

Strukturell og kinematisk analyse av Skipsfjorddekket og underliggende bergarter i nordøstlige del av Vanna, Vest-Troms gneisregion

Siri Elén Karlsen

Masteroppgave i geologi, GEO-3900, mai 2019



Sammendrag

Vanna tilhører den nordøstlige delen av Vest-Troms gneisregion, og består av arkeiske til paleoproterozoiske bergarter, og deformasjonsstrukturer av antatt svekofennisk alder. Nordøst på Vanna er det nylig blitt avdekket en steiltstående kvartsfeltspatisk sekvens som tidligere er blitt kartlagt som en del av det sterkt folierte og delvis mylonittiserte Skipsfjorddekket. Denne studien har fokusert på den strukturelle utviklingen av denne kvartsfeltspatiske gneisenheten, samt den strukturelle relasjonen til det underliggende gneisunderlaget og overliggende Skipsfjorddekket.

Feltundersøkelser viser at bergartene i den midtre kvartsfeltspatiske gneisenheten har flere likhetstrekk med bergartene i den metasedimentære Vannagruppen, ved antatt primær lagning og veksling mellom metapsammittiske og metapelittiske bergarter.

Strukturell studie har avdekket to faser av deformasjon (D1 og D2) ved NV-SØ rettet skorpeforkortning i studieområdet. D1-fasen representerer en fase med SØ til ØSØ-rettet transport og inkluderer utviklingen av skyvesystemer. Den viser *in-sequence* innskyvning av den kvartsfeltspatiske gneisenheten, kontrollert av svakt skrånede ramper i gneisunderlaget, og *out-of-sequence* overskyvning av Skipsfjorddekket. Dette har resultert i dannelsen av isoklinale og transponerte F1-folder med tilhørende akseplankløv (S1).

D2-fasen representerer en senere fase av NV-SØ forkortning, ved horisontal kompresjon som har ført til dannelsen av F2-folder og tilhørende S2-akseplan i form av kinkfolder og chevronfolder i den kvartsfeltspatiske gneisenheten og i Skipsfjorddekket.

Denne studien viser at den kvartsfeltspatiske gneisen har en sedimentær opprinnelse og ble vertikalstilt og deformert under NV-SØ rettet skorpeforkortning. I tillegg viser hovedenhetene i studieområdet imbrikerte skyvesystemer som indikerer at disse bergartene er deformert som en del av et svekofennisk tykkhudet folde-skyvebelte. Regionalt samsvarer deformasjonsmønsteret med tidligere foreslåtte modeller for den svekofenniske D3-hendelsen i Vest-Troms gneisregionen.

Forord

Da var masteroppgaven ferdigstilt, etter et langt og lærerikt år med både oppturer og nedturer.

Jeg vil først og fremst takke min veileder Steffen G. Bergh for god veiledning og tilbakemeldinger gjennom hele denne prosessen. En stor takk går også til Hanne-Kristin Paulsen som alltid har tatt seg tid til å hjelpe, kommet med gode råd og gode faglige diskusjoner. Takk til de omsorgsfulle damene på laben for hjelp til preparering av tynnslip og bruk av labutstyr.

Ellers vil jeg takke mine flotte medstudenter på brakka, spesielt jentegjengen for gode samtaler, trøst og morsomme sprell i løpet av studietiden. «Vi sto han av!».

Jeg vil også takke gode venner og min fantastiske familie for oppmuntring og støtte gjennom oppgaveskrivingen. En spesiell takk går til min samboer Vetle som har stilt opp både dag og natt, og holdt ut med meg når det har stått på som verst.

Siri Elén Karlsen, mai 2019

Innholdsfortegnelse

1	Innledning.....	1
1.1	Bakgrunn og rammer for studien.....	1
1.2	Problemstillinger og mål	2
1.3	Geografisk plassering	3
1.4	Regional geologi.....	5
1.4.1	Det Fennoskandiske skjold.....	5
1.4.2	Vest-Troms gneisregionen	9
1.4.3	Vannas geologi og tidligere arbeider	14
1.4.4	Kaledonidene i Skandinavia og post-kaledonisk rifting.....	17
1.5	Metoder.....	18
2	Resultater.....	19
2.1	Oversikt og feltopptreden	19
2.2	Petrografiske beskrivelser.....	22
2.2.1	Gneisunderlaget.....	22
2.2.2	Kontaktsonen mellom gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten	25
2.2.3	Den kvartsfeltspatiske gneisenhet (midtre enhet)	26
2.2.4	Skipsfjorddekket og dens kontaktsoner	28
2.3	Strukturelle elementer.....	33
2.3.1	Strukturell oversikt.....	34
2.3.2	Strukturer i gneisunderlaget	34
2.3.3	Strukturer i kontaktsonen mellom gneisunderlaget og midtre enhet.....	37
2.3.4	Strukturer i den kvartsfeltspatiske gneisenheten	37
2.3.5	Strukturer i Skipsfjorddekket og dens kontakt	45
3	Resultatanalyse og diskusjon	51
3.1	Petrografisk analyse.....	51
3.1.1	Diskusjon av gneisunderlaget.....	51
3.1.2	Diskusjon av den kvartsfeltspatiske enheten (midtre enhet).....	52

3.1.3	Diskusjon av Skipsfjorddekket og dens kontakt	53
3.2	Strukturgeologisk og kinematisk analyse	54
3.2.1	Diskusjon av strukturer i gneisunderlaget	54
3.2.2	Diskusjon av strukturer i kontakt mellom gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten	55
3.2.3	Diskusjon av strukturene i den kvartsfeltspatiske gneisenheten (midtre enhet)	56
3.2.4	Diskusjon av strukturer i Skipsfjorddekket	57
3.3	Strukturgeologisk og tektonisk utviklingsmodell.....	60
3.4	Regionale implikasjoner	63
4	Konklusjoner	66
5	Referanser.....	68

1 Innledning

1.1 Bakgrunn og rammer for studien

Øya Vanna, nord for Tromsø, tilhører den nordøstlige delen av det som blir kalt Vest-Troms gneisregionen, en region med neoarkeiske og paleoproterozoiske (prekambriske) grunnfjellsbergarter langs vestkysten av Troms, Nord-Norge (Zwaan, 1995; Bergh et al., 2010). Vanna består i hovedsak av et tonalittisk gneisunderlag, den metasedimentære sekvensen, Vannagruppen, i sørøst og det alloktone Skipsfjorddekket i nord (Binns et al., 1980; Opheim et al., 1989; Bergh et al., 2007).

På nordøstlige del av Vanna ble det i 2017 avdekket en sekvens med steiltstående kvartsfeltspatiske bergarter etter strukturundersøkelser (Bergh og Paulsen, pers. meddelelse). Sekvensen ligger under kontakten til Skipsfjorddekket og mot det tonalittiske gneisunderlaget sør for dekkekontakten.

Denne oppgaven vil i hovedsak ta for seg strukturelle problemstillinger på Vanna i et område som ikke tidligere er kartlagt i detalj, ved Laukvika (Figur 1.1). Studien er en del av et pågående prosjekt ved institutt for geovitenskap, UiT-Norges arktiske universitet, «Tektono-magmatisk utvikling av arkeiske og paleoproterozoiske vulkanske og sedimentære bergarter i Vest-Troms gneisregion og relaterte provinser i Nord-Norge». Dette prosjektet har som mål å øke kunnskapen om den geologiske oppbygningen, tektono-magmatisk- og metamorf utvikling, mineralisering, samt regionens tilknytning til det fennoskandiske skjoldområdet.

Det har blitt gjort flere regionale studier i Vest-Troms gneisregion, som i tillegg til å beskrive ulike geologiske enheter og elementer, også har tolket den geologiske utviklingen i regionen (Zwaan, 1995; Corfu et al., 2003; Armitage et al., 2005; Kullerud et al., 2006a; Kullerud et al., 2006b; Bergh et al., 2007; Bergh et al., 2010; Myhre et al., 2011; Bergh et al., 2012; Myhre et al., 2013; Bergh et al., 2014; Bergh et al., 2015). På den sydøstlige delen av Vanna er det gjort mange tidligere studier både av forskere (Pettersen, 1887; Binns et al., 1980; Opheim et al., 1989; Armitage et al., 2005; Bergh et al., 2007) og masterstudenter (Johansen, 1987; Knudsen, 2007; Pettersen, 2007; Johannessen, 2012; Monsen, 2014), men området ved Laukvika (Figur 1.1) som skal kartlegges er lite studert. I dette arbeidet er det blitt gjort beskrivelser og analyser

av berggrunnen i Laukvikområdet, som skal gi grunnlag for å tolke sammenhengen mellom geologiske enheter og strukturer, og diskutere hvordan dette området henger sammen med Vest-Troms gneisregion (Bergh et al., 2007) og eventuelt det Fennoskandiske skjold (Lahtinen et al., 2008). Vest-Troms gneisregion er lite påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen (Kullerud et al., 2006b), i motsetning til Vestre gneisregion som undergikk deformasjon og medium til høy grad av metamorfose (Austrheim et al., 2003). Dette gjør at Vest-Troms gneisregion egn seg godt til studier av prekambriske bergarter og tidlige (arkeiske og proterozoiske) tektoniske hendelser, og gir derfor muligheten for korrelasjon med andre arkeiske og pre-kaledonske hendelser jfr. (Bergh et al., 2012; Bergh et al., 2014; Bergh et al., 2015).

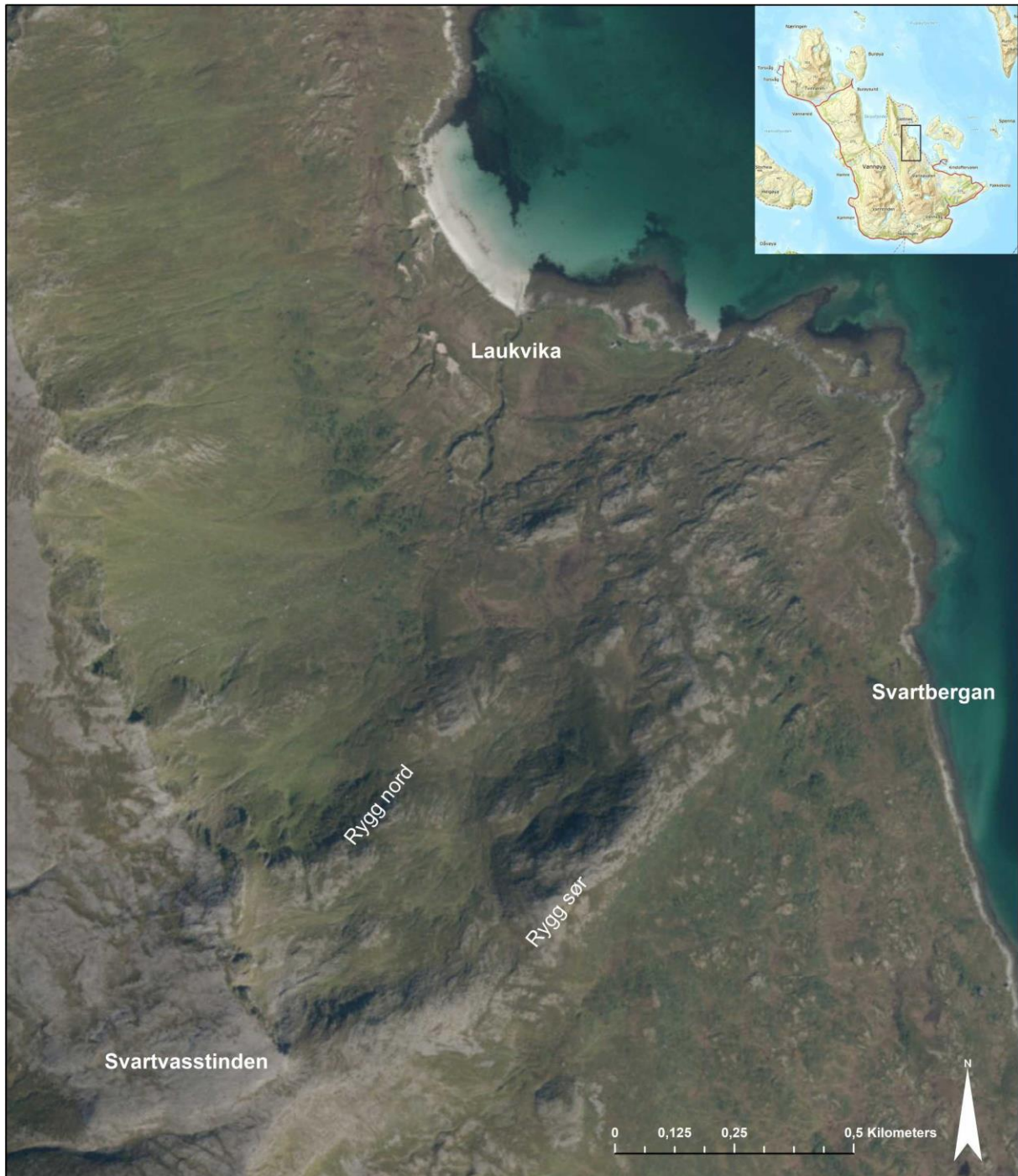
1.2 Problemstillinger og mål

Hovedmålet med oppgaven er å kartlegge studieområdets bergarter og strukturelle elementer, og tolke dannelsen og metamorfosegrad av bergarter, kontakter mellom bergartsenheter og deres interne deformasjonsstrukturer, samt kinematisk tolkning av duktile skjærsoner i studieområdet. Fokuset vil være å kartlegge, først de ulike bergartene og deres assosiasjoner, så beskrive deres mineralogi og metamorfoseforhold, og videre deformasjonsstrukturer (folder, forkastninger, kløv og linjestrukturer). For å kunne bestemme deformasjonsmønstre og strukturenes kinematikk, er det blitt samlet inn geometrisk data som kan fortelle noe om orientering og skjærretning.

Dette vil videre kunne gi grunnlag for sammenligning av strukturundersøkelser gjort lengre sør på øya (Bergh et al., 2007; Knudsen, 2007; Pettersen, 2007) og i resten av Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al., 2010). Ved bruk av funnene i studiet og tidligere publisert litteratur vil det bli foreslått en strukturgeologisk og tektonisk modell for det aktuelle området, før resultatene vil bli satt i en større geologisk kontekst.

1.3 Geografisk plassering

Studieområdet er lokalisert på øya Vanna i Karlsøy kommune, som utgjør en del av Vest-Troms gneisregion (se kap. 1.4.2) (Bergh et al., 2010). Området er på den nordøstlige delen av Vanna og strekker seg langs kysten fra sør for Svartbergan til nord for Laukvika (Figur 1.1), en strekning på rundt 2,5 km. Fra fjæra strekker området seg oppover mot toppen av Svarvasstinden som ligger på ca. 490 meter over havet (Figur 1.1). Man finner gode blotninger av berggrunnen langs hele fjæra, med unntak av et strandparti i selve Laukvika. Over fjæra, i lavlandet, er blotningsgraden meget variert. Blotningene her vises som spredte rygger som rager over det ellers ganske flate og vegeterte området. Fjellsidene er bratte og vegeterte av krattskog, men to rygger sør i området er det mulig å følge godt eksponert berggrunn i strøkretningen (Figur 1.1). Ellers er blotningsgraden variert i skråninger og raviner på grunn av mye løsblokker og løsmateriale.



Figur 1.1: Oversiktsbilde av studieområdet nord-øst ved Laukvika på Vanna. Ortofoto av studieområdet hentet fra: norgebilder.no.

1.4 Regional geologi

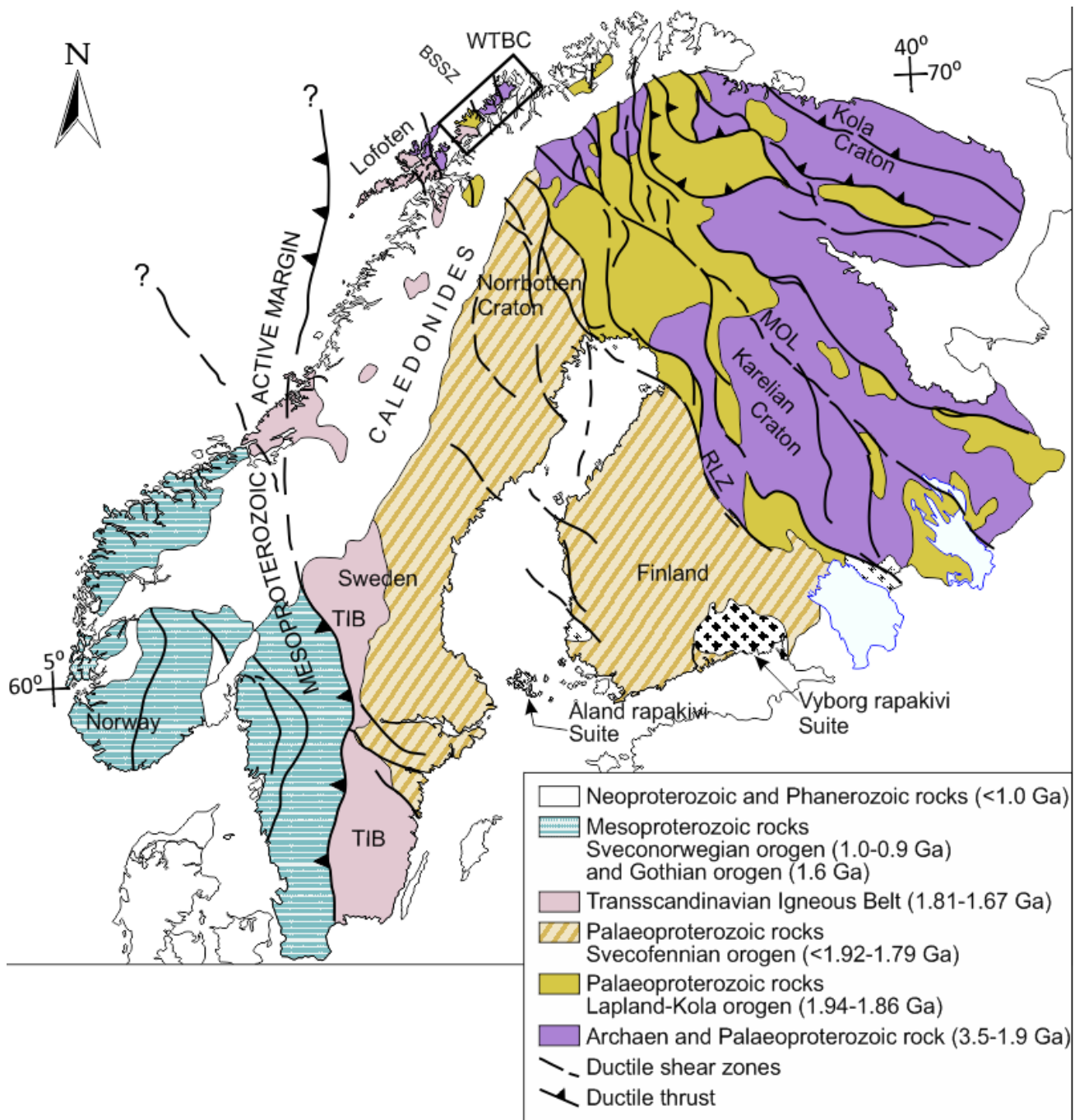
I dette kapitlet vil det bli gitt en beskrivelse av den regionale geologien, først en kort omtale av det Fennoskandiske skjoldet (Gaál et al., 1987; Lahtinen, 2012), deretter om Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al., 2010) og til slutt om de viktigste geologiske enhetene på Vanna, i studieområdet, samt litt om tidligere arbeider. Det vil også bli gitt en beskrivelse av tidligere tolkede tektoniske hendelser i Vest-Troms gneisregion, og hvordan disse har påvirket de geologiske enhetene både regionalt og lokalt (Bergh et al., 2010).

På Vanna finner man noen av Norges eldste prekambriske bergarter, som i denne delen av landet tilhører grunnfjellskomplekset Vest-Troms gneisregion (Bergh et al., 2010). Denne regionen er blant annet tolket av flere tidligere arbeider (Zwaan, 1995; Corfu et al., 2003; Bergh et al., 2010; Bergh et al., 2012; Bergh et al., 2015) til å være korrelert med en del av det Fennoskandiske skjoldområdet som dekker store deler av Skandinavia (Gaál et al., 1987) øst for den kaledonske fjellkjeden (Koistinen, 2001) (Figur 1.2).

1.4.1 Det Fennoskandiske skjold

Den nordvestlige regioner av det østeuropeiske kraton dekker Norge, Sverige, Finland, Kolahalvøya, og den russiske Karelen, og blir omtalt som Fennoskandia (Lahtinen et al., 2008). Store deler av Fennoskandia inngår i det Fennoskandiske skjold, som er den største blottede enheten av prekambrisk grunnfjell på det østeuropeiske kraton (Gorbatshev et al., 1993).

Skjoldet har en lang og kompleks geologisk og tektonisk utviklingshistorie, og er blitt formet gjennom gjentatte perioder av tektonisk aktivitet. De tektono-magmatiske hendelsene fra nord-øst til sør-vest, gjenspeiles som en trend i bergartenes alder fra arkeikum til neoproterozoikum, og er videre blitt delt inn i tre domener (Gaál et al., 1987). Det arkeiske domene består av arkeiske og overliggende paleoproterozoiske bergarter i nordøst. I det svekofenniske domene finnes paleoproterozoiske bergarter påvirket av den svekofenniske (1.92-1.79 Ga) og gotiske orogenesisen (1.6 Ga) (Lahtinen et al., 2008) sentralt i skjoldområdet, mens det sørvest-skandinaviske domene med tilhørende mesoproterozoiske bergarter finnes i den sør-vestlige delen av skjoldet (Figur 1.2) (Lahtinen et al., 2008). I tillegg finner man det Transskandinaviske intrusivbeltet sørvest for det svekofenniske domenet (ca. 1.8 Ga) (Gaál et al., 1987; Lahtinen et al., 2008).



Figur 1.2 : Kart over det Fennoskandiske skjoldområdet, merket med ulike provinser, domener og orogeneser. Kart av Koistinen et al. 2001 og Bergh et al. 2015.

Enheter i det arkeiske domenet antas å ha vært en del det neoarkeiske superkontinentet Kenorland (Williams et al., 1991). Under dannelsen av Kenorland fant den saamske (*Saamian*) orogenesen (3.1-2.9) sted, som har førte til en stor utbredelse av tonalittisk-, trondhjemitisk- og granodiorittiske gneiser, dvs. TTG-gneiser (Bergman et al., 2007). Denne var etterfulgt av den lopiske orogenesen (2.9-2.6 Ga), hvor to nye arkeiske litologier ble til, disse i form av en enhet med høygradsgneiser, og en med granitoide intrusjoner og opptrer som N-S til NNV-SSØ

rettede suprakrustale grønnsteinsbelter (Gaál et al., 1987). Det arkeiske domene er delt inn i flere provinser; Den Karelske provinsen, Kolaprovisen, den murmanske provinsen, Belomorianprovinsen og Norrbottenprovinsen (Holttta et al., 2008), og flere av disse provinsene viser likhetstrekk med hensyn til litologier (TTG-gneiser), aldersgrupper av bergarter, og tektoniske hendelser i Vest-Troms gneisregionen (se kap. 1.4.2.)

I den Karelske provinsen finnes TTG-gneiser av mesoarkeisk alder i østlige og vestlige del, hvor de aller eldste bergartene opptrer i den nordøstlige delen av Fennoskandia, som gneiser med trondhemittisk sammensetning, datert til 3.5 Ga (Holttta et al., 2008). Sentralt i provinsen finnes TTG-gneiser og grønnsteinsbelter (2.75-2.70 Ga) (Holttta et al., 2008; Lahtinen, 2012).

De nordligste provinsene, Kolaprovisen og den Murmanske provinsen, blir ofte omtalt sammen som Kolaprovisen (Holttta et al., 2008). Disse ble først slått sammen, før de kolliderte med den Karelske provinsen (2.72 Ga) (Lahtinen, 2012). Her opptrer en sammensetning av mesoarkeiske og neoarkeiske TTG-gneiser, grønnsteinsbelter, og mindre enheter av paleoproterozoiske bergarter (Holttta et al., 2008). Det er også tegn på dannelse av kontinental skorpe som et resultat av oseanisk subduksjon i de neoarkeiske tidsperiodene (Lahtinen et al., 2008).

Mellom den Karelske provinsen og Kolaprovisen, ligger Belomorianprovinsen som et orogent belte karakterisert ved flerfasedeformasjon og høytrykksmetamorfose, som trolig er resultater av kollisjon med den Karelske provinsen, og senere Kolaprovisen (Stepanova et al., 2010). Belomorianprovinsen består i hovedsak av mesoarkeiske og neoarkeiske TTG-gneiser, flere generasjoner av grønnstein (2.88-2.66 Ga) og paragneis (2.89-2.82 Ga), samt granitoider datert til 2.9-2.7 Ga (Holttta et al., 2008). Tilstedeværelsen av ofiolitt og eklogitt har gitt opphav til teorier om tidligere subduksjon i området (Holttta et al., 2008). Mafiske intrusiver (2.45-1.97 Ga) er eksponert i denne provinsen, samt de nevnte provinsene i nærheten (Stepanova et al., 2010).

Norrbottenprovinsen er i stor grad overdekket av kaledonske dekker i vest. I den blottede delen er det likevel funnet bergarter eldre enn 2.7 Ga tilhørende et arkeisk kompleks, sammen med dominerende paleoproterozoiske bergarter. (Bergman, 2018).

Paleoproterozoiske rifting startet 2.5 Ga, og førte videre til oppsplitting av Kenorland (2.1 Ga). Riftingen startet i nordøstlige del av Fennoskandia, og beveget seg mot sørvest (Lubnina et al., 2011). Hendelsen kan ha vært relatert til dannelsen av en stor manteldiapir (>1000 km

diameter). Riftingen og oppsplittingen førte til åpning av nye havområder (Svekofenniske havet og Kolahavet), subduksjon, og dannelse av oseanisk- og kontinental skorpe (Daly et al., 2006).

Etter rifting og oppsplitting fulgte flere orogene hendelser. Først ved Lappland-Kola orogenesisen (1.94-1.86 Ga) (Lahtinen et al., 2008). Denne besto i hovedsak av kollisjon mellom den karelske provinsen og Kolaprovisen, og førte til begrenset generering av ny skorpedannelse (Daly et al., 2006).

Majoriteten av den paleoproterozoiske skorpen består av rift-relaterte bergarter som ble dannet før, og/eller er påvirket av den Svekofenniske orogenesisen, og de finnes sentralt på skjoldet i det Svekofenniske domenet. Den Svekofenniske orogenesisen (1.93-1.79 Ga) er en sammensatt orogenese, bestående av flere overlappende orogene hendelser; Lappland-Savo, fenniske, svecobaltiske og Nordiske orogenese (Lahtinen et al., 2008).

Lappland-Savo orogenesisen i likhet med Lappland-Kola orogenesisen, forårsaket kollisjoner mellom suprakrustale bergarter i Kolahavet og flere arkeiske skorpeenheter, i dette tilfelle mellom Norbottenprovinsen og den karelske provinsen, fra ca. 1.92 Ga. Videre førte kollisjonene til omfattende magmatisme, akkresjon, og lokal subduksjon. Fra 1.88 Ga overlappet Lappland-Savo og den fenniske orogenesisen hvor nord-rettet subduksjon dannet, øybuer og bakbuer (*backarc*) basseng med vulkanisme og sedimentasjon, og senere akkresjon med tilvekst av et mikrokontinent i sør. Den svecobaltiske orogenesisen (1.83-1.80 Ga) startet med skrå kollisjon med Sarmatia, det sørlige segmentet av det østeuropeiske kraton. Siste fase av den Svekofenniske orogenesisen var den Nordiske orogenesisen (1.82-1.80 Ga), som i besto av en kollisjon med Amazonia samt dannelsen av den eldste delen av det Transskandinaviske intrusivbeltet (Bergman et al., 2007; Lahtinen et al., 2008)

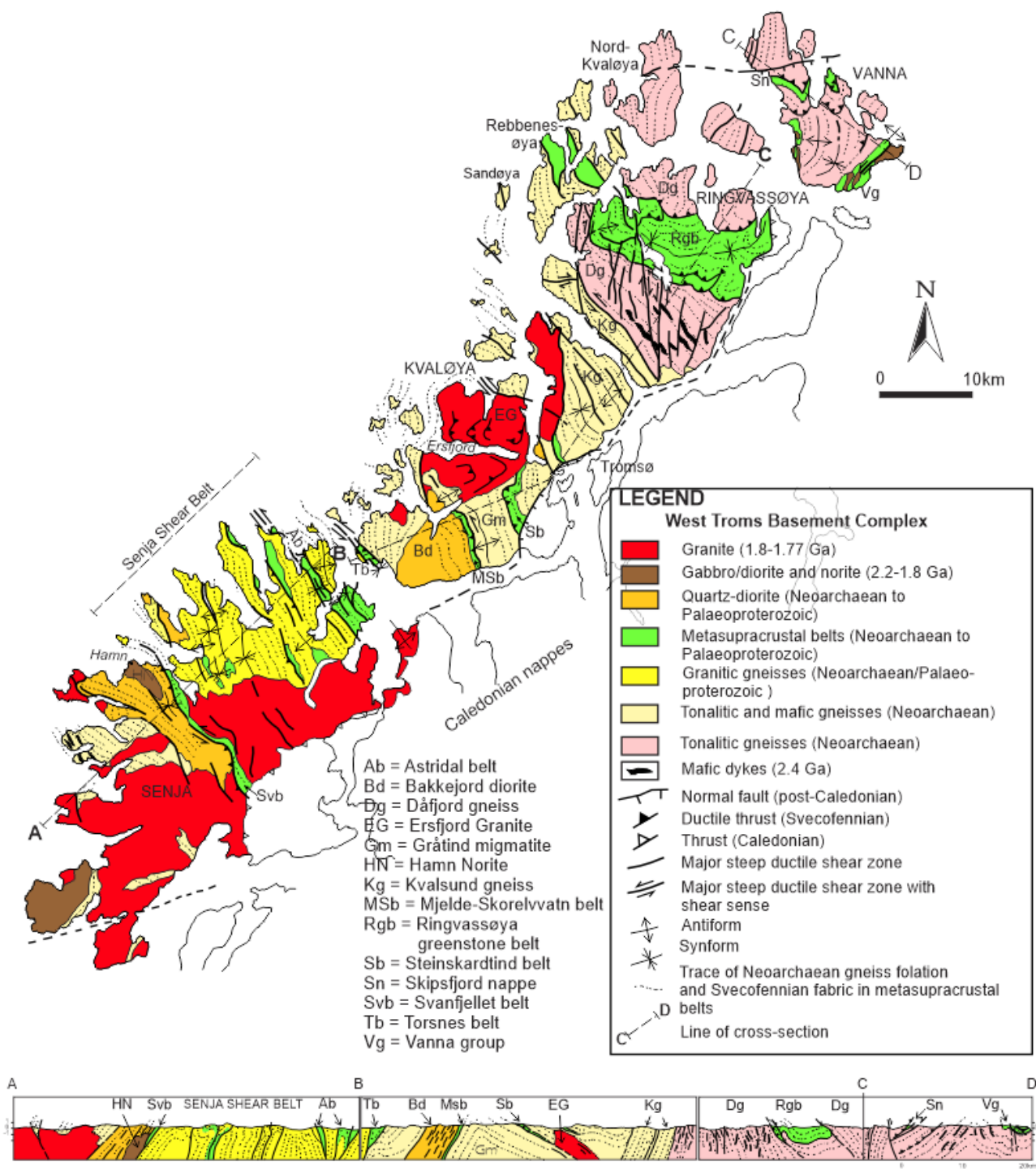
Det Transskandinaviske intrusivbeltet har hovedutbredelse i Sør-Sverige, men er antatt å strekke seg helt til Lofoten og om mulig også Vest-Troms gneisregion i nord (Högdahl et al., 2004) (Figur 1.2). Store deler av beltet er overdekt av kaledonske bergarter, men fins i tektoniske vinduer (Figur 1.2). Beltet har en alder på 1.85 til 1.65 Ga, og består av en rekke alkalirike granittiske batolitter med mafiske intrusjoner (Högdahl et al., 2004). Dannelsen av plutonske bergarter i dette beltet antas å være relatert til subduksjon og gotiske orogenesisen (1.62-1.52 Ga) i sørvestlige del av skjoldområdet, som avsluttet utviklingen av den paleoproterozoiske skorpen på det Fennoskandiske skjoldet (Bergman et al., 2007). Gotisk

intrusjons- og deformasjonsealder er også nylig påvist i Vest-Troms gneisregion (Bergh et al., 2015) (Se kap. 1.4.2.).

1.4.2 Vest-Troms gneisregionen

Flere teorier og tolkninger av Vest-Troms gneisregionens opprinnelse er gjennom tidene blitt utarbeidet. Grunnet minimale påvirkning av den kaledonske fjellkjededannelse, er en teori at regionen kan være et eksotisk terreng som kan stamme fra Laurentia (Bergh et al., 2012). I dag er det antatt at Vest-Troms gneisregionen er en forlengelse av Fennoskandia, da likheter i de arkeiske bergarter og trendene i de suprakrustale beltene er parallelle med de på Fennoskandia. Det er fortsatt vanskelig å finne konkludere med en teori, da Laurentia og Fennoskandia kan ha vært tilkoblet hverandre, og del av et stort neoarkeisk superkontinent (Zwaan, 1995; Bergh et al., 2014).

Vest-Troms gneisregion er et neoarkeisk til paleoproterozoiske gneiskompleks som strekker seg langs kysten av Troms fra øyene ved Senja i sør til Vanna i nord, og grenser i sør-vest til magmatiske og høygrads metamorfe bergarter i Vesterålen og Lofoten (Figur 1.3) (Griffin et al., 1978; Zwaan, 1995; Corfu, 2004; Corfu, 2007; Bergh et al., 2010). Regionen er en mesozoisk horst avgrenset av kaledonske skyvedekker i øst, nedforkastet langs steile mesozoiske normalforkastninger. Henholdsvis Vestfjorden-Vanna forkastningskomplekset i øst og Troms-Finnmark forkastningskomplekset i vest (Olesen et al., 1997; Indrevaer et al., 2013). Disse normalforkastningene er tolket til å være et resultat av det innledende stadiet til åpningen av Norske Grønlandshavet (Indrevaer et al., 2014).



Figur 1.3: Litologisk og strukturgeologisk tolket kart og profil av de arkeiske og palaeoproterozoiske bergartene og deres beliggenhet i Vest-Troms gneisregion, med Etter Kullerud et al. (2006), Bergh et al. (2007, 2010).

I grove trekk består berggrunnen i Vest-Troms gneisregion av meso-/neoarkeiske til paleoproterozoiske bergarter i form av TTG-gneiser, mafiske gangsvermer, vulkanske og sedimentære metasuprakrustale belter og felsiske og mafiske plutonske bergarter (Bergh et al.,

2010). Disse er blitt dannet og omarbeidet gjennom flere perioder med tektono-magmatisk aktivitet, og viser variasjoner i alder, sammensetning, deformasjons- og metamorfosegrad.

De eldste bergartene i regionen er meso-/neoarkeiske TTG-gneiser. I nordøst finnes Dåfjordgneisen som har blitt datert til 2.92 Ga med radiometrisk U-Pb zirkondatering, og den eldste daterte alderen i Vest-Troms gneisregion (Zwaan, 1989; Bergh et al., 2010; Laurent et al., 2019). De tonalittiske gneisene opptrer på Vanna og nord-øst på Ringvassøya, og viser her lav metamorfosegrad (Bergh et al., 2010; Myhre et al., 2013). Sørvest på Ringvassøya finnes båndet migmatittiske gneiser tilhørende Kvalsundgneisen, av neoarkeisk alder (Zwaan, 1989). TTG-gneiser lengre sør, på Kvaløya og Senja er aldersmessig de samme, men har en mer granittisk sammensetning, og høyere metamorfosegrad, øvre amfibolittfacies til lokalt granulittfacies (Zwaan, 1995). Gneisene på Ringvassøya er adskilt av en NV-SØ strykende migmatittisk skjærsone (Kvalsundskjærsonen) som er tolket til å være resultat av en neoarkeisk orogen fase med deformasjon og metamorfose (2.73-2.58 Ga) (Bergh et al., 2014). I tillegg til å være en 2-3 km bred duktil, mylonittisk skjærsone gjenspeiles denne deformasjonen av en N-S til NNV-SSØ strykende foliasjon i gneisene og lokalt, omfattende migmatisering (Bergh et al., 2010; Bergh et al., 2014).

I løpet av den neoarkeiske perioden resulterte tilstedeværelse av vulkanisme og sedimentasjon dannelsen av Ringvassøy grønnsteinsbeltet (2.85-2.83 Ga) (Kullerud et al., 2006a; Bergh et al., 2010), som er det eldste av de suprakrustale beltene i regionen. Lengre sør på Kvaløya førte plutonisme til dannelsen av Bakkejorddioritten (2.72 Ga) (Kullerud et al., 2006a).

I paleoproterozoisk tid (ca. 2.5-1.9) var det flere episoder med skorpestrekning, som førte til innsynkning, vulkanisme, sedimentasjon, og intrusjoner av flere generasjoner mafiske ganger. De viktigste paleoproterozoiske vulkanske-og sedimentære bergartene opptrer som smale NV-SØ strykende belter (grønnsteinsbelter), og er antatt å være avsatt i riftbasseng (Bergh et al., 2010). De paleoproterozoiske suprakrustale avsetninger representeres av, Svanfjelletbeltet (Zwaan, 1995), Astridalbeltet (Bergh et al., 2010), Torsnesbeltet 1970 ±14 Ma (Myhre et al., 2011), Mejelde-Skorelvatnbeltet 1.98 Ga (Kullerud et al., 2006a; Myhre et al., 2011) og Vannagrappa (Binns et al., 1980) (Figur 1.3).

Ringvassøy mafiske gangsverm, er datert til 2.2 Ga (Kullerud et al., 2006b). Disse gangene både kutter og følger foliasjonen til Dåfjordgneisen, i tillegg til det overliggende Ringvassøygrønnsteinsbeltet på Ringvassøya (Kullerud et al., 2006b). I tillegg er en diorittisk

sill i Vannagrappa på Vanna, datert til 2.2 Ga (Bergh et al., 2007). I Bakkejorddioritten er kuttende mafiske intrusjoner datert til 2.7 Ga (Kullerud et al., 2006a).

Omfattende magmatisme i Vest-Troms (1.9-1.7 Ga) resulterte i intrusjon av granittplutoner på Senja og Hamn-gabbroen (1803 Ma) (Kullerud et al., 2006a), samt Ersfjordgranitten på Kvaløya (1792 ± 5 Ma) (Andresen, 1980; Corfu et al., 2003).

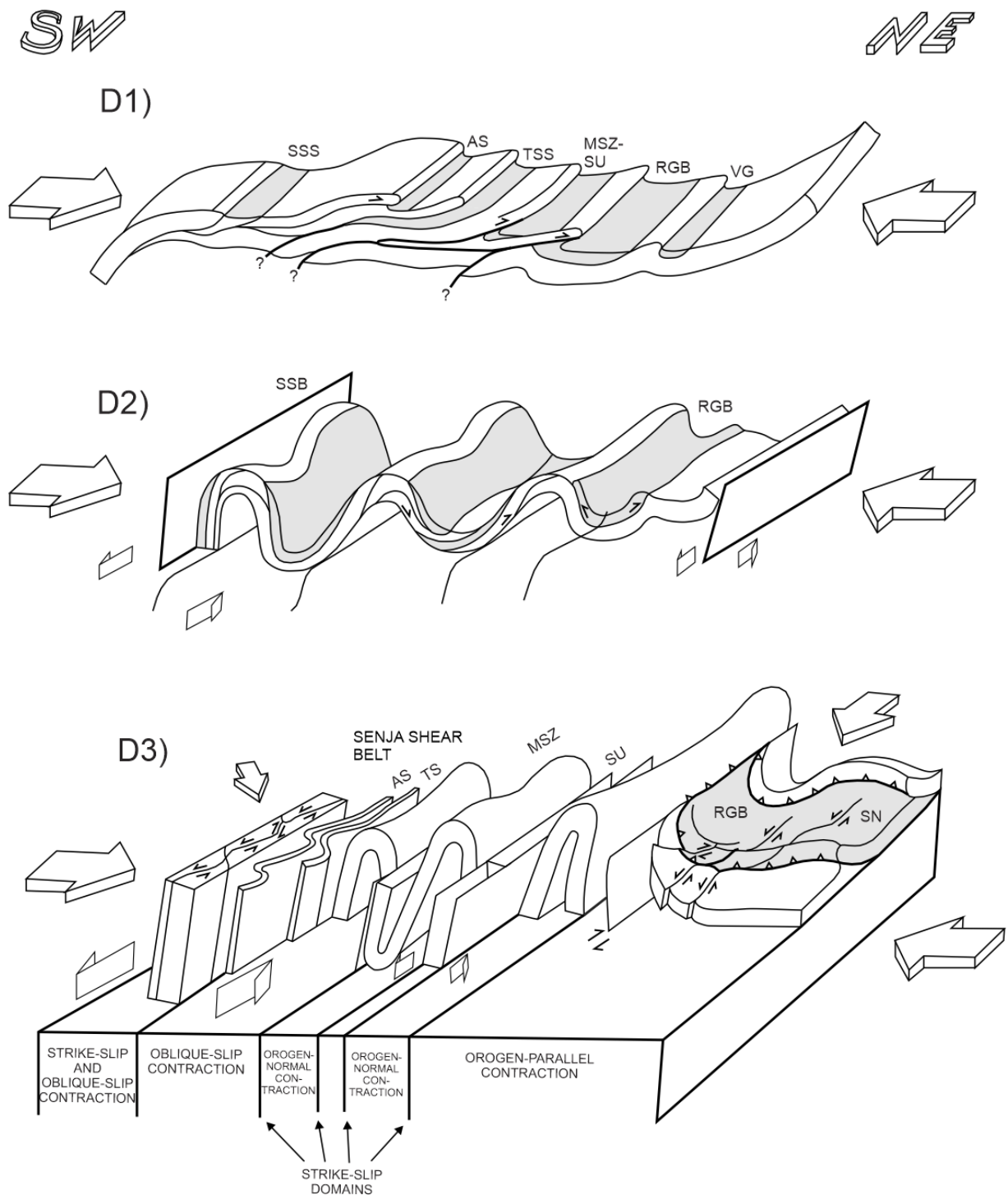
De NV-SØ strykende duktile skjærsonene både i Kvalsundskjærsonen og Senja skjærbelte er blitt tolket til å kunne være kollisjonssoner (suturer) mellom de tidligere arkeiske skorpeenhetene i regionen (Bergh et al., 2010; Bergh et al., 2014), og deformasjonen i skjærsonene og de paleoproterozoiske suprakrustale enhetene er av svekofennisk til gotisk alder (1.8-1.6 Ga) (Bergh et al., 2010; Bergh et al., 2015).

Den svekofenniske orogenesisen som påvirket Vest-Troms gneisregion var resultat av skorpekompresjon og viser en trend i metamorfosegrad, fra høy (granulitt- og amfibolittfacies) i sørvest til lav (grønnskiferfacies) i nordøst, og er blitt sammenlignet med overgangen fra et midt-skorpeprofil i hinterland til et forland i øvre skorpenivå (Bergh et al., 2010).

Den svekofenniske deformasjonen i Vest-Troms gneisregion var flerfasert, og blir delt inn i tre hendelser (D1-D3) (Figur 1.4). Den første fasen (D1-D2) besto av innledende SV-NØ kompresjon som førte til lavvinklede NØ-hellende skjærsoner og foliasjon i de suprakrustale beltene. Under de neste fasene (D2-D3) var det fortsatt SV-NØ kompresjonen (D2), men denne resulterte i opprett makrofoldning av foliasjonen og de lavvinklede skyvesonene i de suprakrustale beltene. I den siste fasen (D3) er det foreslått transpresjon, noe man kan se i NV-SØ strykende skjærsoner, blant annet på Kvaløya og Senja. Disse viser kompresjon, vertikal folding og dannelse av duktile og semiduktile sideforkastninger, i hovedsak med sinistral bevegelse (Armitage et al., 2005; Bergh et al., 2010).

I nordøstlige deler av Vest-Troms gneisregion ser man endring i strøk og fall, som skiller seg fra resten av regionen. Her bøyes for eksempel Ringvassøya grønnsteinsbeltet av, og endrer strøkretning fra NV-SØ til NØ-SV (Figur 1.3), samt at det kuttes av lavvinklede NV-hellende skyveforkastninger (Zwaan, 1989; Bergh et al., 2010). Trenden på disse forkastningene sees også på Vanna (Bergh et al., 2007) hvor skyveforkastningen under Skipsfjorddekket har samme orientering (se kap. 1.4.3).

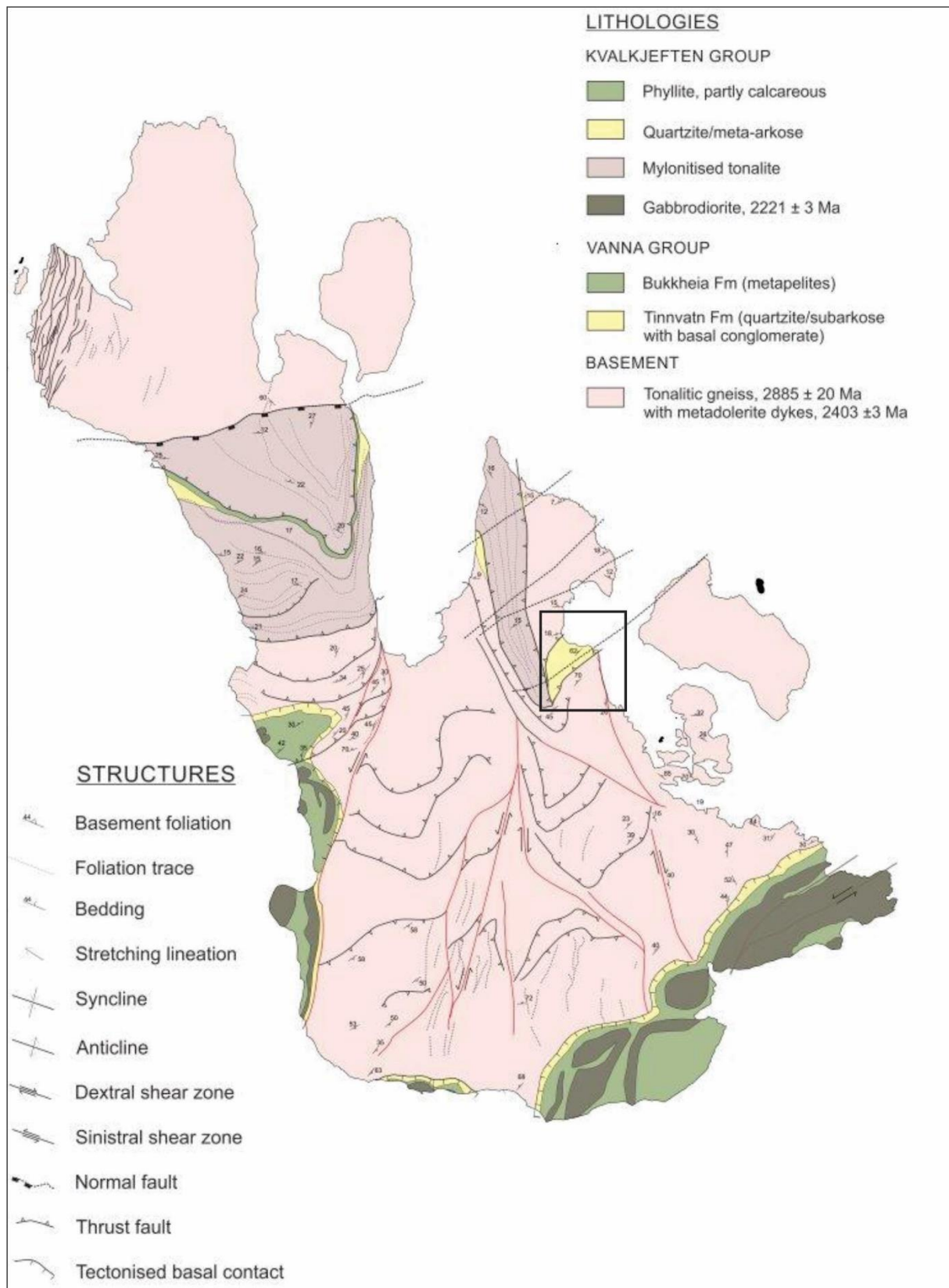
Disse strukturene viser til kompresjon fra NV og SØ, og antas å være en D3 fase med kombinert NØ-SV rettet og orogen-parallell skorpeforkorting (Bergh et al., 2010; Bergh et al., 2015).



Figur 1.4: Skjematisk tolkning av strukturer og strukturutvikling tilknyttet den svekofenniske deformasjonen i Vest-Troms gneissregion, ved tre ulike tektoniske faser (D1-D3). Etter Bergh et al. (2010)

1.4.3 Vannas geologi og tidligere arbeider

Kartlegging, beskrivelser og tolkninger av geologien på Vanna er tidligere blitt gjort av (Binns et al., 1980; Opheim et al., 1989; Bergh et al., 2007), samt flere studenter (Johansen, 1987; Knudsen, 2007; Pettersen, 2007; Johannessen, 2012; Monsen, 2014). I hovedsak består Vanna av neoarkeiske tonalittiske gneiser, flere generasjoner intrusjoner, en metasedimentær enhet i sør, Vannagruppen (Binns et al., 1980), og det alloktone Skipsfjorddekket i nord avgrenset av flere regionale skyveforkastninger (Opheim et al., 1989) (Figur 1.5).



Figur 1.5: Tolket Berggrunnskart over Vanna. Viser strukturelle elementer og de ulike litologien på øya. Etter Opheim & Andresen 1989, Bergh et. al 2007 og Paulsen 2019. Studieområdet er innfelt på kartet.

Pioneren Karl Pettersen kartla på slutten av 1800-tallet Vannøya som en enhet dominert av prekambrisk gneis (Pettersen, 1887). Gneisunderlaget har en tonalittisk sammensetning, og tilhører Dåfjordgneisen som også finnes på Ringvassøya. Gneisene på Vanna er blitt datert til 2.8 Ga (Bergh et al., 2007; Laurent et al., 2019). Dåfjordgneisen er intrudert av en mafisk gangsverm datert til 2.4 Ga (Kullerud et al., 2006a). De tonalittiske gneisene er karakterisert med neoarkeisk N-S til NNV-SSØ strykende foliasjon, som faller slakt til steilt mot VSV og ØNØ og med fallrettede til skrå strekningslineasjoner (Bergh et al., 2010).

Sørøst på Vanna ligger Vannagrappa, en lavmetamorf metasedimentær sekvens, med avsetningskontakt på gneisunderlaget. Vannagrappa er delt inn i to formasjoner, Tinnvatnformasjonen og den overliggende Bukkheiaformasjonen. Tinnvatnformasjonen ligger med avsetningskontakt på de underliggende tonalittgneisene, og består av deltske feltspatrike sandsteiner og siltsteiner. Bukkheiaformasjonen ligger konformt over, og viser en overgang til et mer grunnmarint miljø. Her dominerer kvartsholdige slamsteiner og kalkrike sand-, silt- og leirsteiner i veksling (Binns et al., 1980; Johansen, 1987; Bergh et al., 2007). Kildematerialet er tolket til å stamme fra de underliggende gneisene (Bergh et al., 2007).

Vannagrappa har tidligere blitt korrelert med både den kambro-siluriske Dividalsgruppen av Pettersen (1887) og med kaledonske bergarter i området rundt Balsfjord (Lyngsfjelldekket) av Landmark (1974). Nyere studier har avvist korrelasjonene grunnet store ulikheter i strukturer, metamorfosegrad, samt tilstedeværelse av diorittintrusjoner (Binns et al., 1980; Johansen, 1987).

Innad i Bukkheiaformasjonen ligger en diorittisk sill, denne er blitt datert til 2.2 Ga (Bergh et al., 2007). Basert på dateringene gjort i den mafiske gangsvermen (2.4 Ga) i gneisene, som ikke kutter de sedimentære bergartene i Vannagruppen, og den diorittiske sillen (2.2 Ga), er Vannagruppen vurdert til å ha en avsetningsalder mellom 2.4 og 2.2 (Bergh et al., 2007).

Vannagrappa, sammen med diorittiske sillen og gneisunderlaget er foldet av SØ-vergerende, asymmetriske folder (Bergh et al., 2007; Paulsen, 2019). Flere steder opptrer NV-hellende skjærsoner og flere generasjoner av kløv med innhold av karbonat og kvarts (Bergh et al., 2007). Tidligere var disse strukturene, både i Vannagrappa og gneisunderlaget tolket til å være resultat av kaledonsk deformasjon (Johansen, 1987; Opheim et al., 1989). Senere er deformasjonen omtolket til å være av Svekofennisk alder (Bergh et al., 2007; Bergh et al., 2010), men dette er så langt ikke dokumentert ved radiometriske dateringer.

I nordlige del av øya ligger det alloktone Skipsfjorddekket, avgrenset i nord av en stor normalforkastning, Vannareid-Burøysund forkastningen (Figur 1.5) (Opheim et al., 1989). Forkastningen er datert til sen-karbon/tidlig perm alder ved K-Ar metoden (Davids et al., 2013), og er således en del av den nord-atlantiske riftmarginen (Faleide et al., 2008; Indrevaer et al., 2013; Indrevaer et al., 2014). Skipsfjorddekket er nedforkastet mot sør minst 2-3 km (Opheim et al., 1989), noe som gjør at det grenser direkte til det tonalittiske gneisunderlaget i nordlige del av øya. Sørøver ligger Skipsfjorddekket med en tektonisk kontakt i form av skyveforkastninger på gneisunderlaget (Bergh et al., 2007). Skipsfjorddekket er delt inne i tre litologiske sekvenser; en øvre og en nedre del av mylonittiske gneiser, adskilt av den metasedimentære Kvalkjeftengruppen, som videre er delt inn i to formasjoner, henholdsvis Geitdalenformasjonen dominert av metapsammitt som viser en svak lagning, og den overliggende Brattfjellformasjonen dominert av metasiltsteiner (Opheim et al., 1989). Skipsfjorddekkets bergarter har en dominerende mylonittisk foliasjon som faller slakt mot NV, og er senere foldet av småskala kinkfolder (Opheim et al., 1989). Metamorfosegraden i bergartene varierer fra øvre grønnskiferfacies til nedre amfibolittfacies (Rice, 1990). Tidligere har Skipsfjorddekket blitt tolket som et kaledonsk skyvedekke korrelert med Kalakdekket (Opheim et al., 1989), men er senere blitt omtolket til å stamme fra gneisunderlaget (Rice, 1990).

1.4.4 Kaledonidene i Skandinavia og post-kaledonsk rifting

Under tidlig Ordovicium startet subduksjon langs marginene til Iapetushavet, som var den innledende fasen på den kaledonske orogenesen (Gee et al., 2008). Subduksjonene resulterte i lukking av havområdet, og videre til kollisjon mellom den Baltiske og den Laurentiske kontinentalplaten, hvor den Baltiske platen subduserte under den Laurentiske. Denne kollisjonen og dannelsen av den kaledonske orogenesen fant sted mellom midtre silur og tidlig Devon. (Gee et al., 2008).

I Skandinavia er den kaledonske orogenesen eksponert i både Norge, Sverige og Finland. Norge domineres av kaledonske bergarter, som er delt inn i en dekkserie av fire alloktoner; den nedre allokton, den midtre allokton, den øvre allokton og den øverste allokton (Roberts et al., 1985) og domineres strukturelt av Ø-vergerende skyvedekker (Gee et al., 2008). Nedre og midtre allokton består i hovedsak av bergarter tilknyttet kontinentalmarginen til Baltika (Roberts, 2003). Den øvre alloktonen består av bergarter tilknyttet Iapetushavet, dominert av sedimentære

bergarter, vulkanske bergarter og ofiolitt- og øybuesekvenser (Gee et al., 2008). I øverste alloktion finnes bergarter fra eksotiske terreng, trolig tilhørende Laurentia (Roberts, 2003).

Kaledonidene i Troms består av det underliggende Kalak dekkekomplekset, med overliggende Vaddakdekket, Kåfjorddekket og Normannvikdekket, som alle tilhører den øvre alloktion. Strukturelt over disse finner man Lyngsfjelldekket, Nakkedaldekket og Tromsødekket tilhørende den øverste alloktion (Augland et al., 2013). Det tidligere Skipsfjordkorrelerte, Kalakdekket består av granodiorittisk øyegneis med bruddstykker av meta-arkose, mens Lyngsdekket, som tidligere var korrelert med Vannagrappa, består blant annet av ulike typer glimmerskifre, kvartsitter og konglomerat (Zwaan, 1998).

Etter den kaledonske orogesen fulgte en kollaps av fjellkjeden i Devon, som var den først av flere perioder med ekstensjon og rifting frem mot åpningen av Norske-Grønlandshavet (Indrevaer et al., 2014). Fasene med rifting har resultert i flere store forkastingssoner, som den NØ-SV orienterte Vestfjorden-Vanna forkastingssone (omtalt i kap. 1.4.2), og mindre forkastingssoner som Vannareid-Burøysundforkastningen (omtalt i kap. 1.4.3).

1.5 Metoder

Flere arbeidsmetoder er blitt benyttet for å tilegne seg data og skape grunnlag for denne oppgaven. Disse er blitt gjort ved feltarbeid, ulike programvarer og bearbeidelse av data og prøver. Feltperioden strekte seg over en periode på to uker høsten 2018, hvor det ble gjort kartlegginger av områder og tatt strukturelle målinger og bergartsprøver sammen med Ida Ulvik Rønningen. I samme periode ble det gjort feltstudier på sørvestlige del av Vanna av Sofie Kolsum. Orienteringsmålinger av planstrukturer, lineasjoner og folder ble gjort ved hjelp av Silva kompass med klinometer og libelle, under målingene ble det brukt høyrehåndsregel. Ved kartlegging av området ble det benyttet Garmin GPS, samt kart fra norgebilder.no. Prøvene ble hentet inn ved hjelp av geologisk hammer, det ble også benyttet saltsyre (5%) for å teste innhold av karbonat/kalsitt i bergartene som ble studert. For utenom dette ble det skrevet notater. Studier av området ble også gjort ved digitale kart og ortofoto fra norgebilder.no og norgei3d.no for å studere mulige makrostrukturer og lineamenter i og rundt studieområdet.

Data og målinger som ble samlet inn er videre blitt bearbeidet og sammenstilt. Lineasjonsmålinger er blitt konvertert med et konverteringsdokument utviklet av John-Are Hansen i 2012. Videre er disse målingene blitt plottet i programvaren **Orient 3.7.1** for å kunne

presentere det som stereografisk projeksjon. Målingene her er blitt plottet i Schmidt stereonet hvor nedre halvkule ble brukt, og 0 representerer nord.

Målingene og GPS-punkter er blitt brukt i **ArcMap 10.5** for å framstille strukturgeologiske kart av studieområdet. Videre er **CoreDRAW 2017** brukt til å lage geologiske profiler av området, og fremstille figurer

Ut fra bergartsprøvene som ble samlet inn, ble det produsert 22 tynnslip. Disse ble brukt supplement i tillegg til selve prøvene og feltobservasjonene, til å beskrive og analysere mineralsammensetning, metamorfosegrad, mikrostrukturer som kan brukes til skjærindikatorer. Denne tynnslipstudien ble utført med mikroskop (Leica DMLP), hvor det også ble tatt bilder til å bruke i oppgaven ved hjelp av kamera (Leica DFC450).

2 Resultater

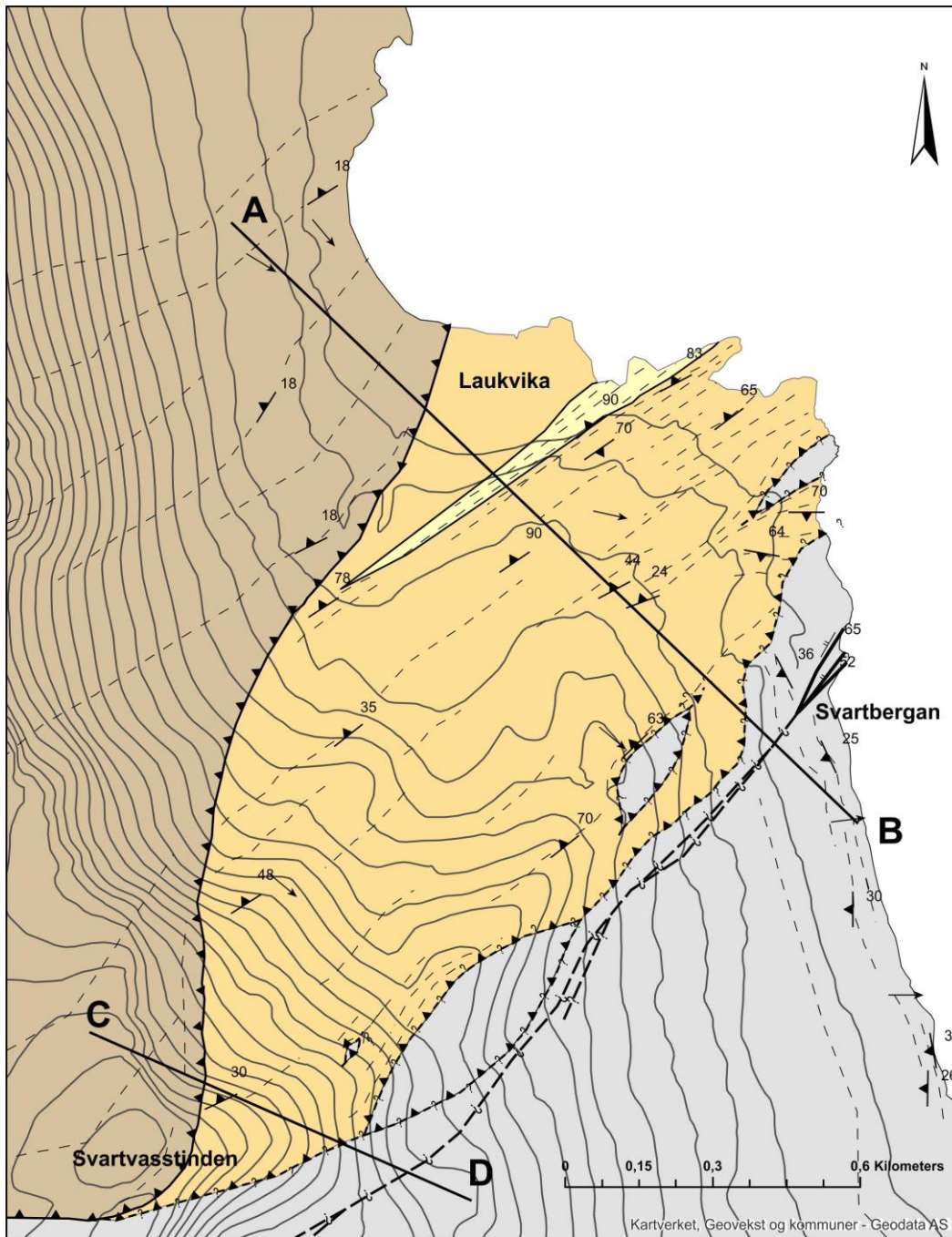
I dette kapittelet gis det en oversikt og beskrivelse av studieområdet og dets geologiske enheter (Figur 2.1, Figur 2.2). Videre vil enhetenes interne oppbygning og petrografi bli beskrevet, etterfulgt av beskrivelser av strukturelle elementer innad og tilknyttet enhetene. Det vil bli fokusert på strukturenes geometri, orientering og kinematikk, som baserer seg på feltobservasjoner, innsamlede og bearbejdede data, bergartsprøver og strukturelle orienteringsdata. Noen av resultatene vil også bli deltolket, og videre analysert og diskutert i det påfølgende kapitlet (kap. 3).

2.1 Oversikt og feltopptreden

Basert på tidligere kartlegging og feltarbeidet som er blitt utført i denne studien har studieområdet blitt delt inn i tre hovedenheter, benevnt gneisunderlaget, den kvartsfeltspatiske gneisenheten, og Skipsfjorddekket (Figur 2.1, Figur 2.2). Bakgrunnen for denne inndelingen er at disse enhetene er geografisk og petrografisk adskilte, med tektoniske grenser mellom. Hver av enhetene består av ulike metamorfe bergarter, og indre strukturer med ulik orientering og geometri.

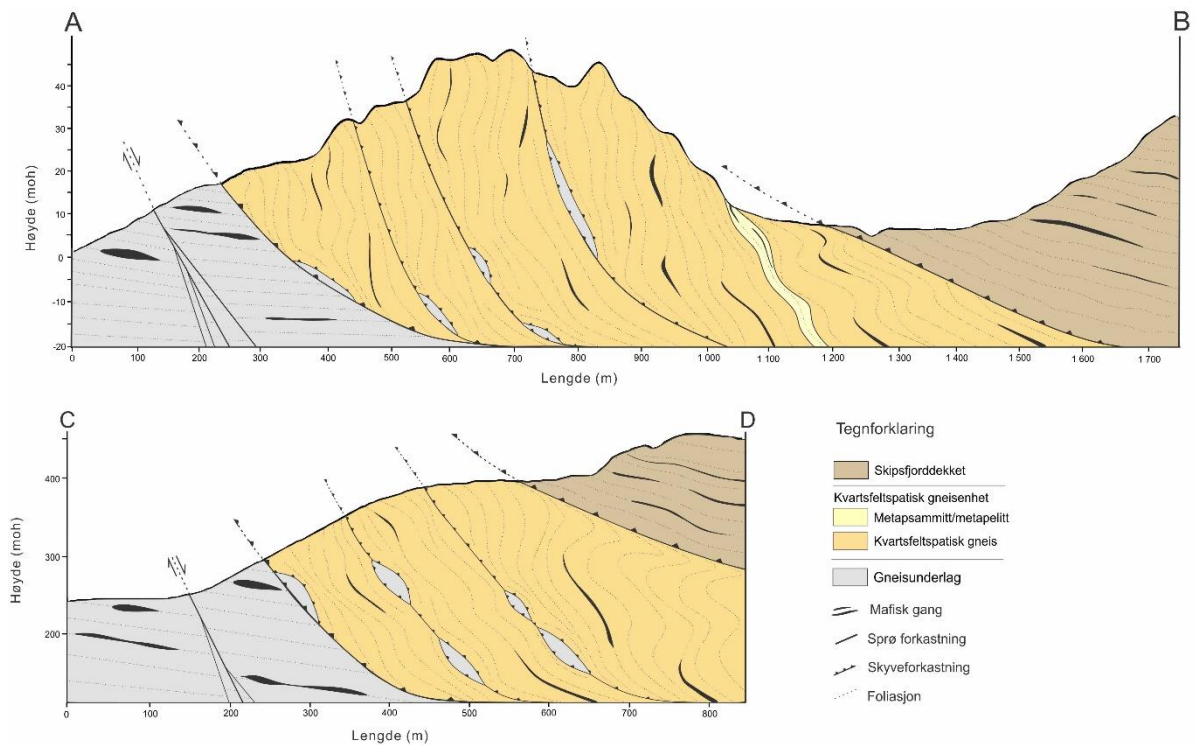
Den strukturelt underste enheten består av tonalitt og tonalittiske gneiser og utgjør et gneisunderlag lengst sør i området (Figur 2.1, Figur 2.2). Gneisunderlaget grenser til den midtre enheten i området, som domineres av kvartsfeltspatiske gneiser og antatt metapsammistiske/

metapelittiske bergarter. Strukturelt øverst, og over den kvartsfeltspatiske gneisenheten ligger Skipsfjorddekket, som i felt er studert nær toppen av Svartvasstinden og i den nordligste delen av strandsonen (Figur 2.1, Figur 2.2). Denne inndelingen vil bli brukt gjennom oppgaven, og resultatene vil bli beskrevet med hensyn til denne inndelingen.



Tegnforklaring					
Litologier					
	Skipsfjorddekket				
	Kvartsfeltspatisk gneisenhet				
	Metapsammitt/metapelitt				
	Kvartsfeltspatisk gneis				
	Gneisunderlag				
Strukturer					
	Foliasjon		Skyvforkastning (tolket)		Strekningslineasjon
	Litologisk grense		Sprø forkastning (tolket)		Bruddplan
	Skyvforkastning		Foliasjon		
	Sprø forkastning				

Figur 2.1: Geologisk og strukturgeologisk kart av studieområdet som viser de inndelte petrografiske og strukturelle hovedenheter; gneisunderlaget, den midtre kvartsfeltspatisk gneisenheten, og Skipsfjorddekket.



Figur 2.2: Tolkede profiler i studieområdet. b) Tolket geologisk profil A-B (se geologisk kart) gjennom de tre hovedenhetene i lavlandet nærme strandsonen. c) Tolket geologisk profil C-D (se geologisk kart) gjennom de tre hovedenhetene mot toppen av Svartvasstinden.

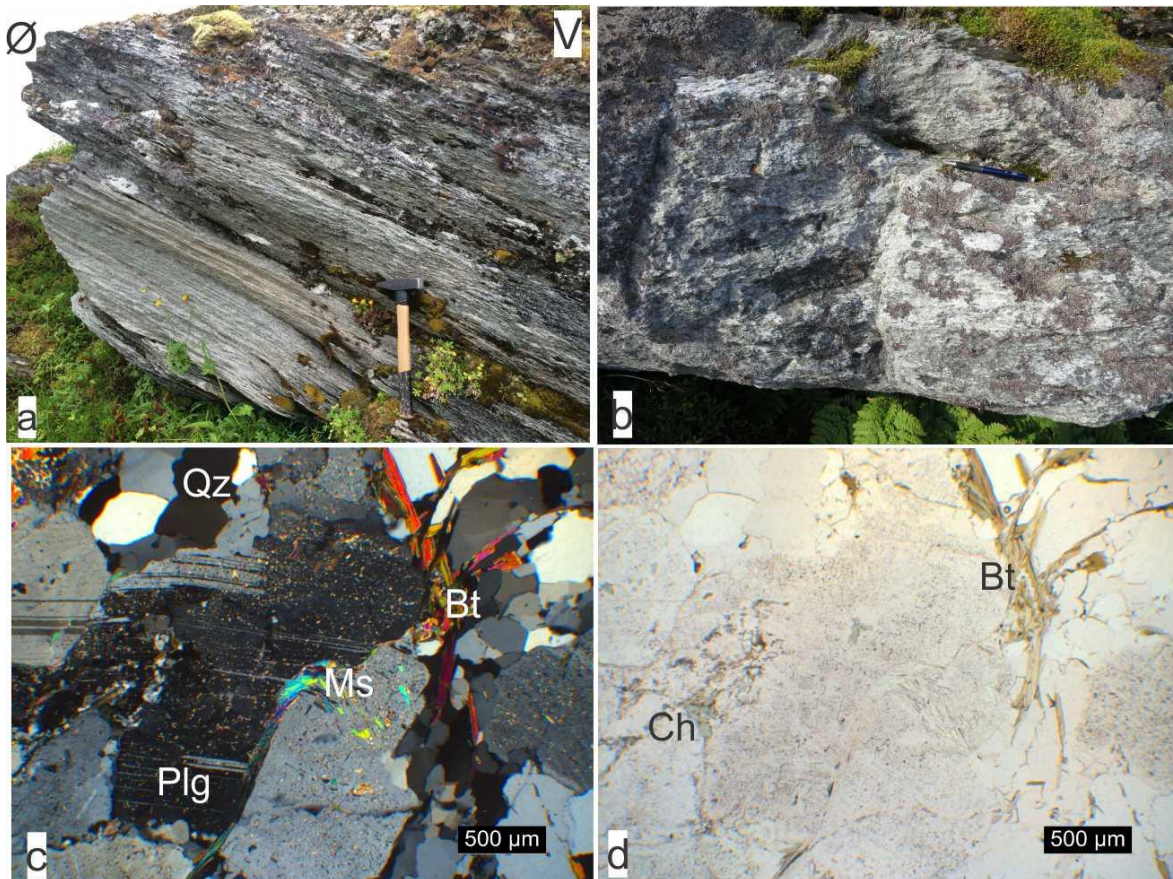
2.2 Petrografiske beskrivelser

Innad i hver enhet opptrer forskjellige litologier med ulike teksturer og mineralsammensetninger. Feltobservasjoner, bergartsprøver, tynnslip og litteratur er brukt for å underbygge de petrografiske beskrivelsene og til å navngi bergartene i området. I dette delkapitlet vil også forkastningsbergarter, bergartsassosiasjoner og grenseforhold mellom bergarter og hovedenheter bli beskrevet.

2.2.1 Gneisunderlaget

I sørlige del av området finnes den strukturelt nederste enheten, gneisunderlaget (Figur 2.2). Her opptrer massive bergarter, homogene bergarter, medium til grov i kornstørrelse, med en lys grå farge. I områder skilles massive bergarter fra hverandres ved at noen opptrer med en gjennomgående svak foliasjon. I enkelte interne soner i bergartene og langs kontaktene til mafiske bergarter opptrer foliasjonene med høy frekvens av tette foliasjonsflater og er tydelig mylonittisk, da den blant annet inneholder linseformete porfyrklaster (Trouw et al., 2010)

(Figur 2.3a , Figur 2.12) (omtales videre i kap. 2.3.2). Mineralsammensetning og teksturer i bergartene er studert i tynnsnip av innsamlede prøver, og viser mineralogi dominert av plagioklas (75-80 %) og kvarts (22-25 %), med aksessorisk biotitt, kloritt, muskovitt og karbonat. Ut ifra mineralogien i bergartene, vil disse kunne klassifiseres som massive tonalitter (Streckeisen, 1976) (Figur 2.3 c, d). De folierte bergartene i området, hvor flakformete glimmermineraler er orientert vil bli omtalt som tonalittiske gneiser.



Figur 2.3: Feltfotografier av tonalittiske bergarter a) Feltfoto av sterkt foliert tonalittisk gneis i sørlige del av gneisunderlaget, som viser hovedfoliasjonen som faller mot vest. b) Massiv grovkornet tonalittisk gneis i nærheten av Svartbergan. c) og d) Mikrofoto (XPL/PPL), massiv tonalitt som viser en homogen, fenerittisk tekstur, med plagioklas, kvarts, biotitt, muskovitt og kloritt.

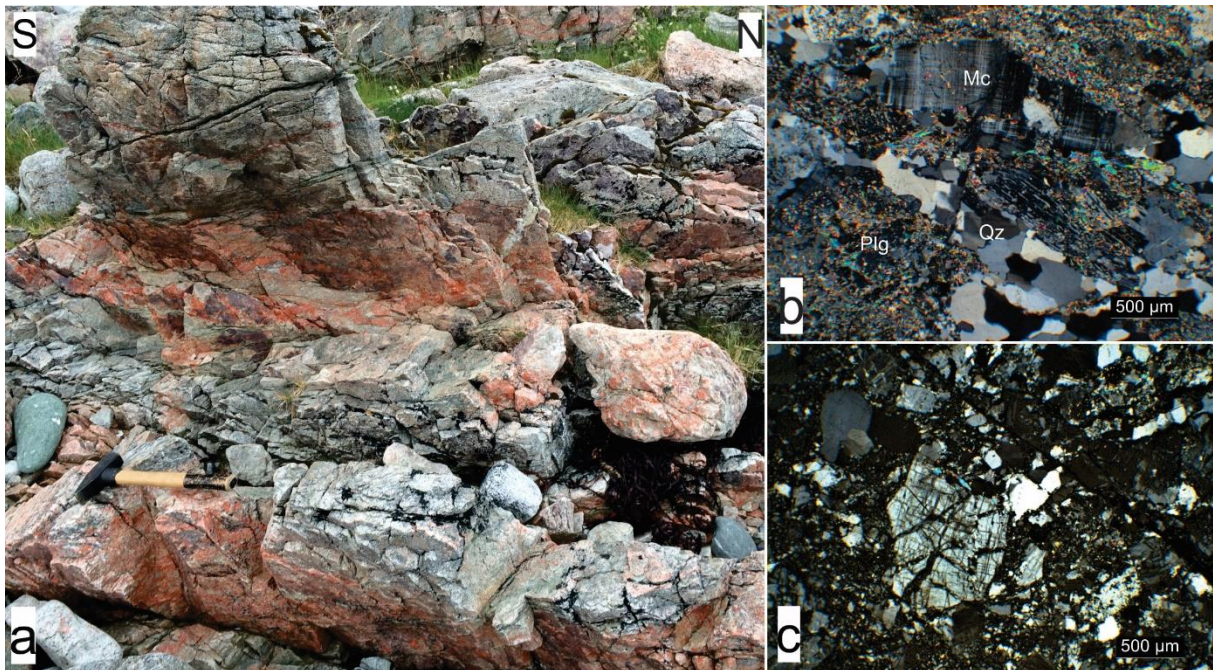
Plagioklaskornene i prøven har en størrelse på opptil 4 mm, og opptrer alene eller i domener med flere plagioklaskorn. Disse grove plagioklaskornene har inneslutninger av finkornet lys glimmer, trolig serisitt og klinozoisitt (Figur 2.3c), og en mulig deltolkning her er at disse kornene har gjennomgått saussurittisering (Barker, 2013). Mindre kvartskorn er oftest anrikt i aggregater rundt og mellom plagioklaskornene, og viser et undulerende slukningsmønster (Barker, 2013). Grensene mellom kvartskornene er ofte irregulære og lobeformete, og gir

aggregatene en granoblastisk polygonal tekstur (Passchier et al., 2005), noe som kan være et resultat av metamorf rekrySTALLISASJON (Barker, 2013). Den generelle tekturen i bergartene viser ingen foretrukken orientering av mineralene.

Et typisk trekk med gneisunderlaget er opptreden av mafiske bergarter, som definerer uregelmessige kroppar og foliasjonsparallele linser og bånd. De skiller seg fra sidebergartenes lyse tonalitter og tonalittiske gneiser ved betydelig mørkere farge og innhold av mafiske mineraler. Bergartene består i hovedsak av plagioklas, amfibol og/eller kloritt, samt aksessorisk kvarts, kalsitt, klinozoisitt/epidot og magnetitt. De mafiske bergartene har i likhet med gneisene en varierende tekstur. Tekturen varierer fra massiv til sterkt foliert, og der de har en velutviklet foliasjon er denne alltid parallell med gneisfoliasjonen (kap. 2.2.3). Kornstørrelsen i alle de observerte mafiske bergartene er mindre enn i gneisene, særlig i de godt folierte. Fargene varierer fra grønn (kloritt-rik) til mørk/svart (amfibol-rik), hvor et typisk trekk er at de mørkeste er massive, grovkornete, og ofte sterkt magnetiske, mens de mer grønne bergartene er folierte, finkornete, og lite magnetiske.

Lengst nord i gneisunderlaget, nær kontakten til den midtre enheten forandrer gneisene seg i utseende og mineralogi. Dette observeres først ved innslag av ganger og årer av grovkornet kalifeltspat og kvarts, som ligner granittiske pegmatitter. Disse opptrer langs foliasjonen, og kan følges videre nordover til en sone hvor gneisene er tydelig rødfarget. Gneisene i dette området er både massive og folierte, men også svært oppsprukket, stedvis med bruddsoner (Figur 2.4 a) (se kap. 2.3.2). Disse gneisene kan følges som en foliasjonsparallell enhet til den midtre enheten i strøkretning opp mot fjellsiden mot sørvest langs en rygg som fører opp til Svartvasstinden (Figur 1.1). Tynnslipstudier av bergarter i denne sonen viser stort sett samme mineralogi som gneisene lengre sør, men med et relativ høyt innhold av mikroklin, noe som antyder at gneisene her har en mer granittisk sammensetning (Streckeisen, 1976). I tynnslip observeres også soner hvor angulære fragmenter av mineralkorn opptrer i en ustrukturert matriks av mindre fragmenter (Figur 2.4 c). Disse også angulære, og viser en kataklastisk tekstur. Det observeres også at kornstørrelsen er generelt finere i de granittiske bergartene, og

at graden av saussurittisering av plagioklaskornene her gjør det vanskelig å observere kornflatene (Figur 2.4 b).



Figur 2.4: Feltfotografier og mikrofotografier av granittisk gneis i bruddsone. a) Oppsprukne gneiser i bruddsone hvor de domineres av den karakteristiske røde fargen. b) Mikrofoto (XPL) av granittisk gneis i nærheten av bruddsone, viser saussurittisert plagioklas (plg), kvarts (Qz) og mikroklin (Mc). c) Mikrofoto (XPL) av angulære mineralfragmenter som viser en kataklastisk tekstur.

2.2.2 Kontaktsonen mellom gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten

Denne kontaktsonen er vanskelig å lokalisere eksakt, men tolkes til å befinne seg strukturelt over de kraftig rødfargede granittiske gneisene (kap. 2.2.1). Nord for de granittiske gneisene dominerer en bergartsenhet bestående av grå, rytmisk folierte kvartsfeltspatiske gneiser og metapsammitter/metapelitter. Opp langs ryggen mot Svartvasstinden observeres variasjon i litologi, mellom de kvartsfeltspatiske bergartene og de mer massive, granittiske gneisene, men her deler begge litologiene den samme steile foliasjonen. Det er vanskelig å avgjøre om grensene mellom dem er en konform kontakt som kan følges helt ned til strandsonen eller om det er opptreden av større, massive linser av granittisk gneis (diskusjon kap.3.2.2). Nordover langs strandsonen observeres vekslinger mellom litologier fra den kvartsfeltspatiske gneisenheten og kompetente gneiser tilhørende gneisunderlaget. En kontakt mellom en slik veksling av litologier er observert (Figur 2.5), og viser en nokså konform kontakt (omtales i kap. 2.3.3).



Figur 2.5: Feltfoto av en distinkt kontakt (stiplet linje) langs strandsonen mellom massive gneiser til høyre i bilde og kvartsfeltspatisk, mer finkornete bergarter til venstre for den stiplete linjen.

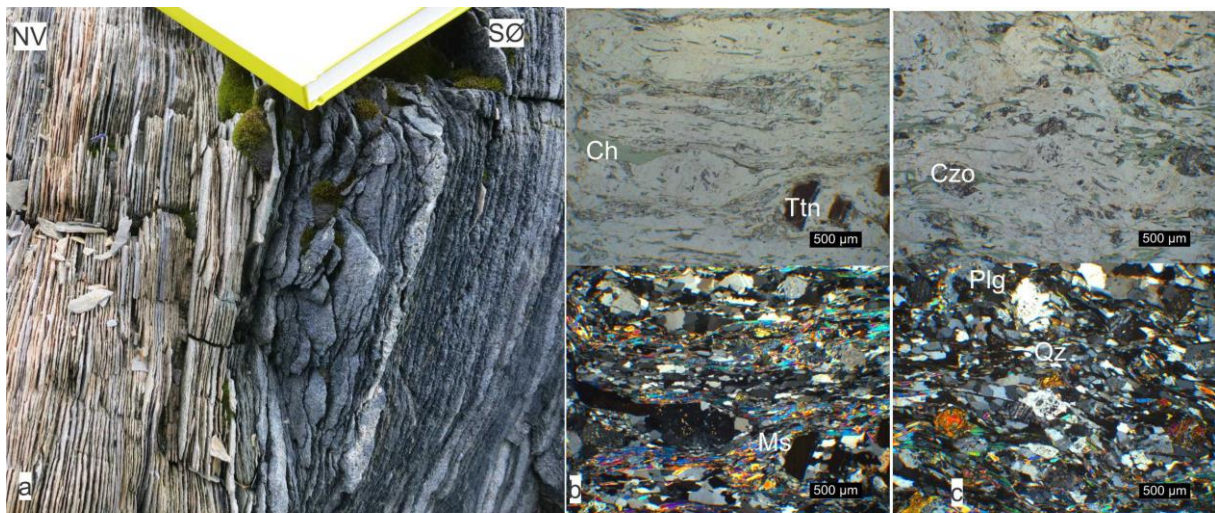
2.2.3 Den kvartsfeltspatiske gneisenhet (midtre enhet)

Denne bergartsenheten vises som den midtre enheten i studieområdet (Figur 2.1). Denne kan studeres i godt blottede snitt under en km langs fjæra, og opp mot toppen av Svartvasstinden langs to rygger (Figur 1.1).

Ved feltobservasjoner skiller de kvartsfeltspatiske bergartene i denne enheten seg fra gneisunderlaget ved at de er mer rytmisk foliert enn de tonalittiske gneisene, og inneholder lokalt, mørke og lyse bånd og lag (cm-m tykke) av glimmerskifer, kvartsfeltspatiske skifre og mulige metapsammutter og metapelitter, noe som kan antyde at bergartene opprinnelig var sedimentære avsetninger (diskuteres i kap. 3.1.2). Foliasjonen i bergartene i denne enheten skiller seg fra gneisunderlaget med en annen orientering av strøk, og fall mot NV. I tillegg har foliasjonen et betydelig steilere fall, til forskjell fra både gneisunderlaget og det overliggende Skipsfjorddekket. Lengst nord i denne enheten, er det observert litologisk veksling med fargevariasjoner, som er parallell med foliasjonen i bergartene her (Figur 2.6 a). Det observeres også litologiske vekslinger i andre områder innad i enheten, dog ikke like distinkt som i nordlige

del. Foliasjonen har ulik karakter i de ulike bergartene innad i enheten, og varierende fra svak, jevnt fordelt til lokalisert og mylonittisk. Foliasjonen inneholder også flere deformasjonsstrukturer enn gneisunderlaget, blant annet flere sett med folder og ulike typer lineasjoner (se kap. 2.3.4).

Tynnslipstudier viser at bergartene i denne enheten domineres av kvarts (65-60%), plagioklas (35-30%), samt lys glimmer/muskovitt (10-5%) og en mindre mengde kloritt, karbonat, klorzoisitt og titanitt. Bergartene har grove korn av saussuritert plagioklas (>1 mm), som flere steder er omvandlet til klorzoisitt (Figur 2.6 c). Plagioklaskornene opptrer som enslige korn med haler av små plagioklas- og kvartskorn, som antyder at dette er porfyrklaster (Passchier et al., 2005). Rekrystallisert kvarts opptrer som langstrakte bånd sammen med lepidoblastiske muskovittbånd (Passchier et al., 2005) med en foretrukket orientering som definerer bergartens foliasjon (Figur 2.6 b, c). Kloritt opptrer ofte sammen med lys glimmer, med den samme lepidoblastiske teksturen. Karbonat opptrer sammen med kvarts, mens små ansamlinger av titanitt ligger som egne krystaller (Figur 2.6 b). Variasjonen av mengde av hovedmineraler, ved økt kvartsinnhold, samt tekstur skiller denne enheten fra bergartene i gneisunderlaget.



Figur 2.6: Feltfotografier og mikrofotografier av felt- og mikrostrukturer den kvartsfeltspatiske enhetens bergarter. a) Rytmisk vekslning mellom antatt metasedimentære bergarter. b, c) mikrofoto av trolig mylonittisk tekstur med porfyrklaster av plagioklas/klinzoisitt (Plg/Czo), lepidoblastisk muskovitt (Ms) og kloritt (Ch), og orienterte kvartsbånd (Qz), samt opptrede av titanitt (Ttn).

Mafiske bergarter er utbredt, spesielt langs strandsonen, i denne enheten, hvor de opptrer vekselvis som flere metertykke foliasjonsparallele lag eller linser. Det er ikke observert at noen av de mafiske bergartene i området kutter foliasjonen til de omliggende bergartene. De mafiske bergartene består mineralogisk av amfibol, plagioklas, epidot, kloritt og kvarts, hvor noen er

mer rik på amfibolmineraler, mens andre er mer rik på kloritt. Til forskjell fra gneisunderlaget er det i noen av disse mafiske bergartene observert et høyt innhold av karbonat og flere cm store krystaller av kvarts og/eller feltspat. Kvartsårer og grovkornede granittiske pegmatittlinser er også utbredt i denne enheten, og de opptrer parallelt med foliasjonen (beskrives i kap. 2.3.4). Slike kvartsårer og pegmatitter er også observert i Skipsfjorddekket (se beskrivelse kap. 2.3.5).

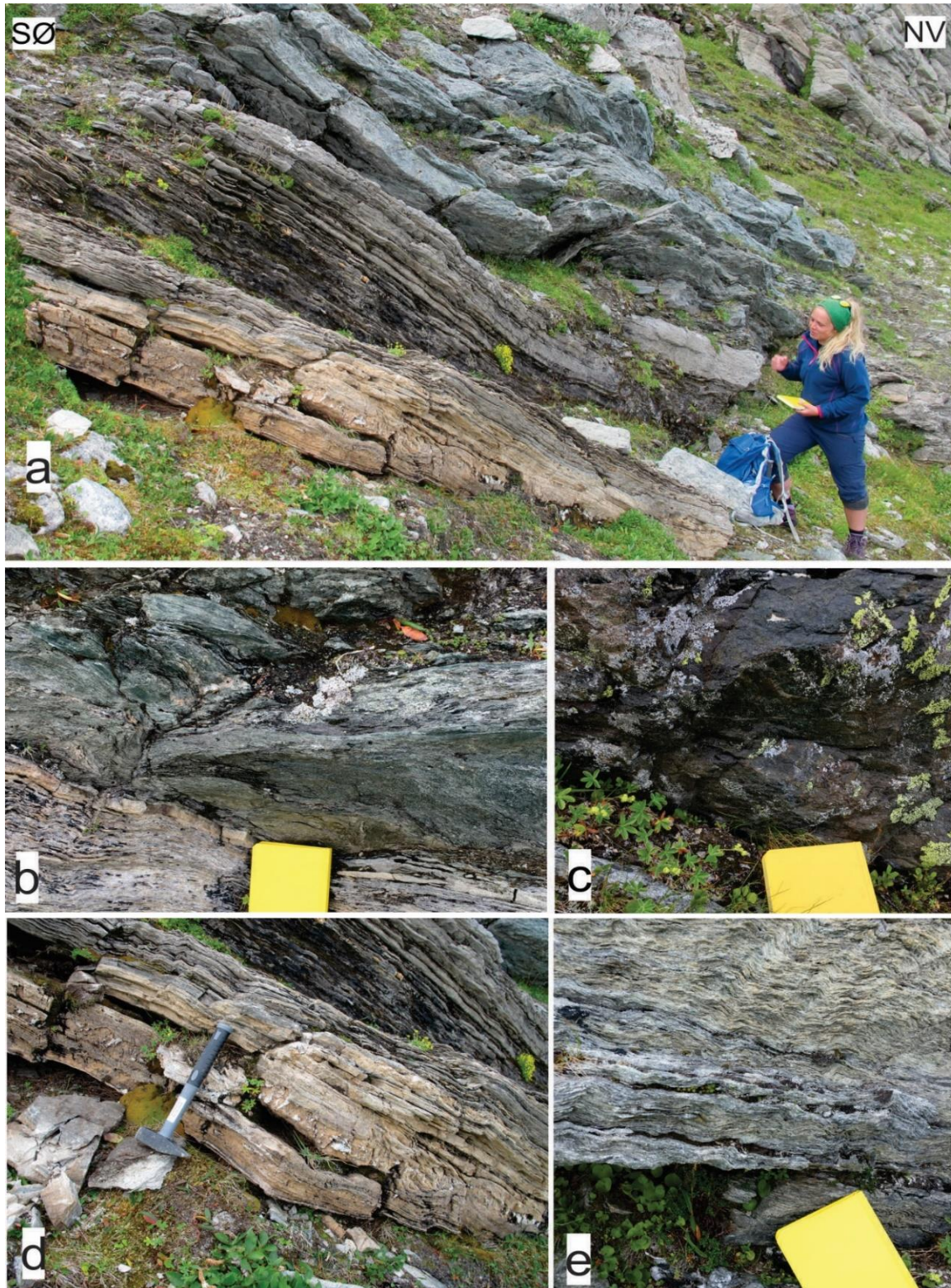
2.2.4 Skipsfjorddekket og dens kontaktzone

Skipsfjorddekket finnes i den nordligste delen av studieområdet (Figur 2.1), og kan studeres langs strandblotninger, i spredte blotninger langs fjellsiden og sammen med en antatt kontaktzone nær toppen av Svartvasstinden.

I strandsonen og opp mot fjellsiden nord for Svartvasstinden er selve kontakten mellom de kvartsfeltspatiske gneisene i den midtre enheten og Skipsfjorddekket skjult av vegetasjon, ras- og morenemateriale. Her er det bare mulig å studere spredte blotninger med endring i foliasjon som en indikator på kontaktens plassering (omtales videre i kap. 2.3.5). Under toppen av Svartvasstinden er det lokalisert en bergartssekvens (10-20 m) som er antatt å være deler av kontaktsonen mellom de to hovedenhetene. Kontakten er mulig å følge videre sørøstover mot toppen av fjellet, og består av vekslende lag av ulike litologier som viser variasjoner i foliasjon og tekstur (Figur 2.7).

Den studerte kontaktsonen inneholder vekslinger mellom godt folierte kvartsrike og karbonatholdige bergarter med gjentakende innslag av foliasjonsparallele linser av mafiske bergarter.

De kvartsrike bergartene her er hvite til grå i farge, tett foliert og svært finkornet (Figur 2.7 e), og består i hovedsak av kvarts i form av matriks (50->90 %), segresjonsbånd og linser av polygonal rekrystallisert kvarts, hvor det også opptrer feltspat og kalsitt (<10%). Det er også observert bånd av lepidoblastisk lys glimmer, og sprekker og årer av kalsitt. Ut ifra den varierende mengden av matrisk i disse bergartene, er bergartene her blitt klassifisert som proto- (<50%), ortho- (50-90%) og ultramylonitter (<90%) (Wise et al., 1984).

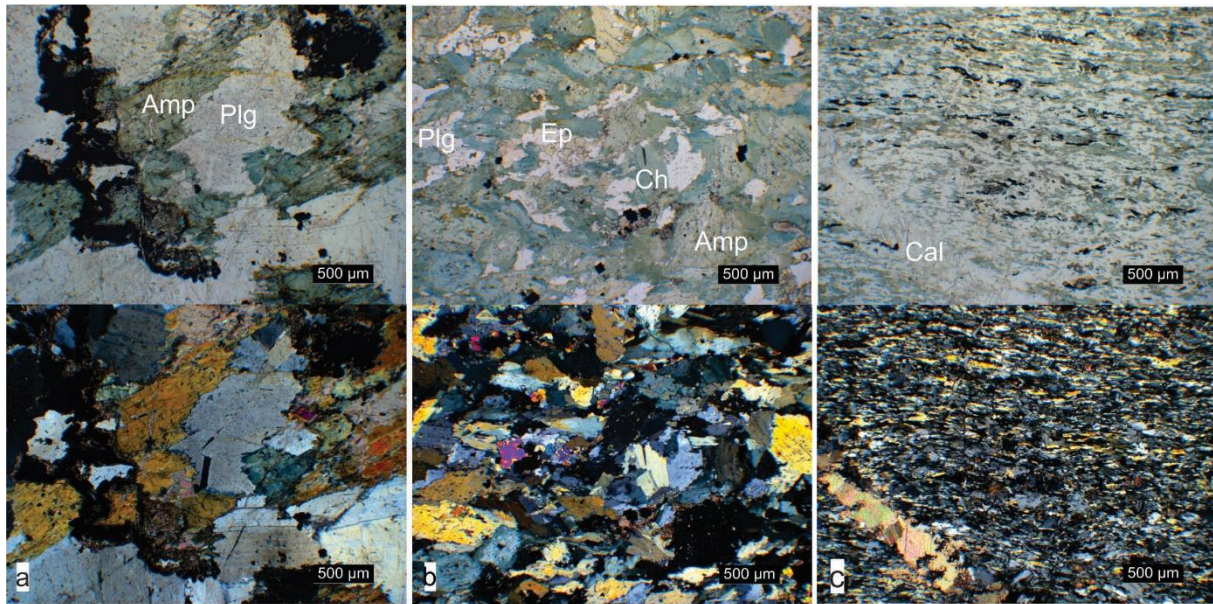


Figur 2.7: Feltfotografier viser bergarter i kontaktsonen til Skipsfjorddekket, ved toppen av Svartvasstinder. a) Den lokaliserte kontaktsonen mot toppen av fjellet. b) Grense mellom karbonat/kalsittholdige mylonitter (under) og folierte mafiske bergarter (over). c) Massive mafiske bergarter. d) Karbonat/kalsittholdig bergarter med massive årer av karbonat og kvartsklaster. e) Foldede Kvantsskifre/mylonitter.

De karbonatholdige bergartene skilles fra de kvartsrike bergartene ved en lys brun farge (Figur 2.7 a, d). Kornstørrelsen og teksturen i de karbonatrike bergartene er lik kvartsmylonittene, men ser ut til å ha et økt innhold av karbonat i matriksen, samt et økt antall årer og sprekker fylt med

karbonat og kvarts. Lepidoblastiske glimmerbånd er også observert i disse bergartene. Langs kontakten til sidebergartene er det noen steder observert lag av massivt karbonat med grove kvartsklaster. Et annet fellestrekk i disse finkornete bergartene i denne sonen er at matriksmineralene viser en foretrukket orientering som kuttet av karbonatårer. Selv om man observerer opptreden av flere typer mylonitter, er det ultramylonitter som dominerer denne bergartssekvensen.

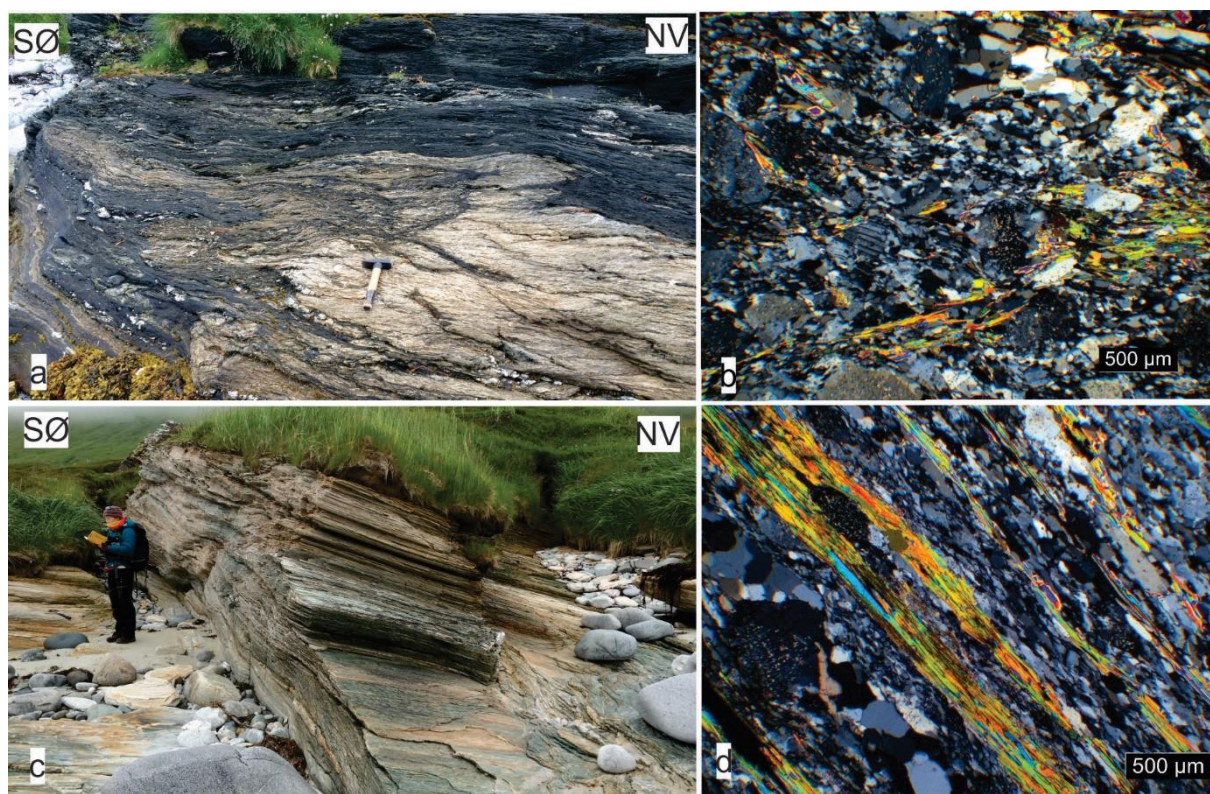
Mafisk bergarter observert i kontakten, opptrer som foliasjonsparallelle linser, vekselvis gjennom hele kontaktsonen. Teksturene i de mafiske linsene varierer mye, og det er observert både massive mafiske bergarter med tett foliasjon langs grensene til sidebergartene, (Figur 2.7 c), mens andre mafiske linser har en gjennomgående tett foliasjon. En annen observasjon er at de massive bergartene har en mørk farge, mens de gjennomgående folierte bergartene er grønn, og har noen steder karakteristisk silkeglans (Figur 2.7 b). Folierte mafiske bergarter med silkeglans, vil bli klassifisert som mafiske fyllonitter (Le Maitre, 2002). Tynnslipstudier av mafiske bergarter med ulik tekstur og kornstørrelse viser at de massive bergartene i kontaktsonen domineres av grove og krystalline korn av plagioklas og amfibol (1-3 mm), i tillegg til mindre mengder kloritt, epidot og kalsitt (Figur 2.8a). I moderat folierte bergarter observeres en generell mindre kornstørrelse, og et økt innhold av epidot og kloritt (Figur 2.8 b). De sterkt folierte bergartene inneholder matriks (>90%) av orienterte plagioklas, amfibol, kloritt, epidot og karbonatkorn, lik tekturen som ble observert i de omliggende finkornede kvarts- og karbonatbergartene (Figur 2.8c). Karbonatårer observeres også i de mest finkornede mafiske bergartene.



Figur 2.8: Mikrofotografier fra tynnslipstudier av mafiske bergarter med ulik kornstørrelse og grad av foliasjon langs kontaktsonen. a) Mikrofoto (XPL/PPL) av grovkornet mafisk bergart. Består i hovedsak av plagioklas og amfibol, og viser en fanerittisk tekstur. b) Mikrofoto (XPL/PPL) av en svak foliert mafisk bergart, med en større andel kloritt og epidot. c) Mikrofoto (XPL/PPL) av en tett foliert mafisk bergart, bestående av finkornet matriks og kuttende sprekker av karbonat, klassifisert som en ultramylonitt.

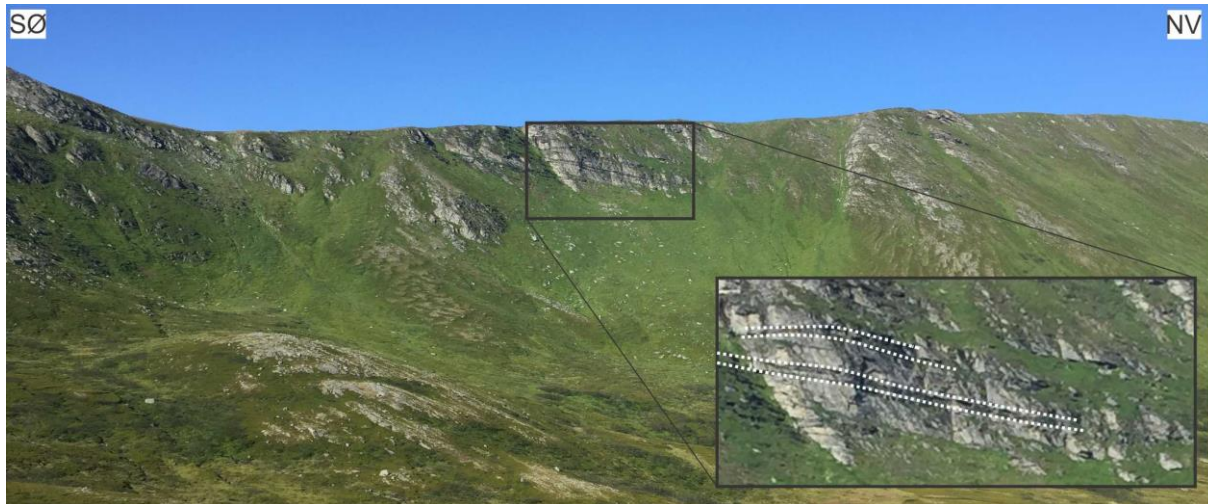
Tektono-stratigrafisk over den beskrevne kontaktsonen kan Skipsfjorddekkets bergarter studeres. Bergartene er mest studert langs strandsonen der de opptrer som lyse kvartsfeltspatiske bergarter og tonalittiske gneiser, med en godt utviklet og gjennomgående, mylonittisk foliasjon (Figur 2.9).

I felt skiller disse bergartene seg fra bergartene i den kvartsfeltspatiske enheten under, både med hensyn til farge, litologier og duktile strukturer. I mikroskop er det derimot vanskeligere å skille bergartene, da de alle har mylonittisk tekstur med porfyrklaster, rekrystallisert kvarts og lepidoblastisk muskovitt, og tilnærmet samme mineralsammensetning (Figur 2.9 b, d). Matriks i gneisene består av dominerende kvarts og plagioklas, men grunnet svært fin kornstørrelse, er det vanskelig å bestemme andelen av ulike hovedmineraler. Foliasjonene og den mylonittiske tekturen forandrer karakter langs strandsonen, og veksler mellom soner med linser og deformasjonsstrukturer. Det er snakk om mylonittiske mafiske med linser av felsiske bergarter (Figur 2.9 a) (omtales i kap. 2.3.5) og soner hvor bergartene er konsekvent mer planskifrete og benkete, spesielt der disse er kvartsrike (Figur 2.9 c). Tynnslipsstudier viser også mer planparallell orientering av glimmermineralene, med distinkte, kontinuerlige bånd av muskovitt, mellom polygonalt rekrystalliserte kvartsbånd (Figur 2.9 d). Plagioklas og kvartskorn ligger mellom glimmerbåndene, og viser ikke like mye tegn til den karakteristiske halen av langdratte mineraler som ofte er vanlig i områder med mylonittiske bergarter.



Figur 2.9: Feltfotografier av Skipsfjorddekkets bergarter langs strandsonen i nordligste del av studieområdet. a) Mylonittiske bergarter med linser og kvartsklaster. b) Mikrofoto (XPL) av mylonittisk tekstur med porfyrklaster og ulik orientering av mineraler. c) Mylonittiske bergarter med mer planare foliasjonsflater. d) Mikrofoto (XPL) av mylonittisk struktur hvor mineralene opptrer i orienterte bånd.

I likhet med de andre to hovedenhetene i området, er også mafiske bergarter, pegmatittiske årer og kvartsårer/linser utbredt. De mafiske bergartene opptrer, som beskrevet i kontaktsonen opp mot Svartvasstinden, som foliasjonsparallele linser mellom bergartslag. De observeres også parallelt med foliasjonen langs strandsonen, og oppe i de bratte fjellssidene hvor de kan ha en lateral utstrekning på opptil 100 meter (Figur 2.10).



Figur 2.10: Oversiktsfoto av fjellsiden nord for Svartvasstinden, hvor man kan observere mørke mafiske bergarter som man kan følge opptil 100 meter.

2.3 Strukturelle elementer

Strukturelle elementer i hver av de tre hovedenhetene av bergarter i studieområdet vil beskrives, med hovedfokus på duktile strukturer. De viktigste omfatter planstrukturer, linjestrukturer og folder, som vil bli beskrevet suksessivt etter feltopptreden og utbredelse innad i hver enhet, etterfulgt av beskrivelser av strukturenes geometri, orientering og kinematikk. Det er også blitt utført tynnslipstudier av mylonittiske bergarter med fokus på mikrostrukturer som sammen med mesoskala strukturer kan brukes som kinematiske indikatorer til å bestemme tektonisk transportretning for blant annet Skipsfjorddekkets bergarter. På bakgrunn av disse dataene er ulike strukturer gruppert sammen i genetiske grupper (D1, D2), beskrevet og klassifisert.

De viktigste planstrukturene er gneisfoliasjon i gneisunderlaget (S^{GU}) og gjennomsettende mylonittisk foliasjon (S1) i den kvartsfeltspatiske gneisenheten, samt Skipsfjorddekket, med tilhørende duktile linjestrukturer (L1). Makroskopiske folder er ikke observert direkte, men flere kategorier mesofolder (F1, F2), og relaterte akseplan (S2) og linjestrukturer (L2) opptrer særlig i den midtre enheten. Etter beskrivelser og klassifikasjon, vil de ulike strukturenes dannelse, utvikling og relative aldre bli diskutert og tolket i det påfølgende kapittel.

2.3.1 Strukturell oversikt

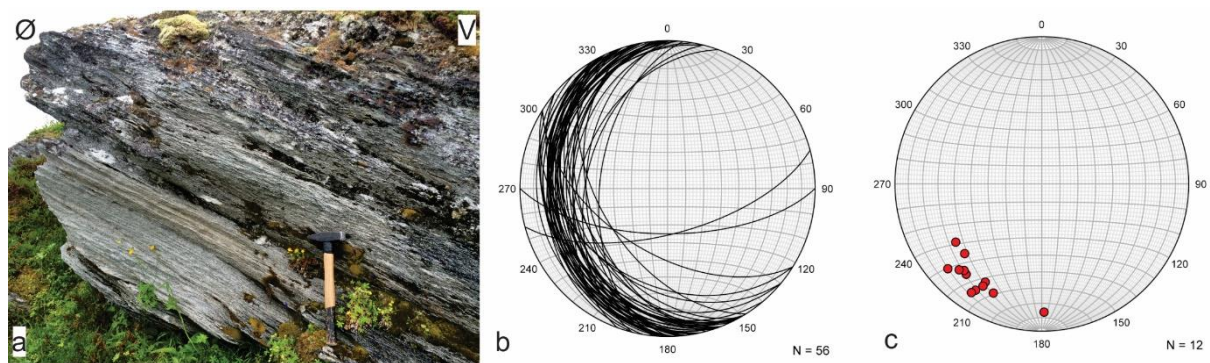
I studieområdet er de tre petrografiske hovedenhetene, gneisunderlaget, den kvartsfeltspatiske gneisenheten, og Skipsfjorddekket, også definert som strukturelle enheter (Figur 2.1, Figur 2.2), adskilt av tektoniske kontakter (se diskusjon kap. 3.2). Strukturelt kan man skille disse tre hovedenhetene fra hverandre ved at hovedfoliasjonen innad i hver enhet har tydelig ulik orientering (strøk og fall), og at hver enhet også inneholder forskjellige sett med folder og sekundære planstrukturer. Den strukturelt nederste enheten, gneisunderlaget, har hovedfoliasjon (S^{GU}) som stryker N-S og med slakt fall mot V (Figur 2.11), og hvor strøket endrer seg til mer Ø-V mot grensen til den midtre kvartsfeltspatiske gneisenheten. Det kvartsfeltspatiske gneisunderlaget har foliasjon med NØ-SV strøk og steilt til vertikalt fall i hovedsak mot NV (Figur 2.16). I den nordlige delen av studieområdet grenser den midtre enheten til den strukturelt øverste enheten, Skipsfjorddekket, ved en duktil kontakt. Bergartene i Skipsfjorddekket er alle godt foliert med samme NØ-SV strøk som i den kvartsfeltspatiske gneisenheten under, men skiller seg ved at fallet mot NV er betydelig slakere i denne enheten (Figur 2.22). I både den midtre og øverste tektoniske enheten, er mesoskala kinkfolder svært utbredt. I alle enhetene er mafiske bergarter observert, men disse er spesielt utbredt i den midtre enheten. I den kvartsfeltspatiske gneisenheten er det også antydning av store tektoniske linser (Figur 2.1, Figur 2.2).

2.3.2 Strukturer i gneisunderlaget

Tonalitt, tonalittiske gneiser og granittiske gneiser utgjør det strukturelle underlaget i den sørlige delen av studieområdet (Figur 2.2). Gjennomgående i bergartene i enheten observeres en svak foliasjon (S^{GU}), mens foliasjonen stedvis er lokalisert og definert som mylonittisk (Figur 2.11a). Slik mylonittisk foliasjon opptrer både langs kontakten til mafiske bergarter og i interne soner i bergarter, ofte mellom mer massive linser av tonalitt i en mer finkornet, glimmerrik matriks (Figur 2.12). Mylonittfoliasjonen er i hovedsak parallell med den gjennomgående foliasjonen i gneisunderlaget (S^{GU}) (Figur 2.11 b). Orienteringsdata innhentet i denne enheten viser gjennomsnittlig N-S strøk, og slakt fall mot vest, som varierer fra 20 til 40° (Figur 2.11 b).

På flere av foliasjonsflatene observeres lineasjoner av strukket kvarts og feltspat, noe som antyder at disse er strekningslineasjoner (L^{GU}), men disse er ikke veldig utbredt i denne enheten,

og opptrer i hovedsak i soner hvor foliasjonen er tett. Strekningslineasjonene opptrer skrått på strøket til foliasjonen, og viser en NØ-SV transportbevegelse (Figur 2.11 c).



Figur 2.11: Feltfoto og orienteringsdata av foliasjon og lineasjoner i gneisunderlaget. a) Mylonittisk tonalittgneis med foliasjon som faller slakt mot vest. b) Stereonett med orienteringsdata av gneisunderlaget foliasjon, som viser N-S strøk og slakt fall mot VSV. c) Orienteringsdata av gneisunderlagets strekningslineasjoner, som viser NØ-SV strøk og slak stupning mot SV.

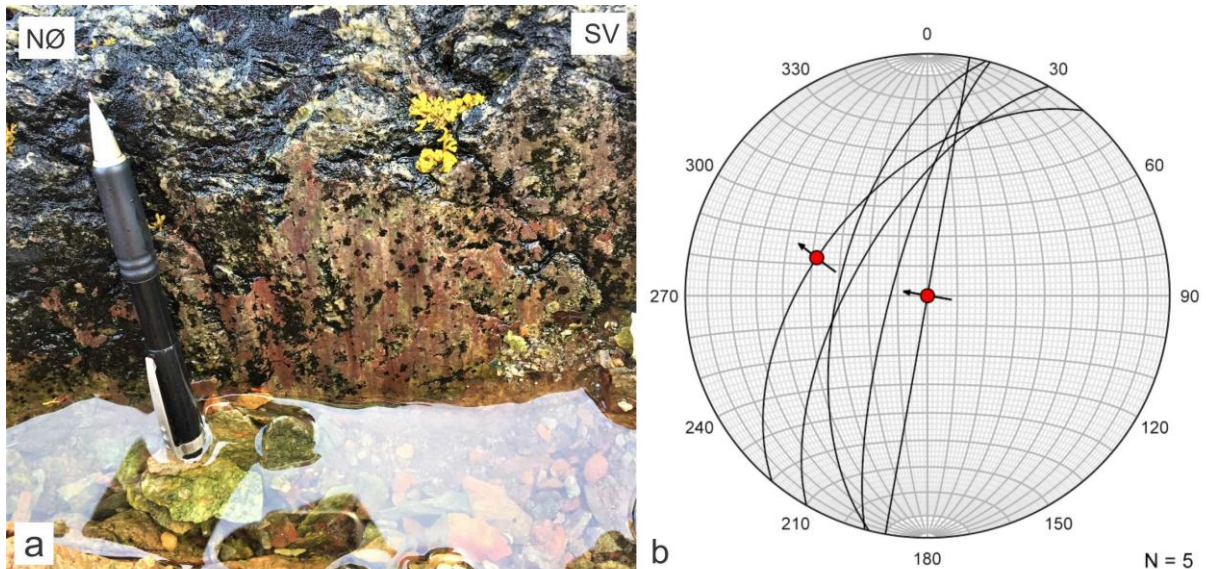
I en bred sone med tett folierte gneiser opptrer kompetente, massive tonalittlinser adskilt av smale foliasjonsbånd skrått på eller avbøyd mot gneisfoliasjonen (Figur 2.12). En mulig tolkning er at disse linsene er orientert langs en skrå foliasjon (S) som kuttet av sekundære skjærplan (C) (Lister et al., 1984), og viser en «topp-mot-NØ»-bevegelse (diskusjon kap. 3.2.1).



Figur 2.12: Feltfoto av mylonittiske tonalittgneiser med massive tonalittlinser omgitt av glimmerrike skjærbånd, mulig S-C strukturer (S: heltrukket linje og C: stiptet linje). Med en tolket «topp-mot-NØ» skjærretning.

I en større sone i den nordlige delen av gneisunderlaget, nær kontakten til den midtre gneisenheten, er bergartene svært oppsprukket og stedvis rødfarget. Det er her observert både kataklastiske teksturer (Figur 2.4) og bruddplan, som tyder på sprø deformasjon i området. Bruddplanene i denne sonen inneholder glidestriper (*slickensides*) (Ahmadi et al., 2014) (Figur 2.13 a), hvilket underbygger tilstedeværelse av sprø forkastninger. De fleste målte bruddplanene har strøk ca. NNØ-SSV og moderat fall mot NV (Figur 2.13 b), mens glidestripene viser bevegelse ned mot NV tilnærmet

vinkelrett på strøket til bruddplanet (Figur 2.13 b). Dette indikerer at bruddsonene er normalforkastninger, med hengblokken ned mot NV, og glidestripene antyder en fallrettet (*dip-slip*) bevegelse.



Figur 2.13: Feltfoto av bruddplan og deres orientering i bruddsone. a) Bruddplan med NØ-SV rettet strøk. Her kan man se glidestriper (*slickensides*) i samme orientering som pennen brukt som målestokk. b) Stereonett med orienteringsdata av bruddplan, samt orientering til glidespeil (røde punkt).

De mafiske bergartene i gneisunderlaget opptrer som større uregelmessige kroppar (Figur 2.14 a) eller foliasjonsparallele linser og bånd (Figur 2.14 b). Disse bergartene er i hovedsak også folierte (S^{GU}) som de tonalittiske gneisene, med unntak av de massive, og orienteringen samsvarer med foliasjon til de omkringliggende bergartene i gneisunderlaget. Det er ikke observert at de mafiske bergartene kutter gneisfoliasjonen.

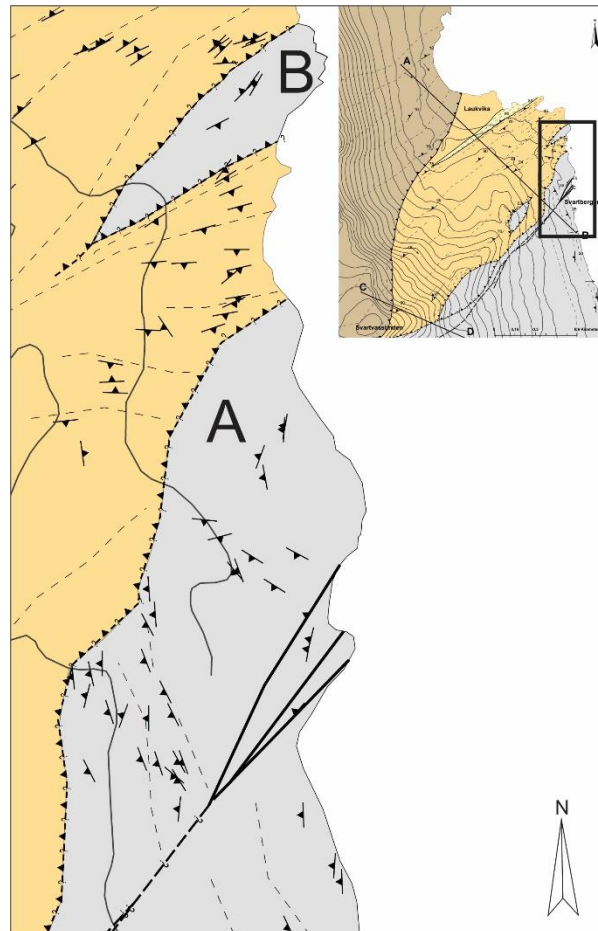


Figur 2.14: Feltfotografier av mafiske folierte bergarter i gneisunderlaget. a) Stor amfibolittkropp med en moderat foliasjon. b) Mindre linse av strekt foliert mafiske bergarter. Begge bergartene har foliasjon som sammenfaller med hovedfoliasjonen i gneisunderlaget (S^{GU}).

2.3.3 Strukturer i kontaktsonen mellom gneisunderlaget og midtre enhet

Fra sonene med kataklastiske deformerte gneiser, og videre nordover mot den kvartsfeltspatiske midtre enheten, er det stor variasjon i orientering av foliasjonen (Figur 2.15). Siden foliasjonens orientering varierer mye i området, kan dette antyde at bergartene i nærheten av den midtre enheten er foldet (se diskusjon kap. 3.2.2). Det er ikke direkte observert hverken makro- eller mesoskala folder, inkl. hengselsoner i området.

Kontakten er ikke en tydelig definert grense, da man har en veksling mellom litologier langs store deler av strandsonen. I et område nær Laukvika (Figur 2.5, Figur 2.15), er overgangen mellom litologiene mer distinkt. Inn mot den antatte kontakten blir gneisene tettere foliert og er konform mot de kvartsfeltspatiske bergartene, med et steilt fall. En foreløpig tolkning er at megalinser av tonalittiske gneiser opptrer her (se diskusjon



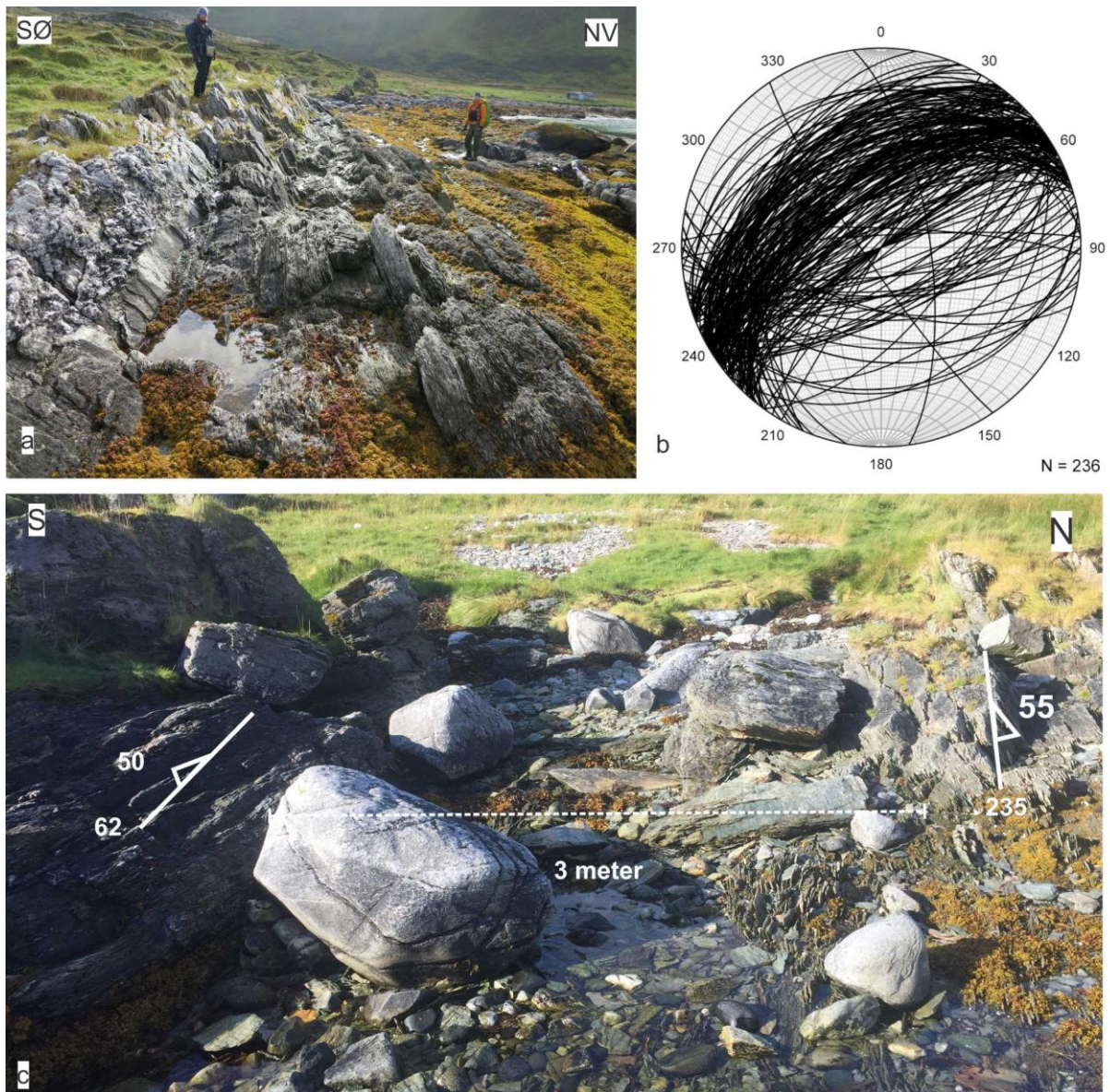
Figur 2.15: Utsnitt av geologisk kart, og kontaktsoner mellom gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten. I sone A ser man brå endringer i gneisfoliasjonens orientering. I sone B, lengre nord, har gneisene lik orientering som foliasjonen i de kvartsfeltspatiske bergartene (se Figur 2.5).

kap. 3.2.2). Opp langs ryggen mot Svartvasstinden er det heller ikke lett å observere noen klar grense mellom enhetene, men også her har gneisene nord for den antatte kontakten den samme steile foliasjonen som bergartene i den midtre kvartsfeltspatiske enheten. Det er her observert bare mindre variasjoner i orientering av foliasjonen.

2.3.4 Strukturer i den kvartsfeltspatiske gneisenheten

Den midtre enheten er en <1 km tykk sekvens av kvartsfeltspatiske gneiser med rytmisk vekslende litologier og godt utviklet foliasjon (S1), som har gjennomsnittlig strøk NØ-SV og steilt fall mot NV. Stedvis er den steiltstående foliasjonen i bergartene mylonittisk, med velutviklet streknings- og krenulasjonslineasjoner, samt flere generasjoner asymmetriske folder (se nærmere omtale under).

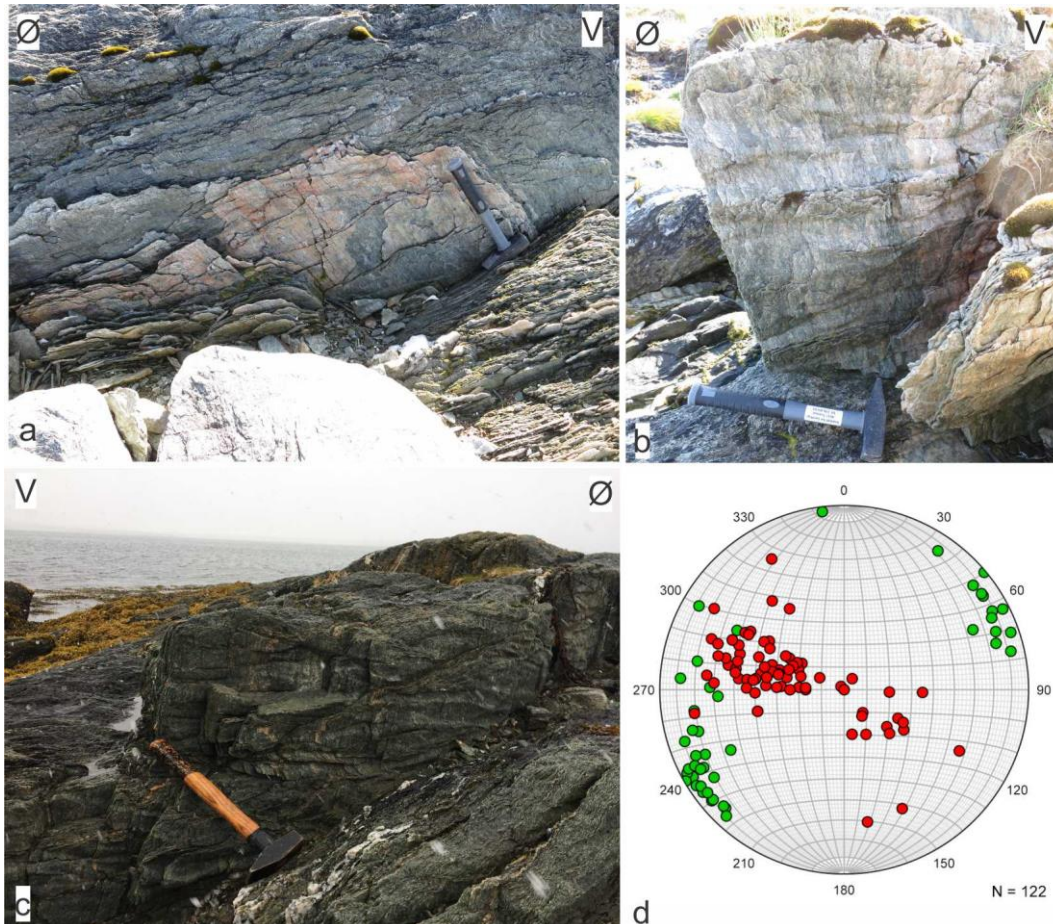
I et område i nordlige del av denne enheten (beskrevet i kap. 2.2.3) observeres steiltstående, skifrete bergarter med vekslende litologier. Den rytmiske vekslingen i disse kan minne om primær lagning (S0) (Figur 2.6 a). Denne lagningen er parallell med hovedfoliasjonen (S1) (Figur 2.16 a) i bergartene. Foliasjonen er gjennomgående i hele enheten, og varierer mellom en moderat utviklet foliasjon, til lokalt tettere og mer mylonittisk foliasjon. Strøkretingen er NØ-SV og fallet i hovedsak steilt, men varierende (40-90°) mot NV (Figur 2.16 b).



Figur 2.16: Feltfotografier og orienteringsdata av den kvartsfeltspatiske gneisenheten. a) Foliasjon i kvartsfeltspatiske bergarter i nordlige del av enheten som faller bratt mot NV. b) Stereonett med orienteringsdata av enhetens S1-foliasjon, som viser NØ-SV strøk og dominerende moderat til steilt fall mot NV (og lokalt SØ). c) Steil S1-foliasjon i kvartsfeltspatisk gneis om viser en brå endring av fallretning, og som har utviklet en steil, sekundær foliasjon, som kan antas å være akseplankløv til F1-folder.

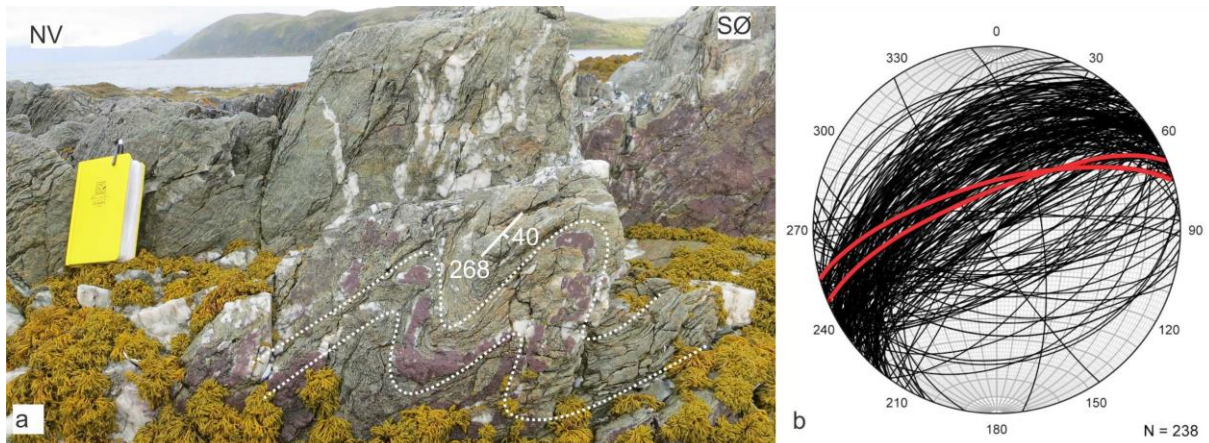
På eksponerte foliasjonsflater observeres strekningslineasjoner (L1) med strøk VNV-ØSØ til NV-SØ og stupning mot henholdsvis NV og SØ avhengig av foliasjonens fall (Figur 2.17 d).

Disse lineasjonene består av langstrakte felsiske mineraler (kvartsfeltspat) som varierer fra å være tilnærmet vinkelrett til skrå på strøket til foliasjonsplan (Figur 2.17 a, b). Strekningslineasjonene er mer utbredt, og har et mer distinkt utseende i denne enheten, sammenlignet med strekningslineasjonene observert i gneisunderlagets bergarter.



Figur 2.17: Feltfotografier og orienteringsdata av lineasjoner i den kvartsfeltspatiske gneisenheten. a) Strekningslineasjoner på eksponerte foliasjonsplan i tett folierte glimmerskifre. Lineasjonene består av strukkede kvarts, feltspat og glimmermineraler. b) Strekningslineasjoner med steil stupning og subhorisontale krenulasjonslineasjoner på samme foliasjonsplan. Merk at strekningslineasjonene er tydelig foldet av horisontale kinkfolder. c) Glimmerskifre med godt utviklet kinkfolder, sett i 3D, hvor hengselssonene definerer sylindriske krenulasjonsfoliasjonsflatene. d) Orienteringsdata for strekningslineasjoner (røde punkt) viser et ØSØ-VNV strøk og variabel stupning, og krenulasjonslineasjoner (grønne punkt) med strøk NØ-SV og slak stupning mot henholdsvis NØ og SV.

Det er ikke kartlagt storskala folder innad i enheten, men spesielt langs strandsonen øst for Laukvika, finnes brå variasjoner i orientering av foliasjonen i bergartene. Lagplanene veksler mellom å falle moderat mot både SØ og NV, og i områdene mellom er det påvist vertikal foliasjon (S1) (Figur 2.16 c). En mulig tolkning er da at hovedfoliasjonen i bergartene er dannet som akseplankløv til isoklinale F1 folder, men dette er vanskelig å avgjøre da det ikke er observert hengselsoner til storskala folder i området (diskusjon i kap. 3.2.3).



Figur 2.18: Feltfoto av F1-folder i den kvartsfeltspatiske enheten. a) Asymmetriske mesoskala F1- folder med SØ-vergens, og akseplan parallelt med steil S1-foliasjon. b) Stereonett som viser målt S1-foliasjon, og gjennomsnittlig akseplan til F1-folder (røde).

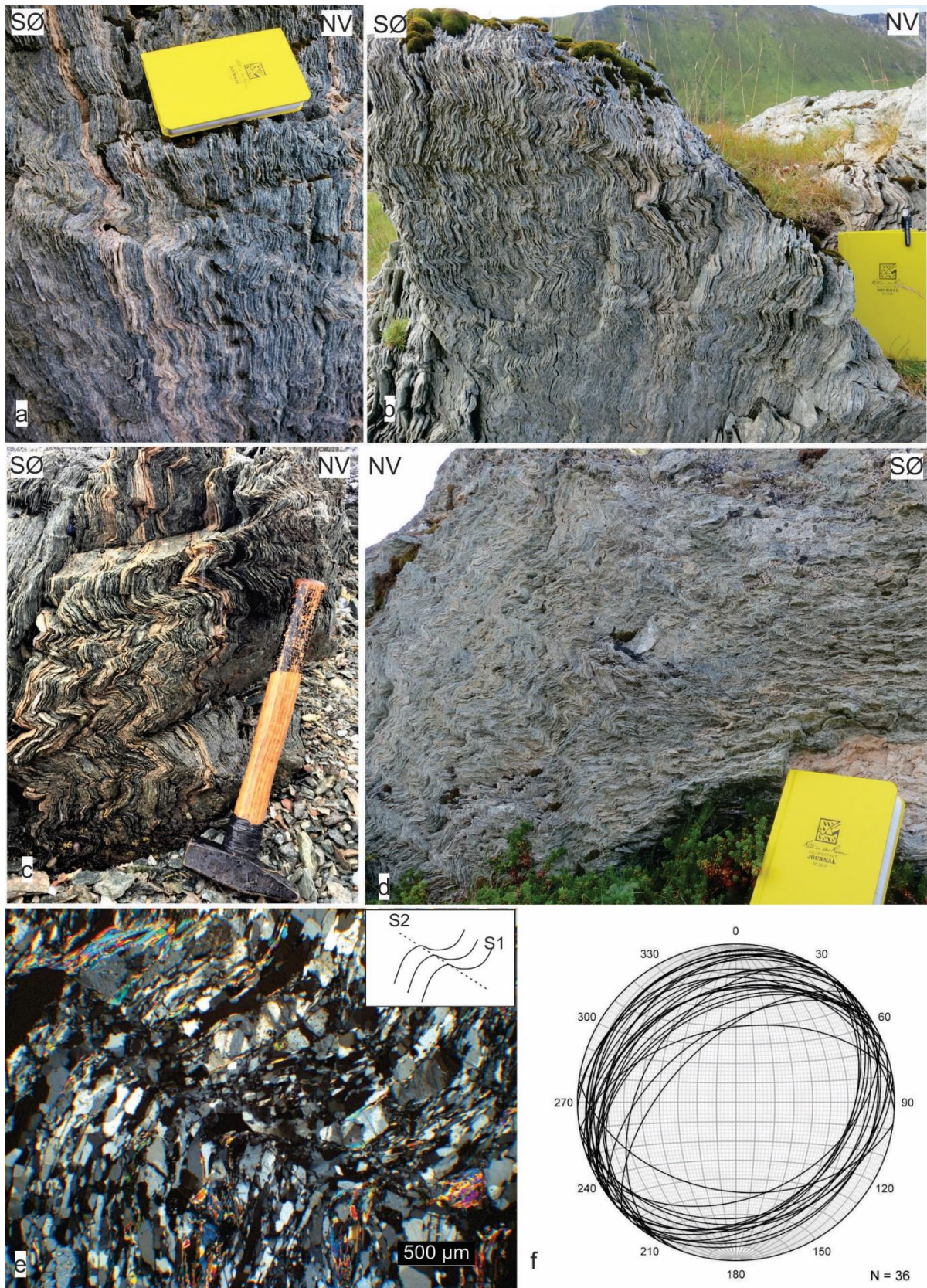
I nærheten av de brå variasjonene i orientering av foliasjonen i den nordlige delen av de kvartsfeltspatiske bergartene, er det observert tette, asymmetriske småfolder, med SØ-vergens (Figur 2.18 a). Foldene definerer tette synklinaler og antyklinaler, og har avrundete foldehengsler. Foldeaksene stryker NØ-SV og akseplanenes orientering samsvarer godt med hovedfoliasjonen (S1) i enheten, og grunnet denne likheten benevnes de F1-folder (Figur 2.18 b).

Småskala folder er svært utbredt i denne enheten, og opptrer i hovedsak i tett folierte bergarter, hvor de folder hovedfoliasjonen (S1). Grunnet dette vil disse bli referert til som F2-folder. F2-foldene er karakterisert ved spisse hengselssoner og rette flanker, og vil dermed klassifiseres som kinkbånd og chevronfolder, og dannes i folierte bergarter (Dewey, 1965; Yang et al., 1994). Disse foldene varierer i geometri, orientering og kinematikk. Kinkfoldene opptrer som cm-mm brede soner langt foliasjonsflatene, som er rotert i forhold til S1-foliasjonen. Ofte opptrer disse kinkbåndene sammen i sett som konjugerte kinkbånd (Figur 2.19 a, b, c). Kink- og chevronfoldenes geometri varierer fra åpne til tette, og er hellende til liggende i denne enheten (Figur 2.19).

Kink- og chevronfoldene viser en aksetrend omtrentlig NØ-SV og slak stupning både mot NV og SØ (Figur 2.19 f). Langs foliasjonsplan vises hengselssonene til F2-foldene som tredimensjonale sylindriske linjestrukturer, og defineres som krenulasjonslineasjoner (L2) (Figur 2.17 b, c). Krenulasjonslineasjonene viser konsekvent NØ-SV strøk, og med variasjon fra tilnærmet horisontal, til svak stupning mot henholdsvis SV eller NØ (Figur 2.17 d).

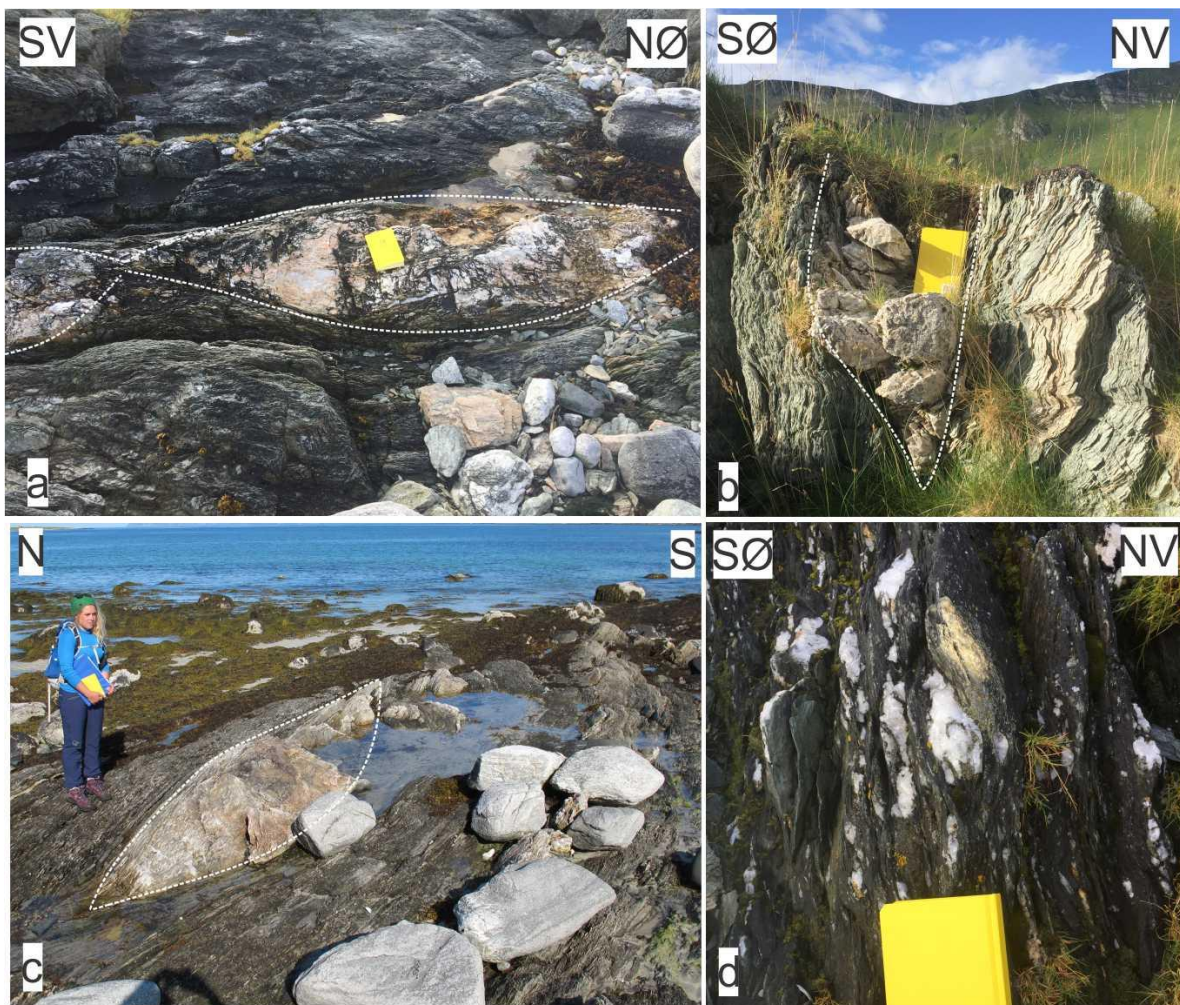
Flere steder er det observert strekningslineasjoner (L1) og krenulasjonslineasjoner (L2) på samme foliasjonsplan, og man kan da tydelig se at strekningslineasjonene er foldet (Figur 2.17 b). Stereoplott (Figur 2.17 d) viser at disse to typene lineasjoner er orientert skrått til subvertikalt på hverandre.

F2-folder opptrer i mikroskala (Figur 2.19 e), og da definerer de kinkfoldete bånd av strukkede kvartskorn og lepidoblastiske glimmermineraler i S1-foliasjonen i bergarten. Langs foldeaksene er glimmer i S1-foliasjonen avbøyd inn mot sekundære kløvplan, klassifisert som krenulasjonskløv (Williams et al., 2001). Disse opptrer både som sonekløv, hvor man kan følge den foldede S1-foliasjonen, og som distinkt krenulasjonskløv, som kutter S1-foliasjonen. Disse kløvplanene, utviklet langs akseplan til F2-foldene, betegnes da som S2-foliasjon (Figur 2.19 e, f).



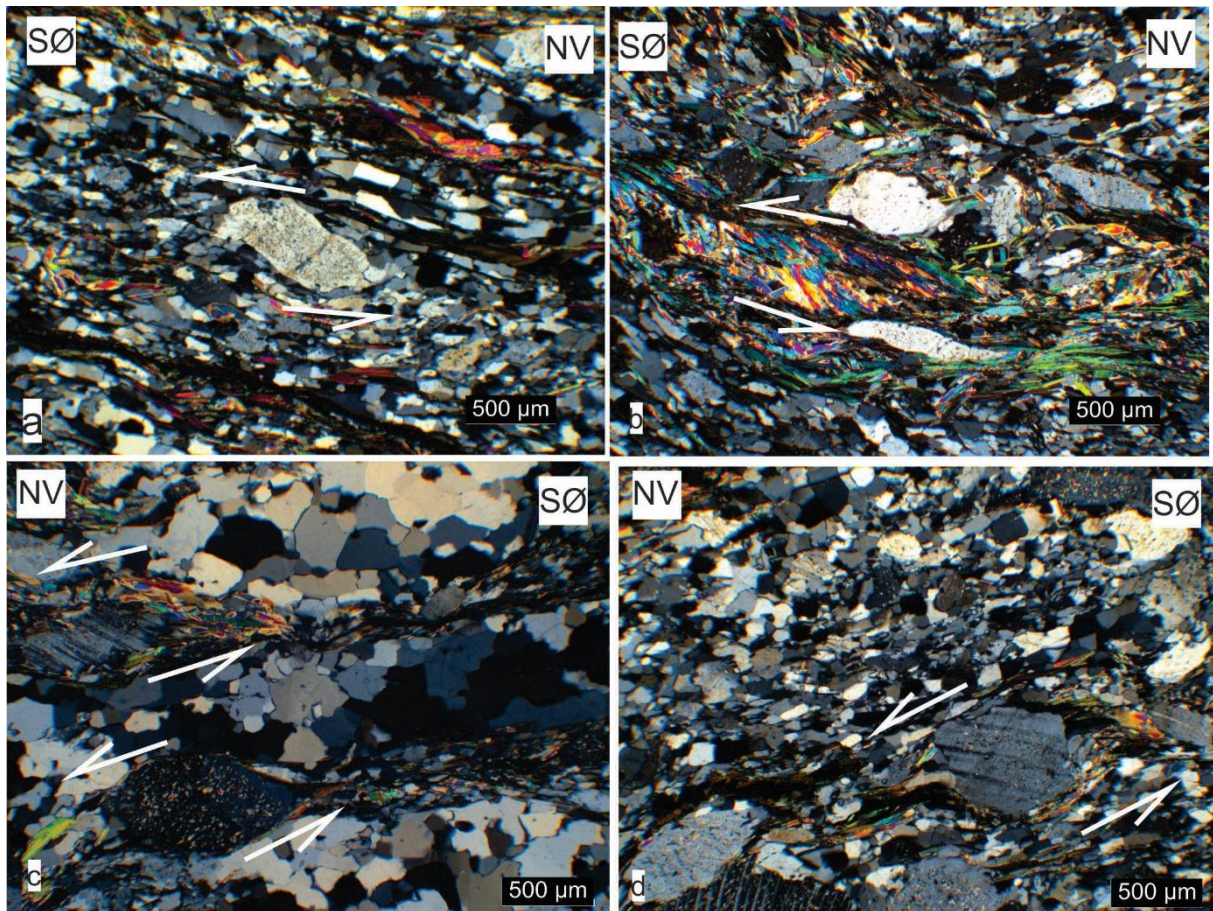
Figur 2.19: Feltfotografier av kinkbånd og chevronfolder (F2-folder) i nordlige del av den kvartsfeltspatiske gneisenheten. a, b) Konjugerte kinkbånd og -folder som krysser hverandre. c) Konjugerte chevronfolder subhorisontale akseplan/kinksoner. d) Chevronfolder med NV-vergens og akseplanparallele kinksoner med fall mot SØ. e) Mikrofoto (XPL) av krenulasjonskløv (S2) som kutte den foldede hovedfoliasjonen (S1). f) Stereonett med plottede akseplan til F2-folder.

I tillegg til folder, foliasjoner og lineasjoner, inneholder den kvartsfeltspatiske enheten også mafiske bergarter og granittiske pegmatittlinser (kap. 2.2.3) som kan si noe om deformasjonen i bergartene. Langs strandsonen, øst for Laukvika (Figur 2.1) er slike mafiske bergarter utbredt. Flere av de mafiske bergartene inneholder lyse, grovkornete kvarts- og feltspatkorn, som er strukket og viser boudinage-strukturer (Goscombe et al., 2004) (Figur 2.20 d). Slike boudinage-strukturer er tydeligere observert i pegmatittene som opptrer konsekvent parallelt med foliasjonen i sidebergartene (Figur 2.20 a), men alltid som isolerte linser, 1-3 meter i lengde, og opptil en meter tykke (Figur 2.20 c.). I tverrsnitt ser man at slike linser sannsynligvis var sammenfallende enheter, men som nå er avsnørt og krenulert langs såkalte knekkpunkter (Figur 2.20 b).



Figur 2.20: Feltfotografier av pegmatitter og mafiske bergarter med boudinage-strukturer. a) Nærmest avsnørte pegmatittlinser langs foliasjonslag. b) Tverrsnitt av glimmerskifre som inneholder en massiv pegmatittlinse. Merk at det opptrer kinkfolder langs grensene til linsa. c) Steiltstående metapelittiske bergarter med granittisk pegmatittlinse som opptrer som en «boudin» d) Mafisk bergart med kvartskorn som er strukne og viser boudinage-strukturer.

I tynnslip av bergarter tilhørende den kvartsfeltspatiske enheten (beskrevet kap. 2.2.3) observeres flere asymmetriske mikrostrukturer. Porfyroklaster opptrer ofte som sigmoidale kvarts- og feltspatkorn, med haler som er strukket parallelt med den foretrekkende orienteringen i bergartene. Det observeres også isolerte mineralkorn med sigmoidal form, klassifisert som glimmer/mineralfisker (Figur 2.21 b, c) (Mukherjee, 2011), og sigmoidale kluster av små kvartskorn. Disse kan brukes som skjærindikatorer, og viser i hovedsak en topp-mot-SØ-bevegelse.



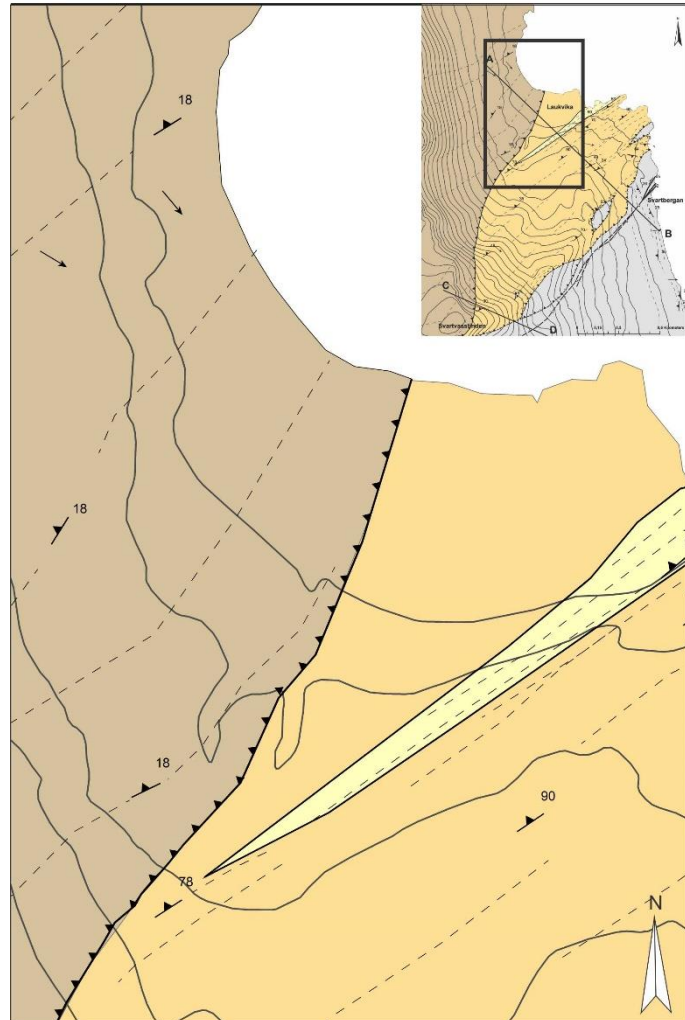
Figur 2.21: Mikrofoto (XPL) av mikrostrukturer i den kvartsfeltspatiske enheten. a) Sigmoidal plagioklaskorn i en matriks av kvarts. b) Glimmerfisker og sigmoidale plagioklaskorn. c) Plagioklas og glimmer opptrer som sigmoidale kluster. d) Porfyroklaster av plagioklaskorn med haler av glimmer.

2.3.5 Strukturer i Skipsfjorddekket og dens kontakt

Kontaktsonen mellom den midtre enheten og Skipsfjorddekkets bergarter er overdekket i lavlandet ved Laukvika (se kap. 2.2.4), men kan studeres like under Skipsfjorddekkets bergarter nær toppen av Svartvasstinden (Figur 2.7), hvor overgangen er gradvis og inneholder varierte litologier med godt utviklet foliasjon (se kap. 2.2.4). Internt er foliasjonen både planar og linseformet, og samlet viser den en tydelig mylonittisk tekstur (Figur 2.8), med innhold av en rekke folder og assosierte plan- og linjestrukturer (se under). Opp mot denne kontaktsonen avtar fallet til den generelt steile foliasjonen i de kvartsfeltspatiske bergartene i den midtre enheten. Det kan se ut som om dette skjer gradvis inn mot bergartene i selve Skipsfjorddekket, som har generelt slakt fall på ca. 25° mot NV (Figur 2.23 a, b). Langs strandsonen og i lavlandet er ikke en slik kontaktsoner observert. Det er her blitt samlet inn orienteringsdata fra spredte blotninger.

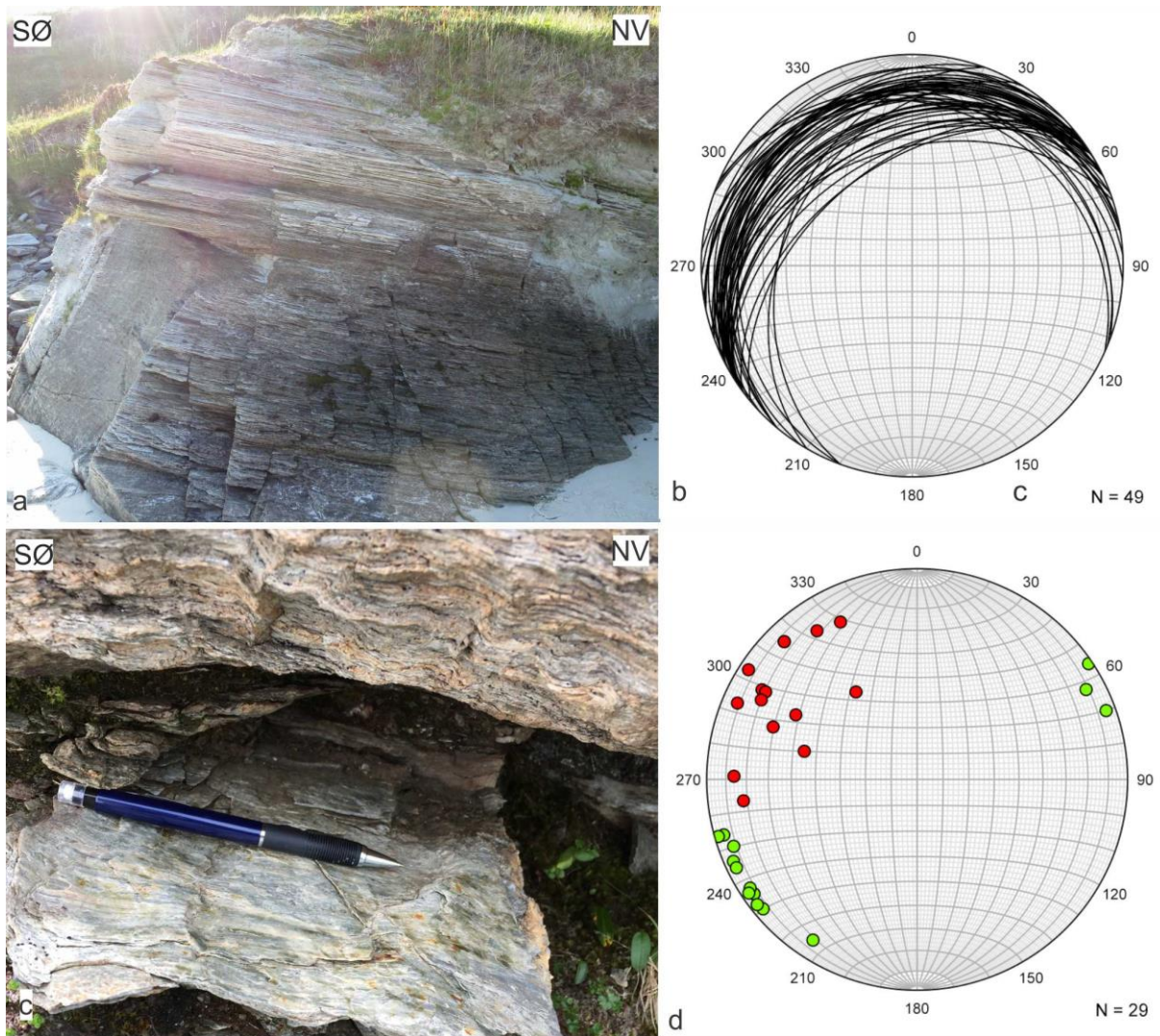
Til forskjell fra den avtagende foliasjonen opp mot kontaktsonen i fjellet, viser data her en brå endring i fall mellom nærliggende blotninger (Figur 2.22). Tross ulikheter i foliasjonenes fall, er strøket til i Skipsfjorddekket lik strøket til hovedfoliasjonen (S1) i den midtre enheten, og dermed vil Skipsfjorddekkets hovedfoliasjon også refereres til som S1.

På de sterkt folierte bergartene i Skipsfjorddekket, over kontaktsonen, observeres strekningslineasjoner av strukkede felsiske mineraler, lik de som er beskrevet i foliasjonsplan i den kvartsfeltspatiske enheten under. Stereoplott (Figur 2.23 d) viser at disse strekningslineasjonene ligger skrått til vinkelrett på strøket til foliasjonsplanene.



Figur 2.22: Kartutsnitt viser en brå overgang i orientering av foliasjonen mellom blotninger i lavlandet, hvor det er tolket at kontakten mellom enhetene går.

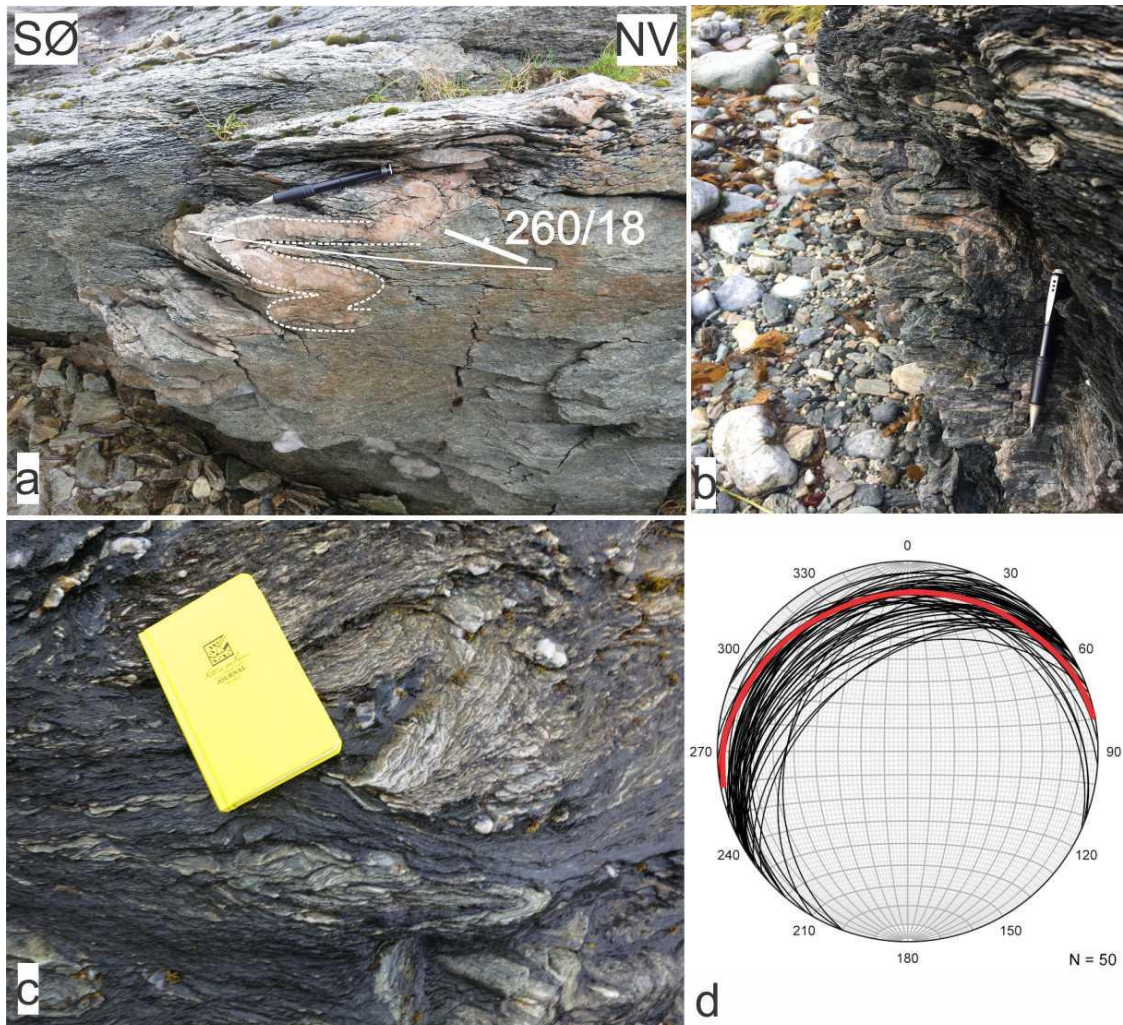
Strekningslineasjoner er også utbredt opp mot Svartvasstinden, og her opptrer de, som i de underliggende bergartene sammen med krenulasjonslineasjoner. Strekningslineasjonene er også foldet av asymmetriske F2-kinkfolder som i den kvartsfeltspatiske enheten (Figur 2.23 2.23c).



Figur 2.23: Feltfotoer og orienteringsdata for mylonittfoliasjon og lineasjoner i Skipsfjorddekket. a) Tett folierte bergarter i Skipsfjorddekket med NØ-SV strøk, og slakt fall mot NV. b) Stereoplott som viser orienteringsdata av Skipsfjorddekkets foliasjon (S1). c) Nærfoto av F2-kinkfoldete og krenulerte mylonitter ved toppen av Svartvasstinden. Merk uregelmessige L1-strekningslineasjoner på S1-flater ca. parallelt med penna. d) Stereoplott av strekningslineasjoner (røde punkt) og krenulasjonslineasjoner (grønne punkt).

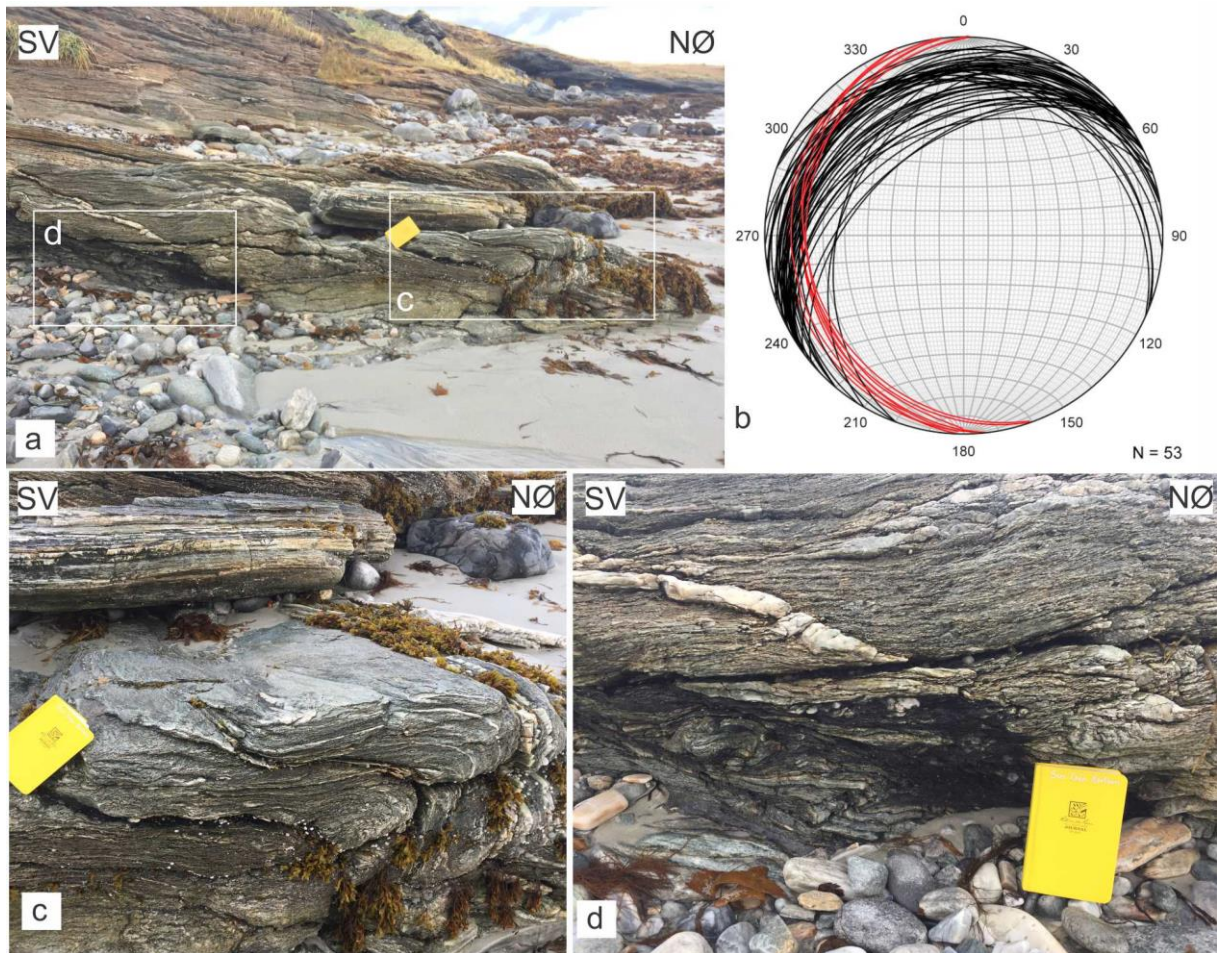
De samme bergartene inneholder her ofte kompetente kvarts- og pegmatittbånd, som flere steder er foldet av intrafoliale folder (Figur 2.24 a, b) som har avrundete svakt fortykkede foldehengsler, og geometri som varierer fra lukket til isoklinal. Orientering av akseplan til disse foldene faller sammen med hovedfoliasjonen (S1) i området (Figur 2.24 d), noe som underbygger at de er F1-folder (se diskusjon kap. 3.2.4). I andre soner observeres avrevne linser, foldeflanker og foldehengsler (Figur 2.24 c). Grunnet vanskelig tilgjengelige tverrsnitt,

kan ikke foldeaksen/hengselssonene måles direkte, men feltfotografier antyder at foldeaksen er tilnærmet parallelt med strøket til foliasjonen, og dermed i samsvar med de intrafoliale F1-foldene.



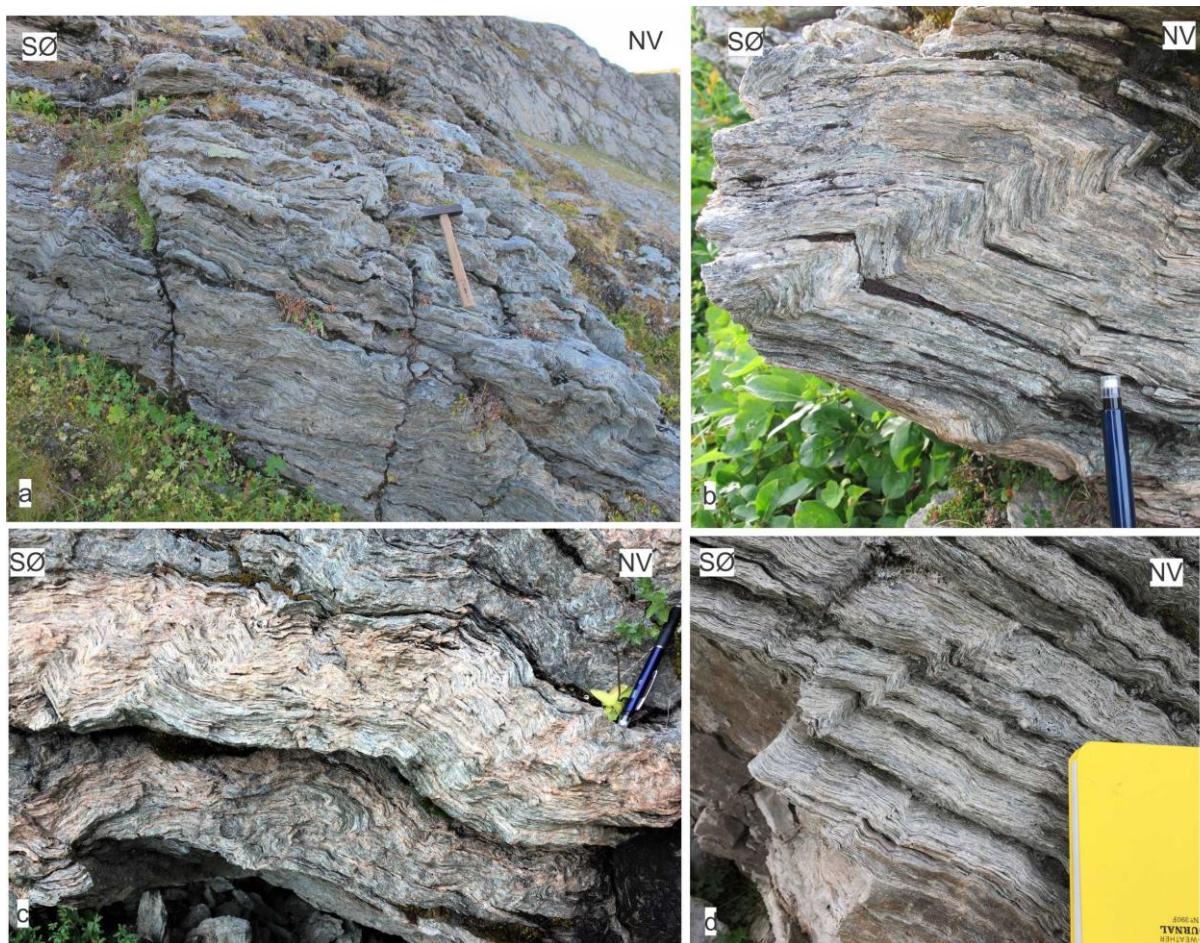
Figur 2.24: Feltfotografier av folder i Skipsfjorddekket fra strandsonen nord for Laukvika (Figur 2.1). a) og b) Intrafoliale tette til isoklinale F1-foldere i Skipsfjorddekket som folder bånd av kvarts og pegmatitt. c) Mylonittfoliasjon med avrevne linser, isoklinale foldeflanker og foldehengsler. d) Stereonett hvor akseplanet til F1-fold i a) er plottet sammen med S1-foliasjonen i Skipsfjorddekket.

I samme område er det også observert mesofolder med annen orientering enn F1-foldene beskrevet over (Figur 2.25). Geometrisk er disse foldene asymmetriske og hellende til liggende, vergerer mot Ø-ØNØ, har akser som stuper slakt mot N til NNV og akseplan som stryker NNV-SSØ til N-S som tilnærmet sammenfaller med S1-foliasjonen i Skipsfjorddekkets bergarter (Figur 2.25 b). En slik orientering er ca. vinkelrett på det gjennomsnittlig NØ-SV -lige strøket til foliasjonen i bergartene omkring.



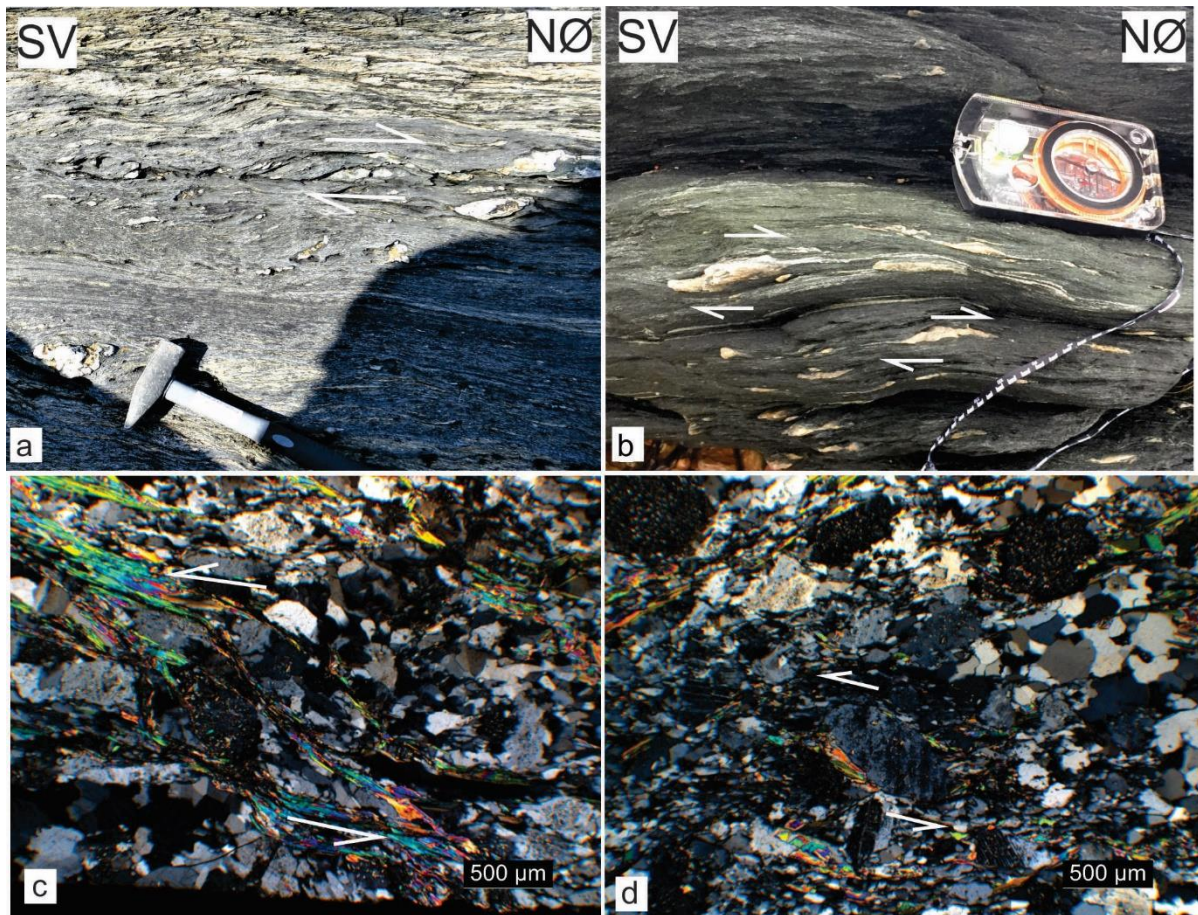
Figur 2.25: Feltfotografier av mesoskopiske folder observert langs strandsonen nord for Laukvika i Skipsfjorddekket. a) Oversiktsbilde av hvor foldene i c) og d) er observert. b) Viser foldenes akseplanorientering (rød) sammen med S1-foliasjonen i Skipsfjorddekket. c) Foldehengsel med ØNØ-vergens, med en NNV-stupende foldeakse. d) Mindre asymmetriske, hellende folder med lik vergens som fold a).

Småskala kink og chevronfolder lik de som finnes i den midtre hovedenheten, er også observert i Skipsfjorddekket, og definert som F2-folder, da de folder Skipsfjorddekkets hovedfoliasjon (S1). F2-foldene er mest utbredt i fjellet ved kontaktsonen og oppover mot toppen av Svartvasstind. De observeres både som konjugerte og/eller som enslige kinkbånd. De enslige båndene viser ofte en Z-geometri, og er utbredt langs kontaktsonen (Figur 2.26 b, d). Der slike folder opptrer sammen, har de oftest ulik geometri, varierende fra symmetriske til asymmetriske og med spisse foldehengsler, i noen tilfeller også som overbikkede og disharmoniske folder (Figur 2.26 a, c). Akseplanene (S2) til disse foldene faller moderat mot SØ, mens foldeaksene har vekslende stupning mot NØ og SV.



Figur 2.26: Feltfotografier av kinkbånd og kink- og chevronfolder i Skipsfjorddekket. a, c) Asymmetriske, overbikkede og disharmoniske folder. b, d) Kinkbånd med z-form oppe i og i nærheten av kontaktsonene på Svartvasstinden, med NV-vergens.

For utenom de strukturene om er beskrevet over, er det også blitt benyttet mesoskopiske og mikroskopiske skjærindikatorer til kinematiske studier av Skipsfjorddekkets mylonittiske bergarter. Innad i flere av mylonittene langs strandsonene er det observert asymmetriske, strekte og i noen tilfeller roterte kvarts- og feltspatklaster (opp til 5 cm) (Figur 2.27 a, b), og viser i hovedsak en topp-mot-NØ bevegelse. I tynnslip er det derimot observert mikrostrukturer som sigmoidale klaster, glimmerfisker og asymmetriske porfyrklaster, som i hovedsak viser en topp-mot-SØ bevegelse (Figur 2.27 c, d).



Figur 2.27: Feltfotografier og mikrofotografier av kinematiske indikatorer i Skipsfjorddekket. a, b) Mesoskala strukkede og roterte kvarts- og feltpatkorn som viser en topp-mot-NØ-bevegelse. c) Mikrofoto (XPL) viser sigmoidale kluster av kvarts og plagioklas med lepidoblastiske glimmermineraller rundt. d) Mikrofoto (XPL) viser sigmoidal plagioklaskorn. Mikrostrukturene i c) og d) viser en topp-mot-SØ bevegelse.

3 Resultatanalyse og diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene som ble presentert i kap. 2 bli diskutert i henhold til problemstillingene. Diskusjonen baserer seg på sammenligninger med litteratur og tidligere forskning (kap. 1). Diskusjonen vil først fokusere på dannelsen av bergartene i studieområdets tre hovedenheter, samt metamorfosegrad og metamorfosevariasjoner. Deretter vil dannelsen av deformasjonsstrukturene og kinematiske tolkninger av duktile skjærsoner i den kvartsfeltpatiske gneisenheten og Skipsfjorddekket diskuteres, som utgangspunkt for å tolke tektonisk setting av studieområdet. Dette sammen med kartlegging og analyse av dannelsen av de antatt metasedimentære enhetene under Skipsfjorddekket, har vært oppgavens hovedmål. Strukturenes relative alder vil også bli diskutert og strukturelle modeller vil bli foreslått for området, og avslutningsvis vil regionale implikasjoner av modellen bli diskutert og sammenlignet med strukturer og strukturutvikling ellers i Vest-Troms gneisregion og kort, Fennoskandia.

3.1 Petrografisk analyse

3.1.1 Diskusjon av gneisunderlaget

I gneisunderlaget finnes massive tonalitter og folierte tonalittiske gneiser lik de som er observert på Ringvassøya og Vanna (Binns et al., 1980; Bergh et al., 2007). De massive tonalittene domineres av grove korn av plagioklas sammen med kvarts og biotitt og muskovitt, og viser en fanerittisk tekstur, noe som underbygger at bergarten har et magmatisk opphav.

De tonalittiske gneisene har i hovedsak en svak gjennomgående foliasjon, men i interne soner viser de mylonittisk foliasjon og opptreden av porfyroklaster i form av kompetente tonalittlinser. Det tolket derfor at disse sonene representerer duktile skjærsoner. De mylonittiske gneisene stammer trolig fra en moderbergart av tonalitt, og er sannsynligvis blitt dannet som et resultat av skorpedeformasjon og skjærbevegelse, under orogenese (diskuteres i kap. 3.2.1).

En endring av metamorfosegrad er antydnet i de massive og mylonittiske bergartene i enheten. Hovedfasen for dannelse av de tonalittiske gneisene skjedde under amfibolittfacies basert på mineralparagenesene i de massive gneisene (plag+kvarts+biotitt+muskovitt) (Bucher et al., 2011). Granoblastisk rekrystallisering og omvandling av biotitt til kloritt og saussurittisering av

plagioklaskorn antyder lavgradsmetamorfose, og er knyttet til sonene med mylonittisk gneis, og er omvandlinger som forbindes med retrogradering (Barker, 2013).

De mafiske bergartene i gneisunderlaget opptrer som foliasjonsparallele lag og uregelmessige kropper. Den fine kornstørrelsen utelukker at de mafiske bergartene er dypbergarter, og er tolket til å være intrusive lagganger (*sills*). En lik mylonittisk foliasjon som i gneisene er også observert langs grensene til de mafiske intrusivene. Mineralomvandlinger viser klorittisering av amfibolmineraler, og styrker teorien om retrograd metamorfose. Mineralparagenesen i de mylonittiske gneisene (plagioklas+kloritt+kvarts) og deformerte mafiske intrusivene (plagioklas+kloritt) tyder på metamorfose ved grønnskiferfacies (Bucher et al., 2011). Retrograderingen er tolket til å være et resultat av deformasjon i øvre skorpenivå, muligens knyttet til innskyvning og heving av de overliggende enhetene.

En overgang til mer granittiske gneiser forekommer nordover i denne enheten, mot kontakten til den midtre kvartsfeltspatiske enheten. Bergarter med granittisk sammensetning viser mye av de samme mineralene (+mikroklin) og teksturene som de massive tonalittiske bergartene, og er derfor også tolket til å ha et magmatisk opphav, og dannet som en del av gneisunderlagets.

Kontaktsonen mellom gneisunderlaget og den midtre enheten er karakterisert ved veksling i litologi (kap. 2.2.2), som tyder på opptreden av linser langs og i nærheten av kontakten og vil diskuteres videre i kap. 3.2.2.

3.1.2 Diskusjon av den kvartsfeltspatiske enheten (midtre enhet)

Kvartsfeltspatiske gneiser og mulige metasedimentære bergarter, dominerer den midtre enheten og skiller den petrografisk fra det underliggende gneisunderlaget. Opptreden av det som er antatt å være primær lagning av metapsammitter og metapelitter, i form av rytmiske vekslinger mellom lyse kvartsfeltspatiske og mørkere glimmerrike skifre (se kap. 2.2.3), og ellers kvartsrike bergarter, antyder at hele, eller deler av den midtre enheten stammer fra sedimentære avsetninger, og derav defineres gneisene her som paragneiser. En tett gjennomgående foliasjon i glimmerrike bergarter, som er parallell med antatt primær lagning og som stedvis er mylonittisk, er mest sannsynlig dannet ved lagparallell duktil deformasjon og skjærbevegelse, hvor variasjonen i den mylonittiske foliasjonen gjennom enheten, kan være et resultat av både ulik kompetanse i bergartene, og forskjellige deformasjonsprosesser. Dette kan styrke antagelsen om at den midtre gneisenheten består av omdannede kvartsfeltspatiske sandsteiner, slitsteiner og leirsteiner.

Hovedmineralogien i de rytmiske antatt lagdelte metapelittiske og metapsammistiske bergartene er kvarts+plagioklas+kloritt+lys glimmer/muskovitt+karbonat (se kap. 2.2.3), noe som indikerer lav metamorfosegrad under dannelsen av foliasjonen i bergartene. Opptreden av store mengder kloritt sammen med titanitt, kan vise til omvandling fra biotitt til kloritt, da titanitt opptrer som restmineral ved en slik omvandling (Eggleton et al., 1985). Klinosoizittporfyroklaster av omvandlet plagioklas, viser her tegn på fullstendig saussurittisering, som også er en vanlig omvandling under lavgrads metamorfose.

Mafiske bergartene er veldig utbredt i den midtre enheten, og opptrer langs foliasjonen, og dermed tolket til å være intrusive mafiske lagganger (*sills*). Man ser en lik trend i mineralogi og omvandling i de mafiske bergartene i den midtre delen, som i de mafiske bergartene i gneisunderlaget, ved at klorittisering av amfibolmineraler trolig henger sammen med økt grad av deformasjon. Mineralomvandlingene i de deformerte, klorittiserte mafiske intrusive og de metasedimentære bergarter i denne enheten tyder på deformasjon ved retrograd grønnskifer facies metamorfose.

Opptreden av metasedimentære bergarter i form av paragneiser og som sekvenser med primær lagning er tolket til å være et resultat av en heterogen deformasjon i enheten under innskyvning. Det antas dermed at denne enheten i hovedsak består av sedimentære avsetninger, med avrevne linser som stammer fra gneisunderlaget.

3.1.3 Diskusjon av Skipsfjorddekket og dens kontakt

Bergartene i Skipsfjorddekkets kontaktzone er heterogen og består av mange sterkt folierte kvartsfeltspatiske mylonitter, karbonatholdige mylonitter, klorittrike fylonitter og lokalt massive amfibolitter (Figur 2.7). Den dominerende opptreden av ultramylonitter, underbygger en lokalisering av spenning i denne sonen (se videre diskusjon kap.3.2.4). Som også styrkes av at bergarter tilhørende den kvartsfeltspatiske gneisenheten under kontaktsonen og bergarter over kontaktsonen viser har en annen tekstur, med flere porfyroklaster og segregasjonsbånd, og lavere andel matriks, og ikke gjennomgått en like høy grad av deformasjon som ultramylonittene.

I de mafiske bergartene ser man den samme trenden som i de mafiske bergartene i de andre to enhetene, med hensyn til variasjoner i grad og type foliasjon, tekstur og farge. Flere av de mafiske linsene i kontaktsonen består av klorittskifre, tolket som ultramylonitter, langs

grensene til sidebergartene, og en massiv kjerne som fortsatt viser plagioklas og amfibol med en fanerittiske, magmatiske tekstur (Figur 2.8). Den grønne fargen på de mest deformerte, fylonittiske mafiske bergartene tyder på klorittisering og epidotisering av plagioklas og amfibol, mest sannsynlig på grunn av duktil deformasjon og skorpeheving.

Skipsfjorddekkets bergarter viser store petrografiske likheter med bergartene i den kvartsfeltspatiske enheten. Man observerer for eksempel de samme petrografiske og metamorfe variasjonene som i den midtre enheten, og delvis også i gneisunderlaget, ved opptreden av like mineralparageneser (kvarts+plagioklas+kloritt+muskovitt) og den samme mylonittiske foliasjonen og tegn på omvandling av mineraler. De største petrografiske forskjellene mellom den kvartsfeltspatiske enheten og Skipsfjorddekket er et større innhold av rytmisk vekslende antatt sedimentær primære lag i den kvartsfeltspatiske enheten, mens Skipsfjorddekkets bergarter har en mer variabel opprinnelse.

Skipsfjorddekket er tolket til å være en tektonisksammenblanding av tonalittisk ortogneiser, med mindre mengder kvartsfeltspatiske bergarter og intrusive sekvenser, med en høyere deformasjonsgrad og mylonittisering enn i den kvartsfeltspatiske enheten, og stammer trolig fra gneisunderlaget.

3.2 Strukturgeologisk og kinematisk analyse

De strukturelle hovedelementene, flatestrukturer, linjestrukturer og folder, er allerede blitt gruppert i to genetiske grupper (D1, D2) etter deres relative alder og utvikling, noe som videre vil bli diskutert under. Dette sammen med andre kinematiske indikatorer vil gi grunnlag for å kunne tolke kinematikken i området, og videre bli brukt til å foreslå en strukturell utviklingsmodell for området, og til å korrelere med tektonikk i en regional skala.

3.2.1 Diskusjon av strukturer i gneisunderlaget

De strukturelle hovedtrekkene i enheten er en N-S strykende gneisfoliasjon (S^{GU}) med fall mot V, og tilhørende skrå NØ-SV strykende strekningslineasjoner (L^{GU}), med lokale soner med sterkt folierte mylonittiske bergarter tolket som foliasjonsparallele skjærsoner. Dette underbygges av tilstedeværelse av S-C mylonitter og opptreden av porfyroklaster (Figur 2.12). S-C mylonitter med porfyroklaster viser topp-mot-NØ-bevegelse, som sammen med

strekingslineasjonene (L^{GU}) i enheten indikere at bergartene her har vært utsatt for Ø-V rettet forkortningen med skrå NØ-rettet skyving.

Mafiske intrusive lagganger (*sills*) og amfibolittkropper i gneisunderlaget viser den samme gneisfoliasjonen (S^{GU}) og mylonittisk foliasjon langs grensene til de massive tonalittiske sidebergartene. Siden de mafiske bergartene deler foliasjon med de tonalittiske gneisene er det antatt at disse er eldre enn dannelsen av gneisfoliasjonen. Dannelsen av den mylonittiske foliasjonen langs grensene til sidebergartene i disse mafiske laggangene, kan sammen med de foliasjonsparallele skjærsonene i de tonalittiske bergartene være et resultat av deformasjon ved innskyvning av overliggende enheter, og er dermed yngre enn hovedfoliasjonen (S^{GU}), selv om disse er parallelle.

Opptreden av kataklastiske bergarter i gneisene nordover mot kontakten til den midtre enheten (kap. 2.3.3) indikerer tilstedeværelse av sprø deformasjon, og NØ-SV strykende, sprø normalforkastninger. En slik forkastningssone bekreftes av flere bruddplan med fall mot NV som inneholder NV-SØ strykende glidestriper og viser fallrettet (*dip-slip*) bevegelse ned-mot-NV. De observerte bruddplanene kutter gneisunderlagets foliasjon, og dermed de yngste observerte strukturene i gneisunderlaget, trolig dannet senere som et resultat av skorpeekstensjon. Grunnet ekstensjon i tidligere perioder kan man ikke utelukke at de sprø forkastningene er reaktivert langs tidligere svakhetssoner, men mest sannsynlig er disse et resultat av en senere ekstensjonshendelse (se videre diskusjon kap. 3.4).

3.2.2 Diskusjon av strukturer i kontakt mellom gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten

Mellom gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten er det påvist vekslende tonalittiske og kvartsfeltspatiske gneisbergarter, med variasjon i orientering. Det konkluderes med en tektonisk kontakt, relatert til duktile forkastninger, og at den midtre kvartsfeltspatiske enheten trolig er skjøvet inn over gneisunderlaget. Variasjoner i orientering (Figur 2.15) av gneisunderlagets foliasjon i nærheten av den kvartsfeltspatiske enheten gir grunnlag til å tro at kontakten mellom enhetene er foldet som et resultat av innskyvningen. Vekslingen av litologier, særlig nordover langs strandsonen fra gneisunderlaget (Figur 2.15), og opp mot Svartvasstinden konkluderes med tilstedeværelsen av større tektoniske linser fra gneisunderlaget langs og i nærheten av kontakten. Opp langs fjellryggen er kontakten vanskelig å følge, men det er steder hvor overgangen er brå mellom litologiene, men foliasjonen er likt orientert i begge enhetene.

Dette favoriserer tilstedeværelsen av en foliasjonsparallel tektonisk kontakt, mulig skyvesone, opp mot Svartvasstinden.

3.2.3 Diskusjon av strukturene i den kvartsfeltspatiske gneisenheten (midtre enhet)

Det er observert steiltstående primær lagning (S0) i mulige metapsammitter og metapelitter i den midtre enheten, som overalt er parallell med hovedfoliasjonen (S1) i bergartene. Hvis dette er primær lagning, må denne ha blitt tilnærmet tektonisk vertikalstilt som følger av regional folding og/eller forkastning av opprinnelige, horisontalt lagdelte sedimentære bergarter i enheten (Figur 3.1). Den parallelle NØ-SV strykende S1-foliasjonen i enheten og tilhørende VNV-ØSØ til NV-SØ strykende strekningslineasjoner (L1) (Figur 2.16) antyder at slik eventuell regional folding, og tilhørende foliasjon er dannet under NV-SØ rettet skorpeforkorting med skrå, topp-mot-SØ til ØSØ skyving og lokalt mot NV til VNV, og er trolig et resultat av innskyvningen av hele den midtre enheten. En slik tolkning underbygges av skjærindikatorer, som porfyroklaster og sigmoidale klaster, som i hovedsak viser en topp-mot SØ skjærbevegelse (Figur 2.21).

De steiltstående lagene er tolket til å representere deler av F1 folder i enheten, noe som også antyder at S1-foliasjonen representerer akseplankløv. Brå variasjoner i orientering av foliasjon sammen med observerte småskala asymmetriske F1-folder med vergens mot SØ (Figur 2.18), trolig parasittfolder til regionale folder, forsterker denne tolkningen. SØ rettet vergens i de mindre observerte foldene sammen med et hovedsakelig fall mot NV underbygger en revers transportretning mot SØ under skorpeforkortningen (D1). Mangel på hengselsoner i området gjør det vanskelig å dokumentere større F1-folder i enheten, men en antagelse er at de spredte smale ryggene med steil foliasjon i lavlandet er mer kompetente foldeflanker, mens bredere, overdekte myrsøkk er lokalisert til hengselssoner til slike større folder hvor foliasjonen er hellende til liggende, og trolig erodert.

Asymmetriske F2-folder er best utviklet i de metasedimentære bergartene langs strandsonen ved Laukvik, hvor de opptrer som konjugerte kinkbånd og liggende chevronfolder (Figur 2.19). Chevronfolder er ofte et resultat av konjugerte kinkbånd som har gjennomgått videre deformasjon (Paterson et al., 1966) (Figur 3.1). Siden både kinkbånd og chevronfolder opptrer i nærheten av hverandre er dette trolig et resultat av kompetanseforskjell i bergartene, hvor de minst kompetente bergartene har blitt mer påvirket av deformasjon. Akseplanene (S2) til F2-

foldene har omtrentlig samme NØ-SV strøk som F1-foldene, og de faller henholdsvis mot NV og SØ avhengig av foldenes vergens, men er i noen tilfeller nærmest horisontale (Figur 2.18). Siden både hovedfoliasjonen S1 og akseplanene (S2) til F2-folder har samme strøk, indikerer dette at både D1-strukturene og D2-strukturene er dannet ved NV-SØ rette forkortning. Krenulasjonslineasjoner (L2) som folder strekningslineasjoner (L1) på foliasjonsflatene forsterker denne teorien, da disse lineasjonene må ha blitt dannet separat, langs hengselssonen til F2-folder. Orienteringsdata for L1-strekningslineasjoner og L2-krenulasjonslineasjoner viser dog at lineasjonene ikke står helt vinkelrett på hverandre (Figur 2.17), noe som videre kan indikere en viss variasjon i transportretning (forkortning) under de to deformasjonsfasene (D1-D2). En mulighet er at etter dannelsen av S1-foliasjonen under SØ-rettet innskyvning, har D2-strukturene blitt dannet ved ren horisontal kompresjon under videre NV-SØ rette forkortning.

De mafiske bergartene i den midtre enheten finnes langs hele strandsonen ved Laukvika som foliasjonsparallele enheter og med den samme S1-foliasjon som bergartene i resten av enheten, og må på grunn av dette være eldre enn deformasjonen som dannet disse strukturene. Det samme gjelder for de granittiske pegmatittene, som er mindre folierte, sannsynligvis grunnet kompetansecforskjellen mellom disse sidebergartene. Disse er trolig pre-tektonisk fordi de er avsnørte, foliasjonsparallele linser i mulig boudinage-struktur (Goscombe et al., 2004) (Figur 2.20). Det eksisterer flere pegmatittlinser avsnørt langs samme lag, og de har trolig vært kontinuerlig før den først deformasjonsfasen (D1). Ved den NV-SØ rettede kompresjonsfasen (D1), er boudinage-strukturen blitt dannet som et resultat av NV-SØ rettet forkortning vinkelrett på S1-foliasjonen (Figur 3.2), med tilhørende strekning og mulig skjærdeformasjon i lengderetning (skyveretningen) parallelt med L1, men kan ikke konkluderes da hele pegmatittlinser ikke er observert i tverrsnitt. Det observeres kinkfolder og krenulasjoner langs grensene til disse linsene, som underbygger at linsene og boudinage-strukturen ble dannet før deformasjonsfasen (D2) som dannet F2-foldene.

3.2.4 Diskusjon av strukturer i Skipsfjorddekket

Den øverste tektoniske enheten i studieområdet, Skipsfjorddekket, har også en dominerende foliasjon (S1) som er mylonittisk og sammenfaller med den NØ-SV strykende og NV-hellende foliasjonen i den midtre kvartsfeltspatiske gneisenheten. Også de tilhørende strekningslineasjonene samsvarer godt med L1-lineasjonene i det midtre enheten. Det antas dermed at disse foliasjonene er dannet under samme deformasjonsfasen (D1) som omfatter NV-

SØ rettet forkortning og revers, duktil skyving mot SØ. Det som skiller foliasjonen i disse to enheten fra hverandre, er det steile fallet i den kvartsfeltspatiske enheten. En mulighet er at variasjoner i underliggende enheter, trolig i form av reversforkastninger, har dannet flaterampestrukturer (McClay, 1992), som har medført ulik skråstilling i av de innskjøvede enhetene (kap. 3.3).

Synlige F1-folder er heller ikke veldig utbredt i denne enheten, men de som er observert består ofte av foldede pegmatitt- og kvartsårer med akseplan som samsvarer med S1-foliasjonen i enheten. Avrevne foldehengsler, flanker og linser i bergarter er antatt å stamme fra F1-folder som ved videre revers duktil skyving og skjærbevegelse er omdannet til transponerte folder (Hobbs et al., 1976). Slike transposisjonsfolder opptrer gjerne i områder med høy grad av skjærbevegelse (Carreras et al., 2005), noe som forsterker denne tolkningen. Trolig finnes slike transponerte folder i hele enheten, mens fullt bevarte folder kun er tilstede i mer kompetente bergarter, som pegmatitter.

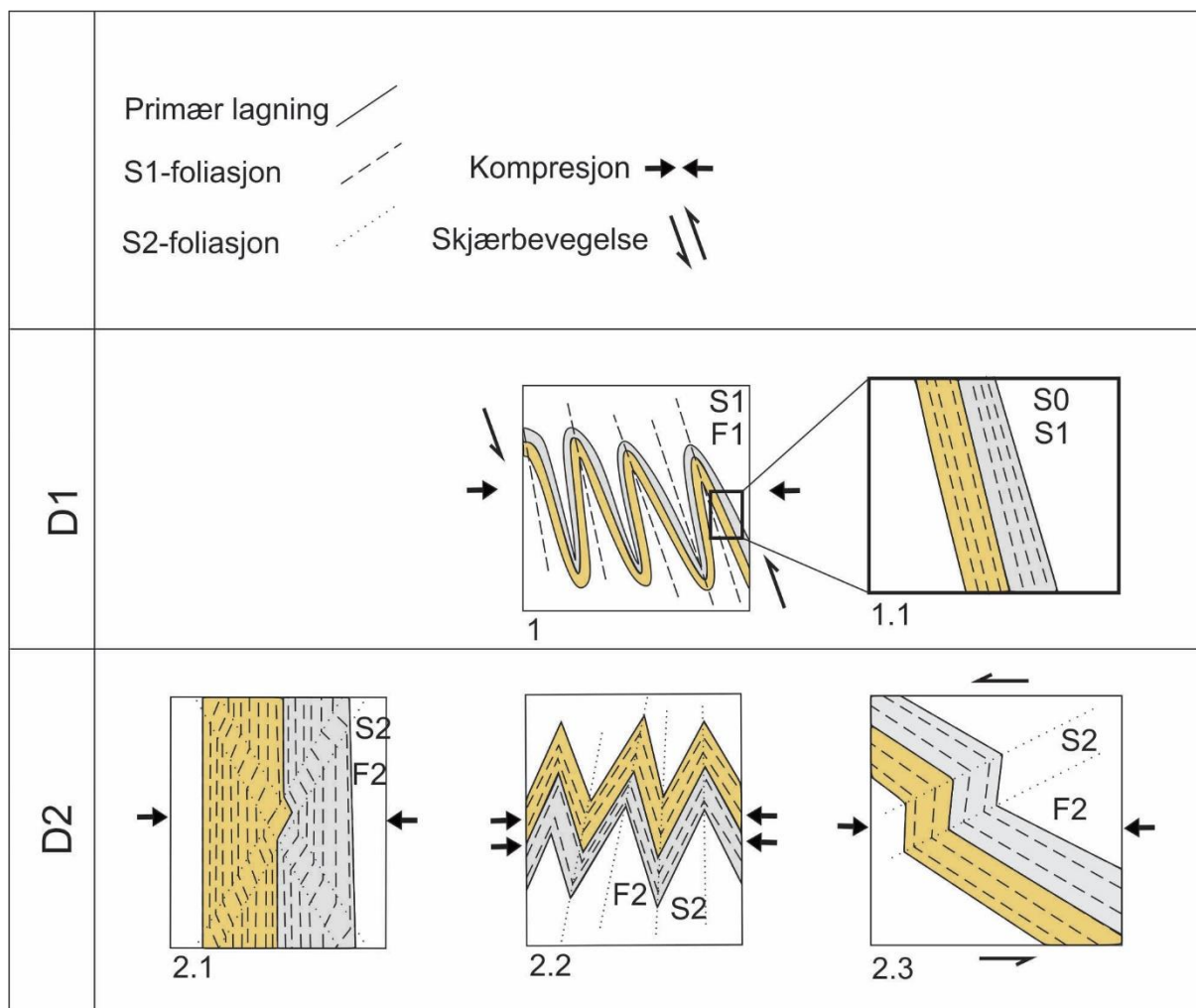
Variasjon i foldeaksers orientering er vanlig i Skipsfjorddekket. Den vanligste orienteringen er akser med NØ-SV trend som er ca. vinkelrett på strekningslineasjonene (L1) dvs. skyveretningen (Figur 2.24). Det fins også NNV-SSØ strykende folder, med vergens mot Ø som er skrå til S1-foliasjonens strøk og subparallell med L1-strekningslineasjonene (Figur 2.25). En mulig tolkning er at dette skyldes rotasjon av deler av F1-foldene akser inn mot skyveretning, og at foldene dermed er sheathfolder (Alsop et al., 2006), som er dannet samtidig som F1-foldene. Slike folder dannes ofte i skyvedekker og i nærheten av skyvekontakter, hvor de er dannet ved videre progradering av tilstedeværende folder, noe som gjør at disse i tverrsnitt vil vise en vinkelrett geometri på transportretningen (Bell et al., 1984). Andre muligheter er at disse representerer en senere deformasjonsfase, og representerer F2-folder. For å kunne fastslå en av disse tolkningene trengs det imidlertid et større datagrunnlag.

Kinkbånd og chevronfolder (F2) er utbredt i og over kontaktsonen ved toppen av Svartvasstinden, men lite observert langs strandsonen. I nærheten av kontaktsonen, opptrer F2-foldene ofte som enslige asymmetriske kinkbånd med Z-geometri (Figur 2.26). Til forskjell fra asymmetriske folder som dannes ved foliasjonsparell kompresjon, vil kinkbånd av denne typen danne akseplan (kinksoner) som vergerer i motsatt retning av skjærbevegelsen (Davis et al., 2011). I dette tilfelle vergerer kinkbåndene mot NV, noe som antyder skjærbevegelsen i kontaktsonen mot SØ (Davis et al., 2011). Disse er trolig dannet samtidig som F2-foldene i den midtre, kvartsfeltspatiske enheten, og F2-foldene over kontakten, i Skipsfjorddekket, men har

blitt påvirket av skjærbevegelse under dannelsen. En hypotese er at under D2-deformasjonen var det fortsatt skjærbevegelse langs kontakten til Skipsfjorddekket, noe som har ført til at F2-foldene i og i nærheten av kontaktsonen til Skipsfjorddekket opptrer med Z-geometri (Figur 3.1). De tilhørende krenulasjonslineasjonene (L2) folder også strekningslineasjonene (L1) i Skipsfjorddekket, som i den midtre enheten, og forsterker tanken om at de to strukturelt øverste hovedenhetene er deformert under de to samme deformasjonsfasene.

Som i de andre enhetene ligger de mafiske bergartene også her som foliasjonsparallele linser og lag, men her kan de følges langs fjellsidene nordover (Figur 2.10). Bergartene har ofte en massiv kjerne og en tett foliasjon langs grensene til sidebergarter tyder på at det har vært bevegelse kun langs grensen på disse linsene, og at den massive indre delen av disse bergartene derfor har bevart sin magmatiske tekstur.

Asymmetriske klaster og mylonittiske teksturer både i meso- og mikroskala er observert langs strandsonen i Skipsfjorddekket. Flere av disse strukturene viste en topp mot NØ-bevegelse, og samsvarer dermed ikke med den dominerende skyveretningen for Skipsfjorddekket. En mulighet er at disse kan ha sammenheng med de Ø-vergerende foldene langs strandsonen, men det kreves et større datagrunnlag for å konkludere med dette. I hovedsak viser mikrostrukturer som porfyroklaster, glimmerfisker og sigmoidale klaster en topp-mot-SØ bevegelse, som underbygger tolkningen av SØ-rettet transport.



Figur 3.1: Skjematisk figur om dannelsen av F1- og F2-folde og relaterte strukturer i studieområdet (modell ikke i skala). D1-strukturene tolkes som et resultat av horisontal kompresjon og skjærbevegelse, og har resultert i vertikalstilling av lag og dannelsen av isoklinale F1-folde og tilhørende S1-akseplankløy, som vist i figur 1. Som følge av dette vil S1-akseplankløy være parallell med lagningen (S0) som vist i figur 1.1. D2-strukturene tolkes som et resultat av en senere fase horisontal kompresjon, hvor bare noen av strukturene viser tegn på skjærbevegelse. Figur 2.1 viser konjugerte kinkbånd dannet ved horisontal kompresjon. Figur 2.2 viser chevronfolde dannet ved videre deformasjon under horisontal kompresjon (Paterson et al., 1966). Figur 2.3 viser Z-formet kinkbånd dannet ved horisontal kompresjon sammen med en sinistral skjærkomponent (Davis et al., 2011).

3.3 Strukturgeologisk og tektonisk utviklingsmodell

Basert på diskusjon vil det bli foreslått en modell som beskriver den tektoniske utviklingen og dannelsen av D1- og D2- strukturene i den kvartsfeltspatiske gneisenheten og Skipsfjorddekket.

Utgangspunktet for modellen vil være tilstedeværelsen av riftbasseng med sedimentære avsetninger, som representerer den antatt primære lagningen (S0) observert i den kvartsfeltspatiske gneisenheten (Figur 3.2 a).

NV-SØ skorpeforkortning har ført til inversjon av riftbasseng, ved reaktivering av riftrelaterte normalforkastninger om til reversforkastninger, og SØ-rettet transport av bassengets avsetninger samt deler av gneisunderlaget (Figur 3.2 b).

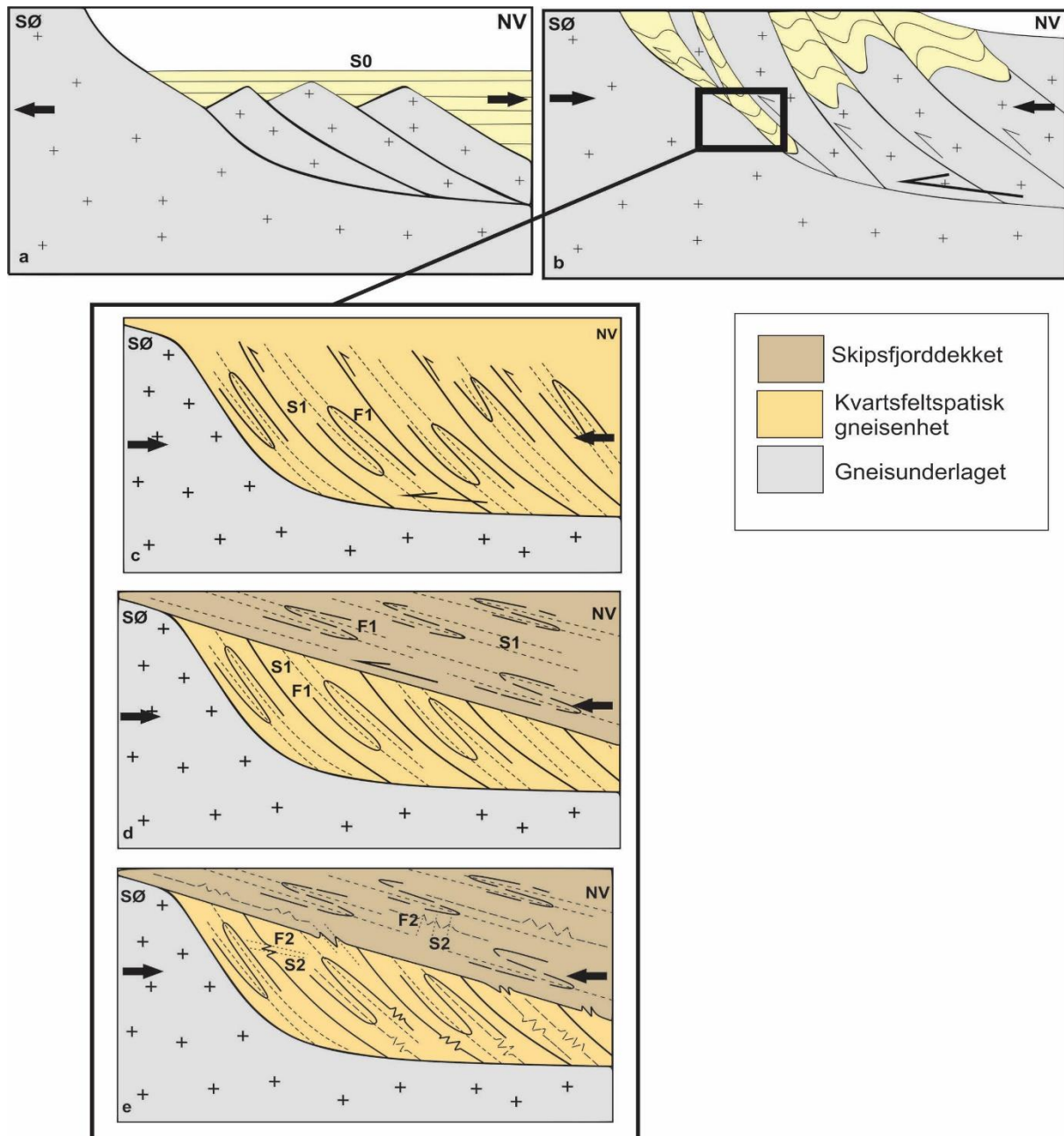
I studieområdet førte NV-SØ rettet skorpeforkorting, og skyving mot SØ til innskyvning av den kvartsfeltspatiske gneisenheten langs en lavvinklet skyveforkastning i gneisunderlaget (D1). Svakt skråstilte ramper i gneisunderlaget, trolig i form av bratte reversforkastninger, begrenset videre innskyvning av enheten. Dette resulterte videre til utvikling av steile imbrikerte skyveforkastninger innad i enheten, ved *in-sequence* skyving, som baserer seg på at forkastninger i et skyvesystem dannes progressivt med skyvebevegelsen (McClay, 1992). I studieområdet startet dannelsen av de steile skyveforkastningene i NV, utviklet seg mot SØ (Figur 3.2 c). ØSØ til SØ-rettet skjærbevegelse og forskyvning langs de steile forkastningene har resultert i dannelsen av isoklinale, SØ vergerende F1-folder og tilhørende S1-akseplankløv som representerer den steile foliasjonen i den kvartsfeltspatiske enheten.

Ved videre NV-SØ rettet forkortning har plassmangel, grunnet tilstedeværelse av ramper i gneisunderlaget, ført til dannelsen av en lavvinklet *out-of-sequence* skyveforkastning, NV for den kvartsfeltspatiske gneisenheten (Figur 3.2 d). *Out-of-sequence* skyving baserer seg på at forkastningen ikke følger en *in-sequence* utvikling. Dette kan være ved at skyveforkastningene prograderer i motsatt retning som transportretningen, ved at eldre *in-sequence* forkastninger reaktiveres eller ved at det dannes nye skyveforkastninger som kutter eller deformerer strukturene dannet *in-sequence* (Morley, 1988). Den lavvinklede *out-of-sequence* forkastningen representerer kontakten mellom den kvartsfeltspatiske gneisenheten og Skipsfjorddekket, og kutter trolig D1-strukturene i den kvartsfeltspatiske gneisenheten, og har fungert som en lavvinklet rampe for videre transport av Skipsfjorddekket mot SØ. Ved skjærbevegelse og forskyvning langs den lavvinklede forkastningen har isoklinale og transponerte folder (F1) og tilhørende akseplankløv (S1) blitt dannet, og representerer D1-strukturer i Skipsfjorddekket.

Samlet representerer den tolkede lavvinklede forkastningen under den kvartsfeltspatiske gneisenheten, det imbrikerte skyvesystemet innad i den midtre kvartsfeltspatiske gneisenheten, og den lavvinklede *out-of-sequence* forkastningen til Skipsfjorddekket en storskala dupleks (Butler, 1982), som et resultat av D1-hendelsen i studieområdet (Figur 3.2 d).

D2-hendelsen i studieområdet er tolket til å være en senere fase av NV-SØ rette skorpeforkortning, der området ble påvirket av ren horisontal kompresjon, i hovedsak uten

skjærbevegelse (Figur 3.2 e). Dette resulterte i dannelsen av kinkfolder og chevronfolder (F2-folder) med tilhørende S2-akseplankløy i både den kvartsfeltspatiske gneisenheten og i Skipsfjorddekket (Figur 3.1).



Figur 3.2: Struktureologisk og tektonisk utviklingsmodell. (Modell ikke i skala) a) Riftbasseng dannet ved ekstensjon, med sedimentære avsetninger (S0). b) Inversjon av riftbasseng, grunnet NV-SØ skorpeforkortning. Reaktivering av tidligere normalforkastninger til reversforkastning, med transport mot SØ (bevegelse vist med pil). Studieområdet innfelt i figur b, og viser lokal struktureologisk og tektonisk utvikling i figur c, d og e. c) Innskyvning av den kvartsfeltspatiske gneisenheten mot steil svakt skråstilte ramper i gneisunderlaget. Dannelse av *in-sequence* skyvesystem (eldst i NV, prograderer mot SØ). Isoklinale F1-folder og tilhørende S1-akseplan. Primær lagning (S0) er ikke tegnet inn i figuren, men vil være parallell med S1 (stiplet linjer). d) Innskyvning av Skipsfjorddekket ved en lavvinklet *out-of-sequence* forkastning som kutter eldre *in-sequence* forkastninger i underliggende enhet. Isoklinale og transporterte F1-folder og tilhørende akseplan S1 i Skipsfjorddekket. e) Senere fase med NV-SØ rette skorpeforkortning og horisontal kompresjon viser dannelsen av F2-folder og tilhørende S2-akseplankløy, og representerer D2-hendelsen.

Modellen viser at D1-strukturene i den kvartsfeltspatiske gneisenheten er dannet før D1-strukturene i Skipsfjorddekket, men siden begge enhetene er skjøvet inn ved NV-SØ rettet skorpeforkortning og SØ rettet skyving er hele perioden av innskyvning tolket som D1-hendelsen. Tolkningen av at Skipsfjorddekket er en *out-of-sequence* forkastning er underbygget av ulike fall i kvartsfeltspatiske gneisenheten hovedfoliasjon og Skipsfjorddekkets hovedfoliasjon, og observasjoner av brå endringer av orientering av foliasjon i nærheten av tolket kontakt (Figur 2.22). Det er dermed antatt at forkastningen kutter underliggende strukturer i den kvartsfeltspatiske gneisenheten. D2-strukturene i begge hovedenhetene er derimot tolket til å være dannet samtidig under en senere fase av NV-SØ rettet forkortning, ved horisontal kompresjon. Dette underbygges av at F2-foldene opptrer i begge enhetene, og at F2-foldene i den kvartsfeltspatiske gneisenheten ikke er kuttet av det overliggende Skipsfjorddekket. Siden F2-foldene i nærheten av kontakten til det overliggende Skipsfjorddekket viser en trend av Z-geometri, er en mulighet at det fortsatt var skjærbevegelse langs kontakten under D2-deformasjonen.

3.4 Regionale implikasjoner

I dette kapitlet vil egne resultater bli sammenlignet med tidligere arbeid og foreslåtte modeller, i hovedsak fra Vanna, men det vil også bli diskutert sammenhenger og likheter med Vest-Troms gneisregionen, og kort Fennoskandia.

Gneisunderlaget er tolket til å være studieområdets eldste hovedenhet, og består av tonalitter og tonalittiske gneiser av magmatisk opprinnelse. Petrografisk samsvarer dette med tidligere tolkninger av gneisunderlaget som en del av Dåfjordgneisen, på Ringvassøya (Zwaan, 1989) i den nordøstlige delen av Vest-Troms gneisregion (kap. 1.4.2) (Figur 1.3), som består av TTG-gneiser som er utbredt på Ringvassøya og på Vanna. Det er ikke foretatt radiometriske dateringer av tonalittene i studieområdet, men tidligere dateringer av tonalitter på Vanna viser en alder på 2.8 Ga (Bergh et al., 2007; Laurent et al., 2019). Den granittiske gneisen som opptrer i nordlige del av gneisunderlaget er også tolket til å være en del av gneisunderlaget, da granittiske bergarter er vanlig i forbindelse med TTG-gneiser flere steder på Vanna, blant annet ved grensen mellom Skipsfjorddekket og gneisunderlaget nord på Vanna (Binns et al., 1980; Monsen, 2014). Slike TTG-gneiser opptrer også i resten av Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al., 2010; Myhre et al., 2013), og slike bergarter dominerer det arkeiske domenet på det Fennoskandiske skjoldområdet (kap. 1.4.1).

Gneisunderlagets hovedstrukturer, N-S strykende S^{GU} -foliasjon og tilhørende skrå strekningslineasjoner (L^{GU}) viser likheter med hovedgneisfoliasjonen i resten av Dåfjordgneisen, som er tolket til å ha blitt dannet under neoarkeisk ØNØ-VSV til Ø-V skorpeforkortning, og skrå skyving (Bergh et al., 2010). Det antydes derfor at S^{GU} -foliasjonen i studieområdet også er av neoarkeisk alder, selv om dette ikke er bekreftet ved radiometrisk aldersdateringer.

Siden de mafiske bergarter i gneisunderlaget i studieområdet også stedvis deler den antatte neoarkeiske gneisfoliasjonen, er de tolket å være av en eldre generasjon intrusiver enn de mafiske intrusjonene i gneisene på Ringvassøya som kutter gneisfoliasjonen, og som er datert til 2.4 Ga (Kullerud et al., 2006b). Dette underbygges også av at de mafiske intrusjonene i gneisunderlaget på studieområdet alltid er foliasjonsparallele og ikke kutter gneisfoliasjonen, noe de derimot altså gjør på Ringvassøya (Kullerud et al., 2006b).

Den kvartsfeltspatiske gneisenheten er tolket til å være dannet av en sammenblanding av tektoniske linser fra gneisunderlaget, paragneiser, metapsammittter og metapelitter, samt felsiske og mafiske intrusjoner. Dette samsvarer ikke med tidligere oppfatning av enheten som mylonittisert ortogneis (Opheim et al., 1989). I metasedimentære sekvenser i den kvartsfeltspatiske gneisenheten er det observert primærlagning (S_0) mellom antatte metapsammittiske og metapelittiske bergarter, på samme måte som primær lagning mellom sand- og leirsteiner er også observert sør på Vanna, i Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonene i Vannagruppa (Binns et al., 1980; Bergh et al., 2007; Knudsen, 2007; Pettersen, 2007). En annen sekvens av mulige metasedimentære bergarter på Vanna, Kvalkjeftengruppen, opptrer lengst nord i Skipsfjorddekket, og består av lignende bergarter men med høyere metamorfosegrad enn i Vannagruppen, men med fortsatt bevart, svake primære avsetningskontakter (Opheim et al., 1989). En mulig tolkning er derfor at både Kvalkjeft- og Vannagruppa, og den kvartsfeltspatiske enheten i studieområdet, ble avsatt under samme periode og kan korreleres med hverandre selv om metamorfosegraden er forskjellig. En slik tolkning impliserer da at den kvartsfeltspatiske gneisenheten består av bergarter av paleoproterozoiske alder (Bergh et al., 2007). I så fall betyr det at de mafiske intrusivene som opptrer i den kvartsfeltspatiske gneisenheten er yngre enn de sedimentære avsetningene, og muligens kan korreleres med mafiske intrusiver i Vannagruppen som er datert til 2.2 Ga (Bergh et al., 2007). Til tross for manglende radiometriske dateringer, konkluderes det med at de mafiske bergartene har intrudert før enheten ble deformert.

Skipsfjorddekket er tolket til å være en enhet dannet ved SØ-rettet skyving og tektoniske sammenblanding under den svekofenniske orogenezen (Bergh et al., 2010), bestående i hovedsak av ortogneiser, men også metasedimentære bergarter og mafiske intrusjoner. Det er tidligere tolket at de mylonittiserte ortogneisene i selve Skipsfjorddekket stammer fra det samme gneisunderlaget som de tonalittiske gneisene under Skipsfjorddekket (Rice, 1990). En slik tolkning betyr at Skipsfjorddekket domineres av mylonittiserte bergarter av opprinnelig arkeisk alder. Dette gjør det vanskelig å foreslå en alder på de mafiske intrusivene i Skipsfjorddekket, da det eneste man kan tolke er at de er intrudert før innskyvningen og dannelsen av Skipsfjorddekkets hovedfoliasjon, da de deler denne foliasjonen. Svekofennisk alder på hovedfoliasjonen er heller ikke bekreftet ved aldersdatering.

Strukturelt finnes det flere likhetstrekk mellom deformasjonsstrukturene i studieområdet og strukturene i Vannagruppen i sør på Vanna, ved SØ-vergerende folder og NV fallende skjærsoner. Dette tyder på at enhetene har gjennomgått den samme antatt svekofenniske deformasjonsfasen, NV-SØ rettet skorpeforkortning. Andre likhetstrekk er involvering av gneisunderlaget, i overgangssonen mellom den kvartsfeltspatiske gneisenheten og gneisunderlaget, hvor man ser tegn på folding og tilstedeværelse av store tektoniske linser med tonalittisk gneis som tyder på tykkhudet tektonikk (Pfiffner, 2017), dette er også tilfelle sør på Vanna hvor gneisunderlaget er foldet sammen med det overliggende Vannagrappa (Bergh et al., 2007).

NV-SØ rettet skorpeforkortning samsvarer med modeller som tidligere er tolket av Svekofennisk deformasjon i Vest-Troms gneisregionen, som en del av en regional D3 hendelse med SØ-rettet skyvning i et regionalt transpressivt orogent belte (Bergh et al., 2010). I så fall er D1-D2 deformasjonsfasen i denne oppgaven begge en del av D3-hendelsen til Berg et al (2010) (Figur 1.4). Vannas deformasjonsmønster passer med tolkninger av et Svekofennisk forlands folde- og skyvebelte som opptrer i fronten lengst nordøst i Vest-Troms gneisregionen, mellom Lofoten og Vanna, som er karakterisert ved avtagende metamorfosegrad og mer distal lokalisering relativ til kollisjonssonen.

Sprø NØ-SV strykende forkastninger i gneisunderlaget nær kontakten til den kvartsfeltspatiske enheten er tolket til å være et resultat av ekstensjon, som da representerer den yngste deformasjonshendelsen i studieområdet. Likhetstrekk i orientering av andre sprø forkastninger på Vanna, blant annet Vannareid-Burøysundforkastningen (kap. 1.4.3), indikerer dermed at disse kan være dannet under samme ekstensjonshendelse i sen-karbon/tidlig perm alder, og

knyttet til rifting og dannelsen av Norske-Grønlandshavet (Olesen et al., 1997; Indrevaer et al., 2013).

4 Konklusjoner

Det er kartlagt tre petrografiske og strukturelle adskilte enheter i studieområdet, henholdsvis det underste gneisunderlaget, den kvartsfeltspatiske gneisenheten og Skipsfjorddekket. Det foreslås at tonalitter og tonalittiske gneiser i gneisunderlaget er TTG-gneiser, og korrelert med den neoarkeiske Dåfjordgneisen på Ringvassøya og Vanna. En gjennomgående gneisfoliasjon i disse bergartene er tolket til å også være av neoarkeisk alder, mens duktile foliasjonsparallele skjærsoner i gneisunderlaget er antatt å være av yngre alder, og relatert til innskyvning og heving av overliggende hovedenheter under den svekofenniske orogenesisen.

Den midtre, kvartsfeltspatiske gneisenheten har tektonisk kontakt til gneisunderlaget, og er antatt å stamme fra sedimentære avsetninger med vekslende metapsammitter og metapelitter, og intrusive mafiske gangbergarter (*sills*). Bergartene har lokalt bevart primær lagning, men også godt folierte og mylonittiske soner parallelt med lagningen. Hele enheten er blitt vertikalstilt og foldet som et resultat to deformasjonsfaser (D1 og D2) og intern utvikling av imbrikerte skyveforkastninger under NV-SØ forkortning, og ØSØ til SØ rettet skyving.

Skipsfjorddekket er tolket til å være en sammenblanding av mylonittisert tonalittisk ortogneiser fra gneisunderlaget, sammen med sedimentære sekvenser og mafiske intrusjoner både fra gneisunderlaget og den kvartsfeltspatiske gneisenheten. Enheten er karakterisert ved en mylonittisk foliasjon (S1) langs akseplan til isoklinale og transponerte folder (F1), og har slakt fall mot NV med innhold av strekningslineasjoner (L1) parallelt med skyveretningen. Strukturene tolkes å være dannet ved samme tektoniske hendelser (D1 og D2) som i den kvartsfeltspatiske enheten, NV-SØ skorpeforkorting og ØSØ-SØ- rettet folding og skyving langs en mulig, regional lavvinklet skyveforkastning over den kvartsfeltspatiske gneisenheten.

En foreslått utviklingsmodell for området viser at dannelsen av D1- og D2-deformasjonsstrukturer er relatert til en lengre fase med NV-SØ rettet skorpeforkorting med ØSØ til SØ-rettet skyving, og dannelse av både storskala *in-sequence*-dupleks og *out-of-sequence* skyvesystemer og tykkhudet tektonikk ved inversjon av eldre normalforkastninger,

noe som styrker teorien om at Skipsfjorddekket og underliggende bergarter er deler av et større svekofennisk folde-skyvebelte.

Regional sammenligning av petrografiske og strukturelle likhetstrekk gjør det mulig å korrelere den midtre, kvartsfeltspatiske metasedimentære hovedenheten i studieområdet med Vanngruppa lengre sør på Vanna, og muligens Kvalkjeftgruppa lenger nord. Alle disse enhetene er blitt deformert ved SØ-rettet tykkhudet folde- og skyvetektonikk, og deformasjonsmønsteret samsvarer med tidligere regionale modeller for den Svekofenniske D3-hendelsen i Vest-Troms gneisregionen.

5 Referanser

- Ahmadi, Taleghani, Sayers & Ahmadi. (2014). Direction dependence of fracture compliance induced by slickensides. *Geophysics*, 79(4), 91-96. 10.1190/GEO2013-0227.1
- Alsop & Holdsworth. (2006). Sheath folds as discriminators of bulk strain type. *Journal of Structural Geology*, 28(9), 1588-1606.
- Andresen. (1980). The age of the Precambrian basement in western Troms, Norway. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 101(4), 291-298.
- Armitage & Bergh. (2005). Structural development of the Mjelde-Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms; a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, north Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift, Norwegian Journal of Geology*, 85(1), 117-132.
- Augland, Andresen, Gasser, et al. (2013). Early Ordovician to Silurian evolution of exotic terranes in the Scandinavian Caledonides of the Ofoten-Troms area; terrane characterization and correlation based on new U-Pb zircon ages and Lu-Hf isotopic data. *Special Publication - Geological Society of London*, 390(1), 655-678. 10.1144/SP390.19
- Austrheim, Corfu, Bryhni & Andersen. (2003). The Proterozoic Hustad igneous complex: a low strain enclave with a key to the history of the Western Gneiss Region of Norway. *Precambrian Research*, 120(1), 149-175. 10.1016/S0301-9268(02)00167-5
- Barker. (2013). *Introduction to metamorphic textures and microstructures*: Routledge.
- Bell & Hammond. (1984). On the internal geometry of mylonite zones. *The Journal of Geology*, 92(6), 667-686.
- Bergh, Corfu, Myhre, et al. (2012). Was the Precambrian basement of Western Troms and Lofoten-Vesterålen in northern Norway linked to the Lewisian of Scotland? A comparison of crustal components, tectonic evolution and amalgamation history. I *Tectonics-Recent Advances*: Intech.
- Bergh, Corfu, Priyatkina, Kullerud & Myhre. (2015). Multiple post-Svecofennian 1750–1560 Ma pegmatite dykes in Archaean-Palaeoproterozoic rocks of the West Troms Basement Complex, North Norway: Geological significance and regional implications. *Precambrian Research*, 266, 425-439. 10.1016/j.precamres.2015.05.035
- Bergh, Kullerud, Corfu, et al. (2007). Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: A new occurrence of a Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 87(3), 301-318.
- Bergh, Kullerud, Myhre, et al. (2014). Archaean elements of the basement outliers west of the Scandinavian Caledonides in Northern Norway: architecture, evolution and possible correlation with Fennoscandia. I *Evolution of Archean Crust and Early Life* (s. 103-126): Springer.
- Bergh, Kullerud, Ravna, et al. (2010). Neoproterozoic to svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement complex, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 90(1-2), 21-48.
- Bergman. (2018). *Regional geology of northern Norrbotten County* (Geology of the Northern Norrbotten ore province, northern Sweden). Uppsala: Sveriges geologiska undersökning. Hentet fra <http://resource.sgu.se/produkter/rm/rm141-12-rapport.pdf>
- Bergman, Weihed, Martinsson & Eilu. (2007). Geological and tectonic evolution of the northern part of the Fennoscandian Shield.

- Binns, Chroston & Matthews. (1980). Low-grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 359, 61-70.
- Bucher & Grapes. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*: Springer Science & Business Media.
- Butler. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3), 239-245. 10.1016/0191-8141(82)90011-6
- Carreras, Druguet & Grieria. (2005). Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology*, 27(7), 1229-1251.
- Corfu. (2004). U–Pb age, setting and tectonic significance of the anorthosite–mangerite–charnockite–granite suite, Lofoten–Vesterålen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9), 1799-1819.
- Corfu. (2007). Multistage metamorphic evolution and nature of the amphibolite–granulite facies transition in Lofoten–Vesterålen, Norway, revealed by U–Pb in accessory minerals. *Chemical Geology*, 241(1-2), 108-128.
- Corfu, Armitage, Kullerud & Bergh. (2003). Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE*, 441, 61-72.
- Daly, Balagansky, Timmerman & Whitehouse. (2006). The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 579-598.
- Davids, Wemmer, Zwingmann, et al. (2013). K–Ar illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin. *Tectonophysics*, 608(C), 196-211. 10.1016/j.tecto.2013.09.035
- Davis, Reynolds, Kluth & Kluth. (2011). *Structural geology of rocks and regions*: John Wiley & Sons.
- Dewey. (1965). Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, 1(6), 459-494. 10.1016/0040-1951(65)90019-3
- Eggleton & Banfield. (1985). The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogist*, 70(9), 902-910.
- Faleide, Tsikalas, Breivik, et al. (2008). Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31(1), 82-91.
- Gaál & Gorbatshev. (1987). An Outline of the precambrian evolution of the baltic shield. *Precambrian Research*, 35(C), 15-52. 10.1016/0301-9268(87)90044-1
- Gee, Fossen, Henriksen & Higgins. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44-51.
- Gorbatshev & Bogdanova. (1993). Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 64(1), 3-21. 10.1016/0301-9268(93)90066-B
- Goscombe, Passchier & Hand. (2004). Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26(4), 739-763. 10.1016/j.jsg.2003.08.015
- Griffin, Taylor, Hakkinen, et al. (1978). Archaean and proterozoic crustal evolution in Lofoten–Vesterålen, N Norway. *Journal of the Geological Society*, 135(6), 629-647.
- Hobbs, Means & Williams. (1976). *An outline of structural geology*: Wiley.
- Holtta, Balagansky, Garde, et al. (2008). Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes*, 31(1), 13-19.
- Högdahl, Andersson & Eklund. (2004). *The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution* (bd. 37): Geological survey of Finland Espoo.

- Indrevaer, Bergh, Koehl, et al. (2013). Post-Caledonian brittle fault zones on the hyperextended SW Barents Sea margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norsk Geologisk Tidsskrift- Norwegian Journal of Geology*, 93(3-4), 167-188.
- Indrevaer, Stunitz & Bergh. (2014). On Palaeozoic-Mesozoic brittle normal faults along the SW Barents Sea margin: fault processes and implications for basement permeability and margin evolution.(Author abstract). 171(6), 831. 10.1144/jgs2014-018
- Johannessen. (2012). *Tinnvatnformasjonen i Vannas proterozoiske lagrekke: sedimentære facies og avsetningsmiljø* (Master of Science in geology). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Johansen. (1987). *Forholdet mellom det prekambriske underlaget og overliggende sedimentære bergarter sør-øst på Vanna, Troms* (Can. Scient.). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Knudsen. (2007). *Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms* (Master of Science in geology). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Koistinen (Kartograf). (2001). Geological Map of the Fennoscandian Shield (Scale 1: 2 000 000).
- Kullerud, Corfu, Bergh, Davidsen & Ravna. (2006a). U-Pb constraints on the Archean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1*, 79. Hentet fra http://www.ngu.no/filearchive/91/Bulle_Spec_Iss%201.pdf
- Kullerud, Skjerlie, Corfu & Jesús. (2006b). The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: the concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research*, 150(3-4), 183-200.
- Lahtinen. (2012). Main geological features of Fennoscandia. I P. Eilu (Red.), *Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia* (bd. Special Paper 53, s. 13-18). Espoo, Finland: Geological Survey of Finland.
- Lahtinen, Garde & Melezhik. (2008). Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 20.
- Laurent, Vander Auwera, Bingen, Bolle & Gerdes. (2019). Building up the first continents: Mesoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in West Troms, Norway, inferred from granitoid petrology, geochemistry and zircon U-Pb/Lu-Hf isotopes. *Precambrian Research*, 321, 303-327. 10.1016/j.precamres.2018.12.020
- Le Maitre. (2002). *Igneous rocks : a classification and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed. utg.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Lister & Snoke. (1984). S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617-638. 10.1016/0191-8141(84)90001-4
- Lubnina & Slabunov. (2011). Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic based on paleomagnetic and geological data. *Moscow University Geology Bulletin*, 66(4), 242.
- McClay. (1992). Glossary of thrust tectonics terms. *Thrust tectonics*, 419-433.
- Monsen. (2014). *Hydrothermal Cu-Zn mineralization at Vanna, West Troms Basement Complex: A geochemical analysis of Archean and Proterozoic rocks with focus on sulfide genesis* (Master of Science in Geology). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Morley. (1988). Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7(3), 539-561.
- Mukherjee. (2011). Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. *International Journal of Earth Sciences*, 100(6), 1303-1314.

- Myhre, Bergh, Kullerud & Corfu. (2013). U-Pb geochronology along an Archaean geotranssect in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 93(1), 1-24.
- Myhre, Corfu & Bergh. (2011). Palaeoproterozoic (2.0–1.95 Ga) pre-orogenic supracrustal sequences in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Precambrian Research*, 186(1-4), 89-100. 10.1016/j.precamres.2011.01.003
- Olesen, Torsvik, Tveten, et al. (1997). Basement structure of the continental margin in the Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: Constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77(1), 15-30.
- Opheim & Andresen. (1989). Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 69(2), 67-81.
- Passchier & Trouw. (2005). *Microtectonics* (2nd, Revised and Enlarged Edition utg.). Berlin, Heidelberg: Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Paterson & Weiss. (1966). Experimental deformation and folding in phyllite. *Geological Society of America Bulletin*, 77(4), 343-374.
- Paulsen. (2019). *Late-Svecofennian fold-thrust belt and oblique-slip structures on Vanna island, West Troms Basement Complex, and their relation to meta-sedimentary sequences*. Foredrag holdt ved Wintermeeting 2019 Bergen.
- Pettersen. (1887). *Den nord-norske fjeldbygning*: Tyrkt i Tromsøposten bogtrykkeri ved M. Astad.
- Pettersen. (2007). *Strukturell analyse av metasedimentære bergarter på Vanna, Troms* (Master of Science in Geology). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Pfiffner. (2017). Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. *Geosciences*, 7(3), 71. 10.3390/geosciences7030071
- Rice. (1990). A discussion–Basement-cover relationships on Northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70, 179-184.
- Roberts. (2003). The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1), 283-299. 10.1016/S0040-1951(03)00026-X
- Roberts & Gee. (1985). An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. *The Caledonide orogen–Scandinavia and related areas*, 1, 55-68.
- Stepanova & Stepanov. (2010). Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 183(3), 602-616.
- Streckeisen. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. 10.1016/0012-8252(76)90052-0
- Trouw, Passchier & Wiersma. (2010). *Atlas of mylonites - and related microstructures*.
- Williams, Hoffman, Lewry, Monger & Rivers. (1991). Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent. *Tectonophysics*, 187(1), 117-134. 10.1016/0040-1951(91)90416-P
- Williams, Scheltema & Jercinovic. (2001). High-resolution compositional mapping of matrix phases: implications for mass transfer during crenulation cleavage development in the Moretown Formation, western Massachusetts. *Journal of Structural Geology*, 23(6-7), 923-939.
- Wise, Dunn, Engelder, et al. (1984). Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, 12(7), 391-394.
- Yang & Gray. (1994). STRAIN, CLEAVAGE AND MICROSTRUCTURE VARIATIONS IN SANDSTONE - IMPLICATIONS FOR STIFF LAYER BEHAVIOR IN CHEVRON FOLDING. *J. Struct. Geol.*, 16(10), 1353-1365. 10.1016/0191-8141(94)90002-7

- Zwaan. (1989). Berggrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbelte på Ringvassøy, Troms. *Norges geologiske undersøkelse Report*, 89, 101.
- Zwaan. (1995). Geology of the West Troms Basement Complex, northern Norway, with emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. *Geological Survey of Norway Bulletin*, 427, 33-36.
- Zwaan (Kartograf). (1998). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart
- TROMSØ, M 1:250.000. Norges geologiske undersøkelse.