



GEO-3900

Mastergradsoppgave i Geologi

Post-eklogitt deformasjon, mineralreaksjoner og
metamorfose innen Tromsødekket



Ane Johansen Damberg

Mai, 2012

Fakultet for Naturvitenskap og Teknologi

Institutt for Geologi

Universitetet i Tromsø

GEO-3900

Mastergradsoppgave i Geologi

Post-eklogitt deformasjon, mineralreaksjoner
og metamorfose innen Tromsødekket

Ane Johansen Damberg

Mai, 2012

Forord

Takk til mine veiledere professor Holger Stünitz og professor Erling J. Krogh Ravna. Takk også til post doktor Pritam Nasipuri for opplæring i bruk av programvaren Perplex, som er benyttet til konstruksjon av isokjemiske petrogenetiske grid ("pseudosections").

Takk til min mor Grete, for gjennomlesing av oppgaven og god hjelp når jeg hadde gått meg vill på tastaturet.

Takk til de på kontoret og andre medstudenter for hyggelige samtaler.

En stor takk til min elskede Håvard for all hjelp med dataprogrammer som ikke har gjort som de skulle, for innsatsen som feltassistent og for all støtte og oppmuntring gjennom masterarbeidet.

Tromsø, mai 2012

Ane J. Damberg

Sammendrag

Den øverste alloktone enheten av de kaledonske skyvedekkene i Troms blir kalt Tromsødekket. I Tromsødekket opptrer det tallrike større og mindre kroppar som består av bergarten eklogitt, og mafiske og ultramafiske bergarter, sammen med og i skifer, gneis og marmor. Tidligere arbeider har gitt indikasjoner på at de eklogittiske og ultramafiske bergartene har vært på svært store dyp (~100-120 km) med trykk på ~3.0 GPa til ~3.5 GPa og temperaturer på ~750°C. Radiometriske dateringer har vist at dette skjedde for omkring 450-455 millioner år siden. Bergartene befant seg da på bunnen av en fjellkjede som var i ferd med å dannes, og som utviklet seg over tid til det vi kaller den Kaledonske fjellkjeden. I denne oppgaven har hovedfokus vært på å utrede hvilke prosesser disse bergartene har gjennomgått fra denne hendelsen og fram til kontinentene kolliderte for 425-400 millioner år siden.

Stikkord: mafisk linse, retrogradert eklogitt, granatamfibolitt, gneis, metamorfose, deformasjon, Tromsødekket

Innholdsfortegnelse

KAPITTEL 1 – INTRODUKSJON	11
1.1 – MÅLET MED MASTEROPPGAVEN	11
1.2 – INNLEDNING.....	12
1.2.1 – Forkortelser bruket i denne masteroppgaven:.....	14
1.3 – DEN KALÉDONSKJE FJELLKJEDEN	16
1.4 – FELTOMRÅDETS PLASSERING	22
1.4.1 – Geografisk plassering	22
1.4.2 – Geologisk plassering – tidligere arbeider og nåværende oppfatninger	23
KAPITTEL 2 – METODER	29
2.1 – INNLEDNING.....	29
2.2 – FELTARBEID.....	29
2.3 – BILDER.....	30
2.4 – TYNNSLIP	30
2.5 – RØNTGENFLUORESCENS (XRF) ANALYSER.....	31
2.6 – PSEUDOSECTION ANALYSE	31
KAPITTEL 3 – PETROGRAFISKE OG STRUKTURELLE BESKRIVELSER	33
3.1 – INNLEDNING.....	33
3.2 – FELTRELASJONER	33
3.3 – BESKRIVELSE AV MINERALENE.....	39
3.3.1 – Retrogradert eklogitt	40
3.3.2 – Granatamfibolitt.....	42
3.3.3 – Gneis.....	45
3.4 – BESKRIVELSE AV STRUKTURENE	48
3.4.1 – Retrogradert eklogitt	49
3.4.2 – Granatamfibolitt.....	50
3.4.3 – Gneis.....	52
3.5 – KJEMISKE ANALYSER.....	54
3.5.1 – Røntgenfluorescens (XRF) analyse	54
3.5.2 – Pseudosection analyse.....	55
3.5.3 – Smeltesammensetning	61
3.6 – STRUKTURER OBSERVERT I FELT	63

KAPITTEL 4 – DISKUSJON	65
4.1 – INNLEDNING.....	65
4.2 – TOLKNING AV MINERALOGISKE OG STRUKTURELLE TILFELLER.....	65
4.2.1 – <i>Retrogradert eklogitt</i>	65
4.2.1 – <i>Granatamfibolitt</i>	66
4.2.1 – <i>Gneis</i>	67
4.3 – TOLKNING AV METAMORFE FACIES.....	69
4.4 – TOLKNING AV P-T-FORHOLD	71
4.5 – TOLKNING AV SMELTESAMMENSETNING	83
4.6 – TOLKNING AV BEVEGELSESDRETNING	85
4.7 – TEKTONOMETAMORF UTVIKLING.....	88
KAPITTEL 5 – KONKLUSJON.....	91
REFERANSER.....	94

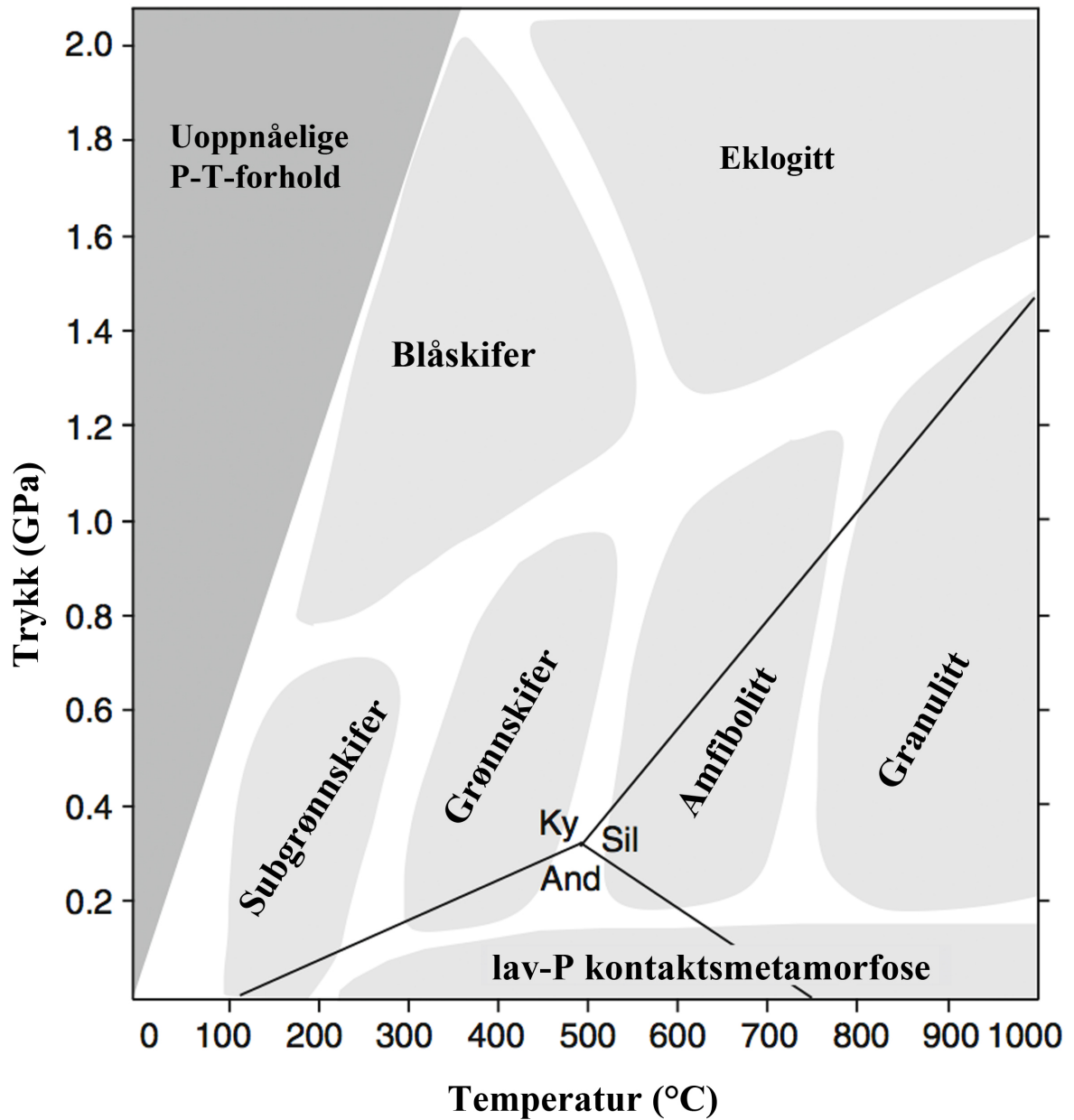
Kapittel 1 – Introduksjon

1.1 – Målet med masteroppgaven

Målet med denne masteroppgaven er å studere relasjoner mellom deformasjon, mineralreaksjoner og metamorfose i mafiske linser og omgivende gneis på Bønntuva, sørøst for Tromsø, se Figur 1.4.1. Arbeidet er basert på studier av strukturer målt i felt og tynnslipstudier, samt kjemiske analyser av ulike bergarter. De kjemiske analysene ble benyttet til å konstruere isokjemiske petrogenetiske grid, eller "pseudosections". Det ble gjort for å estimere hvilke trykk- og temperaturer de eksisterende mineralselskapene i de studerte bergartene ble dannet ved. Kombinasjonen av deformasjonsstudiet og P-T-estimatene vil kunne si noe om hvilket dyp bergartene befant seg på, og hvilket stressregime som var aktivt på dette tidspunktet. Resultatene vil bli diskutert i sammenheng med tidligere arbeider fra området for å plassere deformasjons/metamorfosehendelsen inn i et større bilde.

1.2 – Innledning

Studier har vist at dannelsen av eklogitt skjer under uvanlige P-T forhold. Eklogitt er en bergart med basaltisk sammensetning og består i hovedsak av granat og en klinopyroksen (omfasitt) som har et høyt innhold av natrium og aluminium. Denne mineralsammensetningen er stabil under høytrykksforhold, $P > \sim 1.3 \text{ GPa}$, ved $T > \sim 450^\circ\text{C}$ (MacKenzie og Adams, 1994). Eklogitter spiller en viktig rolle i rekonstruksjonen av globale fjellkjedeprosesser fordi de reflekterer den metamorfe transformasjon av bergarter under høytrykks- (HP) og ultrahøytrykks- (UHP) forhold (Corfu et al., 2003, Janák et al., 2012). HP-metamorfose er en type regional metamorfose som er karakteristisk i et subduksjonssonemiljø. Metamorfosen oppstår ved høye trykk og lave temperaturer. Den vanligste metamorfe faciesen som dannes under HP-forhold er blåskiferfacies, se Figur 1.2.1. UHP-metamorfose oppstår ved trykk i eklogittfacies eller høyere ($>1.0 \text{ GPa}$), se Figur 1.2.1, og fører til dannelsen av uvanlige høytrykksmineraler, blant annet diamant. Den vanligst oppfatningen er at UHP-forhold oppstår under fjellkjededannelse der kontinentale bergarter blir begravd ned til 100 km dyp, for så å bli tektonisk hevet (Blatt et al., 2006). For å kunne utlede en metamorf utvikling og P-T-forholdene bergartene i Tromsødekket ble utsatt for ved deformasjon er det i denne masteroppgaven derfor valgt å studere eklogittiske bergarter som har gjennomgått ett eller flere stadier av deformasjon og tilhørende retrograd metamorfose. Et faciesdiagram for mafiske bergarter (Bucher og Grapes, 2011) kan brukes for å indikere de metamorfe betingelsene bergartene har blitt utsatt for. Et slikt P-T-diagram som vist i Figur 1.2.1 gir imidlertid kun et grovt estimat av hvilke trykk og temperaturer en bergart har vært utsatt for. For å nærmere kunne kvantifisere metamorfe forhold kan relevante geotermobarometriske metoder benyttes, forutsetter analyser av mineralene (Ravna og Paquin, 2003), eller konstruere isokjemiske petrogenetiske grid ("pseudosections") ut fra bergartskjemiske analyser (for eksempel Perplex (Connolly, 2009), THERMOCALC (Lukas et al., 2007), Theriak_Domino (de Capitani og Petrakakis, 2010)).



Figur 1.2.1: Trykk-temperaturdiagram som viser metamorfe facies. Modifisert fra Bucher og Grapes (2011).

1.2.1 – Forkortelser bruket i denne masteroppgaven:

Mineraler (Kretz, 1983, Siivola og Schmid, 2007):

Aln – Allanitt	Lws – Lawsonitt
Am – Amfibol	Mc – Mikroclin
And – Andalusitt	Ms – Muskovitt
Bt – Biotitt	Ol – Olivin
Coe – Koesitt	Omp – Omfasitt
Fsp – Feltspat	Opx – Ortopyroksen
Ilm – Ilmenitt	Pl – Plagioklas
Cpx – Klinopyroksen	Qtz – Kvarts
Czo – Klinozoisitt	Rt – Rutil
Grt – Granat	Sil – Sillimanitt
Hbl – Hornblende	Spl – Spinell
Ep – Epidot	Tlc – Talk
Ky – Kyanitt	Ttn – Titanitt
	Zo – Zoisitt

Andre forkortelser:

CPO – Crystal Preferred Orientation

GBM – Grain Boundary Sliding

GPa – Giga Pascal

HP – High Pressure

Ma – Millioner år

melt – smelte

P – Trykk

SPO – Shape Preferred Orientation

T – Temperatur

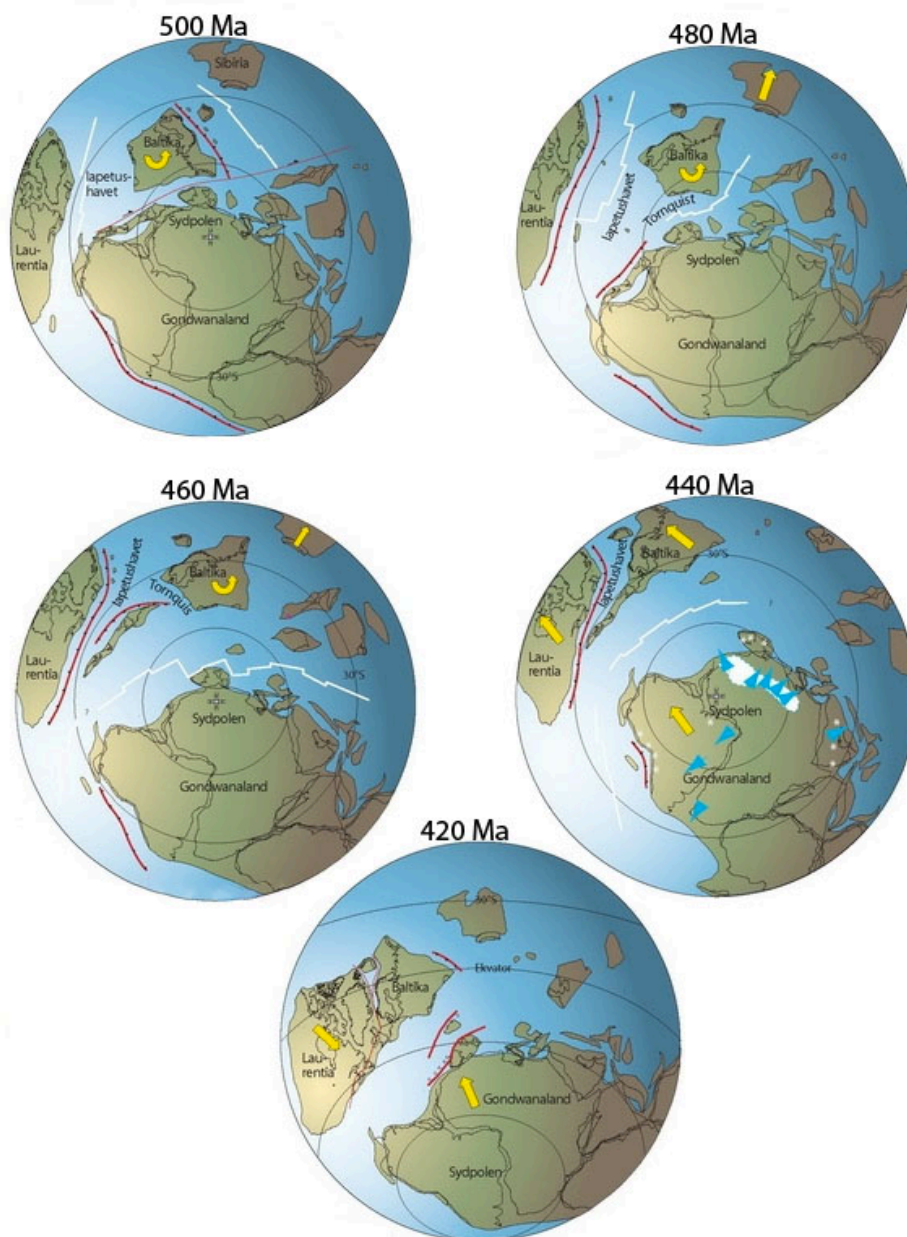
UHP – Ultrahigh Pressure

vol% - volumprosent

vt% – vektprosent

1.3 – Den kaledonske fjellkjeden

De skandinaviske kaledonidene danner en del av en tidligere utstrakt fjellkjede, dannet ved kollisjon mellom kontinentene Laurentia og Baltika i tidlig Paleozoikum. Figur 1.3.1 illustrerer landmassenes posisjon under fjellkjedekollisjonen. Fjellkjeden strakte seg langs kanten av det nordatlantiske havet, fra det sørøstlige USA og nordvestlige Afrika, via de Britiske øyene, til Barentshavet. Den skandinaviske delen av fjellkjeden grenset til Øst Grønland før åpningen av Atlanterhavet i Kritt-Tertiær. (Gee, 1975, Roberts et al., 2007)



Figur 1.3.1: Viser landmassenes posisjon under den kaledonske fjellkjedekollisjonen. Modifisert fra Fossen et al. (2006).

De skandinaviske kaledonidene ble dannet gjennom lukkingen av den nordlige delen av Iapetushavet, gjennom en serie av tektoniske hendelser (Brueckner og Van Roermund, 2007). I dag er Kaledonidene blottlagt i den vestre delen av Skandinavia, over en lengde på 1 800 kilometer, fra Finnmark i Nord-Norge, gjennom et lite område av Nordvest-Finland, store deler av Vest-Sverige, og sør til Oslo og Stavangerområdet i Sør-Norge, se Figur 1.3.2. De kaledonske bergartene danner en robust fjellkjede, med en varierende bredde på opp mot 300 kilometer (Roberts og Gee, 1985). I Silur og tidlig Devon var det en gradvis oblik konvergerende plategrense mellom den laurentiske platen, Nord-Amerika, og den baltiske platen (Roberts, 2003, Roberts et al., 2007). Det oppstod en progressiv teleskopbevegelse (Andresen, 1988) som førte til en kollisjon av de to platene, der Baltika ble subduert under Laurentia i flere stadier, under den siste Skandiske fasen for 400 til 430 Ma siden (Roberts og Gee, 1985, Brueckner og Van Roermund, 2007). Da Iapetushavet lukket seg, ble store skyvedekker, alloktoner, skjøvet innover det baltiske skjoldet fra vest mot øst. Skyvedekkerne inneholder stratigrafiske, magmatiske og geokjemiske bevis for et mangfoldig opphav. Bergartene varierer fra prekambriske krystalline bergarter, senproterozoiske til tidligpaleozoiske sokkel- og miogeokline bergarter avsatt oppå grunnfjellet (Gale og Roberts, 1974, Gee, 1975, Roberts, 2003), til eksotiske oseanske- og øybueterrenger som stammer fra Iapetushavet (Stephens og Gee, 1985, Roberts, 2003, Roberts et al., 2007).

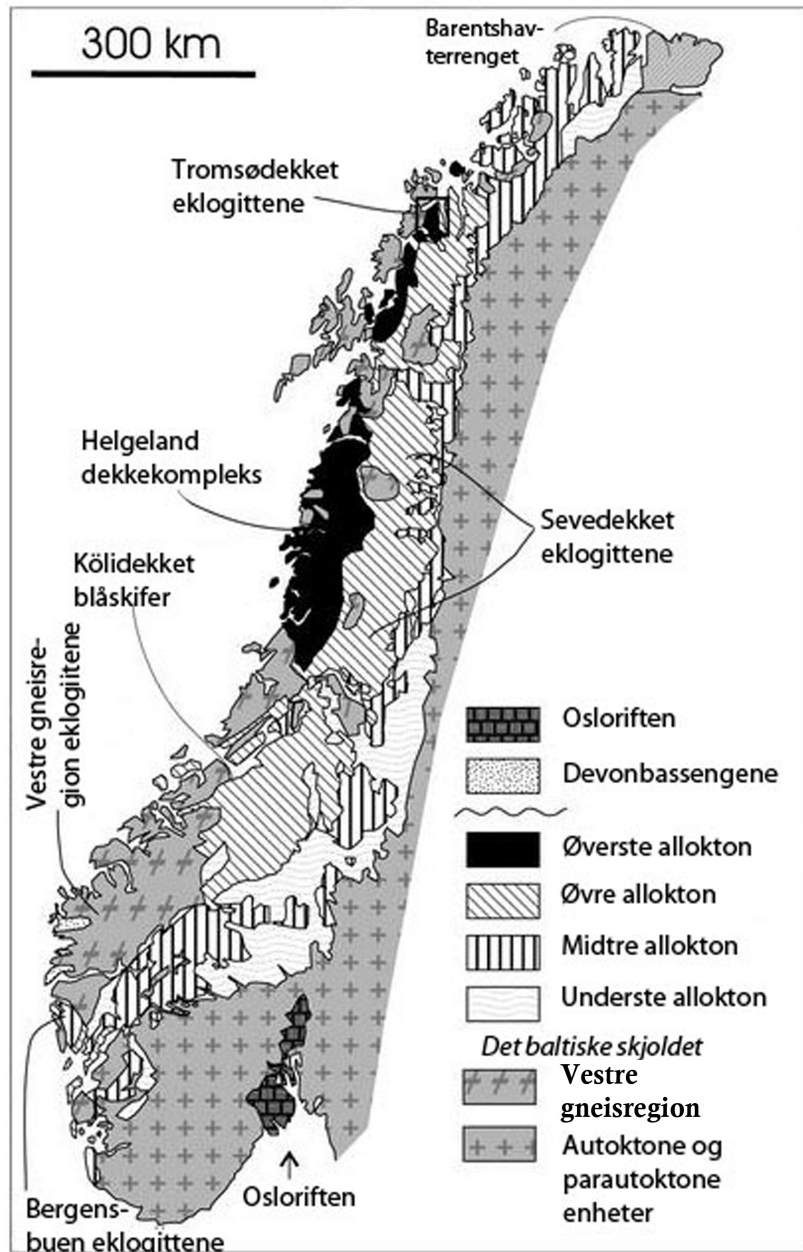
I de skandinaviske Kaledonidene kan det gjenkjennes fire store kompressive og transpressive hendelser. Den Trondheimske hendelsen i tidlig Arenig, den Taconiane hendelsen i midt til sen Ordovicium, og den Skandiske hendelsen som fant sted i midt Silur til tidlig Devon. De to første hendelsene involverte subduksjon med kompresjon og sammenvekst mellom Baltika og/eller et tilstøtende mikrokontinent og øybuer fra Iapetushavet. Den Taconiane hendelsen involverte en tektonotermal hendelse der en øybue kolliderte med randen av den laurentiske platen, langt fra Baltika. Den senere Skandiske hendelsen involverte en rask subduksjon av den baltiske randen under Laurentia, ned mot 120 kilometers dyp og en like rask heving. Dette ble så etterfulgt av kollaps av fjellkjeden, på grunn av en vidstrakt ekstensjon, og devonsk bassensedimentasjon. (Roberts, 2003)

Enkelte steder i de skandinaviske kaledonidene har den tektoniske stratigrafien blitt deformert av sene, store folder, kalt den Solundianske fasen (Roberts, 2003). I øst finnes det åpne folder med nesten vertikale foldeakseplan. Vestover i fjellkjeden blir foldene tettere, enkelte steder isoklinale. I de antiformale vinduene viser lagpakken blottlagt grunnfjell. Prekambriske suprakrustalbergarter er passive og udeformerte under fronten av den kaledonske "decollement", mens de blir mer "kaledonisert" mot vest. Deformasjon i forbindelse med den kaledonske fjellkjedefoldingen er konsentrert omkring den øvre grensen til grunnfjellsdekket (Roberts og Gee, 1985).

Den kaledonske fjellkjeden har blitt delt inn i fire store alloktone enheter kalt undre-, midtre, øvre- og øverste allokton (Roberts og Gee, 1985, Dallmeyer og Andresen, 1992, Roberts, 2003). I forlandet i øst, under de store alloktone enhetene, finnes det parautoktone enheter og et autoktont sedimentært dekke. Dette er bergarter som er mer eller mindre stedegne, og har opplevd ingen til lite omdanning. De parautoktone og autoktone enhetene kan i dag følges langs hele fronten av den blottlagte fjellkjeden. Undre- og midtre allokton karakteriseres av plattform- og kontinentalskorpebergarter fra den baltoskandiske randen av Baltika. Vest for dem ligger øvre del av midtre allokton og undre del av øvre allokton. Disse inneholder en tykk ansamling av sen-proterozoiske mafiske gangintrusiver og kontinentalskråningsbergarter fra den baltiske randen. Videre mot vest finnes det mangfoldige oseanske terreng i den øvre delen av øvre allokton. Terrengene består i hovedsak av oseanske bergarter, ofiolitter, ulike magmatiske buer, både primitive og utviklete, og randbassenger med et ukjent opphav i eller perifert til Iapetushavet. Det øverste alloktonet viser eksotiske karbonater fra den baltiske sokkelen, kontinentalskråningsbergarter og utviklete magmatiske buer (Roberts, 2003). Bergartene i det øverste alloktonet har trolig sitt opphav fra, eller like ved, Laurentia (Gale og Roberts, 1974, Gee, 1975, Stephens og Gee, 1985, Roberts, 2003, Corfu et al., 2003, Brueckner og Van Roermund, 2007).

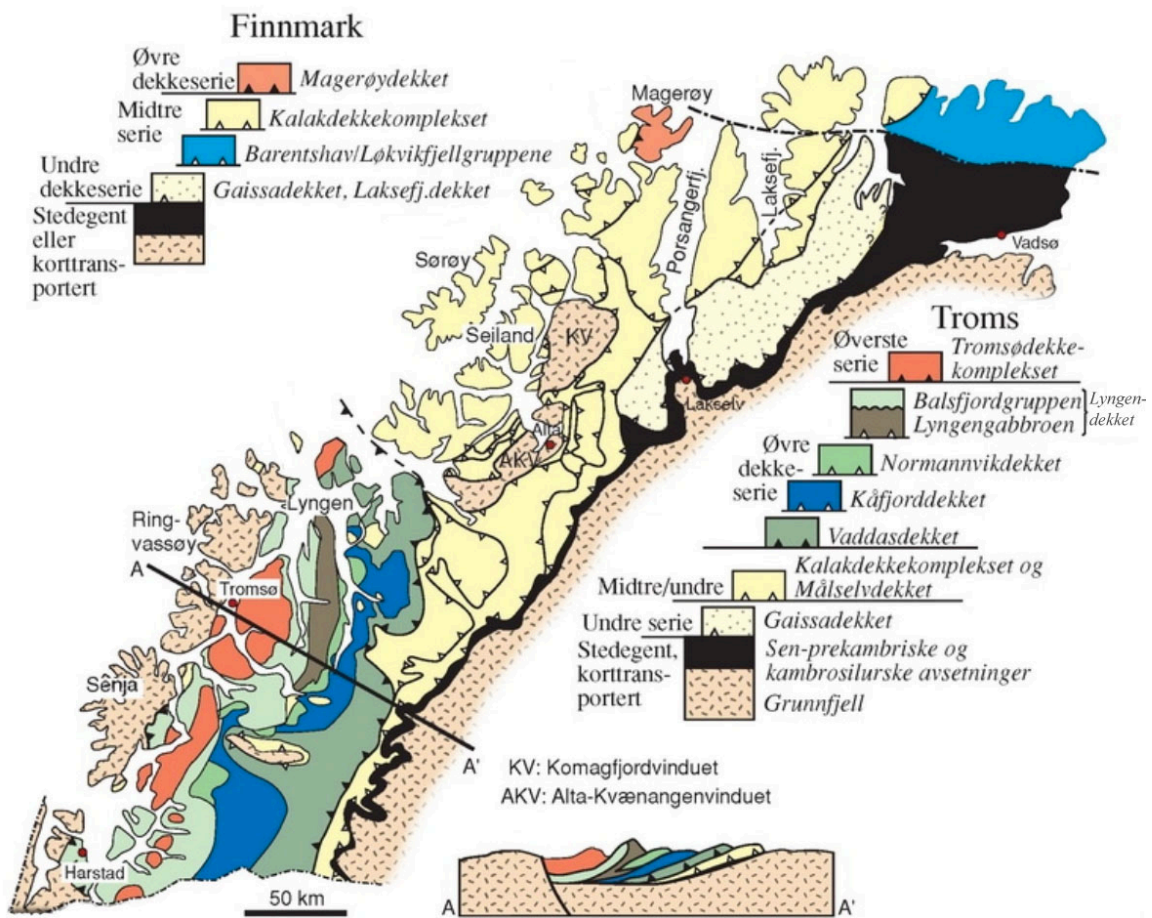
Det opptrer flere eklogitter og eklogittiske bergarter i et vidt belte i den basale gneisregionen i Vest-Norge, fra Sognefjorden til Trondheim (Griffin et al., 1985), samt en forekomst på Træna utenfor Helgelandskysten. Det er også beskrevet flere spredte kropper med eklogitter fra ulike alloktone enheter, i Bergensbuene (Austrheim og Griffin, 1985, Krogh et al., 1990) og ved Garborg i Rogaland (Smit et al., 2008) i det

mellomste alloktonet; i Sevedekket (Andreasson et al., 1985, Van Roermund, 1985, Mørk et al., 1988, Krogh et al., 1990), Jämtland og Norrbotten, Nord-Sverige, i det øvre alloktonet; og i Tromsødekket i det øverste alloktonet (Binns, 1978, Krogh et al., 1990, Corfu et al., 2003, Mackenzie et al., 2006, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Stevenson, 2007, Indrevær, 2011, Mikkelsen, 2011, Janák et al., 2012). Figur 1.3.2 illustrerer de skandinaviske skyvedekkene, og viser blant annet lokaliseringen av Tromsødekketeklogittene.



Figur 1.3.2: Kart over de skandinaviske kaledonidene, med lokaliseringen til Tromsødekket eklogittene og noen andre lokaliteter. Modifisert fra Corfu et al (2003).

De kaledonske skyvedekkene som opptrer i Troms, består av en serie med forholdsvis flattliggende dekker og dekkekomplekser (Andresen et al., 1985, Andresen, 1988). Figur 1.3.3 illustrerer de skandinaviske skyvedekkene som opptrer i Troms og Finnmark, med et profil gjennom Troms. Øst i Troms ligger dekkene over prekambriske gneiser og granitter fra det Baltiske skjoldet (Binns, 1978, Selbekk et al., 2000). Over grunnfjellet ligger et senprekambrisk til tidlig paleozoisk dekke, og elementer fra nederste, midterste og øvre allokton (Dallmeyer og Andresen, 1992, Corfu et al., 2003). Øvre allokton inkluderer Vaddas, Kåfjord og Nordmannvik dekkene (Dallmeyer og Andresen, 1992, Corfu et al., 2003). Over disse dekkene ligger Lyngen dekkekompleks som består av Lyngenofiolitten og Balsfjordgruppen (Andresen et al., 1985, Andresen og Steltenpohl, 1994, Selbekk et al., 2000, Kvassnes et al., 2004). Helt øverst i dekkepakken ligger det øverste alloktonet (Krogh et al., 1990). Det er delt inn i to hovedsekvenser, Nakkedal dekkekompleks og Tromsødekket (Zwaan et al., 1998). Nakkedal dekkekompleks består i hovedsak av kvarts-feltspatiske gneiser og Skattøra migmatittkompleks (Selbekk et al., 2000, Corfu et al., 2003). Tromsødekket består av en sekvens med metasedimenter: granat-glimmerskifer, marmor og kalksilikater; og kropper med mafiske (eklogitter og granatamfibolitter); og ultramafiske bergarter (Binns, 1978, Broks, 1985, Krogh et al., 1990, Corfu et al., 2003, Mackenzie et al., 2006, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Stevenson, 2007, Indrevær, 2011, Mikkelsen, 2011, Janák et al., 2012). Den største av eklogittene er en distinkt foliert kropp på 0.4 km³, og utgjør toppen av Tromsdalstind (Krogh et al., 1990), se Figur 1.4.1, en fjelltopp på fastlandet øst for Tromsøya.



Figur 1.3.3: De skandinaviske skyvedekkerne i Troms og Finnmark, med et profil, A-A', over skyvedekkerne i Troms. Modifisert fra Fossen et al. (2006).

1.4 – Feltområdets plassering

1.4.1 – Geografisk plassering

Feltområdet har en utstrekning på om lag 1 km² og ligger på Bønntuva, se Figur 1.4.1. Bønntuva er et 776 m høyt fjell på fastlandet sørøst for Tromsøya og sørvest for Tromsdalstind, i Tromsø kommune. Området består av flere blotninger, men er ellers overdekket av lyng og forvitret materiale, se Figur 1.4.2.



Figur 1.4.1: A: Oversiktsbildet over Norge der det skraverte området viser Tromsø. B: Skravert felt viser feltområdet, Bønntuva. Modifisert fra Statens Kartverk (1994) og Statens Kartverk (2011).

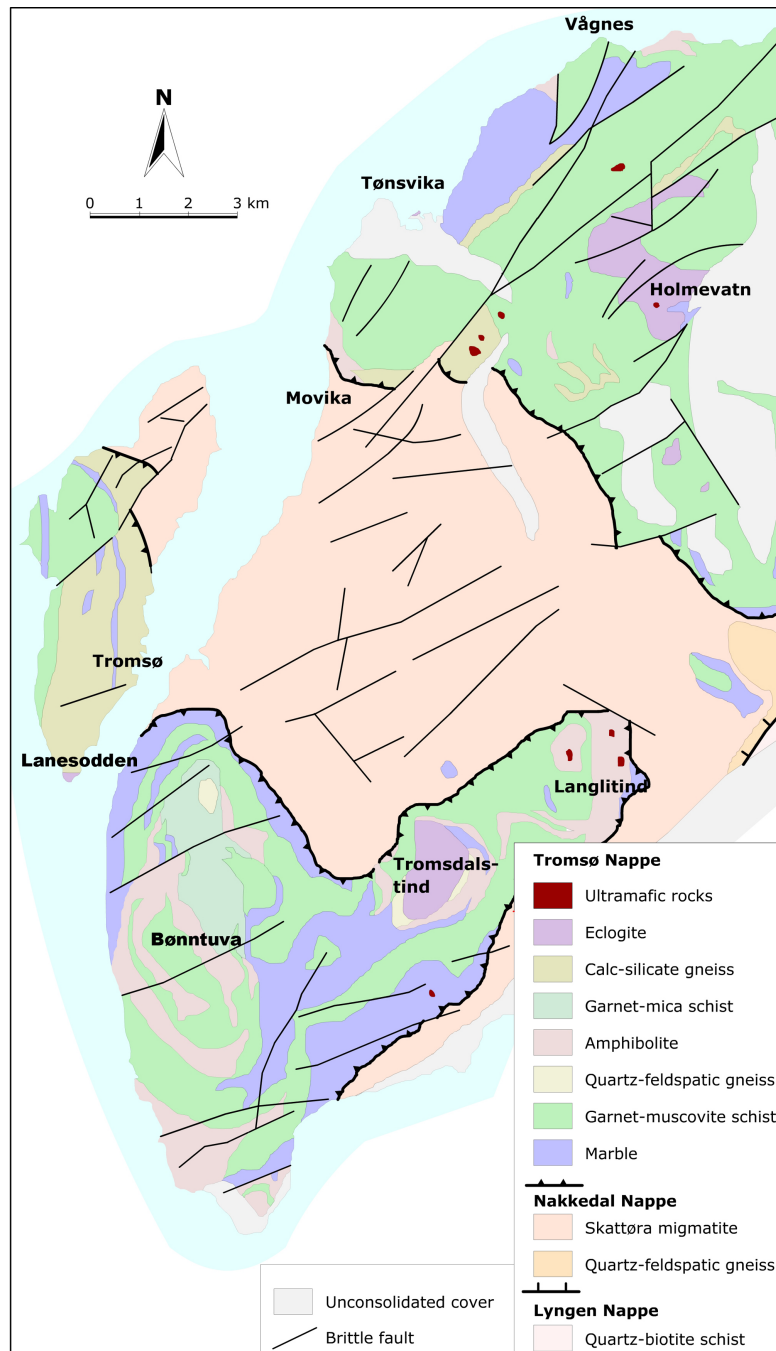


Figur 1.4.2: Utsikt over en del av feltområdet, tatt mot vest. En mafisk linse kan ses i forgrunnen.

1.4.2 – Geologisk plassering – tidligere arbeider og nåværende oppfatninger

Bergartene som opptrer på Bønntuva er gneis, amfibolitt, eklogitt og kalksilikatbergarter, og tilhører Tromsødekket i øverste allokton, (Binns, 1978, Broks, 1985, Krogh et al., 1990, Corfu et al., 2003, Mackenzie et al., 2006, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Stevenson, 2007, Indrevær, 2011, Mikkelsen, 2011, Janák et al., 2012). Under Tromsødekket ligger Skattøra migmatittkompleks, i Nakkedal dekkekompleks. Skattøra migmatittkompleks består av en rekke leukodiorittiske til anortosittiske ganger, som er assosiert med migmatittiske alkaline bergarter og amfibolitt. Selbekk et al. (2000) har datert en anortosittisk gang og en leukosom i Skattøra migmatittkompleks ved bruk av U-Pb metoden på titanitt til 456 ± 4 Ma. Kontakten mellom høytrykksbergartene i Tromsødekket og den underliggende Skattøramigmatitten er en tektonisk kontakt, som av Dallmeyer og Andersen (1992) blir beskrevet som en relativ sen duktil skyveforkastning. De anortosittiske gangene i Skattøra migmatittkompleks er ofte sterkt mylonittisert mot kontakten til

Tromsødekket. Gangene er ikke observert å kutte verken kontakten til, eller bergartene i Tromsødekket. Indrevær (2011) og Mikkelsen (2011) har identifisert en ny enhet innenfor Skattøra migmatittkompleks nær kontakten mot Tromsødekket. Enheten skiller seg fra de resterende bergartene i Skattøra migmatittkompleks ved at den ikke er lagdelt, er rik på Ca og viser en "salt og pepper"-tekstur. Et forenklet geologisk kart over Tromsødekket et vist i Figur 1.4.3. (Andresen et al., 1985, Broks, 1985, Selbekk og Skjerlie, 2002)



Figur 1.4.3: Forenklet geologisk kart over Tromsødekket, med det underliggende Skattøra migmatittkompleks. Modifisert fra Janák et al. (2012).

Den første til å kartlegge Troms geologisk var pioneren K. Pettersen i årene 1865 til 1890. Resultatene av denne kartleggingen ble publisert i flere ulike artikler, Pettersen (1870, 1878, 1883, 1890). Pettersen (1878) var den første til å beskrive eklogittene i Tromsødekket. Senere ble eklogittene beskrevet av Endell (1913). (Andresen et al., 1985, Krogh et al., 1990)

Det ble deretter utført få geologiske kartlegginger av Tromsøområdet, før Landmark (1959, 1973) publiserte to kartblad "Målselv" og "Tromsø", 1:100 000. Landmark (1973) var den første til å dele de kaledonske bergartene i Vest-Troms inn i skyvedekker. Bergartene ble delt inn i tre skyvedekker, kalt nedre, midtre og øvre dekket, der det vi i dag kaller Tromsødekket tilhørte det øvre dekket. (Binns, 1978, Andresen et al., 1985, Krogh et al., 1990)

Binns (1978) var den første til å utføre en omfattende korrelasjon av den kaledonske dekkepakken i Nord-Skandinavia. Som utgangspunkt for korrelasjonen brukte han en travers, fra nordøst til sørvest, gjennom en del av Troms. Binns (1978) beskrev syv ulike skyvedekker som han kalte for dekke 1 nederst i øst, til dekke 7 øverst i vest. Dekke 7 ble beskrevet som et relativt høygradsmetamorft dekke, og blir av Binns (1978) kalt for Tromsø dekkekompleks, det øvre dekket (Landmark, 1973).

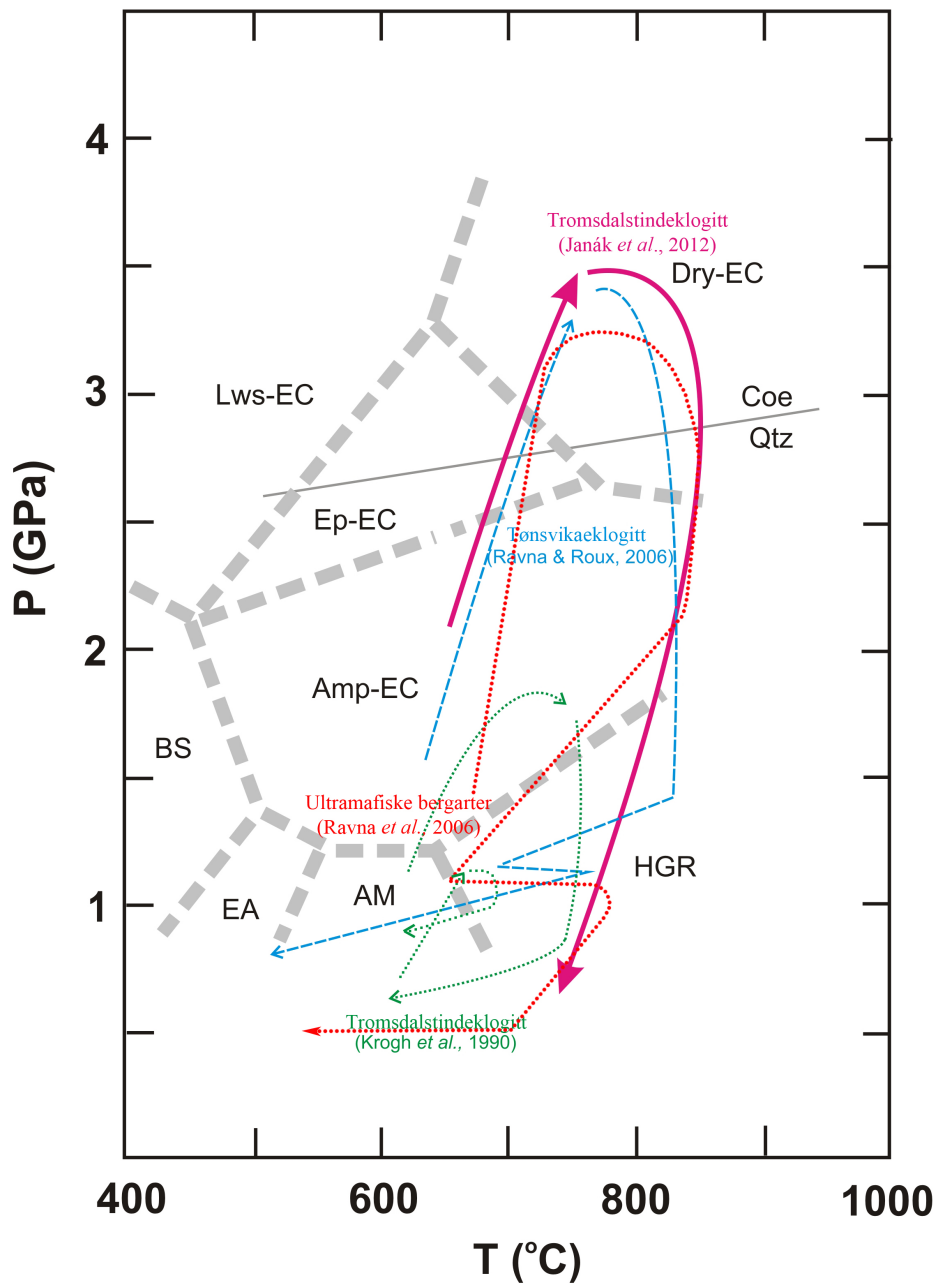
Senere gjorde Andresen et al. (1985) en kartlegging av skyvedekkerne i Troms og ga en korrelasjon av dekkene i Troms og Finnmark. Andresen et al. (1985) delte Tromsø dekkekompleks inn i tre store litologiske enheter. Den nederste delen av dekket var dominert av kvartsfeltspatisk gneis. Den mellomste delen besto av en amfibolitt som var kuttet av flere dioritt- og amfibolittbærende anortosittiske årer og ganger, og ble kalt for Skattøra gneisen, (Binns, 1978), nå Skattøra migmatittkompleks (Corfu et al., 2003). Den øverste delen av dekket fikk navnet Tromsdalstindsekvensen, nå Tromsødekket (Zwaan et al., 1998). Andresen et al. (1985) beskrev Tromsdalstindsekvensen som en litologisk enhet som hadde gjennomgått flere generasjoner av reorganisering av mineralene. (Binns, 1978, Andresen et al., 1985, Selbekk et al., 2000, Corfu et al., 2003)

Eklogittene i Tromsødekket viser en komplisert historie når det gjelder trykk og temperatur. Krogh et al. (1990) og Broks (1985) har observert tre hovedhendelser med

deformasjon og metamorfose i Tromsdalstindsekvensen, kalt D1/M1, D2/M2 og D3/M3, og en senere deformasjonsepisode D4. Episodene D1/M1 og D2/M2 er bare registrert i Tromsødekket (Broks, 1985, Krogh et al., 1990, Mikkelsen, 2011). Det er derfor sannsynlig at disse hendelsene skjedde før innskyvningen av øverste allokton oppå øvre allokton. D3/M3 episoden er observert i begge de to alloktone enhetene, og kan dermed ha skjedd etter relokaliseringen av skyvedekkkene (Broks, 1985, Krogh et al., 1990, Mikkelsen, 2011). Den dominerende foliasjonen i Tromsødekket ble dannet under D2, og kan ses som bånding i gneis og marmor, og som skifrihet i glimmerrike gneiser (Krogh et al., 1990). Mackenzie et al. (2006) og Indrevær (2011) har beskrevet deformasjonsstrukturer på mikroskala langs ytterkanten av de store eklogittkroppene og fra de metasedimentære bergartene i Tromsødekket. Lineasjonen til disse mikrostrukturene viser en SØ-SSØ-lig trend og en topp-til-SØ-SSØ-lig skjærbevegelse. Mikrostrukturene er også observert i de øverste delene av Skattøra migmatittkompleks, der de har tatt over for de tidligere strukturene. Observasjonene til Mikkelsen (2011), Mackenzie et al. (2006) og Indrevær (2011) er med på å bygge opp under teorien om at Tromsødekket ble skjøvet inn over Skattøra migmatittkompleks fra NV til SØ.

Corfu et al. (2003) har datert U-Pb zirkon og titanitt fra eklogitter i Tromsødekket. Primær magmatisk zirkon fra et tynt lag med trondheimittisk gneis, fra Tromsdalstindeklogitten, har gitt en alder på 493 Ma og er tolket til å representere intrusjonen av protolitter (Corfu et al., 2003). Dannelsen av eklogitt i Tromsødekket har ved U-Pb datering av zirkon fra Tønsvika, se Figur 1.4.3, gitt aldre på 452.1 ± 1.7 Ma (Corfu et al., 2003). Da eklogittene ble dannet, ble Tromsødekket utsatt for UHP metamorfose, der bergartene gjennomgikk en subduksjonsrelatert prograd utvikling med maksimum trykkforhold på 3.0 GPa til 3.5 GPa, ved $\sim 750^\circ\text{C}$ (Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). Den opprinnelige høytrykksmineralsammensetningen, Omp+Grt+Coe+Rt, har delvis blitt overpreget av lavtrykksmineraler gjennom dekompresjon og retrogradering. Dekompresjonen førte til at omfasitt ble brutt ned til symplektitter, titanitt dannet koronastruktur rundt rutil og større eklogittmineralene sprakk opp (Krogh et al., 1990, Corfu et al., 2003, Ravna og Roux, 2006, Stevenson, 2007, Janák et al., 2012). Stevenson (2007) rapporterte om tre stadier med dannelsen av diopsid+plagioklas-symplektitter, der termobarometriske estimater har gitt 840°C ved 1.41 GPa for S1, 700°C ved 1.12 GPa for S2, og 740°C ved 0.98 GPa for S3.

Høy Al-titanitt i eklogitt og titanitt fra leukosomårer har gitt aldre på 451-450 Ma for den delvise oppsmeltingen under hevingen av eklogittene (Corfu et al., 2003). Indrevær (2011) har observert grovkornete leukosomer fra amfibolitt og granatglimmerskifer, der kvartskornene viser sjakkbrettmønster som kan være dannet på grunn av delvis oppsmelting under deformasjon. En senere metamorf hendelse der bergartene i Tromsødekket opplevde heving og avkjøling, har Corfu et al. (2003) datert rutil i matriks fra to eklogitter. De ga aldre på ≤ 436 Ma (Corfu et al., 2003). Rekrystallasjon av bergartene, under amfibolittfaciesforhold, oppsto ved 650°C til 700°C, ved 0.9 GPa til 1.0 GPa (Ravna og Roux, 2006). Det passer med tidligere P-T-estimer gjort av Krogh et al. (1990) og Ravna et al. (2006) som har indikert at minimumstrykket under dekompressjonen var på ~ 1.0 GPa, $\sim 700^\circ\text{C}$. I Figur 1.4.4 er det gitt en oppsummering over P-T-utviklingen til ulike eklogittkropper i Tromsødekket beskrevet i tidligere arbeider (Krogh et al., 1990, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dateringer fra muskovitt fra Tromsødekket har gitt aldre på 427 Ma til 410 Ma (Dallmeyer og Andresen, 1992) for overlappingen av Tromsødekket over Skattøra migmatittkompleks. Janák et al. (2012) har foreslått en alternativ forklaring på den tidligere oppfatningen om at Tromsødekket har et laurentisk opphav (Corfu et al., 2003, Roberts, 2003, Brueckner og Van Roermund, 2007). I stedet for har Janák et al. (2012) foreslått at Tromsødekket tilhørte den baltiske kontinentalmarginen. UHP bergartene kan ha blitt dannet under subduksjonen av den baltiske randen før den terminale skandinaviske kollisjonen. Den tektoniske posisjonen til Tromsødekket kan ut fra dette forklares ved en "out-of-sequence"-skyveforkastning under den skandinaviske, sørøstlige, laterale transporten av skyvedekkkene (Janák et al., 2012).



Figur 1.4.4: P-T-utviklingen til ulike mafiske bergarter og eklogittkropper i Tromsødekket (Krogh et al., 1990, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). BS: blåskiferfacies; EA: epidot-amfibolittfacies; AM: amfibolittfacies; HGR: høytrykks granulittfacies; Lw-EC: lawsonitt-eklogittfacies; Ep-Ec: epidot-eklogittfacies; Amp-EC: amfibolitt-eklogittfacies; Dry-EC: tørr eklogittfacies. Kwarts-coesitt-linjen er kalkulert fra termodynamiske data av Holland og Powell (1998). Modifisert fra Janák et al. (2012).

Kapittel 2 – Metoder

2.1 – Innledning

Metoder som ble brukt for å gjennomføre denne oppgaven var først et litteraturstudium av den kaledonske fjellkjeden, med spesiell vekt på Tromsødekket i øverste allokton. Sommeren og høsten 2011 ble feltarbeid på Bønntuva utført, med innsamling av håndstykker, strukturelle målinger og fotografering. På laboratoriet ved Institutt for Geologi, Universitetet i Tromsø, ble det laget tynnslip av de innsamlede bergartsprøvene for mikroskopistudier.

I tillegg ble røngnenfluorescens (XRF) analyser av utvalgte bergartstyper utført for konstruksjon av " pseudosections".

2.2 – Feltarbeid

"Kartblad 1534 III, Tromsø, målestokk 1:50 000" utgitt av Statens kartverk og "Bergrunnsgeologisk kart 1534 III, Tromsø, målestokk 1:50 000" utgitt av Norges Geologiske Undersøkelser har blitt benyttet under dette arbeidet. Koordinatsystemet som er brukt for denne oppgaven er UTM 34 W, rutegrid. Koordinatene til bergartsprøvene ble funnet ved hjelp av Garmin 60CSx.

Bergartene ble valgt ut fra deres evne til å avgrense P-T-forholdene ved deformasjonen. Prøvene ble tatt i et profil, fra kjernen i eklogittlinsene, og ut til gneisen, som omkranser linsene. For å bestemme evnen til bergartsprøvene til å avgrense P-T-forholdene ble det sett på mineralsammensetningen ved hjelp av Ruper-lupe med 10x forstørring.

For å gjøre strukturelle målinger ble høyrehåndsregelen benyttet til å måle strøk og fall til foliasjonen, og strøk og stupning til lineasjonen. Dette ble gjort for å kunne orientere håndstykkene, og senere få orienterte tynnslip. Til strukturelle målinger ble det brukt Silva-kompass 15T the Ranger.

2.3 – Bilder

I denne masteroppgaven er fotografiene i fra feltområdet og av håndstykkene tatt med kameraet Sony Cyber-shot DSC-WX1. Kart og bilder er enten scannet inn, hentet fra elektroniske artikler eller hentet fra internettsider. Modifiserte figurer er behandlet med Adobe Photoshop CS5 og Adobe Illustrator CS5. Stereoplott laget i programmet Dips Version 5.103, 1998-2003 Rockscience Inc. Canada. Smeltesammensetningen ble plottet i programmet Δ Plot version 1.1, en gratis programvare programmert av Cédric John, tilgjengelig på www.crog.org/cedric/dplot.

2.4 – Tynnslip

For å gjøre observasjoner av hvilke mineraler som opptrer i bergartene og hvilke deformasjonsmekanismer de har blitt utsatt for har tynnslipene blitt studert i polarisasjonsmikroskopet "Leitz Laborlux 11 pol". Ved å se på de ulike mineraler som opptrer i bergartene kan det gjøres et estimat av hvilke trykk og temperaturer bergartene har blitt utsatt for. Deformasjonsstrukturene i tynnslipene vil gi indikasjoner på retningen til deformasjonen, sinistral- og dekstralbevegelsesretning. Mikrostrukturene vil også være med på å fortelle noe om hvilke trykk og temperaturer bergartene her gjennomgått, siden ulike forhold danner ulike strukturer. Under studiet av tynnslip ble boken "A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section" skrevet av (MacKenzie og Adams, 1994) benyttet.

Tynnslipene ble laget ved å kutte håndstykkene parallelt med lineasjonen og normalt på foliasjonen. Dette ble gjort for å få orienterte tynnslip. Ved å se på mikrostrukturene i orienterte tynnslip kan en si noe om hvilken retning deformasjonen har foregått i, ikke bare om bevegelsen har vært dekstral eller sinistral, men også om den har hatt en nordlig eller sørlig retning.

2.5 – Røntgenfluorescens (XRF) analyser

Røntgenfluorescens (XRF) er en metode for å analysere hoved- og sporelementer i en bergart. Hvert element vil ved bestråling av røntgenstråler avgi et røntgenspektrum med spesifikke bølgelengder. Kvantitativ kjemisk analyse ved hjelp av XRF, skjer ved måling av intensiteten av sekundære røntgenstråler fra ulike elementer i den ukjente bergarten. Disse intensitetene blir omregnet til konsentrasjoner ved å relatere dem til intensitets/konsentrasjons-kalibreringskurver basert på internasjonale bergartsstandarder. (Blatt et al., 2006)

Håndstykkene ble først bli knust i en kjefteknuser og deretter i en slyngmølle til et pulver. 0.6 g bergartspulver og 4.2 g diLithiumtetraborat (fluxmiddel) ble veid opp og blandet godt. Pulver-flux-blandingen ble smeltet over en brenner ved omtrent 1200°C og avkjølt som små glasspiller. Til slutt ble glasspillene lagt inn i XRF –maskinen, Bruker S8 TIGER, og analysert for følgende elementer: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅. AGV-1 (andesitt) ble kjørt som kontrollstandard.

2.6 – Pseudosection analyse

Til beregning av isokjemiske P-T-fasediagram, "pseudosection", ble programmet Perple_X 6.6.6 (Connolly, 2009) brukt. "Software" kan lastes ned fra "<http://www.perplex.ethz.ch>", sammen med brukerhåndbok og oppgaveeksempler. Beregningene ble gjort i systemet TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (TiNCKFMASH) og resultatene fra XRF-analysene ble benyttet som utgangspunkt. Siden innholdet av MnO og P₂O₅ i bergartene er svært lav, ble disse elementene ikke inkludert i beregningene. Fe₂O₃ ble regnet om til FeO før det ble brukt i beregningen av "pseudosection"-diagrammene.

Bergartene analysert i denne oppgaven, har gjennomgått høye trykk og temperaturer, og trykkintervallet ble derfor satt fra 0.5 GPa 3.5 GPa, og temperaturintervallet ble valgt til å strekke seg fra 600°C til 800°C. I tillegg ble smelte inkludert siden bergartene har opplevd delvis oppsmelting. Til kalkuleringen ble gridet satt til 40-60.

Følgende parametere ble valgt:

"hp04ver.dat" som "thermodynamic data file"

Holland og Powell (1991, 1998) ble brukt som "fluid equation of state"

"soluton_model.dat" ble satt som "solution model file"

"perplex_option.dat" ble valgt som "computational option file"

På bakgrunn av mineralselskapet til bergartene, ble følgende løsningsmodeller for relevante mineraler valgt:

Amph(DPW) (Dale et al., 2005)

Gt(WPH) (White et al., 2007)

Feldspar_B (Benisek et al., 2010)

Omph(GHP) (Green et al., 2007)

melt(HP) (Holland og Powell, 2001)

Mica(CHA) (Coggon og Holland, 2002)

Bio(TCC) (Tajcmanova et al., 2009)

Kapittel 3 – Petrografiske og strukturelle beskrivelser

3.1 – Innledning

Bergartene som ble studert under dette masterarbeidet, er retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og gneis, som opptrer sammen, i og rundt mafiske linser. I dette kapittelet vil det bli gitt en beskrivelse av de prøvetatte linsene og mineraler og strukturer observert både i felt og i tynnslip. I tillegg vil resultatene fra røntgenfluorescens (XRF) analyse og "pseudosection" beregninger bli presentert. Til slutt i kapittelet vil det bli gitt en oppsummering av strukturer observert og målt i felt og i tynnslip for å bestemme den relative bevegelsesretningen under hoveddeformasjonen i området.

3.2 – Feltnelasjoner

På Bønntuva opptrer det flere større og mindre mafiske linser. Til denne masteroppgaven ble det valgt ut to representative linser, vist i Figur 3.2.1 og Figur 3.2.2. Linsene består av en kjerne med retrogradert eklogitt og et lag med granatamfibolitt ytterst. Rundt de mafiske linsene opptrer gneis.

Den retrograderte eklogitten, se Figur 3.2.3, opptrer som avlange linser som strekker seg opp mot 2 m i lengden. Bergarten er fin- til mediumkornet og granatførende. Det opptrer mange granatkorn som ligger jevnt fordelt i den retrograderte eklogitten. I felt har bergarten en forvitret overflate som viser grålig- til rustfarge, og i ferske brudd er fargen mørk grå.

Rundt kjernen opptrer det et lag med fin- til mediumkornet, granatførende granatamfibolitt, se Figur 3.2.4. Tykkelsen på laget varierer fra ~10 cm opp mot ~50 cm. Granatamfibolitten er litt mer deformert, men ser ellers lik ut som den retrograderte eklogitten. Det er observert noen lineasjonstrukturer i granatamfibolitten. I felt viser granatamfibolitten en grålig- til rustfarge forvitret overflate. I ferske brudd viser granatamfibolitten mørkegrå farge.

Rundt linsene opptrer det en sterkt foliert, fin- til mediumkornet gneis, se Figur 3.2.5. I gneisen opptrer det lag som er rike på kvarts og plagioklas, og i tillegg glimmerrike lag. Det er observert en del lineasjonsstrukturer i gneisen. Det opptrer også enkelte kvartsklaster som varierer fra ~0.5 cm til ~20 cm i størrelse, se Figur 3.2.5 C. Gneisen kan deles inn i to lag, der det ene laget ligger inntil linsene, se Figur 3.2.5 A, mens det andre laget ligger lengre fra linsene, se Figur 3.2.5 B. Laget nærmest linsene har en forvitret overflate som viser mer rustrød farge og inneholder mer granatkorn enn laget som ligger lengre fra linsene. I ferske brudd viser det innerste laget en mer oransjelignende farge, mens det ytterste laget har en mørk grå farge. I Figur 3.2.1 B og Figur 3.2.2 B er grensen mellom de to lagene vist.





SØ



NV



0 cm 64 cm

	Retrogradert eklogitt		Gneis (nær linsen)
	Granatamfibolitt		Gneis

Figur 3.2.1: A, B og C viser den en av de to prøvetatte mafisk linse fra Bønntuva. B: bergartsgrensene. C: hvor prøvene er tatt.

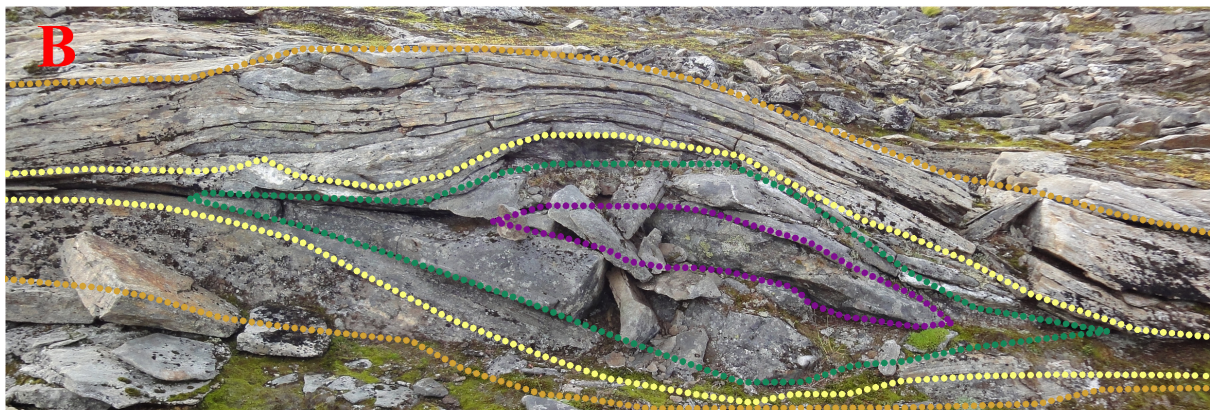


SØ

NV







0 cm 64 cm



0 cm 64 cm



0 cm 64 cm

- | | | | |
|---|-----------------------|---|--------------------|
|  | Retrogradert eklogitt |  | Gneis (nær linsen) |
|  | Granatamfibolitt |  | Gneis |

Figur 3.2.2: A, B og C viser den andre av de to prøvetatte mafisk linse fra Bønntuva. B: bergartsgrensene. C: hvor prøvene er tatt.



Figur 3.2.3: Den retrograderte eklogitten som utgjør kjerner i de mafiske linsene.



Figur 3.2.4: Granatamfibolitten som utgjør det ytterste laget i de mafiske linsene.



Figur 3.2.5: Gneisen som opptrer rundt de mafiske linsene. A: det innerste laget. B: det ytterst laget. C: en kvartsklast som opptrer inne i gneisen, opptrer som "σ-klast".

3.3 – Beskrivelse av mineralene

I dette kapittelet vil det bli gitt en generell beskrivelse av mineralene som opptrer i den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen. I tynnslip viser de to ulike lagene i gneisen litt ulik mengde av de observerte mineralene. På grunn av dette vil mineralene i de to ulike gneislagene bli beskrevet sammen i dette kapittelet. I Tabell 3.3.1 er det gitt en oversikt over hvilke mineraler som forekommer i de ulike bergartene, og mengden de relativt opptrer i.

Retrogradert eklogitt	Granatamfibolitt	Gneis
Hornblende	Hornblende	Mikroklin
Plagioklas	Plagioklas	Plagioklas
	Kvarts	Kvarts
		Muskovitt
Klinopyroksen	Klinopyroksen	
	Klinozoisitt	Klinozoisitt
Granat (1. generasjon)	Granat (2. generasjon)	Granat (2. generasjon)
Rutil	Rutil	Rutil
Titanitt	Titanitt	Titanitt
Biotitt	Biotitt	Biotitt
Kvarts		Allanitt
		Hornblende

Mengde av mineraler i bergarten:

Mye	En del	Noe	Lite
-----	--------	-----	------

Tabell 3.3.1: Tabell over mineralene som opptrer i de ulike bergartene, og i hvilke mengede de relativt opptrer i.

3.3.1 – Retrogradert eklogitt

Hornblende (~35 %)

Opptreter som 0.06 mm til 1.18 mm store korn i en medium- til grovkornet symplektittstruktur (Kearey, 2001) med plagioklas. Pleokroittiske korn der fargen varierer fra gulgrønn til brunlig med planpolarisert lys, og 2. ordens interferensfarger (MacKenzie og Adams, 1994). Hornblende har erstattet mye av klinopyroksen. Noen av kornene har rekrystallisert og opptreter som polygonale aggregater. Se Figur 3.3.1

Klinopyroksen (~30 %)

Opptreter som 0.03 mm til 0.15 mm store korn i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur med plagioklas. Fargeløse til svakt grønne korn med planpolarisert lys, høye 2. ordens interferensfarger og utslukning på $\sim 45^\circ$. Noen av kornene viser optisk kontinuitet. Se Figur 3.3.1

Plagioklas (~25 %)

Opptreter som fargeløse korn, med og uten tvillinger. Kornstørrelsen varierer fra 0.03 mm til 0.29 mm og viser 1. orden interferensfarger. Kornene opptreter i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur med klinopyroksen, og i en medium- til grovkornet symplektittstruktur med hornblende. Se Figur 3.3.1

Granat (1. generasjon) (~5 %)

Opptreter som avrundete korn, med kornstørrelse fra 0.15 mm til 0.59 mm. Kornene er fargeløse til svakt rødlige, har høyt relieff og viser isotrop karakter. Se Figur 3.3.1

Rutil (~4 %)

Opptreter som mørkebrune til sorte korn med kornstørrelse på 0.09 mm til 0.35 mm. Se Figur 3.3.1

Titanitt (< 1 %)

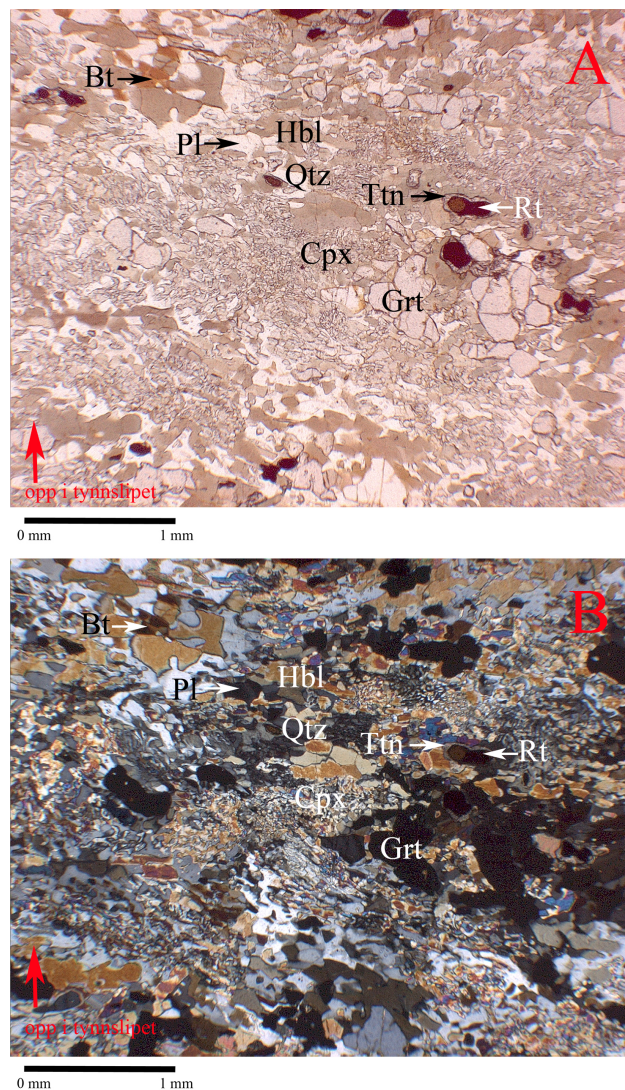
Opptreter som brunlige korn med høyt relieff, og med en kornstørrelse på 0.02 mm til 0.08 mm. Kornene har en utslukning på 45° . Titanitt opptreter som koronastruktur (Kearey, 2001, Blatt et al., 2006) rundt rutilkorn. Se Figur 3.3.1

Biotitt (< 1 %)

Opptretr som avlange korn med en kornstørrelse på 0.03 mm til 0.24 mm. Kornene viser pleokroisme fra lysebrun til brun og flere interferensfarger, som gul, oransje, rødlig og grønn. Se Figur 3.3.1

Kvarts (små mengder)

Opptretr som små fargeløse korn i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur med klinopyroksen og plagioklas. Kornstørrelsen varierer fra 0.01 mm til 0.12 mm. Kornene viser hvit til grå interferensfarge og undulerende utslukning med krysspolarisasjon. Se Figur 3.3.1



Figur 3.3.1: Mineralene som opptretr i den retrograderte eklogitten. Bilde A og B viser det samme utsnittet, A med planpolarisert lys og B med krysspolarisert lys.

3.3.2 – Granatamfibolitt

Hornblende (~30 %)

Opptrer som 0.15 mm til 0.79 mm store korn i en medium- til grovkornet symplektittstruktur med plagioklas, og enkelte steder også med kvarts og klinozoisitt. Kornene viser gulgrønn til grønn pleokriosme med planpolarisert lys, og 2. ordens interferensfarger. Se Figur 3.3.2

Klinopyroksen (~20 %)

Opptrer som 0.15 mm til 0.74 mm store korn i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur med plagioklas. Fargen varierer fra fargeløs til svak grønn med planpolarisert lys. I tverrsnitt vises 90° kløv øverste 2. ordens interferensfarger og utslukning på ~45°, se Figur 3.3.2.

Plagioklas (~22 %)

Opptrer som kantrundete korn med en kornstørrelse på 0.15 mm til 0.59 mm. Kornene viser tvillingstriper og 1. orden interferensfarger. Noen av kornene viser kjemisk sonering, se Figur 3.3.2. Plagioklas opptrer også i en åre sammen med grovkornet kvarts med sjakkbrettmønstre. Plagioklas utgjør ~5 % av åren. Se Figur 3.4.2 E, side 51.

Kvarts (~8 %)

Opptrer som små fargeløse korn i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur med klinopyroksen og plagioklas. Kornstørrelsen variere fra 0.03 mm til 0.59 mm. Kornene viser hvit til grå interferensfarge og undulerende utslukning med krysspolarisasjon, se Figur 3.3.2. Opptrer også som grovkornet kvarts med sjakkbrettmønstre, i en åre sammen med plagioklas. Kvarts utgjør ~95 % av åren. Se Figur 3.4.2 E, side 51.

Granat (2. generasjon) (~5 %)

Opptrer som euhedrale (MacKenzie og Adams, 1994) korn fra 0.06 mm til 0.65 mm. Kornene er fargeløse til svakt rødlige, har høyt relieff og viser isotrop karakter. Se Figur 3.3.2

Biotitt (< 3 %)

Opptrer som lysebrune til brune, avlange korn med en kornstørrelse på 0.03 mm til 0.88 mm. Kornene viser flere interferensfarger, som gul, oransje, lys rød og grønn. Se Figur 3.3.2

Titanitt (< 1 %)

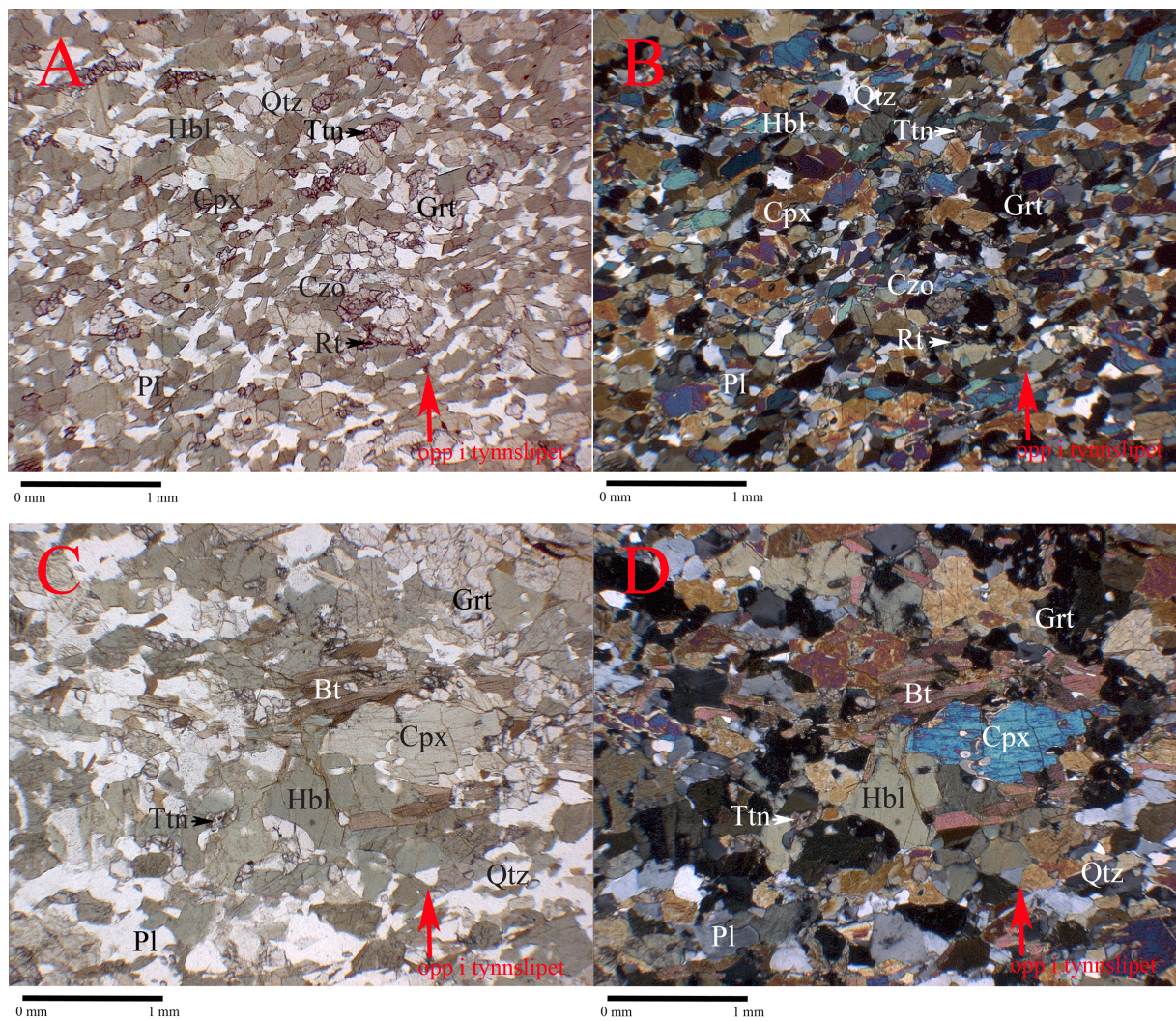
Opptrer som subhedrale 0.15 mm til 0.88 mm store korn med høyt relieff. Fargen er brunlig og interferensfargene varierer mellom brunlig, grålig og gulaktig. Kornene har en utslukning på 45°. Titanitt opptrer som koronastruktur rundt rutil. Se Figur 3.3.2

Klinozoisitt (< 1 %)

Opptrer som 0.18 mm til 0.35 mm store korn med høyt relieff. Kornene er fargeløse til rødlige, de viser en gråblå anormal farge med krysspolarisasjon. Se Figur 3.3.2

Rutil (< 1 %)

Opptrer som mørkebrune til sorte korn med en kornstørrelse som varierer fra 0.03 mm til 0.59 mm med isotrop karakter. Se Figur 3.3.2



Figur 3.3.2: Mineralene som opptrer i granatamfibolitten. Bilde A og B viser samme utsnittet, A med planpolarisert lys og B med krysspolarisert lys. Bilde C og D viser samme utsnittet, C med planpolarisert lys og D med krysspolarisert lys.

3.3.3 – Gneis

Kvarts (~20 %)

Opptreter som fargeløse korn der kornstørrelsen variere fra 0.03 mm til 2.35 mm. Kornene viser hvit til grå interferensfarge og undulerende utslukning med krysspolarisasjon, se Figur 3.3.3. Kvarts opptreter også i klaster, utgjør her ~5 %, sammen med mikroklin og plagioklas. I klastene viser kvarts enkelte steder myrmekittmønster (Kearey, 2001) med plagioklas, se Figur 3.4.3 C, side 53.

Plagioklas (~18 %)

Opptreter som kantrundete korn med en kornstørrelse på 0.15 mm til 1.76 mm. Kornene viser albittvillinger og 1. orden interferensfarger, se Figur 3.3.3. Plagioklas opptreter også i klaster, utgjør her ~10 %, sammen med mikroklin og kvarts. I klastene viser plagioklas enkelte steder myrmekittmønster (Kearey, 2001) med kvarts, se Figur 3.4.3 C, side 53.

Mikroklin (0-17 %)

Opptreter som 0.29 mm til 4.11 mm store, fargeløse korn, med tartan tvillinger (MacKenzie og Adams, 1994), som er karakteristisk for mikroklin. Kornene viser hvit til grå 1. orden interferensfarger. Mikroklin opptreter i hovedsak i klaster, utgjør her ~85 %, sammen med kvarts og plagioklas. Se Figur 3.3.3

Klinozoisitt (4-14 %)

Opptreter som svak grålige 0.15 mm til 1.32 mm store korn med høyt relieff. Med krysspolarisert lys viser kornene en anormal gråblå interferensfarge. Se Figur 3.3.3

Biotitt (~10 %)

Opptreter som 0.15 mm til 0.88 mm store korn med gulbrune til brune korn pleokroisme. Kornene er avlange og viser flere interferensfarger, som gul, oransje, lys rød og grønn. Se Figur 3.3.3

Muskovitt (0-9 %)

Opptreter som fargeløse korn med kornstørrelse fra 0.06 mm til 0.59 mm. Kornene viser 3. orden interferensfarger. Se Figur 3.3.3

Granat (2. generasjon) (0.5-9 %)

Opptrer som euhedrale korn fra 0.29 mm til 1.76 mm. Kornene er fargeløse til svakt rødlige, har høyt relieff og viser isotrop karakter. Se Figur 3.3.3

Titanitt (< 1 %)

Opptrer som brunlige korn med høyt relieff og kornstørrelser på 0.06 mm til 1.32 mm. Kornene viser brunlig farge med krysspolarisasjon og en utslukning på 45°. Se Figur 3.3.3

Rutil (< 1 %)

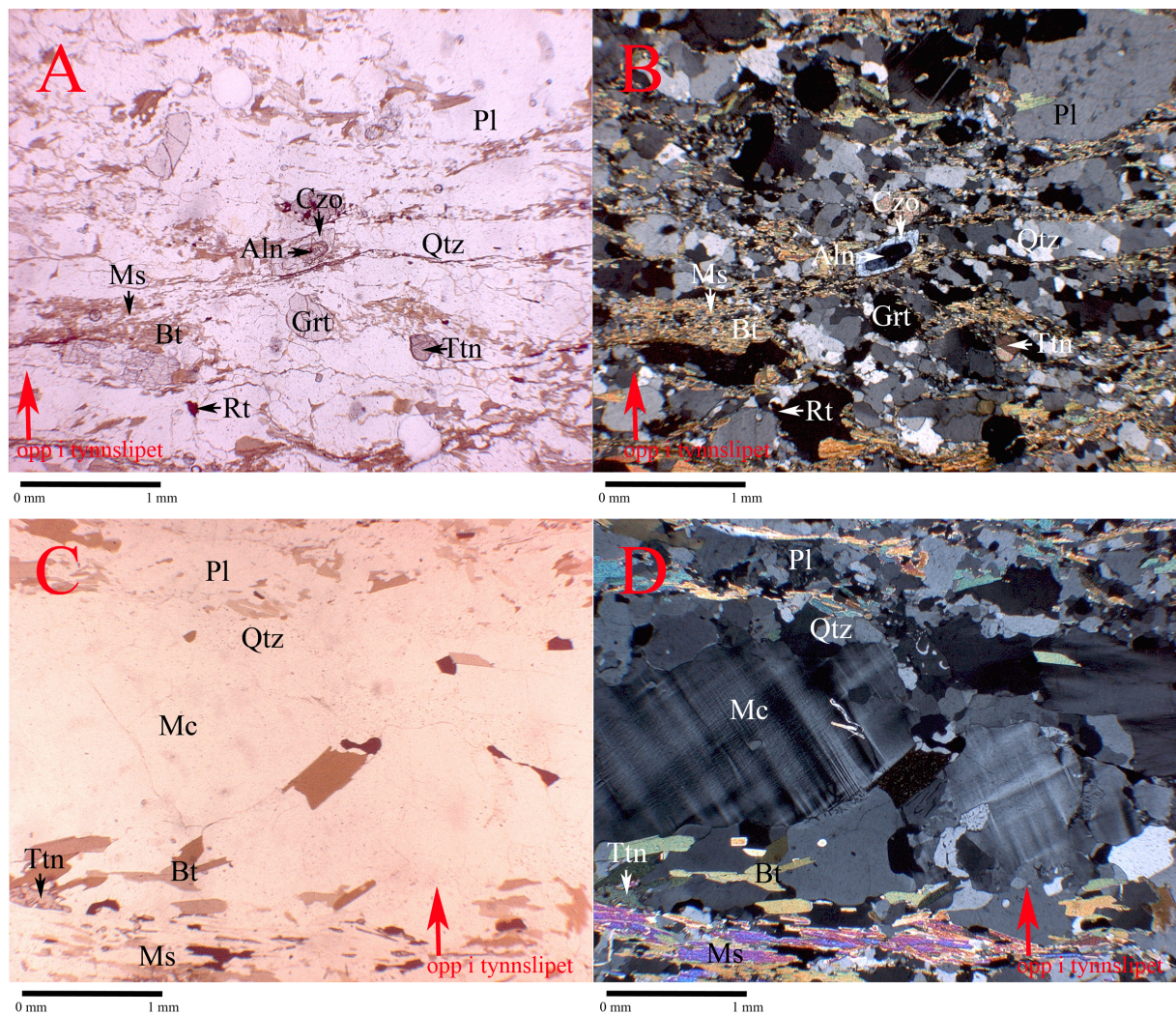
Opptrer som avlange korn med en kornstørrelse på 0.06 mm til 0.44 mm. Kornene har en mørkebrun til svart farge og viser isotrop karakter. Se Figur 3.3.3

Allanitt (< 1 %)

Opptrer som brunlige korn på 0.15 mm til 0.29 mm og viser isotrop karakter med krysspolarisasjon. Kornene opptrer som inneslutninger i klinozoisittkorn. Allanitt inneholder det radioaktive stoffet Th som har ført til en radiær oppsprekking av klinozoisittkornene. Se Figur 3.3.3

Hornblende (små mengder)

Opptrer som små relikte korn på 0.17 mm til 0.29 mm. De viser gulgrønn til grønn pleokriosme med planpolarisert lys, og 2. ordens interferensfarger.



Figur 3.3.3: Bilde A og B: mineralene som opptrer i gneisen, samme utsnittet, A med planpolarisert lys og B med krysspolarisert lys. Bilde C og D: Mc, Pl og Qtz utgjør årer i gneisen, samme utsnittet, C med planpolarisert lys og D med krysspolarisert lys.

3.4 – Beskrivelse av strukturene

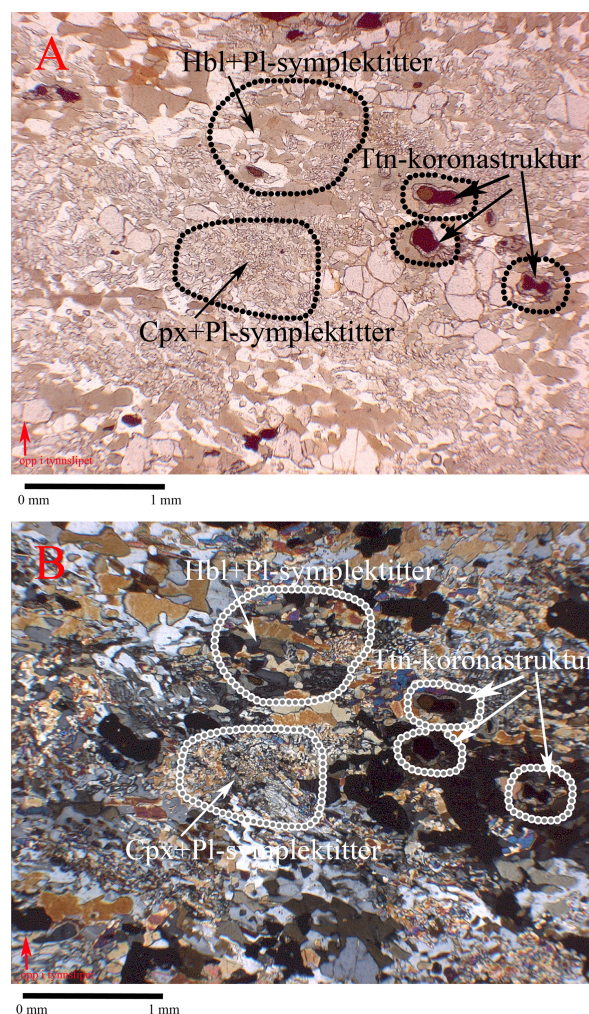
I denne delen vil det bli gitt en beskrivelse av de strukturene som er observert i tynnslip fra den retrograderte eklogitten, granatamfibolitt og gneisen. De to ulike lagene observert i gneisen viser stort sett de samme strukturene, og vil derfor bli beskrevet sammen i dette kapittelet. En kort oppsummering av de observerte strukturene er gitt i Tabell 3.4.1.

	Retrogradert eklogitt	Granatamfibolitt	Gneis
Symplektitterstrukturer	X	X	
Mosaikkstrukturer		X	
Tartanmønster			X
Myrmekittmønster			X
Koronastrukturer	X	X	
Sjakkbrettmønster		X	
Optisk kontinuitet	X		
Kjemisk sonering		X	
σ -klast			X
Shear bands		X	
Glimmerfisk			X
Mineralfisk			X
SPO		X	X
CPO			X
GBM		X	X
Deformasjonsprosesser			Dislocation creep, diffusion creep
Lagdeling	Ingen	Ingen	Delvis monomineralske lag
Deformasjonsgrad	Lite	Noe	Mye

Tabell 3.4.1: Tabellen viser en oversikt over hvilke strukturer som finnes i de ulike bergartene.

3.4.1 – Retrogradert eklogitt

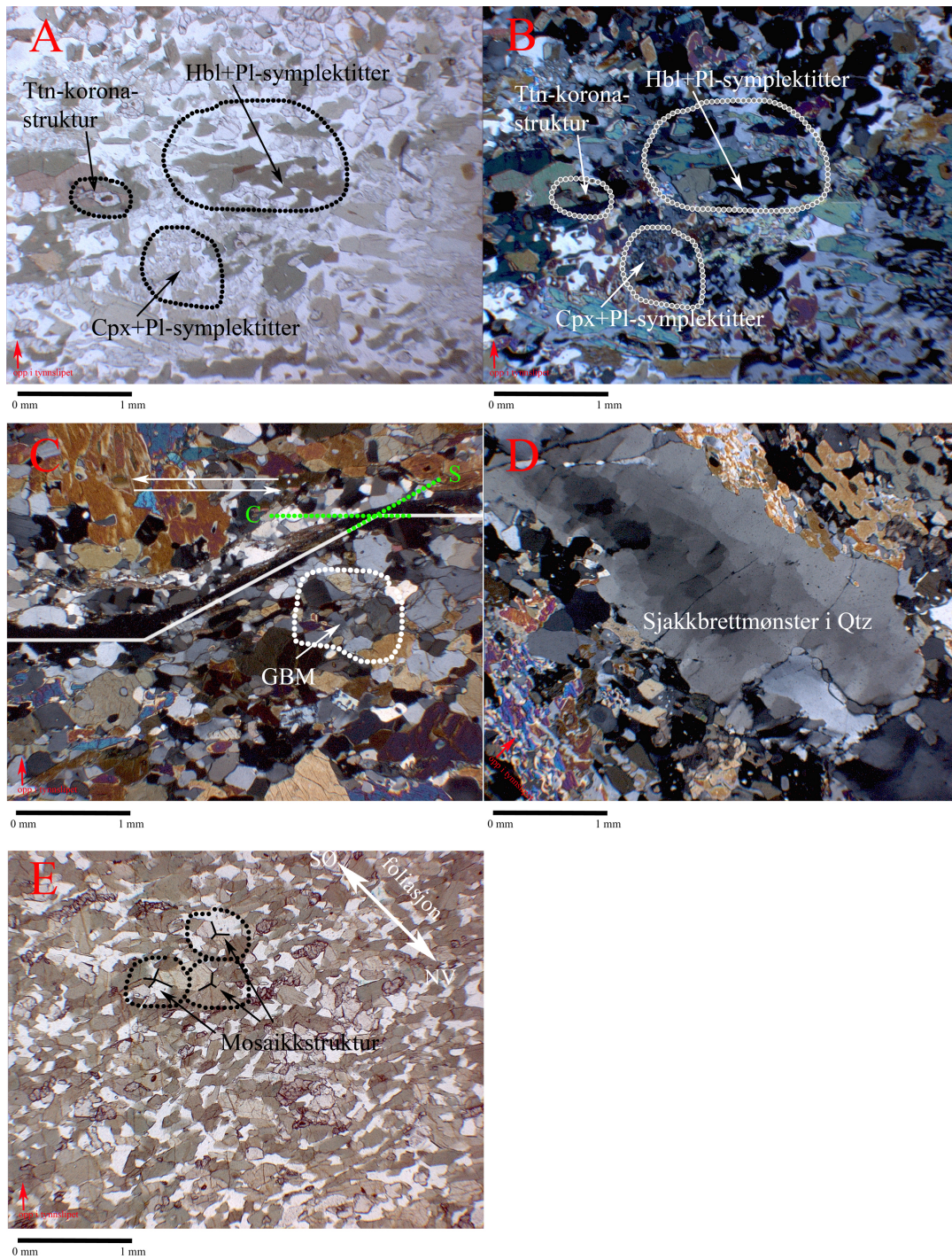
Den retrograderte eklogitten har gjennomgått lite deformasjon. Figur 3.4.1 viser de strukturene som er observert i den retrograderte eklogitten. Bergarten viser en utstrakt symplektittstruktur. Klinopyroksen og plagioklas opptrer sammen i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur, og hornblende og plagioklas opptrer sammen i en medium- til grovkornet symplektittstruktur. Titanitt opptrer som koronastruktur rundt rutil. Mineralene viser en god blanding, og det er ingen utpreget CPO eller SPO. Enkelte av klinopyroksenkornene viser optisk kontinuitet etter rekrystallisering av symplektitter.



Figur 3.4.1: Strukturene som opptrer i den retrograderte eklogitten. A og B viser det samme utsnittet. A: grovkornet Hbl+Pl-symplektitter, finkornet Cpx+Pl-symplektitter og Ttn-koronastrukturer rundt rutilkorn, planpolarisert lys. B: grovkornet Hbl+Pl-symplektitter, finkornet Cpx+Pl-symplektitter og Ttn-koronastrukturer rundt rutilkorn, krysspolarisert lys.

3.4.2 – Granatamfibolitt

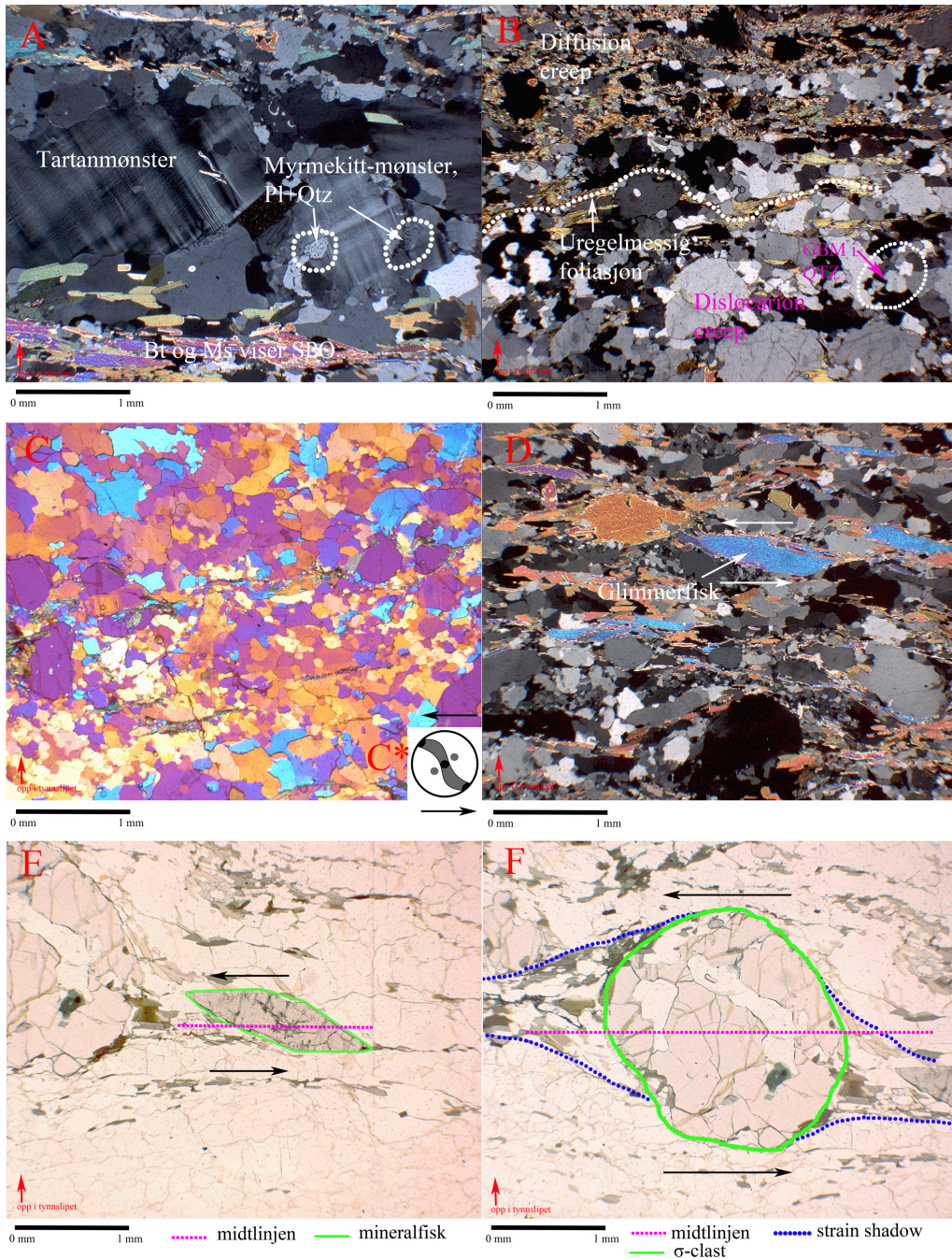
Granatamfibolitten har blitt mer deformert enn den retrograderte eklogitten. Figur 3.4.2 viser strukturene som er observert i granatamfibolitten. Hornblende og plagioklas, og enkelte steder også kvarts og klintzoisitt, opptrer sammen i en medium- til grovkornet symplektittstruktur. Klinopyroksen og plagioklas opptrer sammen i en fin- til mediumkornet symplektittstruktur. Biotittkorn viser SPO, og siden tynnslipene er orientert har SPO en sørøstlig-nordvestlig retning. Hornblende, plagioklas, kvarts, klinopyroksen og titanitt viser foliasjon, og siden tynnslipene er orientert, viser foliasjonen en sørøstlig-nordvestlig retning. Enkelte steder i tynnslip fra granatamfibolitten opptrer det kvarts som viser GBM. Mineralene i granatamfibolitten viser generelt en god blanding der kornene opptrer i en mosaikkstruktur. Grovkornet kvarts i en leukosom viser sjakkbrettmønster. I ett av tynnslipene fra granatamfibolitten viser mineralene mosaikkstruktur, som er en likevektsstruktur. Enkelte av plagioklaskornene viser optisk sonering. Bergarten viser ellers en god blanding av mineralene.



Figur 3.4.2: Strukturene som opptrer i granatamfibolitten. A og B: viser samme utsnittet, Ttn koronastrukturer rundt rutilkorn, grovkornete Hbl+Pl-symplektitter og finkornete Cpx+Pl-symplektitter. A er tatt med planpolarisert lys, mens B er tatt med krysspolarisert lys. C: "C-type-shear bands" i biotittrikt lag, sinistral skjærbevegelse, GBM i kvartskorn, krysspolarisert lys. D: sjakkbrettmønster i grovkornet hydrotermal kvarts, og sørøstlig-nordvestlig foliasjon av hornblende, plagioklas, kvarts, klinopyroksen og titanitt, krysspolarisert lys. E: mosaikkstruktur, planpolarisert lys.

3.4.3 – Gneis

Gneisen er mye deformert og en del av strukturene viser skjærbevegelseindikatorer. I Figur 3.4.3 er strukturer observert i gneisen vist. Flere steder viser kvarts GBM, og bergarten er her utsatt for "diffusion creep" deformasjon (Fliervoet et al., 1999, Morales et al., 2011). I årer i gneisen, Figur 3.4.3 A, opptrer det tartan-tvillinger, tartanmønster, som er karakteristisk for mikroklin (MacKenzie og Adams, 1994). I forbindelse med de store mikroklinkorn og plagioklaskorn, i årer, er det dannet myrmekittmønster (Kearey, 2001), der det dannes ormeliknende inneslutning av kvarts og Na-rik feltspat inne i plagioklaskorn. Glimmerrike lag viser uregelmessig foliasjon. Biotitt, muskovitt, titanitt, hornblende og granat viser SPO. Siden tynnslipene er orientert viser foliasjonen og SPO en sørøstlig-nordvestlig retning. Kvartskorn viser CPO (Heilbronner og Tullis, 2002, Stipp et al., 2002, Morales et al., 2011) med en sinistral skjærbevegelse, se Figur 3.4.3 C. Der kvarts viser CPO er bergarten utsatt for "dislocation creep" deformasjon (Hirth og Tullis, 1992, Fliervoet et al., 1999). Biotitt opptrer som glimmerfisk, og viser sinistral skjærbevegelse. Titanittkorn opptrer som mineralfisk, med en sinistral skjærbevegelse. Flere granatkorn, plagioklaskorn og kvartskorn, opptrer som " σ -klast" med biotittrike lag som "strain shadow" (Twiss og Moores, 2007), og viser sinistral skjærbevegelse. Gneisen viser delvis monomineralske lag der grovkornete lag med mikroklin, plagioklas og kvarts viser "dislocation creep" deformasjon. Finkornete lag, som består av biotitt, muskovitt og kvarts, viser "diffusion creep" deformasjon.



Figur 3.4.3: A: åre i gneisen, viser tartanmønster og myrmekittmønster; rundt åren viser Bt og Ms SPO, i en sørøstlig-nordvestlig retning, krysspolarisert lys. Strukturer i gneisen: B: viser både "dislocation creep" og "diffusion creep", glimmerrike lag viser uregelmessig foliasjon, GBM i kvartskorn, krysspolarisert lys. C: CPO i kvartskorn. C*: skisse av skjærbevegelsen til CPO (Fliervoet et al., 1999, Heilbronner og Tullis, 2002, Stipp et al., 2002, Morales et al., 2011), sinistral skjærbevegelse. D: glimmerfisk, sinistral skjærbevegelse, krysspolarisert lys. E: titanittkorn som opptrer som mineralfisk med sinistral skjærbevegelse, planpolarisert lys. F: granatkorn som opptrer som σ -klast med "strain-shadow", sinistral skjærbevegelse, planpolarisert lys.

3.5 – Kjemiske analyser

I denne delen vil resultatene fra XRF- og ”pseudosection” (Štípská og Powell, 2005, Janák et al., 2012) analysene bli presentert. I tillegg vil det bli presentert hvilken sammensetning smelten har, ved de P-T-forholdene der de observerte mineralselskapene er stabile.

Det ble valgt ut én representativ bergartsprøve fra de ulike bergartene, – retrogradert eklogitt, granatamfibolitt, gneis (nærmest linsen) og gneis (lengst fra linsen). Det er grunnen til at de observerte mineralselskapene beskrevet her, ikke nødvendigvis inneholder alle mineralene beskrevet i kapittel 3.3. De to lagene observert i gneisen vil i dette kapitlet, 3.4, bli presentert hver for seg, for å se eventuelle likheter og ulikheter når det gjelder P-T-forhold og kjemisk sammensetning.

3.5.1 – Røntgenfluorescens (XRF) analyse

Resultatene fra XRF-analysene av de utvalgt prøvene samt av en kontrollstandard (AGV-1) er presentert i Tabell 3.5.1. Analyseverdiene er innenfor feilmarginen. I de fire siste kolonnene vises resultatene for retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og de to gneislagene, kalt gneis (nær linsen) og gneis. For mer om XRF-analyse, se kapittel 2.5.

Hoved- elementer	Referanse- verdier (%) AGV-1	Analyse- verdier (%) AGV- 1	Retrogradert eklogitt (13-2-11)	Granat- amfibolitt (13-1-11)	Gneis (13-4- 11)	Gneis (12-14- 11)
SiO ₂	58,85	59,18	46,69	47,22	60,7	69,35
TiO ₂	1,05	1,01	1,83	1,93	0,99	0,68
Al ₂ O ₃	17,15	17,04	14,26	14,21	13,97	12,98
Fe ₂ O ₃	6,77	6,69	13,1	13,1	7,93	1,16
MgO	1,53	1,46	6,49	6,17	2,3	1,57
MnO	0,09	0,09	0,2	0,2	0,2	0,04
CaO	4,94	4,86	11,44	10,78	7,66	1,59
Na ₂ O	4,26	4,12	2,96	2,45	1,64	2,76
K ₂ O	2,92	2,92	0,22	0,68	1,25	3,49
P ₂ O ₅	0,49	0,49	0,15	0,18	0,19	0,1
SUM	98,05	97,85	97,33	96,91	96,84	93,7

Tabell 3.5.1: Kjemisk sammensetning av de analyserte prøvene, inkludert referanseverdier for internasjonal bergartsstandard AGV-1

3.5.2 – Pseudosection analyse

Resultatene fra XRF-analysen, Tabell 3.5.1, ble omregnet fra vektprosent til molmengde, før de kunne brukes til beregning av isokjemiske P-T-fasediagram, "pseudosection". Siden innholdet av MnO og P₂O₅ i bergartene er svært lav, ble disse elementene ikke inkludert i beregningene. Ved bruke av stoffenes molverdier ble Fe₂O₃ regnet om til FeO før verdiene ble brukt i beregningen av "pseudosection"-diagrammene. H₂O ble beregnet ut fra 100-SUM (fra Tabell 3.5.1) og molverdeien. Verdiene brukt til kalkulering av "pseudosection" er presentert i Tabell 3.5.2.

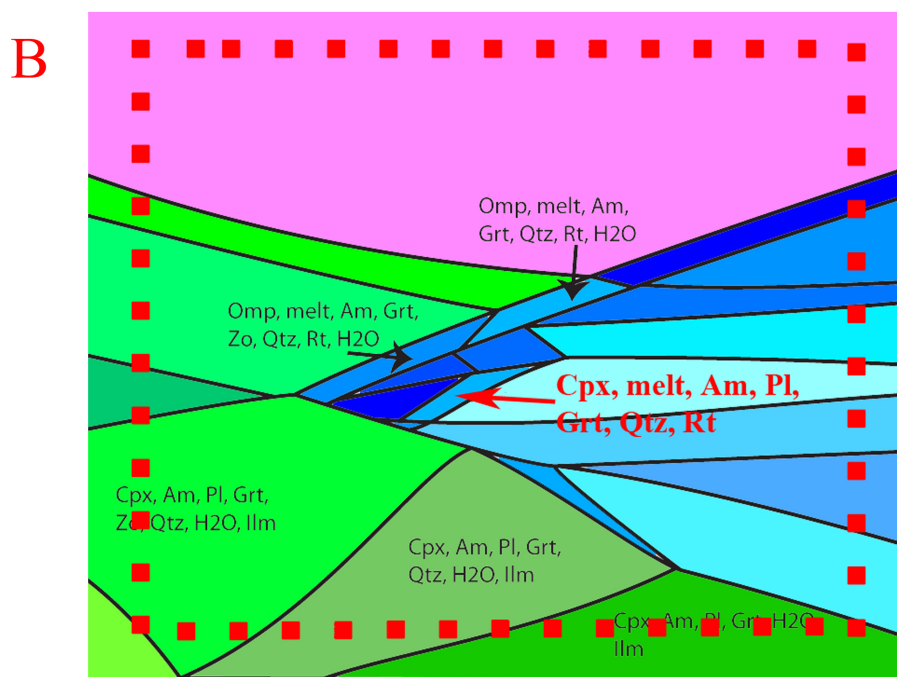
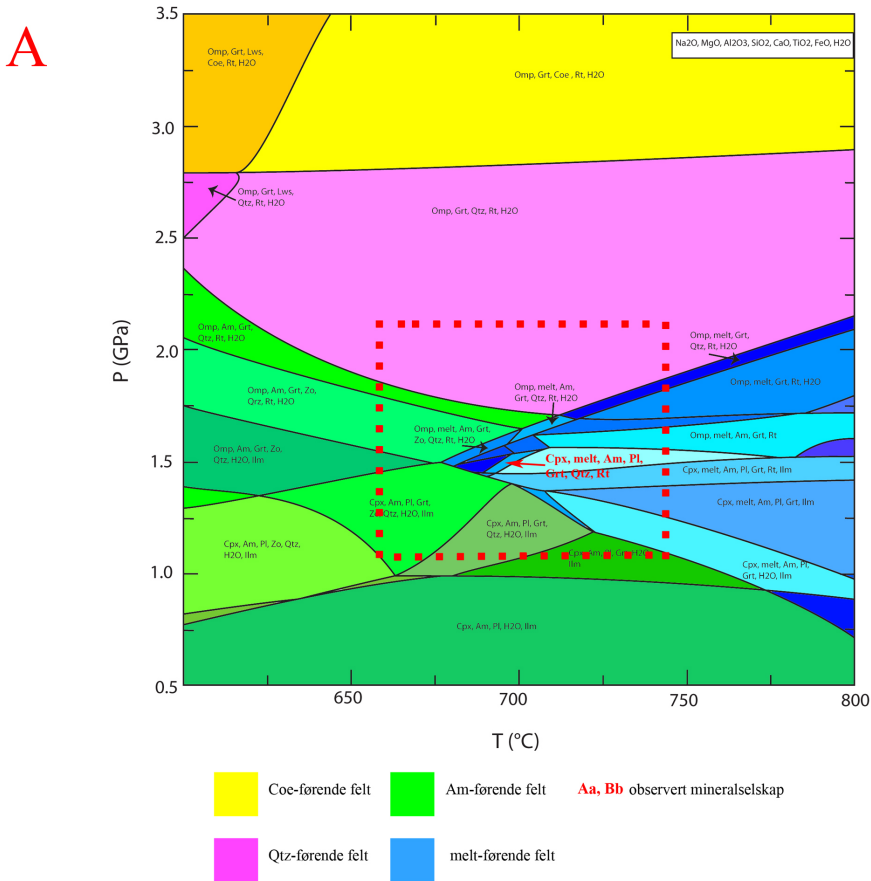
P-T-fasediagrammene for de analyserte bergartene, kalkulert i TiNCKFMASH systemet, er vist i Figur 3.5.1 til Figur 3.5.4. Temperaturintervallet brukt i "pseudosection" analysene strekker seg fra 600°C til 800°C, mens trykkintervallet strekker seg fra 0.5 GPa til 3.5 GPa, se kapittel 2.6 for mer om "pseudosection" analyse. I de analyserte

prøvene fra retrogradert eklogitt og granatamfibolitt opptrer det verken biotitt eller muskovitt. I dette systemet fungerer K_2O derfor kun som et substitutt for Na_2O , og er på grunn av dette lagt til Na_2O før kalkulering av "pseudosection". Det er observert klinozoisitt i flere av tynnslipene. Både klinozoisitt og zoisitt tilhører epidotgruppen, og har nesten lik kjemisk formel. Klinozoisitt inneholder Fe, noe som zoisitt ikke gjør. I P-T-fasediagrammene regnes derfor Zo til å representere den observerte klinozoisitten.

Komponenter	Retrogradert eklogitt	Granatamfibolitt	Gneis (nær linsen)	Gneis
	TiNCKFMASH	TiNCKFMASH	TiNCKFMASH	TiNCKFMASH
SiO ₂	46.50	46.75	60.42	63.97
TiO ₂	1.37	1.44	0.74	0.47
Al ₂ O ₃	8.37	8.29	8.19	7.06
FeO	9.99	9.93	6.11	0.84
MgO	9.63	9.11	3.41	2.15
CaO	11.99	11.19	7.90	1.44
Na ₂ O	2.85	2.35	1.58	2.46
K ₂ O	0.14	0.43	0.79	2.05
H ₂ O	8.88	10.20	10.50	19.39

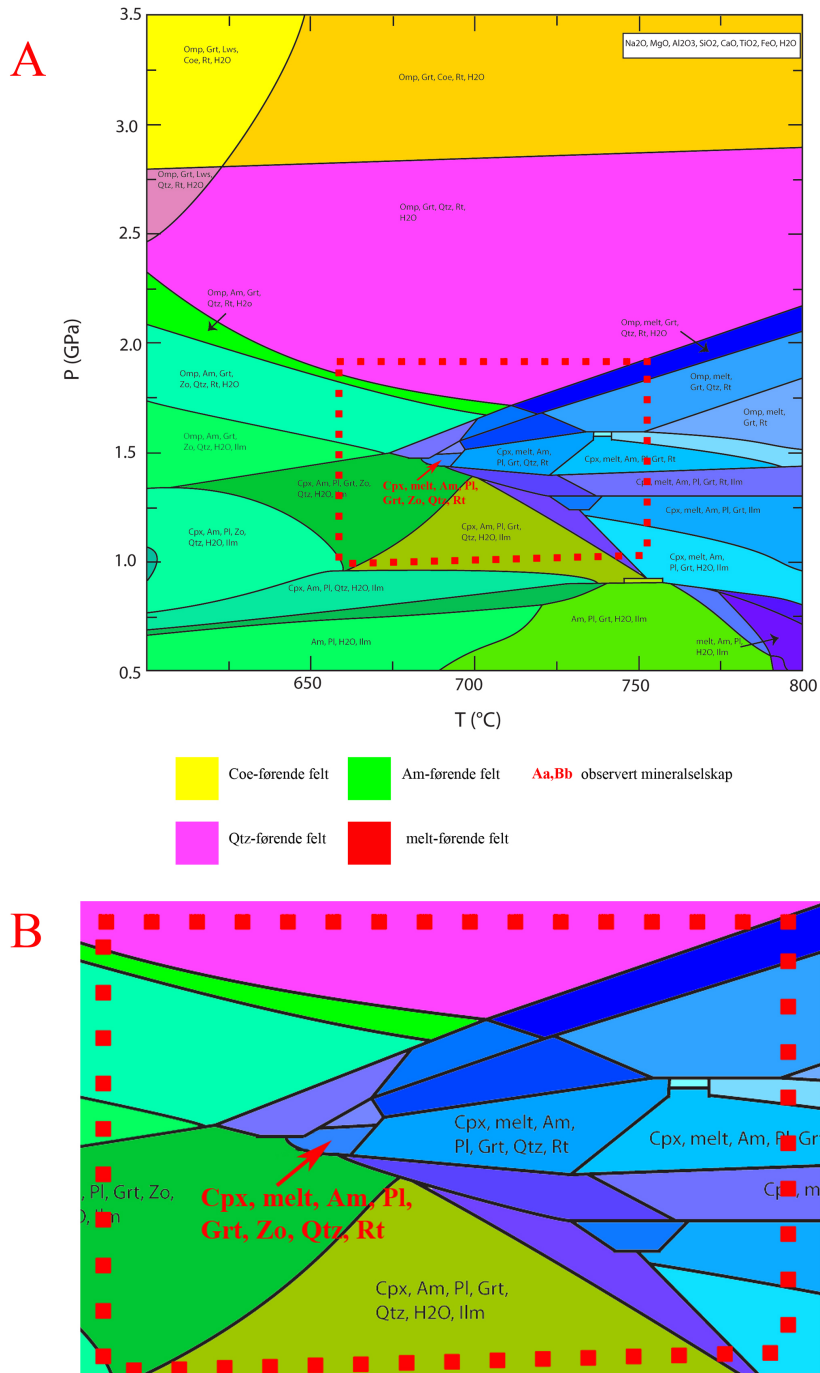
Tabell 3.5.2: Tabell over komponenter og Mol% til retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og gneis.

Figur 3.5.1 viser P-T fasediagrammet for den retrograderte eklogitten. Det observerte mineralselskapet til den retrograderte eklogitten består av Cpx+melt+Amp+Pl+Grt+Qtz+Rt. Dette mineralselskapet er stabilt ved $\sim 700^\circ\text{C}$ og ~ 1.5 GPa, vist med rød skrift i Figur 3.5.1.



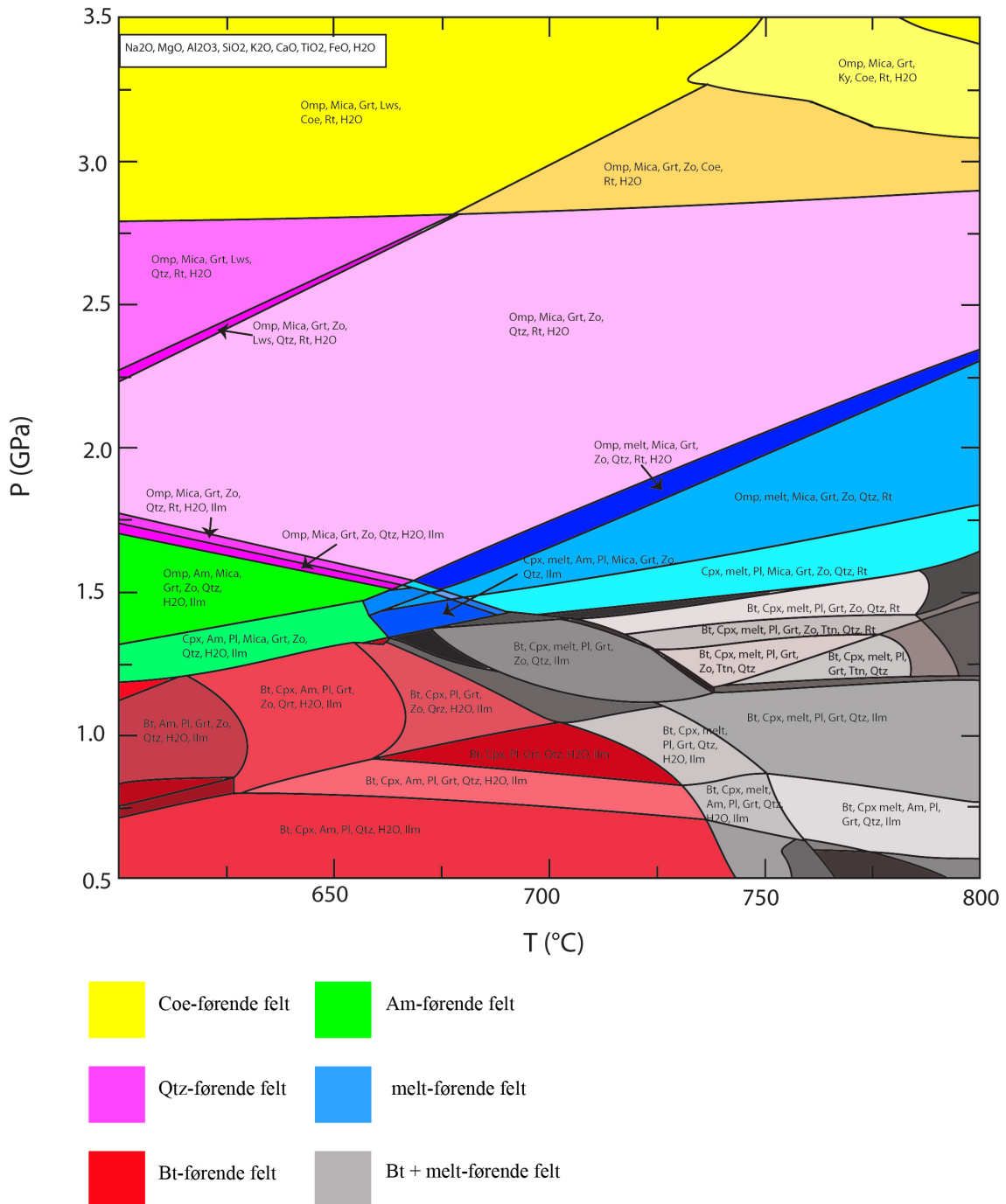
Figur 3.5.1: "Pseudosection" analyse, som viser P-T-forhold, for retrogradert eklogitt, kalkulert i Perple_X 6.6.6. A: P-T-fasediagrammet til den retrograderte eklogitten. B: forstørret område rundt feltet med det stabile mineralselskapet til den retrograderte eklogitten, markert med rød skrift.

Det observerte mineralselskap til granatamfibolitten består av Cpx+melt+Amp+Pl+Grt+Zo+Qtz+Rt. Dette mineralselskapet opptrer sammen ved ~690°C og ~1.5 GPa, og er vist med rød skrift i Figur 3.5.2.



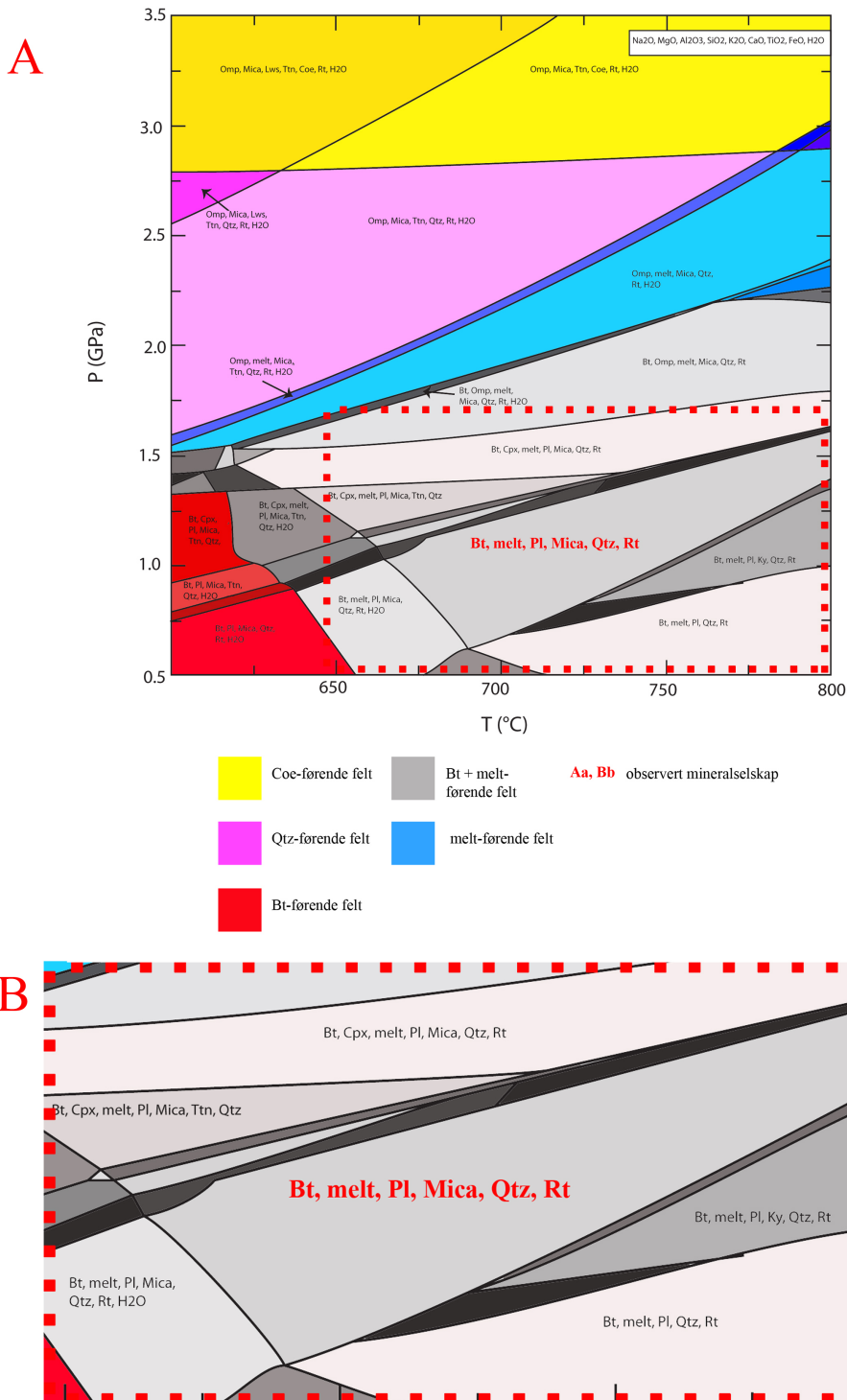
Figur 3.5.2: "Pseudosection" analyse, som viser P-T-forhold, for granatamfibolitt, kalkulert i Perple_X 6.6.6. A: P-T-fasediagrammet til granatamfibolitten. B: forstørret område rundt feltet med det stabile mineralselskapet til granatamfibolitten, markert med rød skrift.

Figur 3.5.3 viser P-T-fasediagrammet for gneisen nærmest linsen. Gneisens observerte mineralselskap består av Bt+Amp+melt+Pl+Grt+Zo+Qtz+Rt. Dette mineralselskapet er ikke observert i P-T-fasediagrammet i Figur 3.5.3.



Figur 3.5.3: "Pseudosection" analyse for gneis (nær linsen), kalkulert i Perple_X 6.6.6. Det observerte mineralselskapet er ikke observert i P-T-fasediagrammet.

Gneisen lengst fra linsen viser et mineralselskap bestående av Bt+melt+Pl+Mica+Qtz+Rt, og er vist med rød skrift i Figur 3.5.4. Dette mineralselskapet er stabilt sammen ved temperaturer fra ~660°C opp til over 800°C, og ved trykk fra ~0.6 GPa til ~1.5 GPa.



Figur 3.5.4: "Pseudosection" analyse, som viser P-T-forhold, for gneis lengst fra linsen, kalkulert i Perple_X 6.6.6. A: P-T-fasediagrammet til gneisen. B: forstørret område rundt feltet med det stabile mineralselskapet til gneisen, markert med rød skrift.

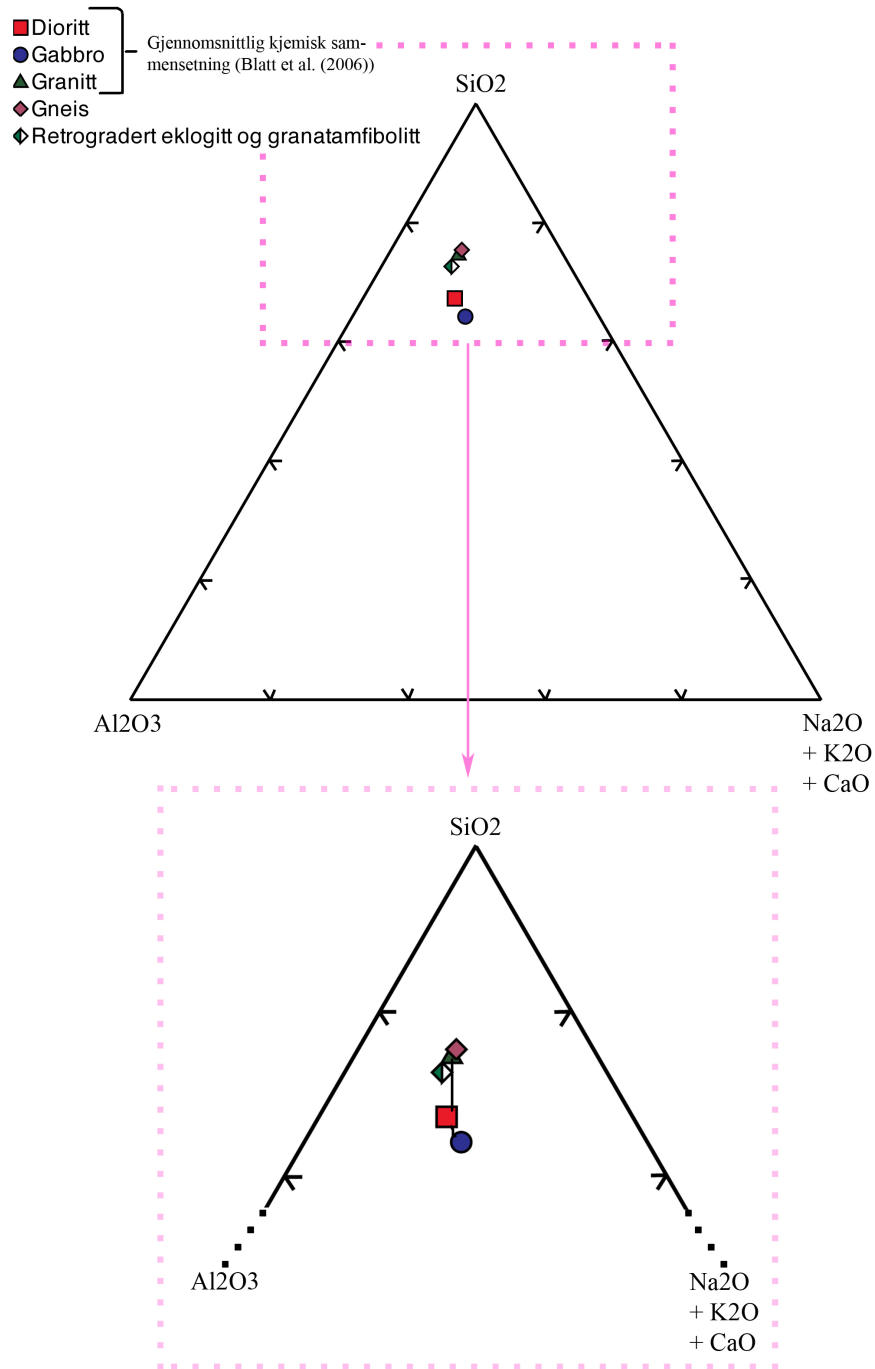
3.5.3 – Smeltesammensetning

I de feltene der mineralselskapene til retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og gneis (lengst fra linsen) er stabile opptrer det også smelte. Ut fra P-T-fasediagrammene presentert over, ble det gjort kalkuleringer for å finne sammensetningen til smelten, i volumprosent (vol%), og hvilke hovedelementer smelten består av. Resultatene fra kalkuleringen er presentert i Tabell 3.5.3. Den retrograderte eklogittens mineralselskap er stabilt ved ~700°C og ~1.5 GPa, se Figur 3.5.1, og inneholder her 19.71 vol% smelte. Granatamfibolitten har et mineralselskap som er stabilt ved ~690°C og ~1.5 GPa, se Figur 3.5.2, og inneholder her 21.5 vol% smelte. Mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen har et stabilitetsfelt som strekker seg over temperaturer fra ~660°C opp til over 800°C, og trykk fra ~0.6 GPa til ~1.5 GPa, se Figur 3.4.4. Kalkuleringen av smeltesammensetningen til gneisen ble gjort ved 700°C, fordi både den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten er stabile ved denne temperaturen. Ved denne temperaturen ble trykket valgt til 1.0 GPa. Det opptrer 48.65 vol% smelte ved disse P-T-forholdene. For å senere kunne bestemme hvilken type smelte som opptrer i de analyserte bergartene, ble den gjennomsnittlige kjemiske sammensetningen til granitt, dioritt og gabbro, hentet fra Blatt et al. (2006), også tatt med i Tabell 3.5.3.

Bergart	smelte (vol%)	H ₂ O (vt%)	MgO (vt%)	Al ₂ O ₃ (vt%)	SiO ₂ (vt%)	K ₂ O (vt%)	CaO (vt%)	TiO ₂ (vt%)	FeO (vt%)	Na ₂ O (vt%)
Retrogradert eklogitt	19.71	17.93	0.07	14.08	59.19		0.52	0.00	0.25	7.95
Granatamfibolitt	21.5	18.62	0.07	13.94	58.70		0.50	0.00	0.28	7.90
Gneis (lengst fra linsen)	48.65	13.62	0.02	12.71	64.55	4.52	0.56	0.00	0.04	3.98
Granitt			0.71	14.42	72.04	4.12	1.82	0.30	1.68	3.69
Dioritt			3.73	16.98	58.58	1.81	6.66	0.96	5.13	3.60
Gabbro			7.68	15.91	51.06	0.96	9.88	1.17	7.76	2.48

Tabell 3.5.3: Smeltesammensetningen, i volumprosent (vol%) og vektprosent (vt%), til de stabile mineralselskapene til retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og gneis, og gjennomsnittlig kjemisk sammensetning til granitt, dioritt og gabbro, hentet fra Blatt et al. (2006).

Siden smeltesammensetningen til den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen i hovedsak består av $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$, ble disse hovedelementene valgt ut og plottet i et trekantdiagram, se Figur 3.5.5. I tillegg ble de samme hovedelementene fra granitt, dioritt og gabbro (Blatt et al., 2006) plottet i trekantdiagrammet (Cédric, 2003), se Figur 3.5.5. Sammensetningen til den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten er såpass lik at disse ble plottet sammen.



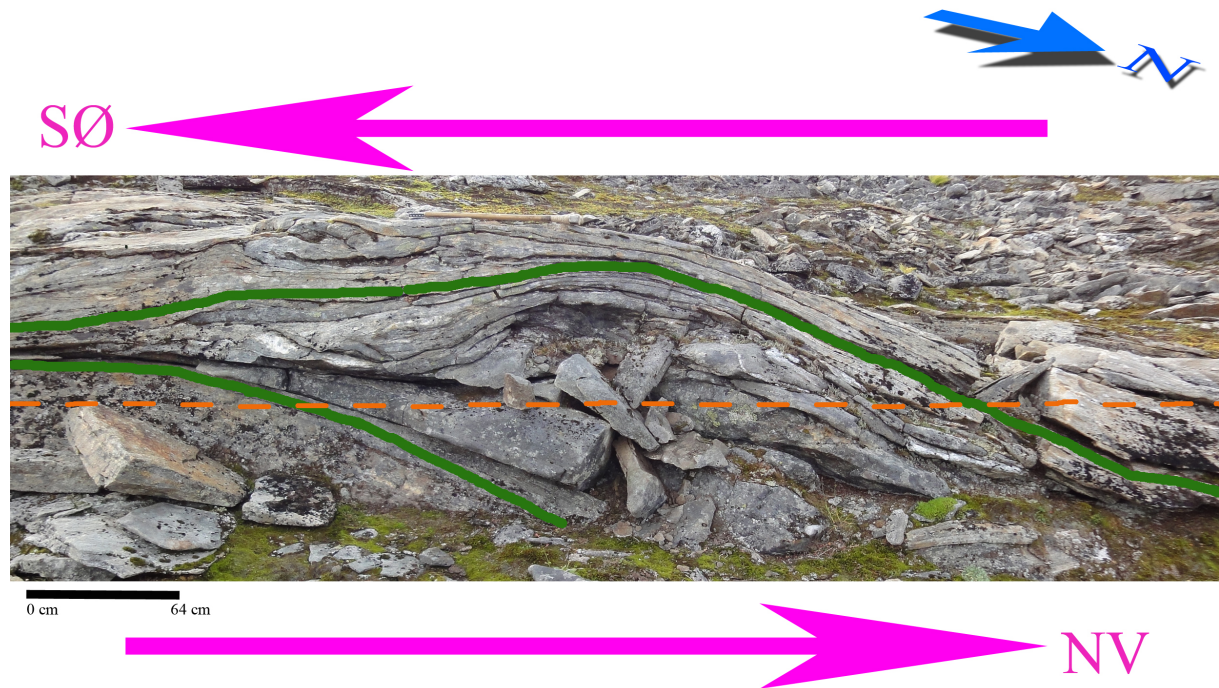
Figur 3.5.5: Trekantdiagram (Cédric, 2003) over smeltesammensetningen til ulike bergarter.

3.6 – Strukturer observert i felt

I dette kapitlet vil det bli gitt en beskrivelse av de strukturene observert i felt, som kan gi indikasjoner på bergartenes relativ bevegelsesretning.

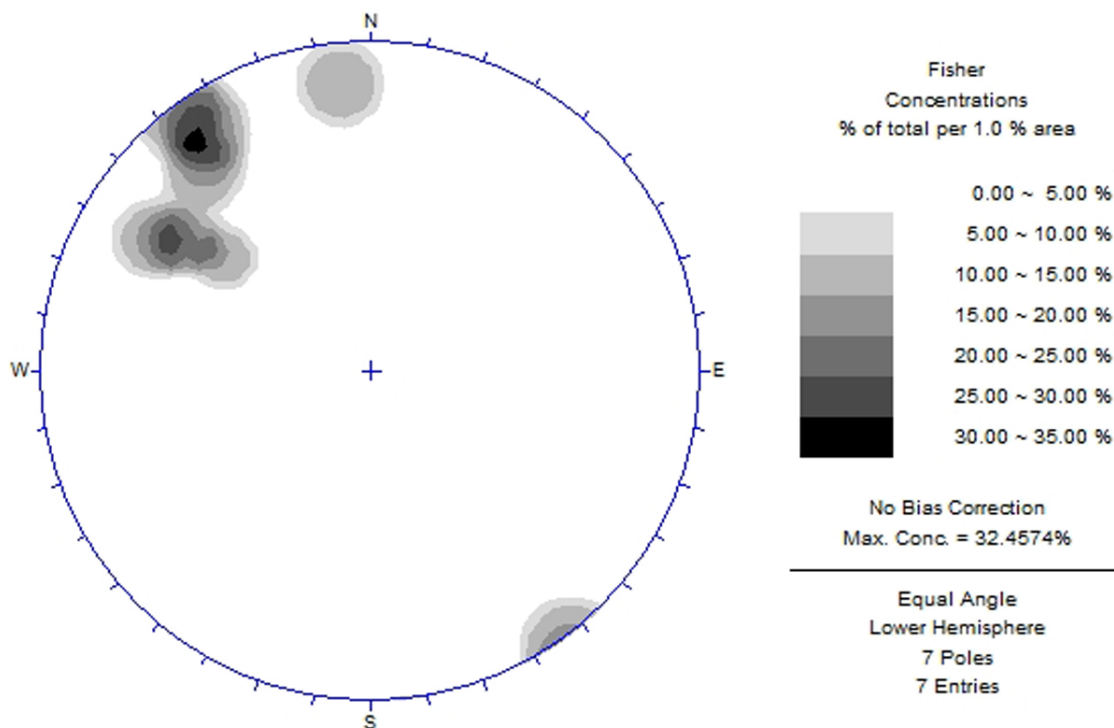
De mafiske linsene på Bønntuva opptrer som "σ-klast" med sinistral skjærbevegelse.

Figur 3.6.1 viser orienteringen til en av de studerte linsene og viser at bevegelsesretningen har vært i en sørøstlig-nordvestlig retning.



Figur 3.6.1: orientert mafisk linse, med gneis rundt, som opptrer som "σ-klast" i felt, med en sørøstlig-nordvestlig bevegelsesretning.

Det ble gjort målinger av foliasjon og lineasjon i granatamfibolitten og i gneisen. Lineasjonene ble så plottet i et stereoplot, vist i Figur 3.6.2. Hovedvekten av lineasjonene ligger mellom 290° og 330°. Dette viser at bergartenes bevegelsesretning har vært i en sørøstlig-nordvestlig retning.



Figur 3.6.2: Lineasjoner målt i felt, plottet i stereoplot (Rocscience, 2011). Hovedvekt av observasjoner faller innenfor 290° og 330°, og viser at bergartenes bevegelsesretning har vært sørøstlig-nordvest.

Kapittel 4 – Diskusjon

4.1 – Innledning

I dette kapittelet vil resultatene funnet gjennom dette masterarbeidet, presentert i kapittel 3, bli diskutert. Først vil de mineralogiske og strukturelle tilfellene og bergartenes metamorfe facies diskuteres. Deretter vil P-T-forholdene bergartene har blitt utsatt for tolkes, og til slutt bergartenes smeltesammensetning og bevegelsesretning. Resultatene vil bli sammenliknet og prøvd satt inn i en sammenheng med tidligere arbeider, beskrevet i kapittel 1.

4.2 – Tolkning av mineralogiske og strukturelle tilfeller

Under dette kapittelet vil de mineralogiske og strukturelle tilfellene observert i tynnslipene bli diskutert.

4.2.1 – Retrogradert eklogitt

Det observerte mineralselskapet, i tynnslip, til retrogradert eklogitt består av Hbl+Pl+Cpx+Grt+Rt+Ttn+Bt+Qtz. I den retrograderte eklogitten er det observert finkornete Cpx+Pl-symplektitter. Når bergartene blir utsatt for statisk metamorfose brytes omfasitt ned, og Cpx+Pl-symplektitter dannes som et nedbrytningsprodukt av omfasitt. Tilstedeværelsen av Hbl+Pl-symplektitter viser at systemet ble tilført H₂O under metamorfosen. Det er fordi den tilførte H₂O reagerte med Cpx, som dermed ble omvandlet til Hbl. Hbl vokste på bekostning av Cpx, og det ble dannet grovkornete Hbl+Pl-symplektitter. Likning (1) viser overgangen fra omfasitt til Hbl+Pl-symplektitter. Granatkornene som opptrer i den retrograderte eklogitten viser avrundete kanter og er sprukket opp. Dette viser at granatene er rester etter et tidligere høytrykksmineralselskap. Tilstedeværelsen av rutil som inneslutninger i titanitt er også med på å indikere at bergarten har blitt utsatt for en tidligere fase med høytryksmetamorfose. Under den senere fase med metamorfose, har titanitt vokst på bekostning av rutil, og dannet koronastrukturer, se likning (2). Noe av

klinopyroksenkornene i den retrograderte eklogitten viser optisk kontinuitet. Dette har oppstått ved rekrySTALLISERING av Cpx+Pl-symplektittene. RekrySTALLISERINGEN har skjedd fordi en stor overflategrense mellom klinopyroksen og plagioklas gjør symplektittene ustabile. For å minske overflateenergien vil Cpx+Pl-symplektittene bli rekrySTALLISERT, og symplektittene vil vise en lik utsløkking i tynnslipene.

Nedbryting av høytrykksmineraler:

Likning (1): omfasitt \rightarrow klinopyroksen + plagioklas \rightarrow +H₂O \rightarrow hornblende + plagioklas

Likning (2): rutil \rightarrow titanitt

4.2.1 – Granatamfibolitt

Mineralselskapet til granatamfibolitten er observert i tynnslip, og består av Hbl+Pl+Qtz+Cpx+Czo+Grt+Rt+Ttn+Bt. Det har vokst fram mer biotitt i granatamfibolitten enn i den retrograderte eklogitten på bekostning av hornblende, se likning (3). I likhet med den retrograderte eklogitten viser granatamfibolitten finkornete Cpx+Pl-symplektitter, dannet etter nedbryting av omfasitt under statisk metamorfose, og grovkornete Hbl+Pl-symplektitter, dannet ved tilførsel av H₂O. I granatamfibolitten er det observert en åre som består av ~95 % grovkornet kvarts og ~5 % plagioklas. Dette er en leukosomåre som ble dannet da bergarten ble utsatt for delvis oppsmelting. Granatkornene som opptrer i granatamfibolitten, viser euhedral form. Dette kan skyldes at granatene er sekundære granater som har vokst fram fra smelten. I likhet med den retrograderte eklogitten opptrer rutil som inneslutninger i titanitt, men i granatamfibolitten har titanitt blitt mer utviklet enn i den retrograderte eklogitten.

Likning (3): hornblende \rightarrow biotitt

De observerte mineralene i granatamfibolitten viser flere steder mosaikkstruktur. Dette indikerer at mineralene er i likevekt. I granatamfibolitten er det observert ulike deformasjonsstrukturer. "Shear bands" og SPO viser, ut fra de orienterte prøvene, at

deformasjonen har hatt en sørøstlig-nordvestlig retning. I tillegg er det observert kvartskorn som viser GBM. Utvikling av GBM tyder på at deformasjonen skjedde ved $> 500^{\circ}\text{C}$ (Stipp et al., 2002). De deformasjonsstrukturene som er observert i granatamfibolitten, har overpreget symplektittstrukturene leukosomen. Dette indikerer at bergartene først ble utsatt for statisk metamorfose og delvis oppsmelting, og senere utsatt for deformasjon.

4.2.1 – Gneis

Det observerte mineralselskapet, i tynnslip, til gneisen nærmest linsen består av $\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Grt}+\text{Czo}+\text{Qtz}+\text{Ttn}+\text{Aln}+\text{Rt}+\text{Hbl}$. I tynnslip består det observerte mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen av $\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Ms}+\text{Qtz}+\text{Rt}+\text{Ttn}+\text{Grt}$. Det opptrer betydelig mer granat i gneisen nærmest linsen enn i gneisen lengst fra linsen. Granaten som opptrer i begge gneislagene, viser euhedral form, og dette kan skyldes at granatene er sekundære granater som har vokst fram fra smelten. I gneisen nærmest linsen opptrer det relikte Hbl som kan stamme fra granatamfibolitten. Gneisen nærmest linsen inneholder epidotmineralet allanitt som inneslutninger i klistrozoisitt. Allanitt inneholder det radioaktive stoffet thorium (Th). Gjennom radioaktiv nedbryting av Th blir tunge α -partikler frigitt. Dette fører til ødeleggelse av allanittstrukturen og dermed en volumøkning. Når volumet i allanitten øker, fører dette til utviklingen av radiære sprekker i den omkringliggende klistrozoisitten. Gjennom metamorfosen har en del av biotitten som opptrer i gneisen lengst fra linsen, blitt omvandlet til muskovitt, se likning (4).

Likning (4): biotitt \rightarrow muskovitt

I gneisen lengst fra linsen er det observert klaster som består av $\sim 85\%$ av mikroklin, $\sim 10\%$ plagioklas og $\sim 5\%$ kvarts og opptrer i en finkornet grunnmasse. Klastene kan være porfyroklaster og er rester etter mylonitt. Mylonitt er en bergart som dannes når kornstørrelsen i en eldre bergartmasse blir redusert på grunn av forkastninger, skyvesoner eller skjærsoner (Bryhni, 2009). Mikroklin er en alkaliefeltspat og er karakterisert av tartan-tvillinger. Langs yttergrensen til store mikroklinkorn og

plagioklaskorn er det observert myrmekittmønstre. Myrmekitter er ormeliknende inneslutninger av kvarts og natrium-rik feltspat som dannes langs yttergrensene til alkaliefeltspat, som en sekundær tekstur. Myrmekitter dannes ved at kvarts blir frigitt når alkaliefeltspat blir erstattet av plagioklas (Kearey, 2001) gjennom avkjøling av bergarten.

Begge lagene i gneisen har blitt sterkt deformert. Gjennom deformasjonen er det dannet "σ-klaster", glimmerfisk og mineralfisk. Disse viser alle en sinistral skjærbevegelse. I gneisen opptrer det delvis monomineralske lag, der glimmerrike lag viser uregelmessig foliasjon. Biotitt, muskovitt og titanitt har utviklet SPO. På bakgrunn av at tynnslipene er orienterte, viser alle strukturene at deformasjonen har vært i en sørøstlig-nordvestlig retning. Deformasjonsstrukturene i gneisen, i likhet med hva som er observert i granatamfibolitten, har overpreget symplektittstrukturene. Dette indikerer at bergartene ble utsatt for en deformasjonshendelse etter at symplektittene var dannet.

De finkornete lagene i gneisen, som består av biotitt, muskovitt og kvarts, har blitt utsatt for "diffusion creep" deformasjon (Morales et al., 2011, Fliervoet et al., 1999). Da bergarten ble utsatt for "diffusion creep" deformasjon, foregikk deformasjonen av de ulike mineralene ved "diffusive mass transfer" eller "grain boundary sliding". I gneisen er det observert GBM i kvartskorn. Utvikling av GBM tyder på at deformasjonen skjedde ved > 500°C (Stipp et al., 2002). De mer grovkornete klastene med mikroklin, plagioklas og kvarts har blitt utsatt for "dislocation creep" deformasjon (Hirth og Tullis, 1992, Fliervoet et al., 1999). Ved "dislocation creep" deformasjon vil mineralene i bergarten bli deformert ved intrakrystallin deformasjon. Det skjer ved at feil i krystallgitteret vil bevege seg, for eksempel ved "dislocation climb". Da bergarten ble utsatt for "dislocation creep" deformasjon, ble CPO dannet (Heilbronner og Tullis, 2002, Morales et al., 2011, Stipp et al., 2002, Fliervoet et al., 1999). Det er observert en sinistral CPO i kvartskorn fra begge lagene i gneisen, og siden tynnslipene er orientert, er dette også med på å vise at deformasjonene har hatt en sørøstlig-nordvestlig retning.

4.3 – Tolkning av metamorfe facies

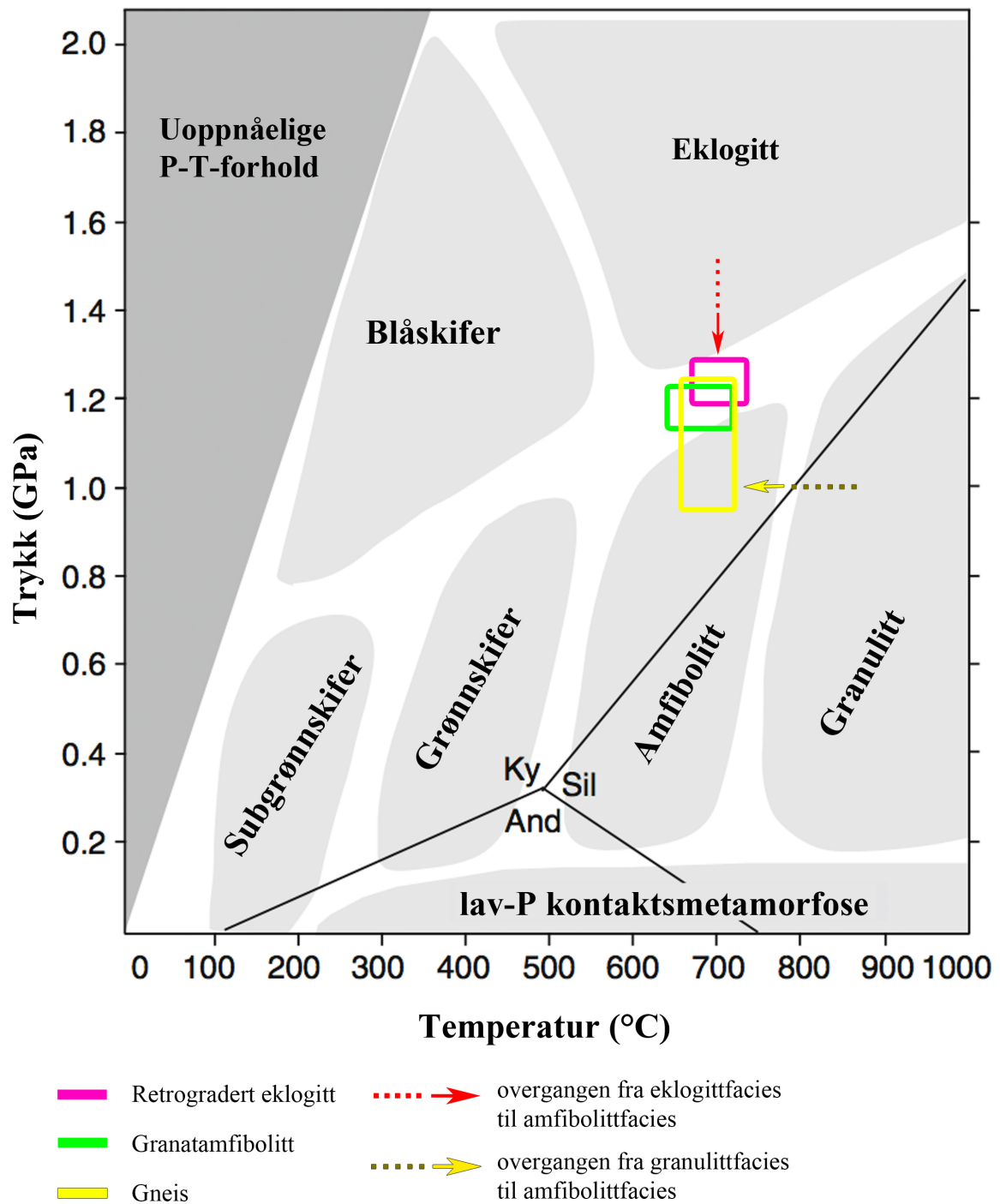
På bakgrunn av bergartenes mineralselskap vil det i dette kapittelet bli diskutert hvilken metamorf facies bergartene har blitt utsatt for.

Den retrograderte eklogitten viser øvre amfibolittfacies basert på at hornblende, plagioklas og granat opptrer sammen. Klinopyroksen opptrer i bergarten, og sammen med granat indikerer det at bergarten har blitt utsatt for relativt høyt trykk (Bucher og Grapes, 2011). Den retrograderte eklogittens metamorfe facies er vist med en rosa firkant i Figur 4.2.1. "Pseudosection"-diagrammene presentert i kapittel 3.5, Figur 3.5.1 side 57, viser at mineralselskapet til den retrograderte eklogitten er stabil rundt 700°C. Overgangen mellom rutil, observert i den retrograderte eklogitten, og ilmenitt, er noe usikkert i bergarten. På grunn av dette, og basert på det observerte mineralselskapet, kan trykket bergarten ble utsatt for under metamorfosen tolkes til å ha vært ved noe lavere trykk enn vist i Figur 3.5.1 side 57. Denne tolkningen er vist med en rød pil i Figur 4.2.1.

Granatamfibolitten viser øvre amfibolittfacies basert på at hornblende, plagioklas, epidot og granat opptrer sammen. Klinopyroksen som opptrer sammen med granat i granatamfibolitten, indikerer at bergarten har blitt utsatt for relativt høye trykk, mens opptreden av epidot indikerer at bergarten har blitt utsatt for noe lavere temperaturer (Bucher og Grapes, 2011). Granatamfibolittens metamorfe facies er vist med en grønn firkant i Figur 4.2.1. "Pseudosection"-diagrammet presentert i kapittel 4.3, se Figur 3.5.2 side 58, viser at mineralselskapet til granatamfibolitten er stabil fra 700°C og ned mot 685°C. Granatamfibolitten har blitt utsatt for litt lavere trykk enn den retrograderte eklogitten.

Gneisen viser amfibolittfacies basert på at hornblende, plagioklas, epidot og granat opptrer sammen, markert ved en gul firkant i Figur 4.2.1. Mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen viser et P-T-stabilitetsfelt over større P-T-område, med trykk fra ~0.6 GPa til ~1.5 GPa, og temperaturer fra ~660°C opp til over 800°C, se Figur 3.5.4 side 60. Det tolkede mineralselskapet til gneisen nærmest linsen, se Figur 4.4.1 side 72, faller innenfor det samme P-T-stabilitetsfeltet som mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen har vist. Det store stabilitetsfeltet indikerer at gneisen kan være stabil opp mot

granulittfaciesforhold. Opptredenen av epidot indikerer at metamorfosen skjedde ved lavere temperaturer (Bucher og Grapes, 2011), vist med en gul pil i Figur 4.2.1.

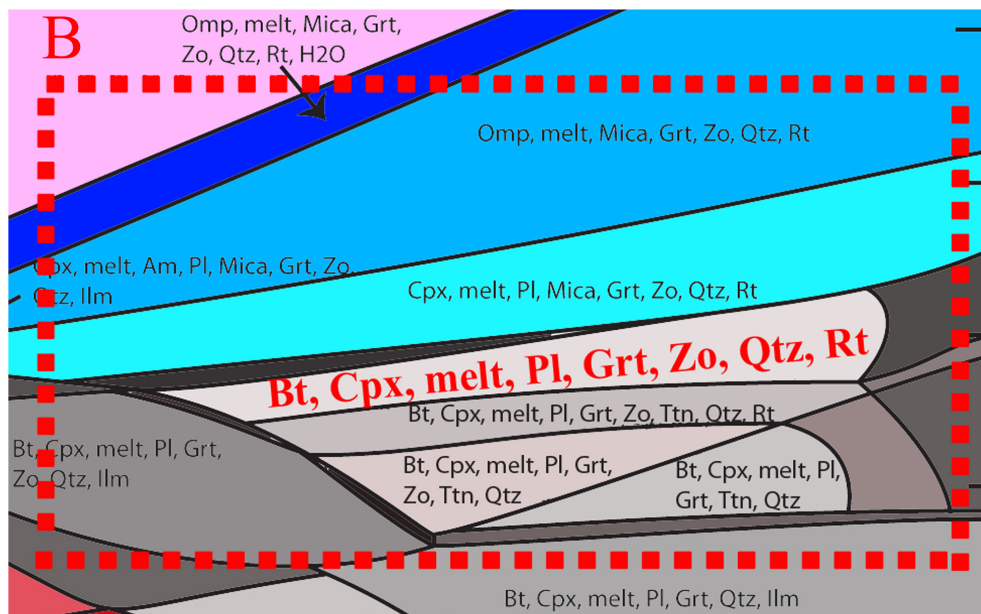
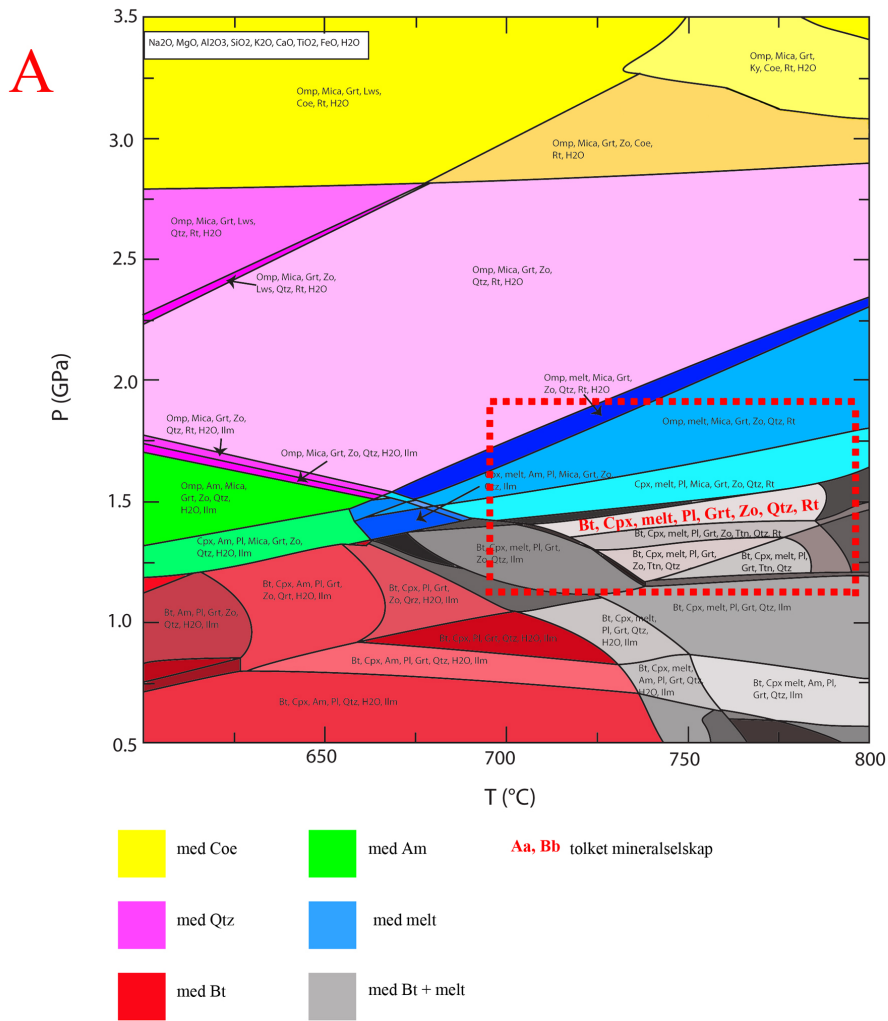


Figur 4.2.1: Retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og gneis viser amfibolittfacies- til øvre amfibolittfaciesforhold, se teksten for utfyllende forklaring. Modifisert fra Bucher og Grapes (2011).

4.4 – Tolkning av P-T-forhold

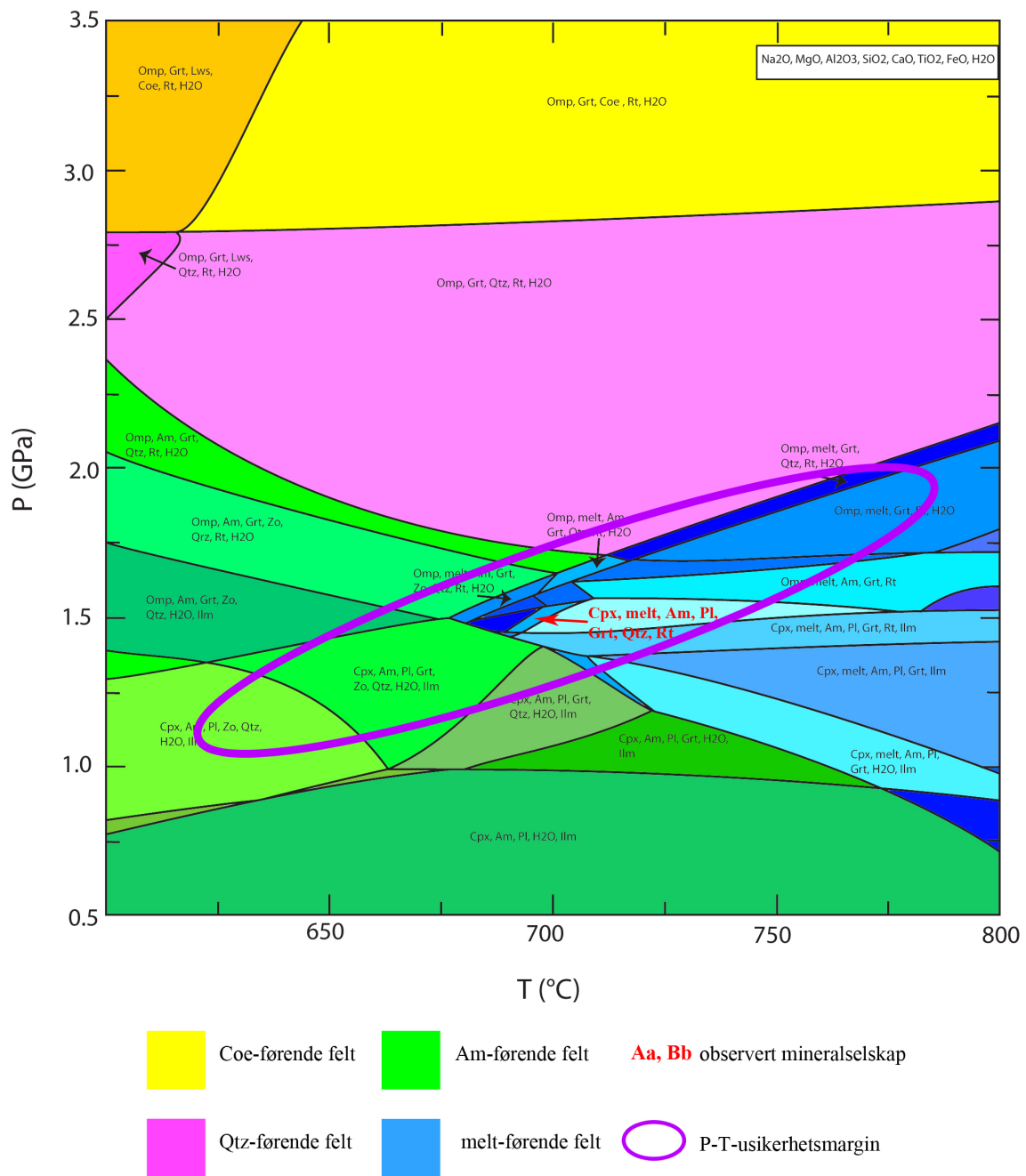
I dette kapitlet vil de beregnede P-T-fasediagrammene bli diskutert. Resultatene vil også bli sammenliknet med tidligere P-T-estimater gjort på eklogittkropper og ultramafiske bergarter fra Tromsødekket.

Det observerte mineralselskapet til gneisen nærmest linsen er ikke observert på P-T-fasediagrammet for bergarten, se Figur 3.5.3 side 59. Dette kan skyldes at det ble dannet smelte da bergarten ble utsatt for dekompresjon. Da smelten ble dannet, tok den opp H₂O fra den omkringliggende bergarten, som dermed ble dehydrert og fikk et nytt kjemisk system. Det kan ha forekommet at smelten ikke migrerte ut av gneisen, og ved videre dekompresjon har smelten blitt krystallisert. Ved krystallisering av smelten har H₂O migrert ut igjen i den omkringliggende bergarten, hydrert den og dannet et nytt kjemisk system. Da H₂O migrerte inn i den dehydrerte gneisen, kan H₂O ha reagert med pyroksen og dannet amfibol. Det kan være denne relikte amfibolen som er observert i tynnslip fra gneisen nærmest linsen. Ut fra P-T-fasediagrammene til den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen lengst fra linsen, vist i kapittel 3.5.2, er det derfor sannsynlig at gneisen nær linsen ble utsatt for de samme P-T-forholdene. Det mineralselskapet som eksisterte før smelten krystalliserte seg, kan derfor tolkes til å ha bestått av Bt+Cpx+melt+Pl+Grt+Zo+Qtz+Rt, se Figur 4.4.1. Dette mineralselskapet er stabilt ved trykk fra ~1.3 GPa til ~1.6 GPa, temperaturer fra ~710°C til ~780°C.

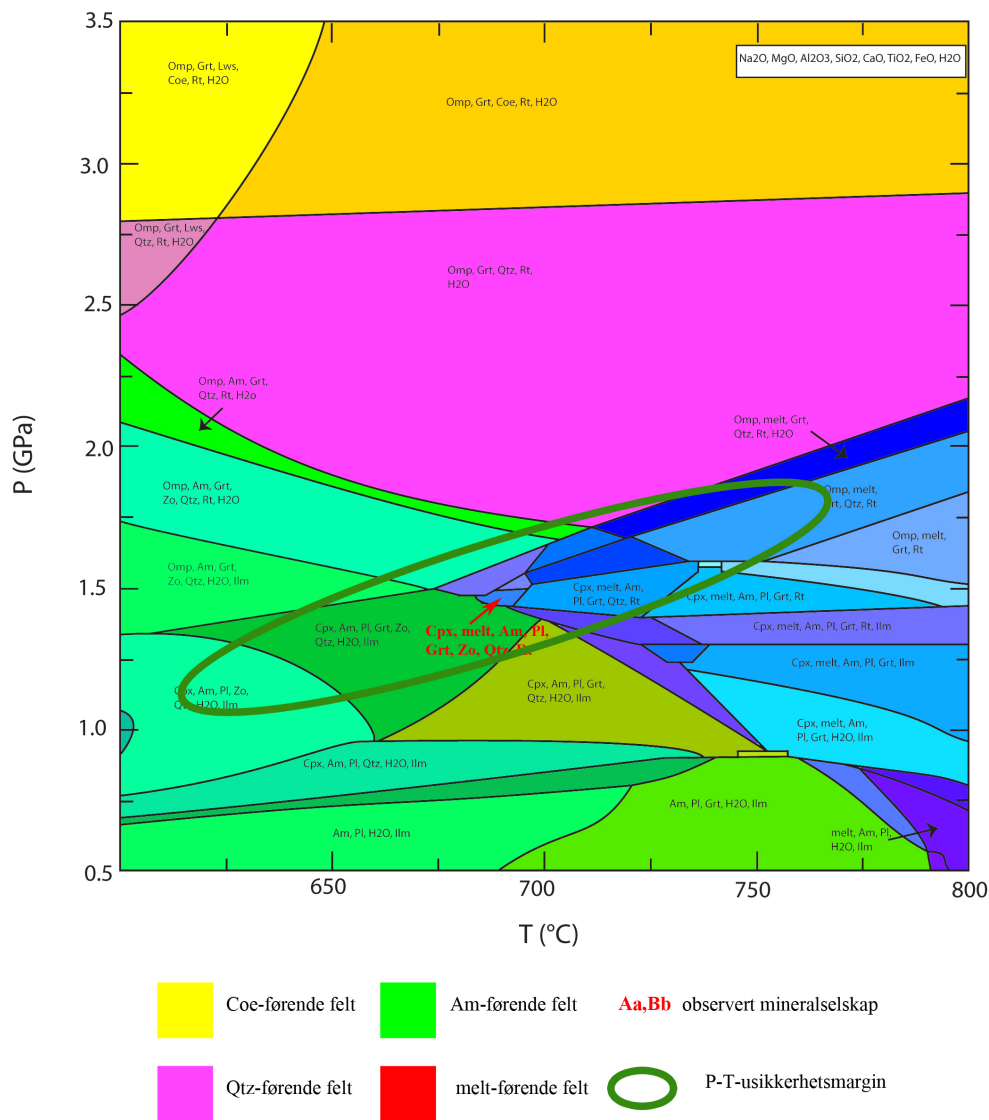


Figur 4.4.1 : A: P-T-fasediagram til gneisen nærmest linsen. B: forstørret område rundt feltet med tolket mineralselskapet til gneisen nærmest linsen, markert med rød skrift.

Ved termodynamiske beregninger må det tas hensyn til en P-T-usikkerhetsmargin (Ravna og Paquin, 2003, Ravna og Terry, 2004). Disse usikkerhetsmarginene er ikke kjent, men ved analogi kan de marginene som er oppgitt for systemet granat-klinopyroksen-phengitt-kyanitt-SiO₂, $\pm 65^{\circ}\text{C}$ og ± 0.32 GPa (Ravna og Terry, 2004), også benyttes her. I de beregnede P-T-fasediagrammene, presentert i kapittel, 3.5.2, er de beregnede P-T-stabilitetsfeltene til mineralselskapene til retrogradert eklogitt, granatamfibolitt og gneisen lengst fra linsen vist. Det tolkede P-T-stabilitetsfeltet til gneisen nærmest linsen er vist i Figur 4.4.1. Feltet med mineralselskapet til den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten er begge forholdsvis små. Det betyr ikke at de er mer sikre, og når P-T-usikkerhetsmarginene (Ravna og Terry, 2004) regnet med, se lilla og grønn sirkler i Figur 4.4.2 og Figur 4.4.3, viser P-T-fasediagrammene at bergartene kan være stabile over et større trykk- og temperaturintervall. Mineralselskapet til den retrograderte eklogitten er stabilt innenfor trykk på ~ 1.0 GPa opp til ~ 2.0 GPa, og temperaturer fra $\sim 622^{\circ}\text{C}$ opp til $\sim 780^{\circ}\text{C}$. Trykk- og temperaturintervallet som granatamfibolittens mineralselskap kan være stabilt innenfor, strekker seg over trykk fra ~ 1.1 GPa til ~ 1.8 GPa, og temperaturer fra $\sim 616^{\circ}\text{C}$ opp til 765°C .



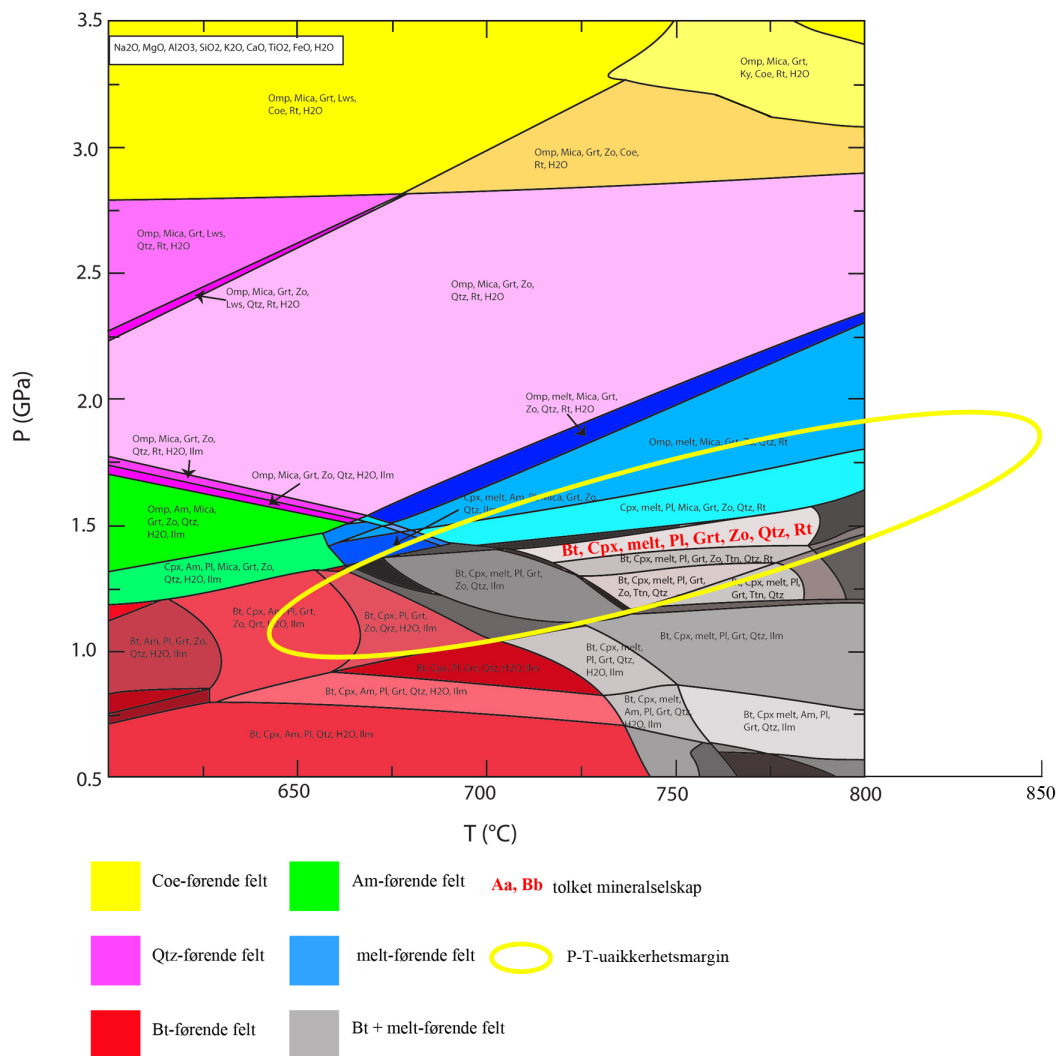
Figur 4.4.2: P-T-fasediagram til den retrograderte eklogitten, med antatt P-T-usikkerhetsmargin, lilla sirkel.



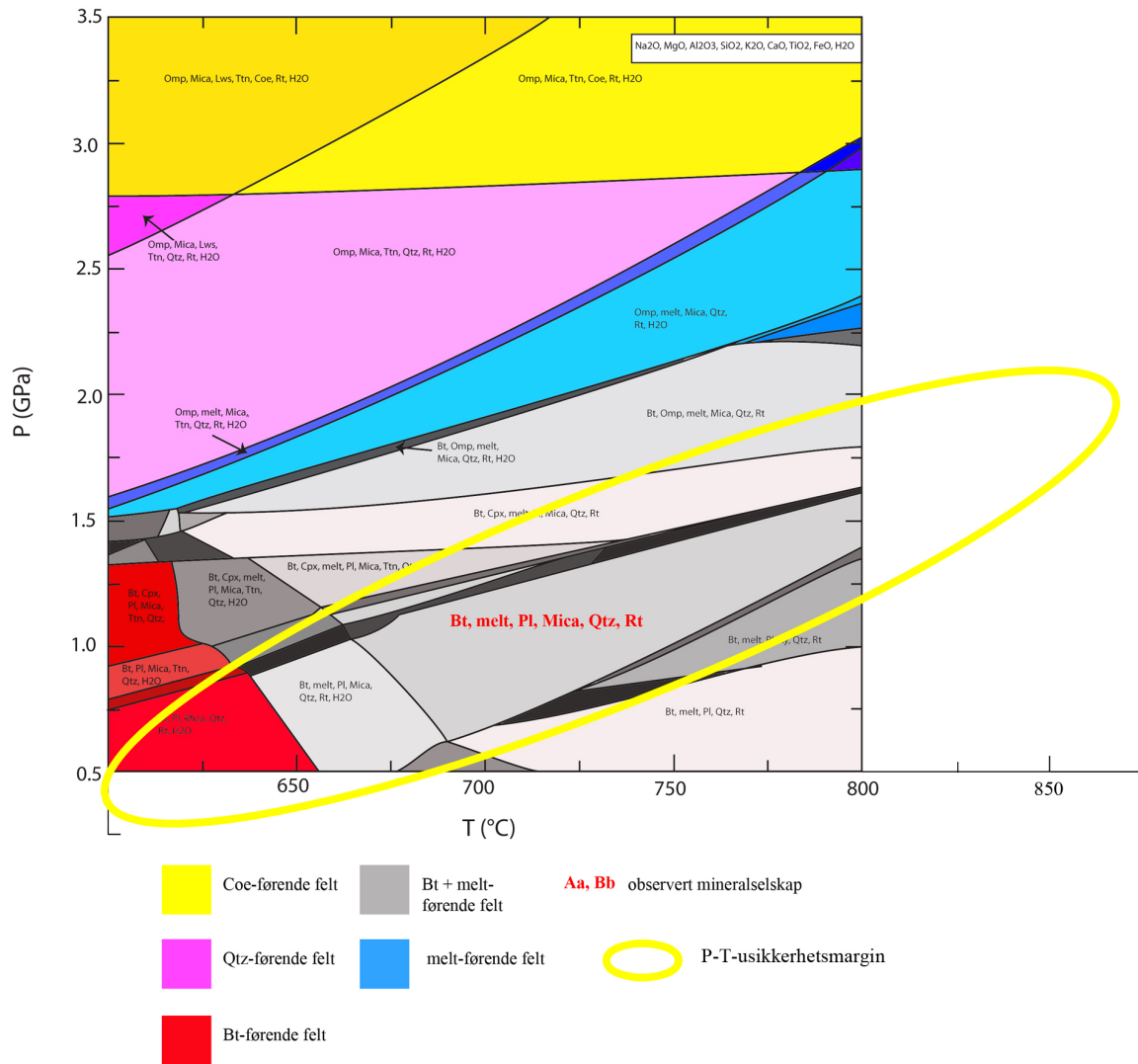
Figur 4.4.3: P-T-fasediagram til granatamfibolitten, med antatt P-T-usikkerhetsmargin, grønn sirkel.

Både gneislaget nærmest linsen og gneislaget lengst fra linsen viser forholdsvis store P-T-stabilitetsfelt i P-T-fasediagrammene, presentert i Figur 3.5.4 side 60 for laget lengst fra linsen og Figur 4.4.1 for laget nærmest linsen. I Figur 4.4.4 og Figur 4.4.5 er P-T-usikkerhetsmarginen (Ravna og Terry, 2004) regnet med for de to lagene, vist med de gule sirkelene. Etter bergegningene av P-T-usikkerhetsmarginen (Ravna og Terry, 2004) viser det tolkede mineralselskap til gneisen nærmest linsen å være stabilt innenfor et trykk- og temperaturintervall der trykket strekker seg fra ~1.1 GPa til ~2.0 GPa, og

temperaturen strekker seg fra $\sim 641^\circ\text{C}$ til $\sim 787^\circ\text{C}$. Alle P-T-fasediagrammene ble beregnet innenfor P-T-intervallet 0.5 GPa til 3.5 GPa og 500°C til 800°C . Det store P-T-stabilitetsfeltet til mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen strekker seg utenfor det beregnede temperaturområdet. Det ble allikevel beregnet en P-T-usikkerhetsmarginen for gneisen lengst fra linsen ut fra de trykk og temperaturer som er vist i P-T-fasediagrammet. Det at noe av P-T-stabilitetsfeltet ikke er vist i beregningen av P-T-usikkerhetsmarginen, gjøre at beregningene blir noe mer usikre. Etter at beregningen av P-T-usikkerhetsmarginen (Ravna og Terry, 2004) til gneisen lengst fra linsen ble gjort, viser de at mineralselskapet kan være stabilt innenfor trykk som strekker seg fra ~ 0.3 GPa til ~ 2.0 GPa og temperaturer fra 598°C til 865°C .



Figur 4.4.4: P-T-fasediagram til gneisen nærmest linsen, med antatt P-T-usikkerhetsmargin, gul sirkel.



Figur 4.4.5: P-T-fasediagram til gneisen lengst fra linsen, med antatt P-T-usikkerhetsmargin, gul sirkel.

Under en fjellkjedekollisjon vil bergartene kunne bli utsatt for flere episoder der bergartene blir brakt ned på dypet og senere heving. Dette kan ha ført til en komplisert P-T-utvikling av bergartene. Bergartene i Tromsødekket har vært gjenstand for mange års studier for å bestemme deres P-T-stier. Gjennom disse studiene har P-T-estimer gitt varierende P-T-stier for bergartene innenfor relativt små P-T-forhold, ~0.5 GPa til ~2.0 GPa og ~600°C til 850°C. En årsak til dette kan være at det har vært brukt forskjellige termodynamiske beregningsmetoder. De ulike beregningsmetoder har medført variasjon i feilmarginene. For å få et klarere bilde av den geologiske historien til

Tromsødekket har det vært gjort P-T-studier av forskjellige bergarter fra dekket. Valg av bergart og påfølgende mineralselskap vil kunne resultere i ulike P-T-stier, presentert i Figur 4.4.6. Det skjer fordi bergartene og mineralselskapene har respondert ulikt på endringer i trykk og temperatur. Noen mineralselskaper vil være stabile over store trykk- og temperaturintervaller, mens andre mineralselskaper vil reagere ved relativt små endringer i trykk og temperatur. Hvilke P-T-stadier som blir registrert avhenger av type bergart og mineralselskap. Tilførsel av eventuelle fluider til systemet vil også påvirke hvilke mineralreaksjoner som vil skje.

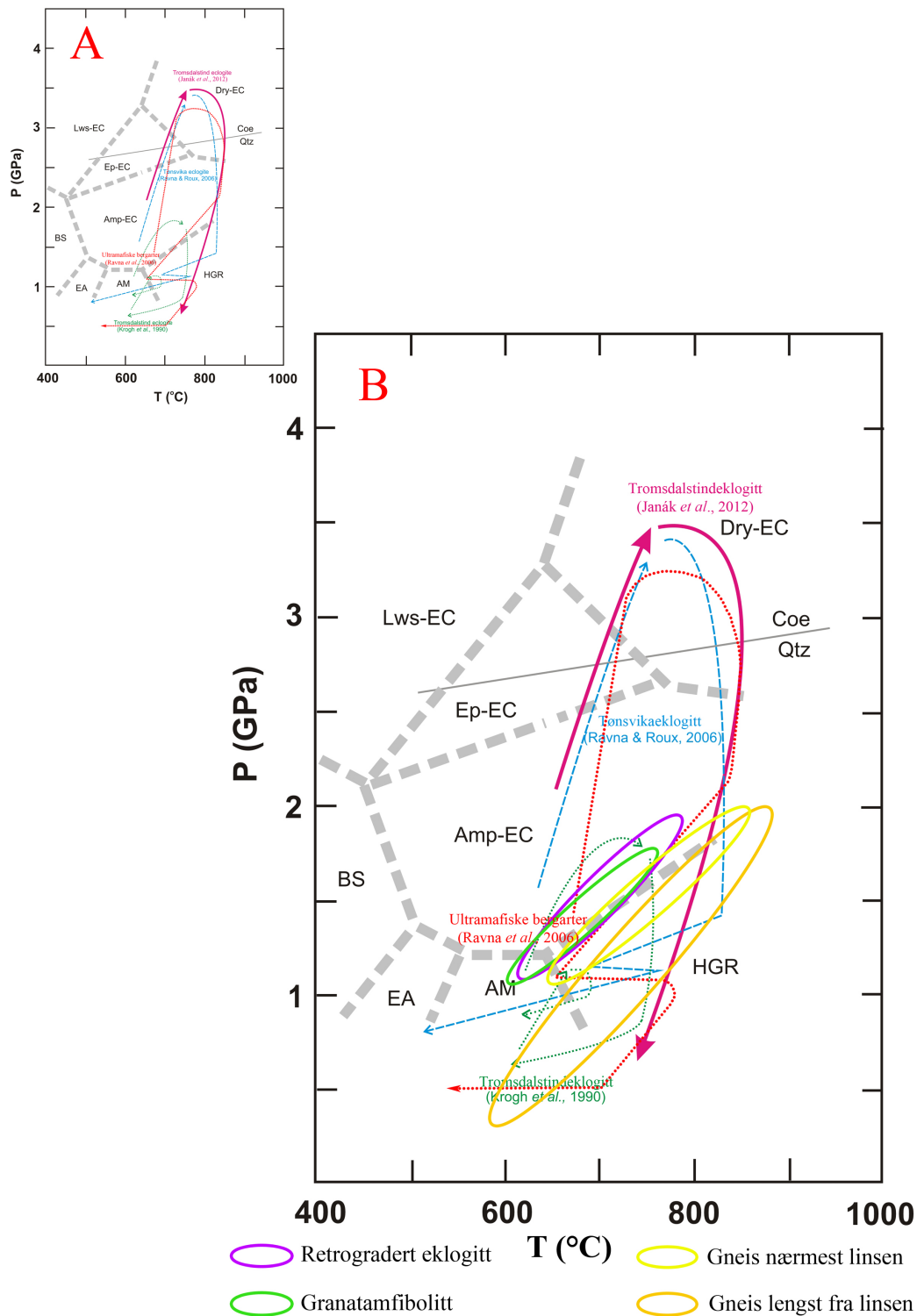
P-T-stabilitetsfeltene beregnet for bergartene fra Bønntuva, presentert i Figur 4.4.2, Figur 4.4.3, Figur 4.4.4 og Figur 4.4.5, ble plottet i P-T-fasediagrammet presentert i kapittel 1.4.2 (modifisert etter Janák et al. (2012)), se Figur 4.4.6. Bergartene studert her viser P-T-stabilitetsfelt innenfor et relativt lite P-T-området, ~0.5 GPa til ~2.0 GPa og ~600°C til 850°C, hvor tidligere P-T-estimater har vist en relativ kompleks P-T-utvikling for Tromsødekket. Innenfor dette området har Krogh et al. (1990) beskrevet en post-metamorf prograd hendelse før den avsluttende avkjølingen av bergartene i Tromsødekket. Både Ravna et al. (2006) og Ravna og Roux (2006) har rapportert om en økning i temperaturen, etter en prograd hendelse, før en ny episode med avkjøling og trykkavlastning i det samme P-T-området. I motsetning til Krogh et al. (1990), Ravna et al. (2006) og Ravna og Roux (2006) har ikke Janák et al. (2012) registrert noen ny episode med økning i temperaturen ved lavere trykk i det aktuelle P-T-området. Dette kan skyldes at Tromsdalstindeklogitten, som Janák et al. (2012) studerte, ikke opplevde eller registrerte en senere termal puls slik de andre studerte bergartene har vist, eller de tidligere tolkningene har vært feil (Janák et al., 2012).

Både den retrograderte eklogitten og granatamfibolittens P-T-stabilitetsfelt ligger like under det prograde P-T-estimatet gjort av Krogh et al. (1990) fra Tromsdalstindeklogitten. De termodynamiske beregningsmetoder Krogh et al. (1990) brukte til P-T-beregningene er eldre beregningsmetoder og kan ha gitt litt lave P-T-estimater. Den øverste delen av stabilitetsfeltene til den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten faller sammen med den retrograde P-T-utviklingen beskrevet av Krogh et al. (1990). Dette passer bedre med de observerte retrograde symplektittene og inneslutninger av rutil i titanitt. Ravna et al. (2006) har presentert en prograd

subduksjonsrelatert metamorf utvikling for ultramafiske bergarter i Tromsødekket. Den retrograderte eklogitten og granatamfibolittens P-T-stabilitetsfelt ligger ved linjen for den retrograde P-T-utviklingen beskrevet av Ravna et al. (2006). Ravna et al. (2006) har brukt nyere termodynamiske beregningsmetoder til sine P-T-estimer enn Krogh et al. (1990), og kan derfor samsvarer bedre med observasjonene og beregningene gjort i denne masteroppgaven. Ved P-T-intervallet $\sim 1.0-2.0$ GPa og $\sim 600-800^\circ\text{C}$ har Ravna et al. (2006) observert dannelsen av $\text{Opx}\pm\text{Cpx}+\text{Spl}$ - og $\text{Hbl}+\text{Spl}$ -kelyfitter som rand rundt granater. Kelyfittene er dannet som et resultat av statisk dekompresjon, i likhet med Cpx-Pl -symplektittene observert i bergartene fra Bønntuva. Ravna et al. (2006) har også beskrevet nedbryting av ortopyroksen til olivin og talk ved $P < 1.5$ GPa og $T < 650-700^\circ\text{C}$. Både den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten viser UHP-metamorfose.

Det beregnede P-T-stabilitetsfeltet til gneisen nærmest linsen viser litt lavere P-T-forhold enn den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten. Den nederste delen av P-T-stabilitetsfeltet faller sammen med den andre prograde hendelsen, kalt D2, beskrevet av Krogh et al. (1990). Under D2 ble Tromsdalstindsekvensen, sammen med Skattøra migmatittkompleks, brakt ned på dypet igjen på grunn av en fortykning av skorpen (Krogh et al., 1990). Dette ble etterfulgt av en liten reduksjon i trykk og økning i temperaturen (Krogh et al., 1990). Stabilitetsfeltet til gneisen nærmest linsen følger den retrograde P-T-utviklingen presentert av Ravna et al. (2006) for ultramafiske bergarter i Tromsødekket. Dette er den samme retrograde P-T-utviklingen som den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten også viser. Den øverste delen av P-T-stabilitetsfeltet faller sammen med den retrograde P-T-utviklingen beskrevet av Ravna og Roux (2006), fra Tønsvikaeklogitten, og Janák et al. (2012), fra Tromsdalstindeklogitten. Ravna og Roux (2006) beskrev i likhet med Ravna et al. (2006) en prograd subduksjonsrelatert metamorf utvikling. Under den retrograde P-T-utviklingen presentert av Ravna og Roux (2006) ble bergartene utsatt for delvis oppsmelting under dekompresjon og dannelse av symplektitter. Janák et al. (2012) har beskrevet en retrograd P-T-utvikling der eklogitt ble dannet innenfor stabilitetsområdet til coesitt, ved maksimumstrykk på $3.2-3.5$ GPa og $730-780^\circ\text{C}$. Gneisen nærmest linsen indikerer UHP-metamorfose, der dekompresjonen av bergartene førte til dannelsen av kvarts etter nedbryting av coesitt, delvis nedbryting av omfasitt til $\text{Cpx}+\text{Pl}$ -symplektitter og en rekrystallisering av granatrand ved $740-770^\circ\text{C}$ (Ravna og Roux, 2006).

Gneisen lengst fra linsen viser et stort P-T-stabilitetsfelt. Stabilitetsfeltet faller sammen med både den første retrograde hendelsen til Krogh et al. (1990), den andre prograde hendelsen, kalt D2, til Krogh et al. (1990) og den siste retrograde hendelsen til Krogh et al. (1990), kalt D3. I tillegg faller stabilitetsfeltet til gneisen lengst fra linsen sammen med den retrograde P-T-utviklingen beskrevet av Ravna og Roux (2006) og Janák et al. (2012). P-T-stabilitetsfeltet til gneisen lengst fra linsen faller også sammen med en hendelse med bortimot isobar oppvarming beskrevet av Ravna et al. (2006). Da temperaturen økte, førte dette til ny vekst av ortopyroksen i dunnitt/herzburgitt (Ravna et al., 2006). I motsetning til observasjonene til Krogh et al. (1990), Ravna et al. (2006) og Ravna og Roux (2006) har ikke Janák et al. (2012) registrert noen ny episode med økning i temperaturen ved lavere trykk. I likhet med de andre bergartene studert her, indikerer også gneisen lengst fra linsen UHP-metamorfose.



Figur 4.4.6: A: P-T-fasediagrammet presentert i kapittel 1.4.2. Viser P-T-utvikling til eklogittkropper og ultramafiske bergarter i Tromsødekket (Krogh et al., 1990, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). Modifisert etter Janák et al. (2012). B: Sirklene viser resultatene fra beregningen av P-T-fasediagrammene for de mafiske linsene og den omgivende gneisen fra Bønntuva, med P-T-usikkerhetsmarginen (Ravna og Terry, 2004) presentert i figurene. Modifisert etter Janák et al. (2012).

Ravna og Roux (2006) og Janák et al. (2012) har gjennom studier av mineralselskapene til eklogitter i Tromsødekket funnet at maksimumstrykk nådde 3.0-3.5 GPa ved $\sim 750^{\circ}\text{C}$. Dette skjedde da bergartene ble begravd ned på ~ 100 - 120 kilometers dyp (Corfu et al., 2003, Roberts, 2003). Tromsødekket ble så utsatt for heving og den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten, fra Bønntuva, ble overpreget av amfibolittfaciesforhold. Begge bergartene har bevart retrograde Cpx+Pl-symplektitter etter nedbryting av omfasitt, som stammer fra en tidligere hendelse med eklogittfacies. Granatene bevart i den retrograderte eklogitten stammer fra da Tromsødekket ble utsatt for eklogittfacies, mens granatene i granatamfibolitten er sekundære granater dannet under lavere P-T-forhold. I tillegg har granatamfibolitten bevart leukosomer som indikasjoner på den delvis oppsmeltingen bergartene gjennomgikk under retrograderingen. Både den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten har bevart Hbl+Pl-symplektitter etter tilførselen av H_2O til systemene. Hbl ble dannet ved en omdanning av Cpx på grunn av H_2O og dette viser at H_2O ble tilført etter eller sent i den retrograde hendelsen. Granatamfibolitten er enkelte steder overpreget av senere deformasjonsstrukturer. Gneisen, studert i denne oppgaven, er overpreget av amfibolittfacies. Siden bergarten er lite kompetent her senere deformasjonsstrukturer og porfyroklaster overpreget tidligere P-T-episoder. Strukturene, både i granatamfibolitten og gneisen, og porfyroklastene indikerer at Tromsødekket ble utsatt for skjærbevegelse som stammer fra den sene innskyvningen av Tromsødekket over Skattøra migmatittkompleks.

4.5 – Tolkning av smeltesammensetning

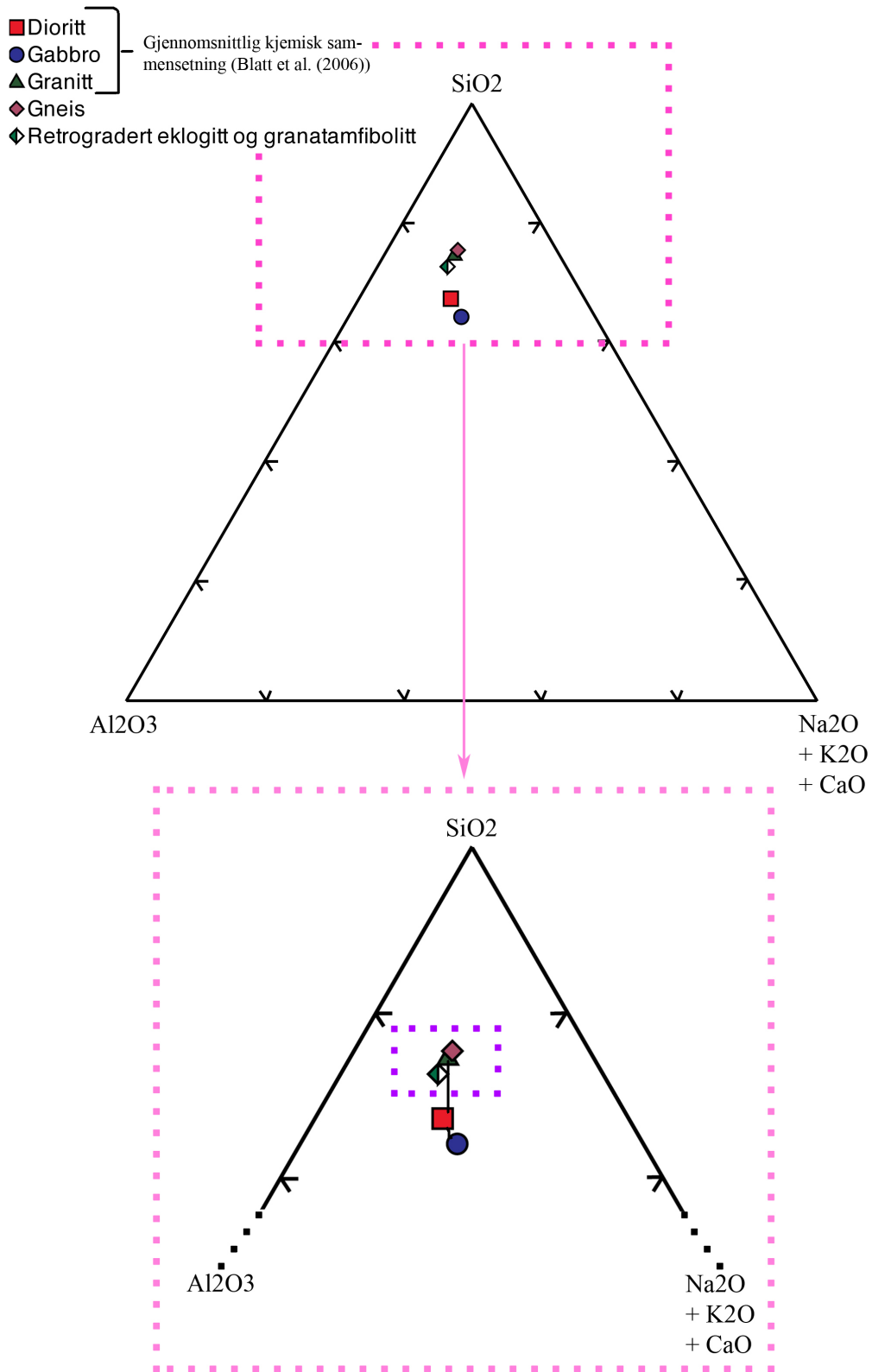
Da bergartene ble utsatt for dekompresjon ble det dannet smelte.

Smeltesammensetningen til den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen, lengst fra linsen, ble plottet sammen med gjennomsnittlig kjemisk sammensetning (Blatt et al., 2006) til granitt, dioritt og gabbro, se Figur 3.5.5 side 62. Dette ble gjort for å kunne bestemme hvilken type smelte som opptrer i den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen. P-T-fasediagrammene beregnet i kapittel 3.5.2, ble brukt som utgangspunkt for å bestemme P-T-forholdene til beregningen av smeltesammensetningen til bergartene. Den retrograderte eklogittens mineralselskap er stabilt ved $\sim 700^{\circ}\text{C}$ og ~ 1.5 GPa, og inneholder her 19.71 vol% smelte.

Granatamfibolitten har et mineralselskap som er stabilt ved $\sim 690^{\circ}\text{C}$ og ~ 1.5 GPa, og inneholder her 21.5 vol% smelte. Mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen har et stabilitetsfelt som strekker seg fra $\sim 660^{\circ}\text{C}$ opp til over 800°C , og trykk fra ~ 0.6 GPa til ~ 1.5 GPa. Kalkuleringen av smeltesammensetningen til gneisen ble gjort ved 700°C .

Denne temperaturen ble valgt på bakgrunn av diskusjonen gjort i kapittel 4.3, se Figur 4.2.1 side 70. Ved denne temperaturen ble trykket valgt til 1.0 GPa. Det opptrer 48.65 vol% smelte i gneisen ved disse P-T-forholdene. Den lilla firkanten i Figur 4.5.1 markerer området der bergartenes smeltesammensetningen plotter.

Smeltesammensetningen til bergartene plotter like ved sammensetningen til granitt. Dette betyr at smelten som opptrer i den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen, har en granittisk sammensetning.



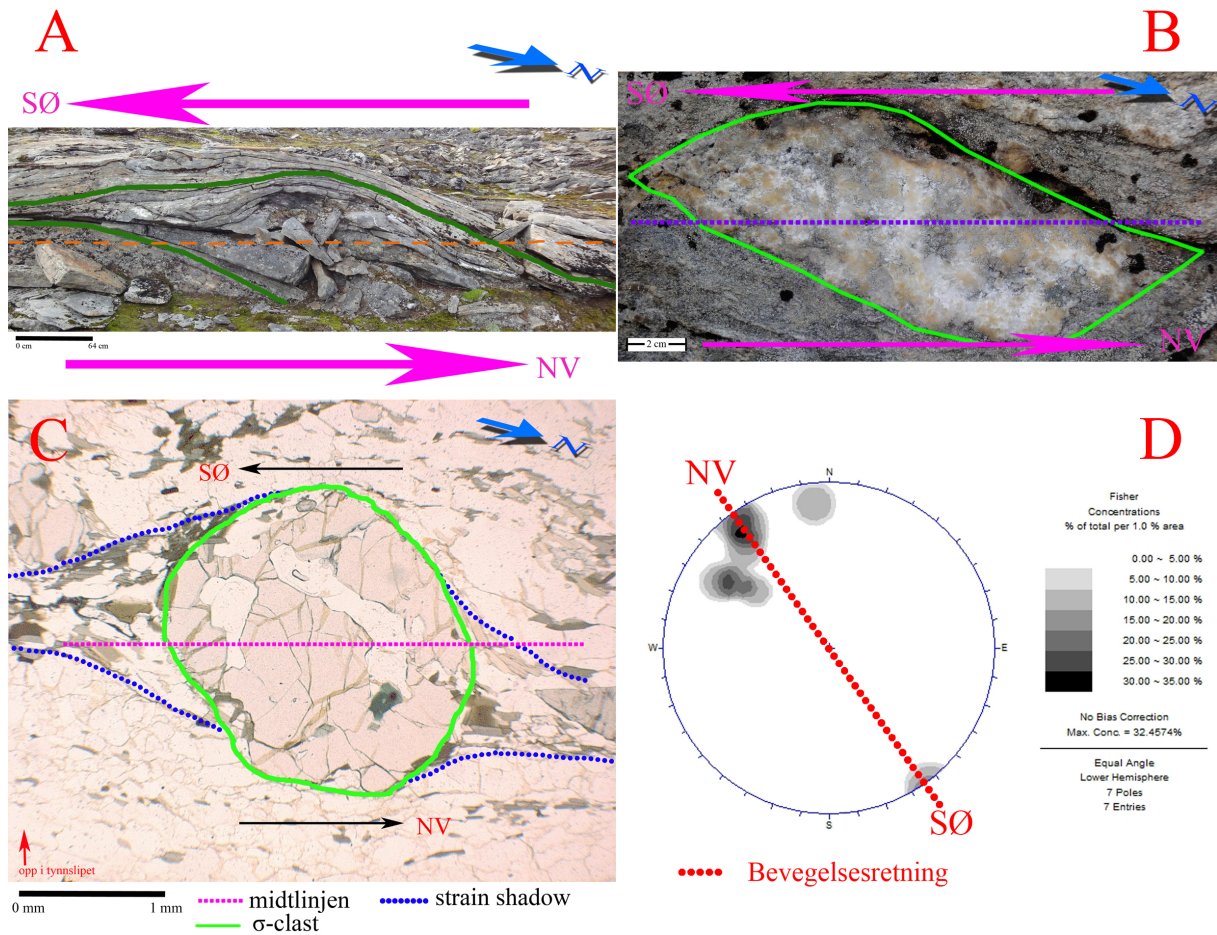
Figur 4.5.1: Den lille firkanten markerer at smeltesammensetningen til den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og gneisen plotter nærmest den gjennomsnittlige kjemiske sammensetningene til granittisk smelte. Plottet i Δ Plot version 1.1 (Cédric, 2003).

Det opptrer mer enn dobbelt så mye smelte i gneisen lengst fra linsen enn det gjør i den retrograderte eklogitten og granatamfibolitten. Dette kan skyldes at da Tromsødekket ble skjøvet inn over Skattøra migmatittkompleks, ble de mindre kompetente bergartene utsatt for delvis oppsmelting. Da Tromsødekket til slutt ble avkjølt etter den andre episoden med retrogradering, og gneisen krystalliserte ut, ble restsmelten krystallisert ut sammen med gneisen.

4.6 – Tolkning av bevegelsesretning

På bakgrunn av de observerte deformasjonsstrukturene vil det i dette kapittelet bli gjort rede for den relative bevegelsesretningen strukturene indikerer.

Alle de observerte strukturene, både i felt og i tynnslip har blitt orientert for å kunne bestemme bergartenes bevegelsesretning. Figur 4.6.1 viser noen representative strukturer og deres orientering. Strukturene viser at deformasjonen har hatt en sørøstlig-nordvestlig bevegelsesretning. Deformasjonsstrukturene i Figur 4.6.1 A, B og C viser en sinistral skjærbevegelse, og ved å orientere strukturene i forhold til nord, viser de at de øverste delene av bergartene har beveget seg mot sørøst, mens de nederste delene av bergartene har beveget seg mot nordvest. Det vil si at den relative bevegelsesretningen til bergartene har vært topp-til-SØ. Dette stemmer godt overens med de publiserte resultatene til Mackenzie et al. (2006) og Indrevær (2011), omtalt i kapittel 1.4.2. Mackenzie et al. (2006) og Indrevær (2011) beskrev deformasjonsstrukturer på mikroskala, langs ytterkanten av de store eklogittkroppene og fra de metasedimentære bergartene i Tromsødekket. Lineasjonen til disse mikrostrukturene viste en SØ-SSØ-lig trend og en topp-til-SØ-SSØ-lig skjærbevegelse. Observasjoner gjort i denne masteroppgaven og i tidligere arbeider, se kapittel 1.3 og 1.4, støtter opp under teorien om at Tromsødekket ble skjøvet inn over Skattøra migmatittkompleks fra NV til SØ, illustrert i Figur 4.6.2.



Figur 4.6.1: Noen representative strukturer og deres orientering. A: mafisk linse og omgivende gneis som opptrer som "σ-klast". B: kvartsklast som opptrer som "σ-klast". C: granatkorn som opptrer som "σ-klast". D: linesjoner målt i granatamfibolitt og gneis.

4.7 – Tektonometamorf utvikling

I dette kapitlet vil det bli presentert en oppsummering av den geologiske historien til bergartene som opptrer i de mafiske linsene og den omgivende gneisen fra Bønntuva. Dette er gjort på bakgrunn av diskusjonen av resultatene funnet under dette masterarbeidet og sett i sammenheng med tidligere arbeider, presentert i kapittel 1.3 og kapittel 1.4.2.

Basert på tidligere arbeider (Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012), beskrevet i kapittel 1.4.2, har den retrograderte eklogitten, granatamfibolitten og den omgivende gneisen på Bønntuva gjennomgått UHP-metamorfose gjennom en subduksjonsrelatert prograd utvikling under kollisjonen mellom den baltiske platen og den laurentiske platen. Bergartene i Tromsødekket ble subdusert ned på store dyp, ~100 til 120 km (Corfu et al., 2003, Roberts, 2003) med maksimumstrykk innenfor stabilitetsfeltet til coesitt, på ~3.0 GPa til 3.5 GPa og temperaturer på ~750°C (Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). Denne hendelsen førte til dannelse av eklogitt, som hadde et mineralselskap bestående av omfasitt, granat, coesitt og rutil. Dannelsen av eklogitt er datert til 450 Ma til 455 Ma (Corfu et al., 2003). Etter dette gjennomgikk bergartene en eller flere episoder med metamorfose og deformasjon under dekompresjon og delvis oppsmelting.

Under den første fasen med dekompresjon ble den opprinnelige eklogitten utsatt for statisk metamorfose og delvis oppsmelting. Dette førte til dannelsen av retrogradert eklogitt, og etter hvert også granatamfibolitt. Den statiske metamorfosen førte til nedbryting av omfasitt til Cpx+Pl-symplektitter. Krogh et al. (1990), Corfu et al. (2003), Ravna og Roux (2006) og Stevenson (2007) har alle rapportert om symplektitter dannet under post-eklogittisk dekompresjon av Tromsødekket. Under metamorfosen ble systemet tilført H₂O. Dette førte til dannelsen av de observerte Hbl+Pl-symplektittene, der Cpx reagerte med H₂O og ble omdannet til Hbl. Gjennom metamorfosen ble kvarts dannet ved nedbryting av coesitt (Ravna og Roux, 2006) og titanitt ble dannet som koronastrukturer rundt rutil, også observert av Krogh et al. (1990) og Ravna og Roux (2006). Granatene som opptrer i retrogradert eklogitt viser avrundete kanter og er oppsprukket. Dette indikerer at granatene er rester etter det originale mineralselskapet som ble dannet under høye trykk, 1. generasjonsgranater. I

granatamfibolitt, som viser mer deformasjon, har 1. generasjonsgranatene forsvunnet med smelten, og sekundære, euhedrale granater har vokst frem, 2.

generasjonsgranatene. Granatamfibolitten viser litt lavere metamorfe forhold enn den retrograderte eklogitten, men begge bergartene indikerer at de ble utsatt for øvre amfibolittfacies under den statiske metamorfosen. I granatamfibolitten er det observert en leukosom som består av ~95 % grovkornet kvarts og ~5 % plagioklas. Leukosomen ble dannet da bergartene ble utsatt for delvis oppsmelting under metamorfosen. Leukosomen er noe deformert og dette indikerer at den kan stamme fra den første dekompresjonen.

De to ulike gneislagene viser litt ulike mineralselskap. Mineralselskapet til gneisen nærmest linsen består av Bt+Pl+Grt+Czo+Qtz+Ttn+Aln+Rt+Hbl, mens mineralselskapet til gneisen lengst fra linsen består av Bt+Pl+Ms+Qtz+Rt+Ttn+Grt. Allanitten indikerer at gneisen nærmest linsen har gjennomgått litt lavere metamorf grad enn gneisen lengst fra linsen, men begge lagene viser amfibolittfaciesforhold. Den omgivende gneisen er sterkt deformert. Deformasjonsstrukturene har overpreget de tidligere symplektittstrukturene og indikerer at bergartene i Tromsødekket ble utsatt for en senere deformasjonsepisode. Gneisen nærmest linsen kan være dannet under den andre episoden med metamorfose og deformasjon beskrevet av Krogh et al. (1990), kalt D2/M2 episoden. Dette var en prograd hendelse der Tromsdalstindeklogitten ble brakt ned på dypet igjen, på grunn av en fortykning av skorpen (Krogh et al., 1990). Gneisen lengst fra linsen kan representere den andre episoden med retrograd P-T-utviklingen (Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). Under retrograderingen ble gneisen lengst fra linsen utsatt for en hendelse med bortimot isobar oppvarming (Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006), før trykket og temperaturen avtok. Avkjølingen kan ha oppstått da Tromsødekket ble skjøvet innover Skattøra migmatittkompleks, kalt D3 (Krogh et al., 1990). I motsetning til observasjonene til Krogh et al. (1990), Ravna et al. (2006) og Ravna og Roux (2006) har ikke Janák et al. (2012) registrert noen ny episode med økning i temperaturen ved lavere trykk. Dette kan indikere at de tidligere tolkningene ikke stemmer, eller at bergartene studert av Janák et al. (2012) ikke gjennomgikk eller ikke har bevart indikasjoner for den senere økningen av temperaturen ved lave trykk. Den siste episoden med retrogradering og dannelse av deformasjonsstrukturer kan ha oppstått da Tromsødekket ble skjøvet innover Skattøra

migmatittkompleks. Tilstedeværelsen av porfyroklaster i gneisen lengst fra linsen støtter opp om at bergartene i Tromsødekket ble utsatt for skjærbevegelse. Under innskyvningen av Tromsødekket kan de mafiske linsene ha blitt dannet ved at kropper av eklogitt og granatamfibolitt ble "fanget" inne i den mer plastiske gneisen. Skjærbevegelsesindikatorerne observert i tynnslip og i felt under dette masterarbeidet støtter opp om tidligere tolkninger (Mackenzie et al., 2006, Indrevær, 2011) om at bevegelsesretningen til Tromsødekket har vært fra NV til SØ. Dallmeyer og Andresen (1992) har ved $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dateringer fra muskovitt i Tromsødekket, datert innskyvningen til å ha skjedd for 427 Ma til 410 Ma siden.

Kapittel 5 – Konklusjon

Basert på resultatene funnet gjennom arbeidet med denne masteroppgaven og på bakgrunn av tidligere arbeider, er følgende konklusjoner gjort:

- Under en fjellkjedekollisjon vil bergartene kunne bli utsatt for flere episoder der bergartene blir brakt ned på dypet og senere heving. Dette kan ha ført til en komplisert P-T-utvikling av bergartene. Gjennom mange års studier av bergartene i Tromsødekket, er ennå ikke hele den geologiske historien innenfor de relativt små P-T-forhold, ~ 0.5 GPa til ~ 2.0 GPa og $\sim 600^\circ\text{C}$ til 850°C , avklart. En mulig forklaring på at det er funnet ulike P-T-stier ved dette P-T-intervallet kan være at det er brukt ulike termodynamiske beregningsmetoder med varierende feilmarginer, og at beregningsmetodene baserer seg på forskjellige mineralselskaper. En annen årsak til de varierende P-T-stiene kan være at det er studert forskjellige bergarter fra Tromsødekket som har bevart ulike P-T-episoder.
- Studiene presentert i denne masteroppgaven viser de samme P-T-forholdene som tidligere er beskrevet fra Tromsødekket (Krogh et al., 1990, Ravna et al., 2006, Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012), og gir ingen nye indikasjoner på hvilke prosesser bergartene ble vært utsatt for innenfor trykk- og temperaturintervallet ~ 0.5 - 2.0 GPa og ~ 600 - 850°C .
- Tromsødekket ble presset ned på store dyp, ~ 100 - 120 km (Corfu et al., 2003, Roberts, 2003), for omkring 450-455 millioner år siden (Corfu et al., 2003). Dette førte til at trykket nådde ~ 3.0 GPa til ~ 3.5 GPa og temperaturen $\sim 750^\circ\text{C}$ (Ravna og Roux, 2006, Janák et al., 2012). Under denne hendelsen ble bergartene i Tromsødekket utsatt for eklogittfaciesforhold.
- Den retrograderte eklogitten, studert under dette masterarbeidet, viser amfibolittfacies, men den retrograderte eklogitten har også bevart granater som stammer fra den tidligere hendelsen med eklogittfacies. De observerte retrograde Cpx+Pl-symplektittene, etter nedbryting av omfasitt, indikerer at retrogradering skjedde under statisk metamorfose. I tillegg har bergarten bevart

Hbl+Pl-symplektittene som indikerer at systemet ble utsatt for H₂O, sent eller etter den retrograde hendelsen.

- Granatamfibolitten, på Bønntuva, er overpreget av amfibolittfacies. Bergarten har bevart retrograde Cpx+Pl-symplektitter etter nedbryting av omfasitt, under statisk metamorfose. En leukosom som er bevart i bergarten, indikerer at bergartene i Tromsødekket ble utsatt for delvis oppsmelting under retrograderingen. Bevarte Hbl+Pl-symplektitter indikerer en senere tilførsel av H₂O til systemet. Granatene som opptrer i granatamfibolitten er euhedrale, sekundære granater. Bergarten viser noen deformasjonsstrukturer som har overpreget de eldre symplektittene.
- Gneisen, studert her, er overpreget av amfibolittfacies og sene deformasjonsstrukturer. Det opptrer også porfyrklaster i gneisen. Deformasjonsstrukturene sammen med porfyrklastene viser at bergarten ble utsatt for metamorfose og deformasjon under en senere episode med skjærbevegelse.
- De observerte deformasjonsstrukturene i felt og tynnslip fra granatamfibolitten og gneisen indikerer at skjærbevegelsen har hatt en nordvestlig-sørøstlig bevegelse. Ut fra de orienterte prøvene viser strukturene at bergartene i Tromsødekket har hatt en topp-til-SØ-lig bevegelsesretning. Dette stemmer godt overens med tidligere tolkninger (Mackenzie et al., 2006, Indrevær, 2011) om at Tromsødekket ble skjøvet inn over Skattøra migmatittkompleks fra NV mot SØ. Radiometriske dateringer har vist at dette skjedde for 410-427 millioner år siden (Dallmeyer og Andresen, 1992).
- Som videre arbeid for å prøve å utrede hvilke prosesser bergartene har gjennomgått i P-T-området ~0.5 GPa til ~2.0 GPa og ~600°C til 850°C, kan det være en idé å se nærmere på skifere og gneis fra Tromsødekket. Det er fordi disse bergartene kan inneholde mye informasjon om den sene amfibolittfaciesen som har overpreget bergartene i Tromsødekket. Det kan kanskje spesielt være interessant å bestemme P-T-forholdene for granatglimmerskifer i

Tromsødekket, siden det er denne bergarten som inneholder informasjon om den dominerende foliasjonen i Tromsødekket, dannet under innskyvningen av Tromsødekket over Skattøra migmatittkompleks.

Referanser

- ANDREASSON, P.-G., GEE, D. G. & SUKTJO, S. 1985. Seve eclogites in the Norrbotten Caledonides, Sweden. *In: GEE, D. G. & STURT, B. A. (eds.) The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester.
- ANDRESEN, A. 1988. Caledonian terranes of Northern Norway and their characteristics. *Trabajos de geología*, 103-117.
- ANDRESEN, A., FARETH, E., BERGH, S., KRISTENSEN, S. E. & KROGH, E. J. 1985. Review of Caledonian lithotectonic units in Troms, north Norway. *In: GEE, D. G. & STURT, B. A. (eds.) The Caledonide Orogen - Scandinavian and related areas*. John Wiley & Sons Ltd.
- ANDRESEN, A. & STELTENPOHL, M. G. 1994. Evidence for ophiolite obduction, terrane accretion and polyorogenic evolution of the north Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 231, 59-70.
- AUSTRHEIM, H. & GRIFFIN, W. L. 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway. *Chemical Geology*, 50, 267-281.
- BENISEK, A., DACHS, E. & KROLL, H. 2010. A ternary feldspar-mixing model based on calorimetric data: development and application. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 327-337.
- BINNS, R. E. 1978. Caledonian nappe correlation and orogenic history in Scandinavia north of lat 67°N. *Bulletin of the Geological Society of America*, 89, 1475-1490.
- BLATT, H., TRACY, R. J. & OWENS, B. E. 2006. *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*, W.H. Freeman and Company.
- BROKS, T. 1985. Bergrunnsgeologiske undersøkelser innen Tromsø dekkekompleks i området Tromsdalen-Ramfjorden-Breivikeidet, Troms. *Unpubl. Cand. Scient. Thesis, University of Tromsø (in Norwegian)*.
- BRUECKNER, H. K. & VAN ROERMUND, H. L. M. 2007. Concurrent HP metamorphism on both margins of Iapetus: Ordovician ages for eclogites and garnet pyroxenites from the Seve Nappe Complex, Swedish Caledonides. *Journal of the Geological Society*, 164, 117-128.
- BRYHNI, I. 2009. *GeoLeksi* [Online]. Naturhistorisk museum, UiO. Available: <http://www.nhm.uio.no/fakta/geologi/geoleksi/> [Accessed 04.05 2012].

- BUCHER, K. & GRAPES, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- CÉDRIC, J. 2003. *ΔPlot version 1.1* [Online]. Available: www.crog.org/cedric/dplot [Accessed 24.03.12].
- COGGON, R. & HOLLAND, T. J. B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683-696.
- CONNOLLY, J. 2009. *Perple_X (Összegabaly_í*)* [Online]. Available: <http://www.perplex.ethz.ch/> [Accessed 06.02 2012].
- CORFU, F., RAVNA, E. & KULLERUD, K. 2003. A late Ordovician U-Pb age for the Tromsø Nappe eclogites, uppermost Allochthon of the Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 502-513.
- DALE, J., POWELL, R., WHITE, R. W., ELMER, F. L. & HOLLAND, T. J. B. 2005. A thermodynamic model for Ca-Na clinoamphiboles in Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O for petrological calculations. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 771-791.
- DALLMEYER, R. & ANDRESEN, A. 1992. Polyphase tectonothermal evolution of exotic Caledonian nappes in Troms, Norway: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Lithos*, 29, 19-42.
- DE CAPITANI, C. & PETRAKAKIS, K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American mineralogist*, 95, 1006-1016.
- FLIERVOET, T. F., DRURY, M. R. & CHOPRA, P. N. 1999. Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep. *Tectonophysics*, 303, 1-27.
- FOSSEN, H., PEDERSEN, R. B., BERGH, S. & ANDRESEN, A. 2006. En fjellkjede blir til. In: RAMBERG, I., BRYHNI, I. & NØSTTVEDT, A. (eds.) *Landet blit til, Norges geologi*. Norsk Geologisk Forening.
- GALE, G. H. & ROBERTS, D. 1974. Trace element geochemistry of Norwegian Lower Palaeozoic basic volcanics and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 380-390.
- GEE, D. 1975. A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, 275, 468-515.

- GREEN, E., HOLLAND, T. & POWELL, R. 2007. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *American mineralogist*, 92, 1181-1189.
- GRIFFIN, W., AUSTRHEIM, H., BRASTAD, K., BRYHNI, I., KRILL, A., KROGH, E., MØRK, M., QVALE, H. & TØRUDBAKKEN, B. 1985. High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: GEE, D. G. & STURT, B. A. (eds.) *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas.*: Wiley & Sons, Chichester.
- HEILBRONNER, R. & TULLIS, J. 2002. The effect of static annealing on microstructures and crystallographic preferred orientations of quartzites experimentally deformed in axial compression and shear. *Geological Society, London, Special Publications*, 200, 191-218.
- HIRTH, G. & TULLIS, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145-159.
- HOLLAND, T. & POWELL, R. 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42, 673-683.
- INDREVÆR, K. 2011. *The Tromsø Nappe contact with the Nakkedal Nappe Complex NE of Tromsdalstind: Shear kinematics and relationship with metamorphism.* Master's thesis, Universitetet i Tromsø.
- JANÁK, M., RAVNA, E. J. K. & KULLERUD, K. 2012. Constraining peak P-T conditions in UHP eclogites: calculated phase equilibria in kyanite- and phengite-bearing eclogites of the Tromsø Nappe, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*.
- KEAREY, P. 2001. *Dictionary of Geology*, Penguin Books, London.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- KROGH, E., ANDRESEN, A., BRYHNI, I., BROKS, T. & KRISTENSEN, S. 1990. Eclogites and polyphase P-T cycling in the Caledonian uppermost allochthon in Troms, northern Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 289-309.
- KVASSNES, A. J. S., STRAND, A. H., MOEN-EIKELAND, H. & PEDERSEN, R. B. 2004. The Lyngen gabbro: the lower crust of an Ordovician incipient arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 358-379.
- LANDMARK, K. 1973. Beskrivelse til de geologiske kart "Tromsø" og "Målselv". II. Kaledonske bergarter. *Tromsø Museum Skrifter*, 15, 1-263.

- LUKAS, H., FRIES, S. G. & SUNDMAN, B. 2007. *Computational thermodynamics: the Calphad method*, Cambridge University Press.
- MACKENZIE, J., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., RAVNA, E., KULLERUD, K. & BERGH, S. 2006. Continuous shear over a broad P-T range - the fall and rise of eclogites in the Tromsø Nappe of the Arctic Caledonides, Norway. *Geophysical Research Abstracts*, 8, 08903.
- MACKENZIE, W. S. & ADAMS, A. E. 1994. *Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*.
- MIKKELSEN, O. A. 2011. *Kontakten mellom Tromsødekket og Skattøra migmatittkompleks (Nakkedalsdekket) NØ for Tromsdalstinden: kinematiske indikatorer og metamorfose*. Master's thesis, Universitetet i Tromsø.
- MORALES, L. F. G., MAINPRICE, D., LLOYD, G. E. & LAW, R. D. 2011. Crystal fabric development and slip systems in a quartz mylonite: an approach via transmission electron microscopy and viscoplastic self-consistent modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 360, 151-174.
- MØRK, M. B. E., KULLERUD, K. & STABEL, A. 1988. Sm-Nd dating of Svecofennian eclogites, Norrbotten, Sweden - evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 344-351.
- RAVNA, E. J. K., KULLERUD, K. & ELLINGSEN, E. 2006. Prograde garnet-bearing ultramafic rocks from the Tromsø Nappe, northern Scandinavian Caledonides. *Lithos*, 92, 336-356.
- RAVNA, E. J. K. & PAQUIN, J. 2003. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes in Mineralogy*, 5, 229-259.
- RAVNA, E. J. K. & ROUX, M. 2006. Metamorphic evolution of the Tønsvika eclogite, Tromsø nappe - evidence for a new UHPM province in the Scandinavian Caledonides. *International Geology Review*, 48, 861-881.
- RAVNA, E. J. K. & TERRY, M. P. 2004. Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists - an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 579-592.
- ROBERTS, D. 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365, 283-299.
- ROBERTS, D. & GEE, D. 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*, 1, 55-68.

- ROBERTS, D., NORDGULEN, Ø. & MELEZHNIK, V. 2007. The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. *4-D framework of continental crust*, 357-377.
- ROCSCIENCE, D. 2011. Dips, Plotting, Analysing and Presentation of Structural Data Using Spherical Projection Techniques. User's guide. ©1989-2002 Rocscience Inc.
- SELBEKK, R., SKJERLIE, K. & PEDERSEN, R. 2000. Generation of anorthositic magma by H₂O-fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides. *Geological Magazine*, 137, 609-621.
- SELBEKK, R. S. & SKJERLIE, K. P. 2002. Petrogenesis of the anorthosite dyke swarm of Tromsø, North Norway: Experimental evidence for hydrous anatexis of an alkaline mafic complex. *Journal of Petrology*, 43, 943-962.
- SHIVOLA, J. & SCHMID, R. 2007. List of mineral abbreviations - systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. *Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.07*, 1.
- SMIT, M., BRÖCKER, M. & SCHERER, E. 2008. Aragonite and magnesite in eclogites from the Jæren nappe, SW Norway: disequilibrium in the system CaCO₃-MgCO₃ and petrological implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 959-979.
- STATENS-KARTVERK. 1994. *Kartblad 1534 III, Tromsø, målestokk 1:50 000*. Statens kartverk.
- STATENS-KARTVERK. 2011. *Norgeskart* [Online].
<http://kart.statkart.no/adaptive2/default.aspx?gui=1&lang=2>. [Accessed 04.11 2011].
- STEPHENS, M. B. & GEE, D. G. 1985. A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. In: GEE, D. G. & STURT, B. A. (eds.) *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*.: Wiley & Sons, Chichester.
- STEVENSON, J. A. 2007. *Partial melting of eclogite, Tromsø, Norway*. Yale University.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. & SCHMID, S. M. 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200, 171-190.

- ŠTÍPSKÁ, P. & POWELL, R. 2005. Constraining the P-T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 725-743.
- TAJCMANOVA, L., CONNOLLY, J. A. D. & CESARE, B. 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 153-165.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 2007. *Structural geology*, W. H. Freeman and Company.
- VAN ROERMUND, H. 1985. Eclogites of the Seve nappe, central Scandinavian Caledonides. In: GEE, D. G. & STURT, B. A. (eds.) *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*.: John Wiley & Sons, Chichester.
- WHITE, R. W., POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527.
- ZWAAN, K., FARETH, E. & GROGAN, P. 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1: 250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.