonen.

Sprekker og sprø forkastninger kutter de strukturene nevnt overfor og må derfor være dannet sist. De er også dannet ved sekstralt simpelt skjær, men høyst sannsynlig på et lavere dyp i jordskorpen siden de har en mer sprø natur enn de deformasjonsstrukturene som er dannet før disse.

Den progressive modellen for Lakselvhøgda skjærsone forklarer både de geometriske forholdene mellom deformasjonsstrukturene som følge av deksstralt simpelt skjær, utviklingen fra lav til høy *strain* i skjærsonen og at mylonittfoliasjonen kutter F₁-dragfoldene.

4.4.3 Transpressiv-modell

En transpressiv-modell baserer seg på at deformasjonsstrukturene i Lakselvhøgda skjærsone er dannet samtidig i et distribuert simpelt skjærregime ved en kombinasjon av sidelengs skjær og kompresjon.

En transpressiv modell for Lakselvhøgda skjærsone tar også utgangspunkt i at deformasjonen skjedde som følge av simpelt skjær og kan vises med en *strain*-ellipse som er rotert 45° til strøket av skjærsonen. Bevegelsen i Lakselvhøgda skjærsone ble bestemt ved å kombinere strekningslineasjonen (se kapittel 3.3.4) på mylonittfoliasjonen med observasjonene av dragfoldenes orientering og geometri (se kapittel 3.3.2). Siden akseplanet til F₁-foldene er tilnærmet parallell med Lakselvhøgda skjærsone som stryker ØNØ-VSV og har et steilt fall (ca. 80°) mot nord, F₁-foldeaksene stuper steilt (ca. 60°) mot øst og strekningslineasjonen stuper moderat (ca. 35°) mot vest, er det bestemt at Lakselvhøgda skjærsone er dominerende høyrehånds sidelengs skjærsone med en skrå opp-mot-øst bevegelse. De andre kinematiske indikatorene som er beskrevet i Lakselvhøgda skjærsone kan også forklares ved en transpressiv modell (se kapittel 4.2).

En transpressiv-modell for Lakselvhøgda skjærsone forklarer både bevegelsen i skjærsonen og orientering og relative alder på deformasjonsstrukturene som er dannet i skjærsonen. Men denne modellen forklarer ikke utviklingen fra lav til høy *strain* og at mylonittfoliasjonen kutter F_1 -foldene.

En kombinasjon av en progressiv og en transpressiv modell forklarer utviklingen av Lakselvhøgda skjærsone på en tilfredsstillende måte, hvor både utviklingen fra lav til høy *strain* forklares, orienteringene av deformasjonsstrukturene i henhold til en *strain*-ellipse som er rotert 45° til strøket av skjærsonen, de relative aldersforholdene av deformasjonsstrukturene som følge av en utvikling som først følger P-aksen i *strain*-ellipsen og påfølgende utvikling langs R- og R'-aksene og bevegelsen i skjærsonen som dekstral transpressiv skjærsone med en skrå (ca. 35°) opp-mot-øst bevegelse.

4.4.3 Dekoblet modell

En dekoblet modell baserer seg på at de ulike deformasjonsstrukturene dannes samtidig, men lokalisert til forskjellige domener. Ofte består disse domenene av ulike litologier med ulike kompetanse (Holdsworth et al., 2002)

Skjærsonen i Lakselvhøgda består hovedsakelig av tonalittiske gneiser og relativt kompetente mafiske ganger. Denne kompetanseforskjellen er merkbar da de tonalittiske gneisene viser tydelig storskala dragfolding og i mindre grad i de mafiske gangene som følge av bevegelse i Lakselvhøgda skjærsone, men likefrem viser de lik deformasjon. Den dekooblete modellen forutsetter også at de ulike deformasjonsstrukturene dannes samtidig. I Lakselvhøgda skjærsone er det påvist at F_1 -folder er dannet før utviklingen av den mylonittiske deformasjonen og majoriteten av de kinematiske indikatorene i sone 3. I sone 3 av skjærsonen er det to grupper skjærfolder som er dannet som følge av dekstralt simpelt skjær. F_2 -folder er dannet først og sammenfaller med P-aksen, mens den andre gruppen folder, F_3 -folder er dannet sist og sammenfaller med R- og R'-aksene i *strain*-ellipsen (Figur 4. 10).

En dekoblet modell for deformasjonen i Lakselvhøgda skjærsone er derfor lite sannsynlig.

4.5 Regionale implikasjoner

Den ØNØ-VSV strykende skjærsonen i Lakselvhøgda opptrer i vestlige delen av Ringvassøya og inneholder skjærdeformerte bergarter metamorfosert i grønnskiferfacies (Bergh et al. 2010). Skjærsoner med samme geometri og innhold av duktile forkastningsbergarter (mylonitter) fins også i de sentrale og østlige delene av Ringvassøya og Vannøya, men orienteringen er annerledes da de stryker NNØ-SSV (lokalt Ø-V) og NNV-SSØ (se Bergh et al., 2010). Denne gruppen skjærsoner er antatt å være av sen-svekofennisk alder, men man mangler fortsatt absolutt aldersdateringer av skjærsonene (se Bergh et al. 2010).

Den svekofenniske deformasjonen i Vest-Troms gneisregionen generelt er karakterisert av kontraksjonstektonikk og regional grønnskiferfacies (i nordøst) og amfibolitt- til lokal granulittfacies metamorfose i sørvest (Bergh et al., 2010). I Fennoskandia er denne perioden kjent som den svekofenniske orogenesisen (1.9-1.7 Ga) (Gaál og Gorbatshev, 1987; Lahtinen et al. 2008). De strukturelle og metamorfe karakteristikkene i de ulike metasuprakrustale beltene og tilhørende skjærsoner i Vest-Troms gneisregion er delvis utredet (Armitage og Bergh, 2005; Bergh et al., 2010) og kan brukes for å sammenligne med andre deler av regionen. De viktigste svekofenniske strukturene som til nå er beskrevet og tolket er: (i) Antatt tidlig-svekofenniske NV-SØ strykende, svakt til moderat SV-hellende skyveforkastninger og skyvedekker med mylonittisk foliasjon i de metasuprakrustale beltene som skrått trunkerer den N-S strykende og oftest steile neoarkeiske gneisfoliasjonen, (ii) tidlig- til midt-svekofenniske makroskala NV-SØ strykende opprette, tette til åpne antiformal- og synformefolder i de metasuprakrustale beltene, (iii) midt- til sen-svekofenniske steile NV-SØ strykende duktile skjærsoner som er dannet som følge av vertikal folding og dominerende sinsitral og mindre dominerende dekstral skjærbevegelse og (iv) sen-svekofenniske SØ-rettete lavvinklede skyveforkastninger og skyvedekker og steile N-S til NNV-SSØ strykende, semi-duktil skjærsoner, for eksempel på Ringvassøya og Vanna (Bergh et al. 2010).

I Vest-Troms gneisregion er den tidligste svekofenniske deformasjonsfasen karakterisert ved intrafolial folding og skjæring som laget en svakt SV-fallende penetrativt, lokalt mylonittisk foliasjon ved amfibolitt- til granulittfacies metamorfoseforhold. Det er foreslått at disse strukturene ble dannet ved NØ-SV ortogonal skorpekontraksjon og dominerende NØ-rettet skyving på skorpedyp >15 km. Etter denne hendelsen ble de makroskopiske NV-SØ

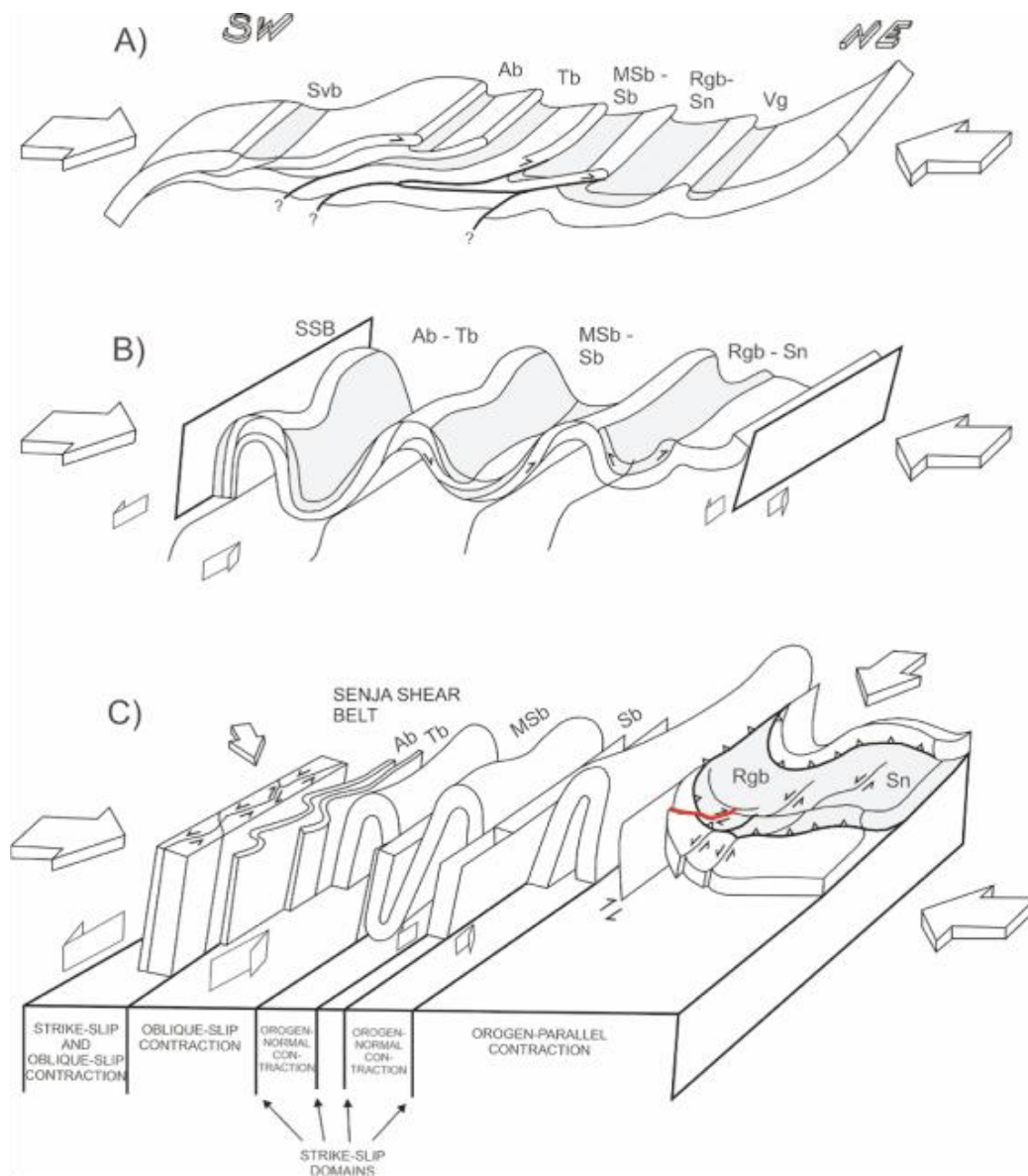
strykende opprette foldene dannet og senere refoldet sammen med foliasjonen i gneisene og metasuprakrustalene under amfibolittfacies metamorfoseforhold. Disse to tidlig-svekofennisk deformasjonshendelsene er antatt å skyldes konvergerende tektonikk med akkresjon av øyebue-relaterte systemer på en eldre, stabil kontinentalskorpe mot NØ. 1.8 Ga mafiske og granitoide plutoner er antatt å være relatert til øybuemagmatisme under eller ved et sent stadium av disse kontraksjonshendelsene (Bergh et al. 2010). Rammeverket for denne tidlige fasen av svekofennisk deformasjon i Vest-Troms gneisregion kan allerede ha blitt lagt i tidlig-proterozoikum under oppsplittingen av det neoarkeiske kraton med vulkanisme og avsetning av sedimenter i riftbasseng. Det heterogene kratonet ble så utsatt for NØ-SV akkresjon og til sist kontinent-kontinent kollisjon. Den tidlige skyvingen og foldingen viser en koaksial natur og det underbygger en progressiv orogen-normal kontinental akkresjon/kollisjon (Figur 4.12a) (Bergh et al., 2010).

De midtre og sene svekofenniske deformasjonsfasene i Vest-Troms gneisregionen involverte sinistral, mindre dekstral, sidelengs skjæring ved lavere metamorfosegrad, lav amfibolitt til grønnskiferfacies, og var begrenset til NV-SØ strykende grensene til de metasuprakrustale beltene (Zwaan, 1989; Armitage og Bergh, 2005; Bergh et al., 2007, 2010). Den steile neoarkeiske gneisfoliasjonen og svekofenniske skjærsoner langs regionale opprette foldeflanker og smale metasuprakrustale belter SØ i Vest-Troms gneisregion ble kontrollerende faktorer for lokalisert orogen-parallell skjæring. Til sammenligning forble de brede foldehengselssonene NØ i Vest-Troms gneisregion, for eksempel på Ringvassøya, svakt fallende og er derfor mindre deformert enn i metasuprakrustal beltene lengre SV. Sidelengsskjærsonene i Senja skjærbeltet ble utsatt for lateral dupleksing og subvertikal, sinistral folding. Dette medførte til linseformete nettverk av skjærsoner bestående av anastomerende steile sidelengsskjærsoner mellom avlange lav-strain blokker (Bergh et al., 2010). Denne hendelsen med sidelengs skjærbevegelse antyder en forandring i konvergensretningen som medførte orogen-parallell NV-SØ strykende reaktivering med en økende transpressiv komponent langs den paleoproterozoiske kontinentalmarginen (Armitage og Bergh, 2005). En sen skrå konvergens kan også forklare den fortsatte dannelsen av granittoide diapirer og pegmatittganger (Figur 4.12b) (Bergh et al., 2010).

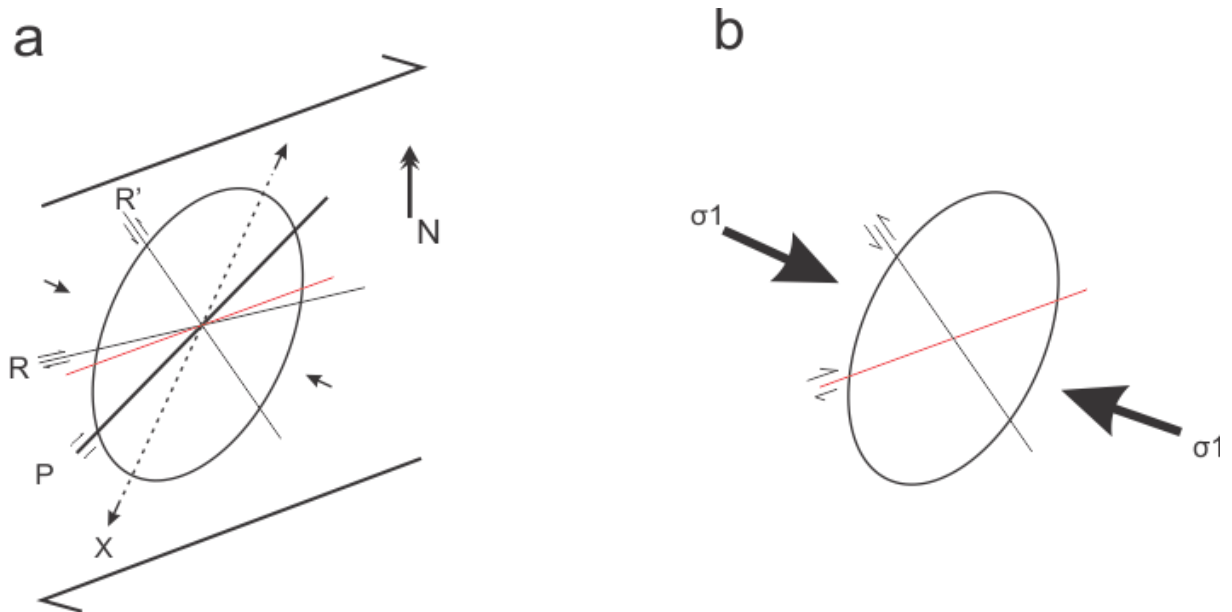
Den seneste svekofenniske deformasjonsfasen er tolket til å være NV-SØ skorpekontraksjon med SØ-rettete grunnfjellsinvolvert folding og skyving og mulig forskyvning av

Dåfjordgneisen over grønnsteinsbeltet på Ringvassøya (Zwaan, 1989). Denne deformasjonsfasen kan ha dannet steile, semi-duktil skjærsoner i skyvefronten på Ringvassøya og Vanna gjennom tektonisk kiling (Bergh et al 2007, 2010). Den seneste svekofenniske deformasjonsfasen er interessant for skjærsonen i Lakselvhøgda da den er en semi-duktil skjærson lokalisert i Ringvassøya. Deformasjonen kan også ha dannet lavvinklede duktile skyveforkastninger i Ersfjordgranitten, regional bøyning av Ringvassøya grønnsteinsbelte og reaktivering av steile, semi-duktil sidelengsforkastninger ved høyere skorpenivå og omvandling under retrogressiv grønnskiferfacies. Denne siste svekofenniske deformasjonsfasen er tolket som enten en episode av fortsatt skrå kontraksjon eller kontraksjon i en nytt NV-SØ rettet strainfelt. Den kinematiske likheten mellom den SØ-rettete skyvningen og steile sidelengs skjærsoner favoriserer en romlig separert sammenheng med den seneste svekofenniske deformasjonsfasen. Denne fasen kan også representere oppdelt (*partitioned*) deformasjon som kontraksjons- og sidelengsforskyvning observert i Ringvassøya grønnsteinsbelte og Vannagruppen, og reflekterer en økning av en kort transpressiv hendelse. Denne modellen er underbygget av SØ-rettet av skyving som er hovedsakelig parallell med skjærbevegelse i sidelengsskjærsoner av deformasjon i metasuprakrustale belter og er en nødvendig konsekvens av oppdelt (*partitioned*) transpresjon (Figur 4.12c) (Bergh et al., 2010).

Skjærsonen i Lakselvhøgda viser mange likhetstrekk i type skjærsoner (steil og semi-duktil) og omvandling under grønnskiferfacies, som de NNØ-SSV og NNV-SSØ strykende skjærsonene på Ringvassøya og Vanna (Bergh et al., 2010). De NNØ-SSV strykende skjærsonen er dominerende, og viser skrå-sinistral sidelengs skjærbevegelse (ned-mot-SV), mens Lakselvhøgda skjærsoner stryker ØNØ-VSV og er en dekstral transpressiv skjærsoner med en skrå (ca. 35°) opp-mot-øst bevegelse. De NNØ-SSV strykende skjærsonene og Lakselvhøgda skjærsoner kan utgjøre ett sett av konjugerte sidelengs skjærsoner (Figur 4. 13a). Figur 4.13b indikerer at spenningsretningen σ_1 er NV-SØ rettet og er orientert på den spisse vinkelen mellom mellom de NNØ-SSV strykende skjærsonene og Lakselvhøgda skjærsoner, og av følgende tolkes det at de er konjugerte skjærsoner (Figur 4. 13b). En mulig forklaring er skjærsonene er dannet som følge av NV-SØ rettet kompresjon og orogen-parallel skjærbevegelse som følge av tektonisk kiling under den seneste svekofenniske deformasjonsfasen med foreslått alder på ca. 1.75 Ga (Bergh et al., 2010)



Figur 4. 12 Skjematisk blokkdiagram som viser en modell for utviklingen av svekofennisk deformasjon i Vest-Troms gneisregion. a) Tidlig-svekofennisk deformasjon ved NØ-rettet skyving og lavvinklet hovedmylonittfoliasjon i metasuprkrustale belter. b) Fortsettende NØ-SV kontraksjon som dannet opprette makrofolder med steile foldeflanker. Merk at hovedfoliasjonen og og tidlige skyveforkastninger- og dekker ble foldet. c) Sen-svekofennisk deformasjon involverte NØ-SV ortogonal og/eller skrå til orogen-parallell kontraksjon (NV-SØ) og hovedsakelig sinistral sidelengs reaktivering av steile makrofoldeflanker. Mere flatliggende makrofoldehengsler på Ringvassøya gjennomgikk NV-SØ kontraksjon og SØ-rettet skyving. Merk rød linje som representerer Lakselvhøgda skjærsoner. Modifisert etter Bergh et al. (2010).



Figur 4.13 a) De NNØ-SSV strykende skjærsonen representerer R-aksen viser sinistral skjærbevegelse og den ØNØ-VSV strykende Lakselvhøgda skjærsonen representerer den røde linje og viser dekstral skjærbevegelse. b) *Strain*-ellipsen viser orienteringene av de konjugerte NNØ-SSØ strykende skjærsoner (rød) og ØNØ-VSV strykende Lakselvhøgda skjærsoner (svart) og orienteringen av spenningsaksen σ_1 som representerer kompresjon.

Kapittel 5: Sammendrag og konklusjon

Ringvassøya er en lokalisert i nordøstlige del av Vest-Troms gneisregion og består av arkeiske tonalittiske gneiser (2885 ± 20 Ma) (Bergh et al., 2007), og er intrudert av paleoproterozoiske mafiske gangsvermer (2403 ± 3 Ma) (Kullerud et al., 2006). I studieområdet i Lakselvhøgda domineres berggrunnen av tonalittiske gneiser som har en utpreget NNV strykende foliasjon som faller moderat til steilt (ca. $30-90^\circ$) mot SV. En båndet gneis som inneholder mørke mafiske lag alternerende med lysere felsiske lag er mindre dominerende i feltarbeidsområdet og har samme NNV-strykende foliasjon med fall mellom $30-90^\circ$ mot SV. I et lite område av studieområdet opptrer en migmatittisk gneis med disharmonisk tekstur bestående av flytefolder og innehar linser bestående av mafiske – og feltspat-rike bånd. I Lakselvhøgda opptrer seks mafiske gangsvermer som kutter den tonalittiske gneisfoliasjonen med lav vinkel. Fem av disse gangene er kuttet og forskjøvet av Lakselvhøgda skjærsone.

Lakselvhøgda skjærsone består av orto- og ultramylonittiske skifre og fyllonitter som er dannet fra de tonalittiske gneisene og omkringliggende mafiske intrusivbergarter. Mineralogisk består bergartene av plagioklas, lys glimmer, kloritt, epidot, amfibol og biotitt. Denne mineralogiske sammensetningen tilsvarer grønnskiferfacies. Bergartene har en tett, penetrativ mylonittfoliasjon som er ØNØ-VSV strykende og et gjennomsnittlig steilt fall (ca. 80°) mot nord. På foliasjonsflatene til mylonittfoliasjonen opptrer den en skrå strekningslineasjon som stryker VSV-ØNØ og stuper moderat (35°) mot vest.

Formålet med denne masteroppgaven var å beskrive og analysere strukturer og tolke kinematikken til Lakselvhøgda skjærsone med vekt på ulike kinematiske indikatorer (forskyvning av markørenheter, dragfolding, mesoskopiske asymmetriske, strekningslineasjon, sigmoidale og asymmetriske årer, *boudinage*-strukturer, S-C type skjærbånd, dupleks, skjærbånd og skjærsoner). Ved sammenstilling av beskrivelsene og de kinematiske indikatorene er Lakselvhøgda skjærsone tolket til å være en ØNØ-VSV strykende steil semi-duktil, dekstral, transpressiv skjærsone med opp-mot-Ø bevegelse.

Bergartene kan inntil 10 m fra kjernen i skjærsonen vise permanent formforandring i form av drageffekter. Dragfolder opptrer inn mot kjernen av Lakselvhøgda skjærsoner og innehar også skjærsoner/sprekker som viser ingen eller liten forskyvning av markørenheter, og skjærsonen klassifiseres som en semi-duktil skjærsoner. Semi-duktil deformasjon skjer hovedsakelig i overgangssonen mellom sprø og plastisk deformasjon som ligger på 10-15 km dyp i jordskorpen.

Den foretrukne modellen for dannelsen av Lakselvhøgda skjærsoner er en kombinasjon av en progressiv og en transpressiv modell. En slik modell forklarer både den progressive utviklingen av skjærsonen fra lav til høy *strain* og kombinasjonen av destral sidelengs skjærbevegelse med en komponent av kompresjon med en *strain*-ellipse som er rotert 45° til strøket av skjærsonen. Orienteringene av deformasjonsstrukturene sammenfaller *strain*-ellipser og forklarer også de relative aldersforholdene av deformasjonsstrukturene som følge av en utvikling som først følger P-aksen (destral skjærbevegelse) i *strain*-ellipsen og påfølgende utvikling langs R- og R'-aksene (henholdsvis destral og sinistral skjærbevegelse).

Skjærsonen i Lakselvhøgda er en steil, semi-duktil skjærsoner som viser omvandling under grønnskifaerfacies og viser likheter med NNØ-SSV og NNV-SSØ strykende skjærsoner fra seneste svekofenniske deformasjonsfase på Ringvassøya og Vanna beskrevet av Bergh et al. (2010). De NNØ-SSV strykende skjærsonen er dominerende, og viser skrå-sinistral sidelengs skjærbevegelse (ned-mot-SV), mens Lakselvhøgda skjærsoner stryker ØNØ-VSV og er en destral transpressiv skjærsoner med en skrå (ca. 35°) opp-mot-øst bevegelse. De NNØ-SSV strykende skjærsonene og Lakselvhøgda skjærsoner utgjør ett sett av konjugerte sidelengs skjærsoner hvor kompresjonen er NV-SØ rettet og tektonisk kiling som er NØ-SV rettet (Sylvester, 1988). Lakselvhøgda skjærsoner er dannet som følge av NV-SØ rettet kompresjon som førte til dannelsen av orogen-parallele skjærsoner på Ringvassøya og Vanna som følge av tektonisk kiling under den seneste svekofenniske deformasjonsfasen (ca. 1.75 Ga) (Bergh et al., 2010)

Referanser

- Armitage, P. E. B. og Bergh, S. G. (2005). Structural development of the Mjelde-Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology* 85, 117-132.
- Bergh, S. G. og Armitage, P. E. B. (1998). Structural reconnaissance field work on western Ringvassøy. Unpublished report, University of Tromsø, 32 pp.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage, P. E. B., Davidsen, D., Johansen, H. W., Pettersen, T. og Knudsen, S. (2007). Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new occurrence of the Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norwegian Journal of Geology* 87, 301-318.
- Bergh, S.G., Kullerud, K., Armitage, P.E.B., Zwaan, K.B., Corfu, F., Ravna, E.J.K. & Myhre, P.I. (2010). Neoproterozoic to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology* 90, 21-48.
- Boulter, C. A. (1989). Four dimensional analysis of geological maps: techniques of interpretation. Wiley, Chichester, xxiii, 296 pp.
- Braathen, A. og Davidsen, B. (1997). Polyphase deformation in the early Proterozoic Karasjok Greenstone Belt. Poster, COPENA-97, *NGU Report* 97.131.
- Corfu, F., Armitage, P. E. B., Kullerud, K. og Bergh, S. G. (2003). Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 441, 61-72.

- Corfu, F., Kullerud, K. og Bergh, S. G. (2006). U-Pb constraints on the Late Palaeoproterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, northern Norway (Abstract). *Geological Society of Finland Bulletin*, Special Issue 1, p. 23.
- Davis, G. H. og Reynolds, S. J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*, John Wiley & Sons. 776 pp.
- Fossen, H. og Gabrielsen, R. H. (2005). *Strukturgeologi*, Bokforlaget. 375 pp.
- Fossen, H. og Tikoff, B. (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. I: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. og Dewey, J. E. (red.): *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, pp. 15-33.
- Gaál, G. og Gorbatshev, R. (1987). An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 35, 15-52.
- Goldstein, A. og Marshak, S. (1988). Analysis of fracture array geometry. I: Marshak, S. og Mitra, G. (red.): *Basic methods of Structural Geology*. Prentice-Hall, Inglewoods Cliffs, N. J., 249-268.
- Grasemann, B. og Stüwe, K. (2000). The development of flanking folds during simple shear and their use as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 23, 715-724.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. og Williams, P. F. (1976). *An outline of structural geology*, New York, John Wiley & Sons, 571 pp.
- Holdsworth, R. E, Tavarnelli, E., Clegg, P., Pinheiro, R. V., Jones, R. R. og McCaffrey, K. J. W. (2002). Dominant deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands, Scotland. *Journal of Society of London* 159, 401-415.

-
- Krill, A. G. (1985). Svecokarelian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield. *Norges geologiske unedrsøkelser Rapport 403*, 89-101
- Kullerud, K., Skjerlie, K. P., Corfu, F. og de la Rosa, J. D. (2006). The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian research 150*, 183-200.
- Lahtinen, R., Garde, A. og Melezhik, V. A. (2008). Palaeoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes 31*, 20-28.
- Lister, G. S. og Snoke, A. W. (1984). S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology 6*, 617-638.
- Myhre, P. I. og Corfu, F. (2008). Titanite versus zircon U-Pb systematics; tracing multiple episodes of metamorphism and intrusion in Precambrian rocks of the West Troms Basement Complex (abstract). 33nd *International Geological Congress, Oslo*. HPP0609L
- Myhre, P., Corfu, F. og Bergh, S. (2009). The Palaeoproterozoic (1995-1950 Ma) Pre-Orogenic Supracrustal Sequences in the West Troms Gneiss Region, Arctic Norway, *Eos Trans. AGU, 90(22)*, GA74A-07.
- Nordgulen, Ø. og Andresen, A. (2007). Jordas urtid. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Ragnes, K. (red.): Landet blir til – Norges geologi. Norsk Geologisk Forening, Trondheim, pp. 62-119.
- Park, R. G. (1997). *Foundations of Structural Geology*, Chapman & Hall. 202 pp.
- Perkins, D. (2002). *Mineralogy*, Second edition, Prentice hall, Inc. 483 pp.
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology 9*, 597-608.
-

- Ramberg, H. (1955). Natural and Experimental Boudinage and Pinch-and-Swell Structures. *The Journal of Geology* 63, 512-52.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 2, 83-99.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1983). The techniques of modern structural geology, Academic press, London. 307 pp.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society* 133, 191-213.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin* 100, 1666-1703.
- Twiss, R. J. og Moores, E. M. (1992). Structural Geology. W.H. Freeman and Company, 532 pp.
- Zwaan, K. B. (1989). Bergrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbeltet på Ringvassøya, Troms. *Norges geologiske undersøkelse Rapport 89.101*.
- Zwaan, K. B., Fareth, E. og Grogan, P. W. (1998). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250.000, Norges geologiske undersøkelse.