



**GE O-3900**  
**MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI**

---

Petrologi og alder av høymetamorfe mafiske bergarter i det vestlige gneiskomplekset i Troms

Eirik Gjerløw

November, 2008

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET  
Institutt for Geologi  
Universitetet i Tromsø



GE O-3900  
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Petrologi og alder av høymetamorfe mafiske bergarter i det vestlige gneiskompleks i Troms

Eirik Gjerløw

November, 2008





## **FORORD:**

Jeg vil takke professor Erling J. Krogh Ravna for å ha vært en kjempegod veileder gjennom hele oppgaven og masterstudiet mitt. Biveilederen min førsteamanuensis Kåre Kullerud takkes også for hjelpen.

Videre vil jeg takke professor Fernando Corfu ved Universitetet i Oslo (UiO) for hjelpen med U-Pb dateringer av zirkoner. Paul Armitage takkes for hjelpen under feltarbeidet og avdelingsingeniør Trine Dahl takkes for fremstilling av tynnslip.

Jeg vil også takke familie og venner for støtte underveis.

Og aller sist vil jeg takke mine medstudenter, jeg har hatt det kjempetrivelig mens jeg har studert her i Tromsø.

Eirik Gjerløw

Tromsø, november 2008



## SAMMENDRAG

Formålet med denne oppgaven er å gjøre petrologiske og petrografiske undersøkelser av en mafisk linse på Sandøya i vest-Troms for å rekonstruere metamorfe trykk og temperaturforhold, samt å gjøre dateringer for å utrede alderen på metamorfosen(e).

Linsa ligger blottlagt ved havet ved Mjølsvika på Sandøya. Kjernen er tilnærmet udeformert og består av en massiv granatførende bergart med en grønn grunnmasse. Graden av deformasjon og hydrering tiltar mot marginene mot de båndede gneisene som omgir linsa.

Den mafiske linsa er også kuttet av en liten felsisk gang, dateringer av denne gangen vil kunne gi minimumsalder på den mafiske linsa.

Resultatene er basert på dateringer og metamorf utvikling

Aldre på  $1776,6 \pm 1,1$  Ma,  $1774,4 \pm 1,7$ ,  $1777 \pm 12$  Ma tolkes til å representere granulittfacies metamorfose og intrusjon av den kuttende felsiske gangen og det antas at denne gangen er dannet ved partiell oppsmelting av omkringliggende bergarter.

Ut fra strukturer og mineralkemiske analyser tolkes det til at det er minst 5 forskjellige faser av metamorfose:

Stadium 1 er høytrykks granulittfacies med trykk og temperaturforhold på 715-922 °C og 1,1-1,43 Gpa. Stadium 2 er granulittfacies med trykk og temperaturverdier på 710-715 °C og 0,51-0,92 GPa.

Stadium 3 er grønskiferfacies. Stadium 4 er amfibolittfacies med trykk og temperaturverdier på 595-660 °C og 0,17-0,62 Gpa. Stadium 5 er grønskiferfacies.



# INNHALDSFORTEGNELSE

Kapittel 1: Innledning	s. 10
Kapittel 2: Regionalgeologi	
Vest-Troms gneisregion	s. 13
Sandøya	s. 17
Kapittel 3: Bergartsbeskrivelse og feltopptreden	
Feltopptreden	s. 29
Metode	s. 31
Den mafiske linsa	s. 33
Mikroskopi og mineralogi i de sentrale delene av linsa	s. 35
Mikroskopi og mineralogi i ytre deler av linsa	s. 48
Felsisk gang	s. 55
Kapittel 4: Geokronologi	s. 59
Kapittel 5: Geotermobarometri	s. 67
Kapittel 6: Metamorf utviklingshistorie	s. 79
Kapittel 7: Diskusjon og konklusjon	s. 83
Kilder:	s. 86
Appendiks:	
Tabell 1	s. 90
Tabell 2	s. 92
Tabell 3	s. 95
Tabell 4	s. 99
Tabell 5	s. 100
Tabell 6	s. 101
Tabell 7	s. 102
Tabell 8	s. 105

## KAPITTEL 1: INNLEDNING

Det prosjektet som forskningsgruppen i berggrunnsgeologi ved IG driver i vest-Troms gneiskompleks har så langt hatt hovedfokus på aldersrelasjoner og strukturell utvikling. Fordelingen av ulike geologiske enheter er i grove trekk kjent, og det foreligger mer detaljerte undersøkelser på utvalgte områder i form av tidligere og pågående hovedfags-, cand. scient.- og masteroppgaver og publiserte vitenskapelige artikler. Det har imidlertid ikke vært særlig fokus på petrologi, hovedsakelig på grunn av at bergartene i stor grad ikke har en mineralogi som gjør det interessant å utføre slike studier. De bergartene som peker seg ut som de mest interessante kandidater for petrologiske studier er mafiske bergarter som opptrer som ganger og linser i de dominerende gneisene, samt bergartene i Ringvassøya grønnsteinsbelte.

I hovedsak viser de mafiske bergartene at metamorfosegraden gjennomgående har vært i amfibolitt-facies. Et vanlig mineralselskap er hornblende + plagioklas (antyder temperaturer på 600-700 °C og trykk på 0.6-0.8 GPa), som i enkelte tilfelle er overpreget av en seinere lavere grads metamorfose i grønnskifer-facies, med dannelse av bl.a. kloritt og aktinolit. På Sandøya, vest for Rebbenesøy, opptrer det i gneisene linser av en mafisk bergart som mineralogisk skiller seg ut fra de hyppig forekommende amfibolittene i regionen. Dette er en massiv granatførende bergart med en grønn grunnmasse.

En foreløpig petrografisk undersøkelse av denne bergarten viser at den i hovedsak består av granat, klinopyroksen, ortopyroksen, plagioklas og kvarts. Granaten er delvis brutt ned til plagioklas og pyroksen, og klinopyroksen, ortopyroksen og plagioklas opptrer også i finkornete aggregater. Dette mineralselskapet er karakteristisk for granulitt-facies metamorfose, som skjer ved høye temperaturer (> 700-750 °C) og intermediaære trykkforhold på ca. 1 GPa. Teksturene indikerer imidlertid at både temperatur og trykk kan ha vært atskillig høyere. Da denne type høymetamorfe bergarter er svært sjelden i de Prekambriske gneisområdene er de viktige i utledningen av den geologiske historien for området som helhet. Dersom det viser seg at trykkforholdene har vært betydelig høyere, kan dette ha viktige følger for hvordan vi tolker utviklingen av jordskorpen i tidlig Prekambrisk tid. Det er uklart hvilke relasjoner det er mellom de granatførende og de granatfri mafiske bergartene i gneiskomplekset, og hvilken alder det er på metamorfosen. Disse temaer vil være hovedproblemstillinger for masteroppgaven.

## ***Mål***

Oppgaven har to hovedmål –

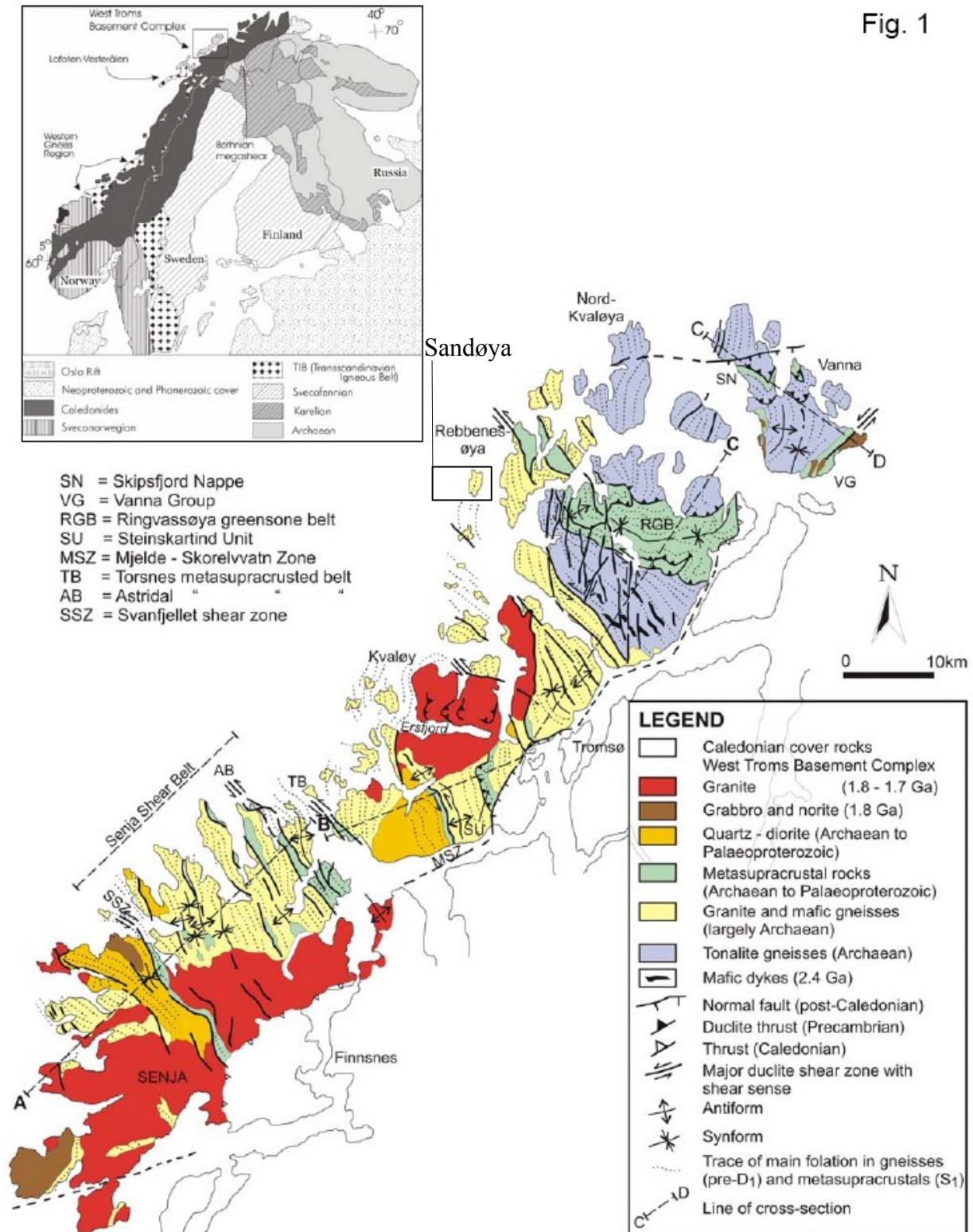
1. en petrografisk/petrologisk del som skal utrede de mafiske bergartenes utvikling og relasjon til hverandre
2. en geokronologisk del der alderen på metamorfosen(e) søkes utredet





## KAPITTEL 2: VEST-TROMS GNEISREGION

Vest-Troms gneisregion er av arkeisk til paleoproterozoisk alder. Den består av tonalittisk gneis, magmatiske og metasuprakrustale bergarter. Regionen avgrenses i sør-vest av Lofoten, og i øst av de kaledonske skyvedekkenene. Selv om den ligger rett vest for de kaledonske skyvedekkenene er regionen bare svakt påvirket av den kaledonske orogenesisen.



## Vest-Troms gneisregion

Bergartene i Vest-Troms gneisregion kan grupperes inn i to tektonisk atskilte områder (Zwaan 1995): en for det meste tonalittisk nord-østlig provins som består av Ringvassøya og deler av Kvaløya, og en tonalittisk til granittisk sør-vestlig region som omfatter mesteparten av Senja og resten av Kvaløya. Grensen mellom disse provinsene er markert av det ca 30 km brede NV-SØ strykende Senja skjærbelte. Gravitasjons- og magnetiske anomalimålinger antyder at Senja skjærbelte fortsetter under de kaledonske skyvedekkene og er parallell med "Bothnian-Senja" skjærsonen i den svenske delen av det fennoskandiske skjoldet (Henkel 1991; Dore et al. 1997; Olesen et al 1997)

De eldste bergartene i Vest-Troms gneisregion utgjør en stor del av den nord-østlige provinsen på Vanna og Ringvassøya. Den består av arkeisk (2.9-2.6 Ga) tonalittisk-trondhjemittisk gneis (Myers & Kröner 1994). U-Pb zirkondatering av den tonalittiske gneisen fra Vanna og Ringvassøya gir en alder på  $2885 \pm 20$  Ma (Kullerud et al. 2006). En U-Pb zirkon datering fra Dåfjordgneisen nord på Ringvassøya gir en alder på  $2842 \pm 2$  Ma. Litt yngre arkeiske aldere er funnet på tonalittiske deler av Bakkejorddioritten (2720 Ma) og granittoide gneiser på Kvaløya ( $2689 \pm 6$  Ma) og Senja (2745 Ma) (Corfu et al. 2003, 2006). Mafiske og ultramafiske ganger opptrer i tonalittiske gneiser på Ringvassøya og Vanna. Disse varierer i mektighet fra noen cm til mer enn 100 m, og kan være flere kilometer lange (Zwaan 1995). U-Pb dateringer av zirkoner og baddelyitt gir en krystallisasjonsalder på  $2404 \pm 3$  Ma for disse gangene (Kullerud et al. 2006).

Den sør-vestlige provinsen av Vest-Troms gneisregion domineres av granittoide, kvarts-diorittiske og migmatittiske gneiser og en rekke felsiske og mafiske plutonske bergarter.

De viktigste plutonske massivene er Ersfjord-granitten på Kvaløya og beslektede granittoider på Senja, og Hamn-noritten på Senja. Tidligere Rb-Sr "whole rock" dateringer av Ersfjordgranitten ga aldere på mellom  $1706 \pm 30$  Ma (Andresen 1979) og  $1779 \pm 17$  Ma (Romer et al. 1992), mens moderat deformerte granittoider på Senja gir aldere med større sprik:  $1891 \pm 12$  Ma (Dallmeyer 1992),  $1822 \pm 5$  Ma (Lindstøm 1988),  $1768 \pm 49$  Ma og  $1746 \pm 93$  Ma (Krill & Fareth 1984). En nyere U-Pb zirkon datering på  $1792 \pm 5$  Ma er antatt å representere krystallisasjonsalderen på Ersfjord-granitten (Corfu et al 2003). U-Pb zirkon dateringer av Hamn-noritten vest på Senja gir en alder på  $1800 \pm 3$  Ma (Zwaan & Walker 1996; Zwaan et al. 1998).

## **Metasuprkrustalbelter**

Flere NV-SØ orienterte metasuprkrustale belter opptrer i Vest-Troms gneiskompleks (Zwaan 1995). De største av disse er Senja skjærbelte på nordlige del av Senja og sørlige del av Kvaløya, og Ringvassøya grønnsteinsbelte (Zwaan 1989). Flere metasuprkrustalbelter finner man ved Mjelde-Skorelvvatn og Steinskardtind på Kvaløya og Vanna-gruppen på Vanna nord i regionen.

## **Senja skjærbelte**

Senja skjærbelte består av flere anastomoserende duktile belter av sterkt deformerte suprkrustale bergarter, blant annet Astridal, Torsnes og Svanfjellet skjærsoner (Zwaan 1995; Armitage 1999; Corfu et al. 2003; Armitage 2004; Armitage & Bergh 2005).

### *Svanfjellet skjærsoner*

Svanfjellet skjærsoner (Cumbest 1986) er definert som den sør-vestlige grensen til Senja skjærbelte (Zwaan 1995). Den er et hovedsaklig moderat SV-fallende, delvis migmatisert belte av granodiorittiske litologier på vest-flanken av en antatt regional bratt til moderat S-stupende F2 fold (Zwaan & Grogan 1998) mellom grovkornete granittoide gneisser mot øst og kvarts-biotitt gneiser og skifere mot vest.

### *Astridal metasuprkrustalbelte*

Astridal metasuprkrustalbelte på Senja er 2-4 km bredt og synlig i nesten 20 km lengde. Det er en del av Vangshamn-gruppa og består av en tykk medium-grad amfibolitt-facies metamorf vulkanske sekvens, inkludert tuffittiske enheter, i veksling med meta-konglomerater, kalk-rike skifre og marmor, glimmerskifre og en km-tykk meta-psammitt (Pedersen 1997). Vangshamn-gruppa antas å være av paleoprotozoisk alder (Zwaan 1992), men foreløpig er det ikke gjort noen gyldige U-Pb analyser av detritale zirkoner.

## **Mjelde-Skorelvvatnsonen**

Mjelde-Skorelvvatnsonen (Skorelvvatnformation; Binns 1983) er en tynn N-S orientert sone som defineres av et belte med metasuprkrustale bergarter som har et bratt fall mot SV (Zwaan 1992a). Den ligger mellom arkeiske anortosittgneiser fra Gråtind-migmatitten og Bakkejorddioritten. Hovedbestanddelene i Skorelvvatn formasjonen er konforme lag meg amfibolitt, mafiske og silke-rike skifre, marmor, båndede jern-formasjoner med titano-magnetitt og noen horisonter med meta-psammitt. Sterkt deformerte rester av mafiske og ultramafiske hypabyssiske bergarter (betegner

gangbergarter) opptrer ved kontakten til Bakkejorddioritten i vest (Armitage 1999).

### **Steinskardtind-enheten**

Ifølge Binns (1983b) og Zwaan (1992), ligger Steinskardtind-enheten mellom Gråtindmigmatitten i vest og Kvalsundgneisen i øst på Kvaløya. Enheten består av nesten 500 m med vekselvise lag av meta-psamitt, kalkskifer og mafiske metavulkanitter som er diskordant intrudert av granitoide pegmatittganger som antas å tilhøre Ersfjordgranitten (Zwaan 1992).

### **Ringvassøya grønnsteinsbelte**

Dette bueformede beltet med amfibolitt- til grønnskiferfacies metasuprakrustale bergarter ligger mellom den tonalittiske Dåfjordgneisen i nord og Kvalsundgneisen i sør. De dominerende bergartene er felsiske metavulkanitter med tholeiittisk og kalk-alkalin affinitet (Motuza et al. 2001). De felsiske vulkanittene i nord har en U-Pb avsetningsalder på  $2848.5 \pm 4$  Ma og  $2835 \pm 14$  Ma (Motuza et al. 2001). Denne arkeiske alderen bekreftes av mafiske ganger (ca. 2.4 Ga) som kutter kontakten mellom gneisen og grønnstein (Zwaan 1989; Bergh & Armitage 1998; Kullerud et al. 2006).

### **Vanna-gruppen**

Vanna-gruppen (Binns et al. 1981) utgjør en 500 m mektig lagpakke med lav-grad metamorfe, parautoktone sedimentære bergarter som ligger inkonformt på det  $2885 \pm 20$  Ma tonalittiske grunnfjellet (Kullerud et al. 2006) på øya Vanna nord i regionen. Gruppen består av vel bevarte lagdelte kvarts-sandsteiner og siltsteiner i veksling med leirsteiner, og er tolket til å representere deltaiske til grunnmarine avsetninger (Binns et al. 1981). Den sedimentære lagpakken er intrudert av en gabbrodiorittisk sill som er har en U-Pb zirkon krystallisasjonsalder på  $2221 \pm 3$  (Bergh et al. 2007). En 2.4 Ga gammel mafisk gang i det tonalittiske grunnfjellet trunkerer ikke basement-cover kontakten, noe som viser at avsetningsalderen til Vanna-gruppen er avgrenset til 2.4-2.21 Ga (Kullerud et al. 2006). LA ICP-MS U-Pb analyser av detritale zirkoner bekrefter at sedimentene i Vanna-gruppen er derivert fra det nærliggende tonalittiske grunnfjellet (Bergh et al. 2007).

## Sandøya

Sandøya er en liten øy på ca 3,5 x 2 km, og regnes som en del av den nordvestre delen av Vest-Troms gneisregion. Ifølge det regionalgeologiske kartet (Zwaan et. al. 1998) består denne øya av båndet gneis: tonalittiske til kvarts-diorittiske bånd som veksler med amfibolittisk til gabbroid gneis.



Fig. 2.2. Forstørret utsnitt av det geologiske kartbladet Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250.000, Norges geologiske undersøkelse. Sandøya [til venstre] og den sørvestre delen av Rebbenesøya (Zwaan et. al. 1998).

Hovedstrukturen på øya er en bratt til subvertikal foliasjon med N-S strøk og fall mot V (fig.2.2). På kartet kan man også se to store linser med strøk ca nord-sør som er parallell med hovedfoliasjonen. Disse linsene er beskrevet som hornblende-gneis og amfibolitt og er antatt å være metamorfoserte ganger som intruderte før Ersfjord granitten (datert til  $1792 \pm 5$  millioner år; Corfu et.al 2003). Den sørlige delen øya skjæres av to sprekker/forkastninger, den ene har en NV-SØ orientering mens den andre har ca NNØ-SSV orientering. Disse krysser hverandre på østsiden av øya.

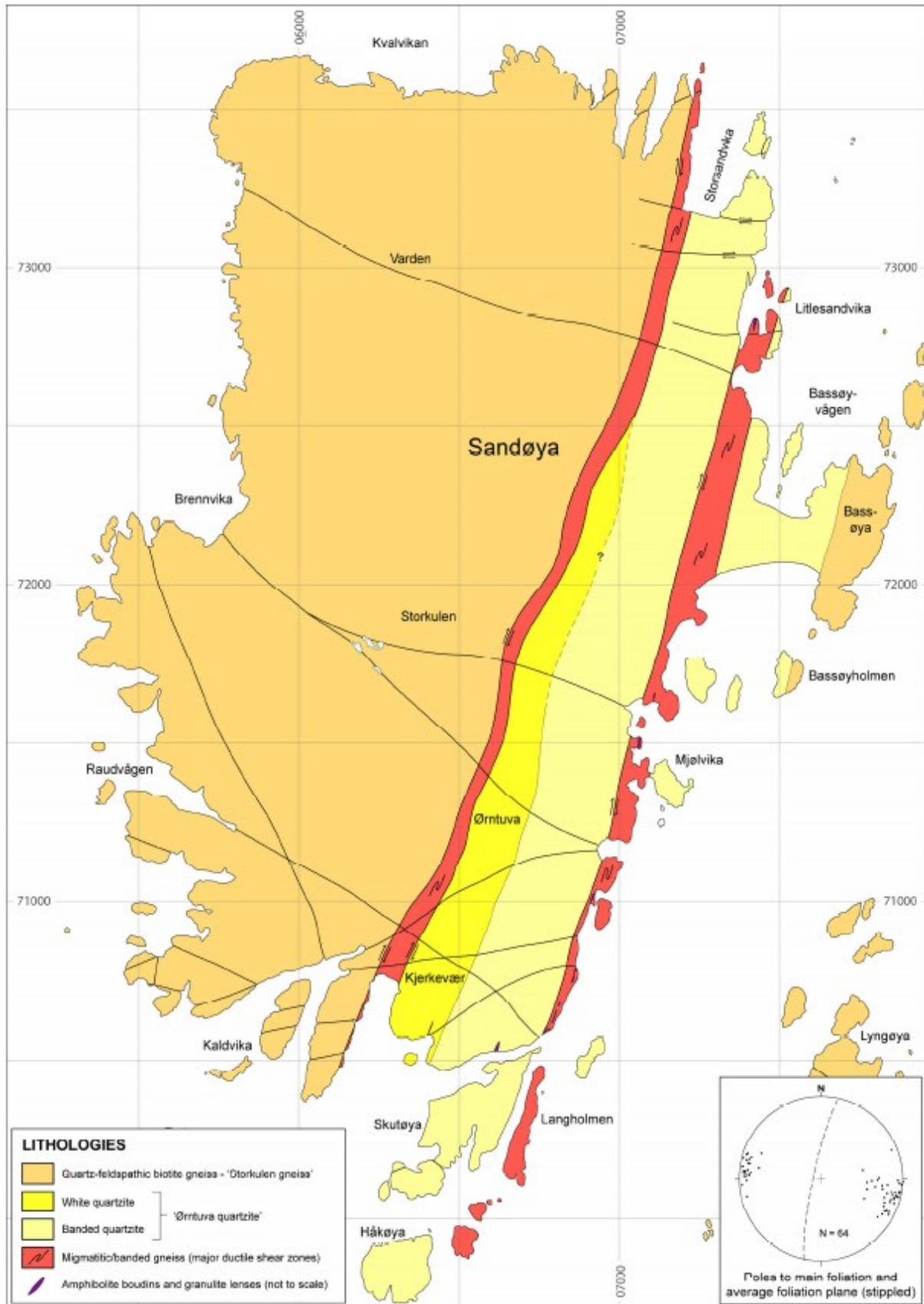
Paul Armitage og jeg var på Sandøya i ca 5 dager på høsten i 2007 i forbindelse med feltarbeidet mitt til denne oppgaven. Siden det ikke var gjort noe særlig arbeid på Sandøya i forkant av denne turen er mesteparten av denne delen av oppgaven hentet fra en rapport Paul Armitage skrev etter vi var ferdig med arbeidet.

Den strukturelle og litologiske oppbygningen av Sandøya er ganske enkel og kan deles inn i tre enheter beskrevet nedenfor. Alle enhetene har en godt utviklet foliasjon med N-S til NNØ-SSV strøk og bratt til subvertikalt fall mot vest. Noen plasser faller foliasjonen subvertikalt mot øst.

1. En homogen, grå, middels til finkornet kvarts-feltspatisk biotittholdig orthogneis som utgjør den vestre delen av øya. Denne er kalt “Storkulen gneis” etter lokaliteten der gode blotninger av denne først ble observert.
2. En hvit, lokalt massiv eller dårlig lagdelt, hvit/grå/beige båndet kvartsitt som utgjør en flere hundre meter tykk enhet på den østre delen av øya. Denne er kalt “Ørntuva kvartsitten” siden Ørntuva er den mest prominente delen av denne i topografien og det var der den først ble identifisert med sikkerhet.
3. To brede, intenst folierte, båndete- og migmatittiske gneisenheter. Den østre enheten er kalt “Mjølrika skjærsone” og inneholder boudinier av amfibolitt, linser av granulitt og krysskuttende granittoide ganger. Den vestre migmatittiske gneisen er kalt “Kjerkevær skjærsone”.



Forenklet geologisk kart basert på feltarbeid av Paul Armitage (Fig. 2.3).







### **‘Storkulen gneis’**

Dette er en litologisk og strukturell homogen kvarts-feltspatisk biotitt gneis (Fig. 2.5) uten intrusjoner med unntak av to tynne ganger av fin- til middels-kornet amfibolitt parallell med foliasjonen.

En større amfibolittkropp på minst 2 meter tykkelse langt nord ser ut til å være assosiert med en skjærson. Her kan skjærsonen ha utnyttet en eksisterende mafisk gang siden dupleks-lignende strukturer kutter gangen (Fig. 2.6, Fig. 2.7).

Den grove og homogene strukturen i denne litologien gjør det sannsynlig at det er en orthogneis. På det geologiske kartet er den østligste blotningen av gneis på Bassøya (Fig. 2.3) tegnet inn som en del av Storkulen gneisen.



Fig. 2.5. Typisk ‘Storkulen gneis’. UTM 07002 73336.





Fig. 2.6. Dupleks-strukturer i av dekstrale skjærsoner i amfibolitt i Storkulen gneis. Skjærsonene er fylt med hydrotermal kvarts og en grov grå-hvit granitoid pegmatitt. UTM 06911 73532.



Fig. 1.7. Mylonittisk skjærstruktur i marginen til amfibolitten vist i Fig. 2.6 over.

### **‘Ørntuva kvartsitt’**

En tykk enhet av kvartsitt opptrer i den østlige delen av Sandøya (Fig 2.3). Opp til rundt 100 meter fra den vestlige marginen er kvartsitten hvit eller blåaktig-hvit og massiv med svakt lagdeling. Mot øst er den en brå overgang til båndet kvartsitt (Fig.2.8) med godt definert lagdeling og variabel lagtykkelse som sjelden overstiger 12 cm (Fig.2.9). De to typene kvartsitt er gitt forskjellig farge på det geologiske kartet (Fig. 2.3). Lagdelingen er parallell med foliasjonen i de omkringliggende gneisene, men ser ikke ut til å være påvirket av denne. Det er usikkert hvor langt nord den massive hvite kvartsitten strekker seg (Fig. 2.3).

De individuelle lagene har en konsistent tendens til å inneholde nesten ren kvartsitt i vest og bli mørkere og mer glimmerholdig mot øst (Fig. 2.9). Andre plasser i Vest-Troms gneisregion der man har observert den samme tendensen i kvartsitter med kjent sedimentær polaritet, f.eks på Vanna, har den retningen med renere kvartsitt og mindre glimmer indikert retningen opp. Det er derfor foreslått at retningen opp på Sandøya er mot vest. Kvartsitten på Sandøya har, til forskjell fra Vanna, ingen demonstrerbar kontakt mot et underlag, siden kontaktene med de omkringliggende gneisene er tektonisert. Et mulig unntak fra dette er kontakten med gneisen på Bassøya lengst mot øst (Fig. 2.3), men karakteren på kontakten her må undersøkes nærmere.

Kvartsitten inneholder enkelte irregulære linser med granittoid pegmatitt (Fig. 2.10) som ser ut til å bli mer vanlig når man nærmer seg Mjølвика skjærsone. Disse er små isolerte kropper og antyder lokal oppsmeltning ved skjærsonen.

En tynn, boudinert gang av ren, grovkornet hornblenditt opptrer i den hvite kvartsitten lengst mot sør på strandlinjen (Fig. 2.11), det er antatt å være en metamorfosert og hydrert ultramafisk gang. Mens denne gangen opptrer i utektonisert kvartsitt er det større amfibolittiske linser i kvartsitten når man nærmer seg Mjølвика skjærsone.

Kontakten mellom den grå Storkulen gneisen og Ørntuva kvartsitten er en bred tektonisert sone som er blottet på stranden ved Kjerkevær. Nord for dette er sonen bare synlig som et erodert, tykt dekket lineament.





Fig. 2.8 Utsikt mot NNØ fra Kjerkevær der man ser overgangen fra hvit kvartsitt til båndet kvartsitt.



Fig. 2.9 Kvartsitt ved Mjølsvika med systematisk variasjon i farge og mineralsammensetning.





Fig. 2.10. Liten irregulær linse av granittoid pegmatitt ved UTM 06968 71129.



Fig. 2.11. Boudinert hornblenditt (prøve EG-07-15) i hvit kvartsitt på sørsiden av øya, UTM 06408 70591. Hammer til venstre i bildet som skala.



## Migmatittisk og båndet gneis

(‘Kjerkevær skjærsoner’ og ‘Mjølsvika skjærsoner’)

En blotning på stranden ved Kjerkevær viser en sterkt foliert migmatittisk gneis som ser ut til å inneholde komponenter av ortho- og paragneis (Fig. 2.12). Den inneholder også mesoskala indikatorer på deksstralt skjær. Andre skjær-retning indikatorer (for det meste småskala folder) i marginene på begge sidene av stranden er også deksstrale (Fig. 2.13). Deformasjonen er markant i gneisen på vestsiden av stranden. Denne brede tektoniserte kontakten på Kjerkevær ser ut til å være en ‘søstersone’ til den båndete gneisen lengre øst (beskrives nedenfor).



Fig. 2.12. Strandblotning ved Kjerkevær som viser en svært duktil sone av migmatittisk gneis mellom Storkulen-gneisen (venstre for bildet) og Ørntuva-kvartsitten (høyre for bildet). UTM 06273 70782.

Ørntuva-kvartsitten blir sterkere foliert mot den østlige strandlinjen på Sandøya. Noen plasser markeres overgangen av et lite, men brått fall i topografien fra normal lagdelt kvartsitt til en flere meter bred sone med sterkt deformert, haverodert metapsamitt. Denne overgangen markerer marginen til Mjølsvika skjærsoner. Når man beveger seg over skjærsonen mot øst, blir hovedlitologien en sterkt båndet gneis med tette til isoklinale intrafoliale folder med varierende orientering og åpne til trange, moderat til bratt stupende asymmetriske mesofolder som indikerer deksstralt skjær, små krysskuttende granittoide ganger (Fig 2.13), lange serier med amfibolittboudiner og store granulittlinser. Tre granulittlinser ble observert og de to største var kuttet av granittoide pegmatittganger.



Fig. 2.13. Småskala dekstrale skjærfolder i psamittisk gneis på østsiden av Storsandvika. UTM 07290 73112.

Granulittlinsene er massiv i sentrale deler og foliert nær marginene (Fig. 2.14), med avbøyning av foliasjonen i gneisen som ligger rundt linsen.

De felsiske delene av den båndede gneisen inneholder en del brun euhedral feltspat (Fig. 2.15). I en liten granitoid gang som kutter granulittlinsen ved UTM 07058 71507 har feltspaten en uvanlig grå farge.

Deler av Mjølsvika skjærsone er dekket av havnivå eller er dekket av små sandstrender, for eksempel den ved UTM 07500 72200 som knytter hovedøya sammen med Bassøya. Siden man finner utektonisert kvartsitt på Bassøya på den østre enden av stranden antar man at Mjølsvika skjærsone har en østlig margin vest for Bassøya. Man kan dog se effekter av skjærdeformasjon i form av dekstrale mesofolder på østsiden av Bassøya.

Frekvensen av små granitoide ganger og flattrykte linser avtar bort fra Mjølsvika skjærsone.





Fig. 2.14. Sørlig utsikt over en stor granulittlinse (Prøve EG-07-03A, 03B, 03C) ved UTM 07429 72837.



Fig. 2.15. Brun feltspat i båndet gneis ved UTM 07269 72022.



# KAPITTEL 3: BERGARTSBESKRIVELSE, FELTOPPTREDEN OG MINERALKJEMI.

## 3.1 Feltopptreden

Hovedmålet for denne oppgaven er å utlede den metamorfe utviklingen av en mafisk linse som ligger omgitt av båndet gneis i “Mjølsvika skjærsone” på Sandøya (UTM 07058 71509 1m). De sentrale delene av linsa er massive mens marginene mot gneisen er foliøse. De massive delene av linsa inneholder granat i en grågrønn matriks, mens marginene består av en mørk grønnaktig matriks med grå flekker i. På østsiden er linsa omgitt av båndet gneis, mens den på vestsiden er dekket av en sandstrand (Fig 3.1 og 3.2). Granittoide pegmatittganger kutter gjennom linsa. Det ble tatt 13 prøver (EG-07-1A til EG-07-1M) av den mafiske linsa og 1 prøve (EG-07-2) av den granittoide pegmatitten som kutter gjennom den (Fig 3.1). Prøvene EG-07-1A til E representerer de sentrale granatholdige deler av linsa mens og de resterende prøvene EG-07-1F til M ble tatt i et profil utover mot marginene av linsa (se Fig. 3.1.1)

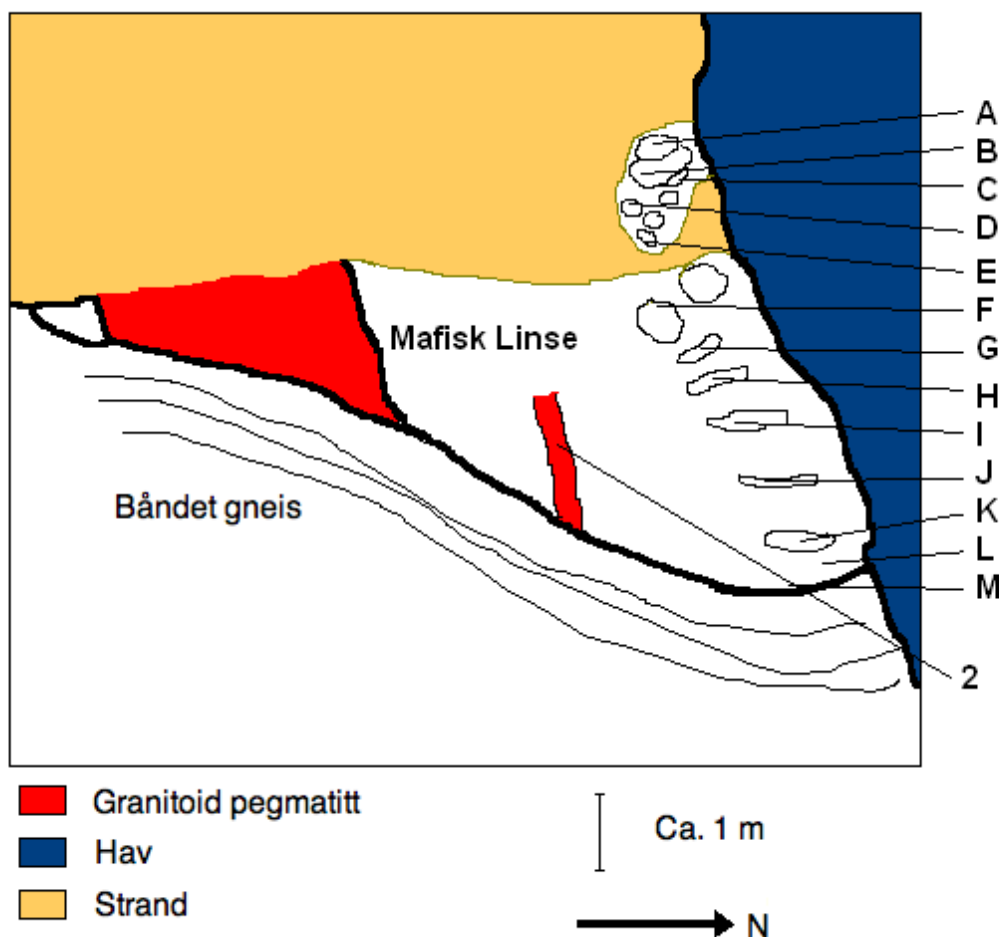


Fig 3.1.1 Skisse over den mafiske linsa, A-M er prøvene EG-07-1A til M, 2 er EG-07-2.

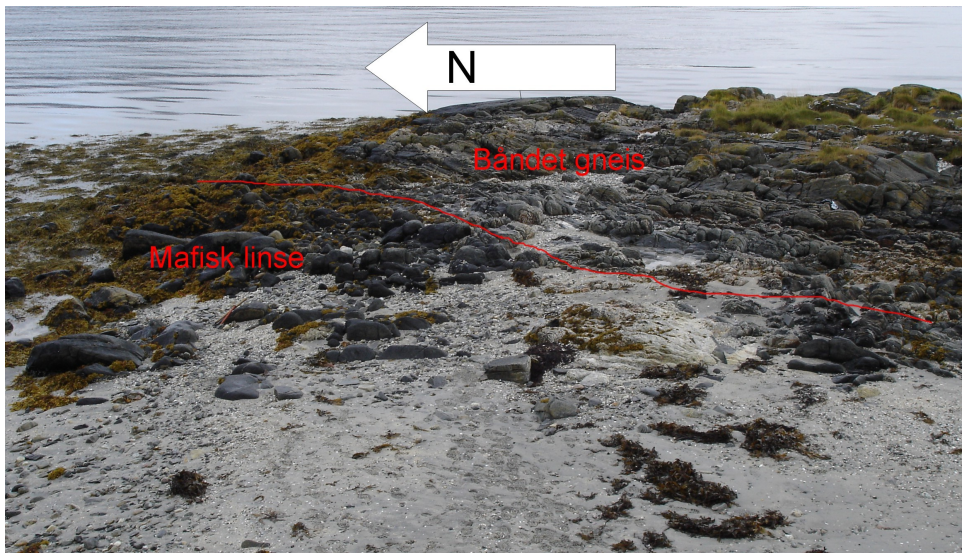


Fig 3.1.2 Linsa med grense mot gneisen tegnet inn

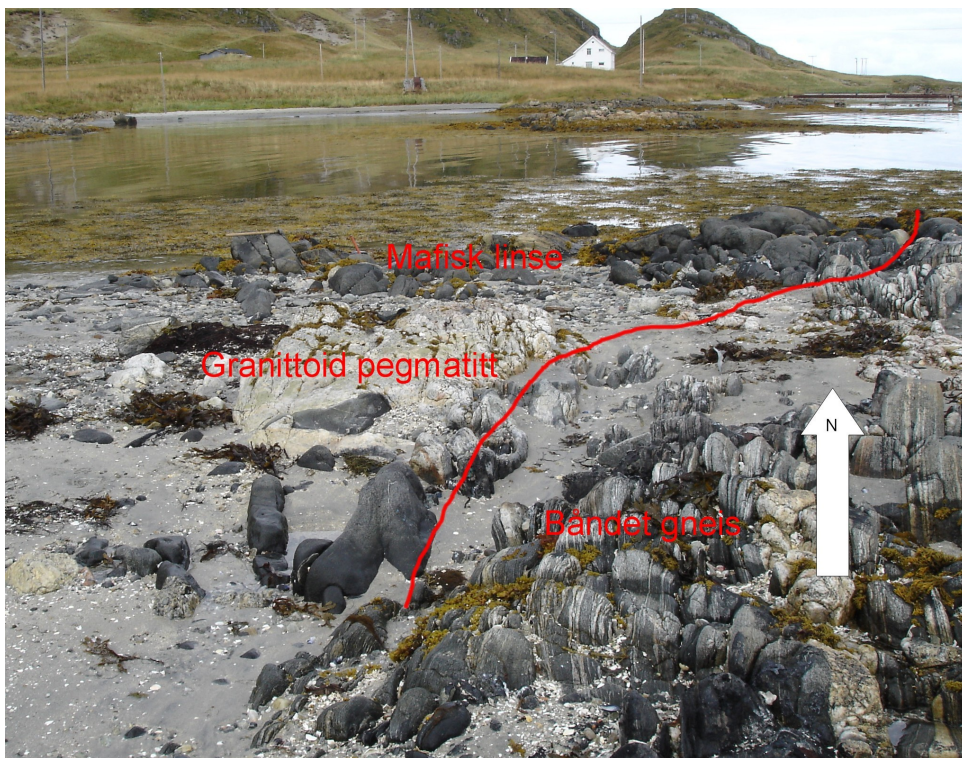


Fig 3.1.3 Samme linse sett fra en annen vinkel

## Metode

### 3.2

De innsamlede prøvene ble vasket og saget i ca 1 cm tykke skiver som ble levert til tynnsliplaboratoriet ved Institutt for geologi ved Universitetet i Tromsø. Det ble laget polerte tynnslip av 10 (a, b, c, d, e, f, g, i, l og m) av de 13 prøvene. Tynnslipene ble først undersøkt ved hjelp av et "Leitz Laborlux 11 pol s" polarisasjonsmikroskop, og 5 tynnslip (a, b, c, d og i) ble valgt ut for videre mineralkjemiske analyser ved scanning-elektronmikroskopet (SEM) på Medisinsk fakultet ved Universitetet i Tromsø. De mest interessante områdene på disse tynnslipene ble fotografert med et Leica DC 300F kamera montert på et Leica DM LP polarisasjonsmikroskop samt med et Canon EOS 450D kamera montert på et Leitz Orthoplan polarisasjonsmikroskop, alt utstyr ved Institutt for geologi. Før mineralkjemiske analyser ble utført ble analyseområdene markert på tynnslipene, som så fikk pådampet et lag med karbon. De mineralkjemiske analysene ble utført på et JEOL JSM-6300 SEM med en energidispersiv (EDAX) analyseenhet. Energispektra ble prosessert ved hjelp av ZAF-korreksjon (korreksjoner som gjøres for å kompensere matriks effekter relatert til atomnummer (Z), absorpsjon (A) og fluoresens (F).) og kvantifisert i forhold til optimaliserte SEC-faktorer basert på internasjonale mineralstandarder med EDAX sitt "standardless quantification" program. Her blir alle analyserte oksider målt relativt til SiO<sub>2</sub> i silikater, og til FeO i Fe-Ti-oksider. Totalverdiene er normalisert til 100 % for anhydrøse mineraler, 98 % for amfiboler og 96 % for glimmere.

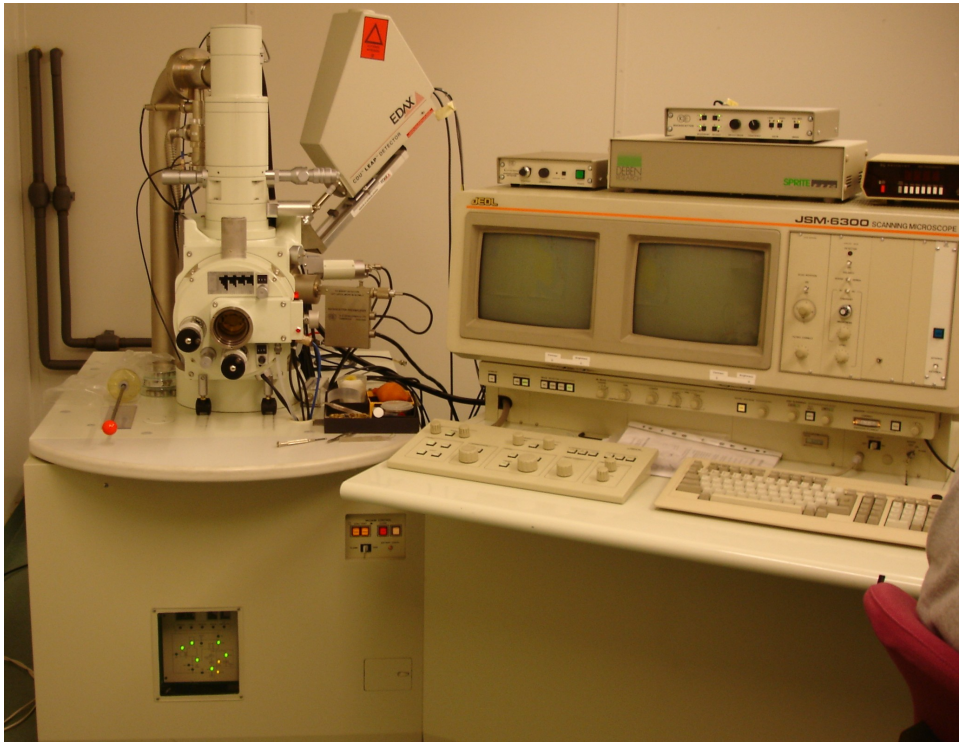


Fig 3.2.1 Elektronmikroskopet ved Elektronmikroskopisk avdeling, Medisinsk Fakultet.



### 3.3 Den mafiske linsa

Den mafiske linsa kan grovt sett deles inn i tre soner. Den sentrale sonen består av en massiv granat-holdig bergart (granulitt) med 0,5-1,5 mm store granater og svart hornblende i en grågrønn finkornig matriks (Fig. 3.3.1). Prøver tatt fra denne sonen er merket 1 a til 1 d (Fig. 3.1.1). Denne sonen er omgitt av en overgangssone der granaten er pseudomorft erstattet av lysere mineraler (Fig 3.3.2). Prøver tatt fra denne sonen er merket 1 e og 1 f (Fig. 3.1.1). Den ytterste delen av linsa er svakt foliert og domineres av grønnlig amfibol og gråhvit plagioklas (Fig 3.3.3). Prøver fra denne sonen er merket 1 g til 1 m (Fig. 3.1.1).

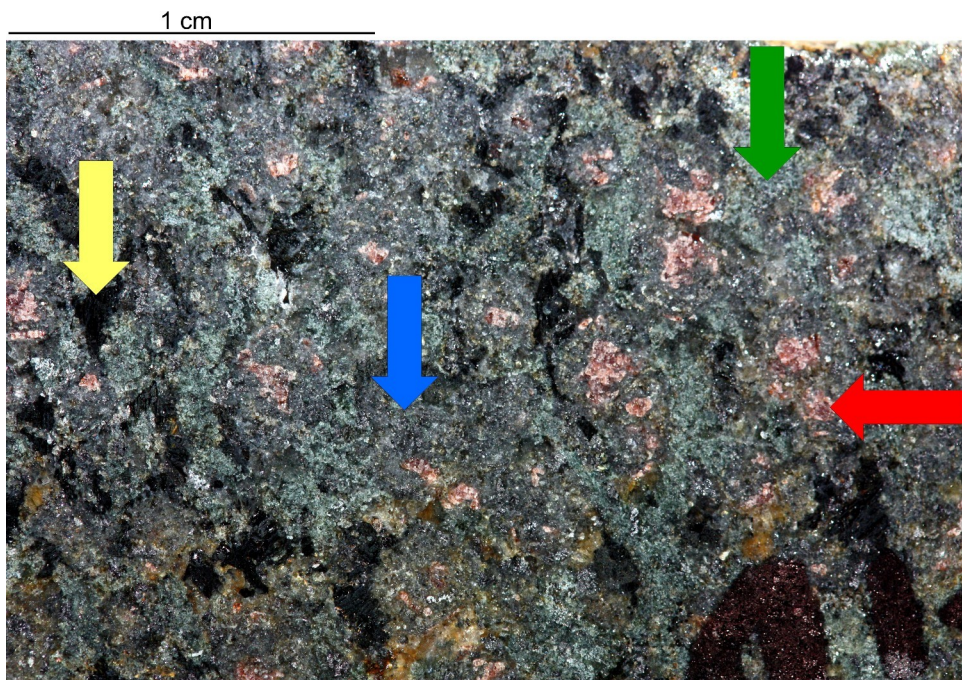


Fig 3.3.1 Bilde av prøve EG-07-1D fra den sentrale sonen av linsa (saget flate i vannbad). Rød pil: granat, gul pil: hornblende, grønn og blå pil: grønn og grå matriks



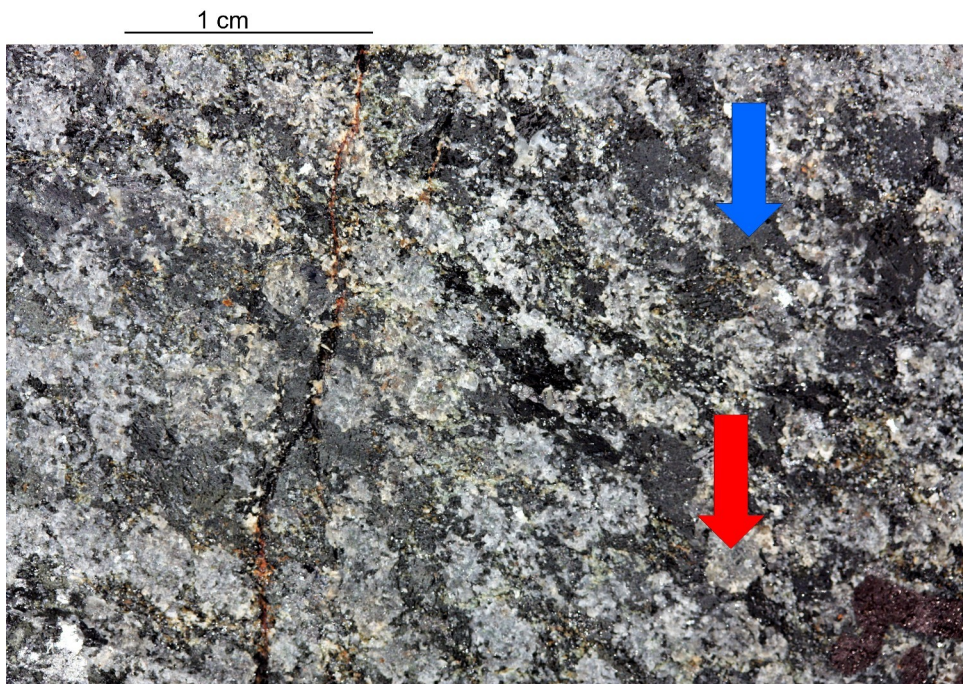


Fig 3.3.2 Bilde av EG-07-1F fra overgangssonen (saget flate i vannbad). Blå pil: hornblende, rød pil: pseudomorfose etter granat.

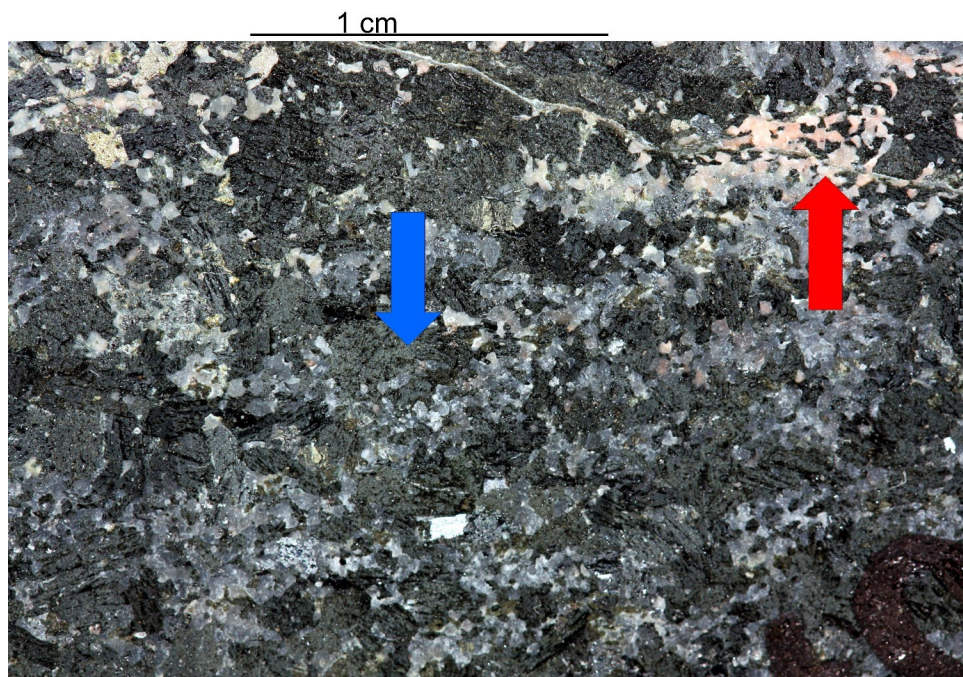


Fig 3.3.3 Bilde av EG-07-1I fra randsonen av linsa (saget flate i vannbad). Rød pil: feltspat, blå pil: hornblende.



### 3.4 Mikroskopi og mineralogi i sentrale deler av linsa:

De sentrale delene av linsa inneholder hovedsaklig klinopyroksen, ortopyroksen, plagioklas, hornblende, granat og ilmenitt/magnetitt med mindre mengder av biotitt, kvarts og apatitt.

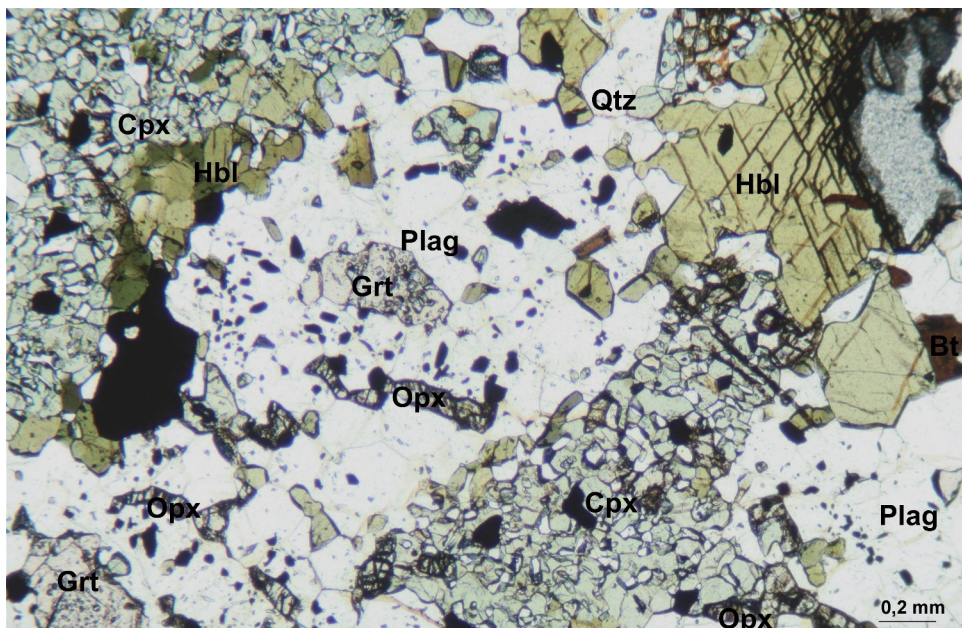


Fig 3.4.1 Oversiktsbilde (planpolarisert lys) fra EG-07-1A som viser hovedmineralene i sentrum av linsa

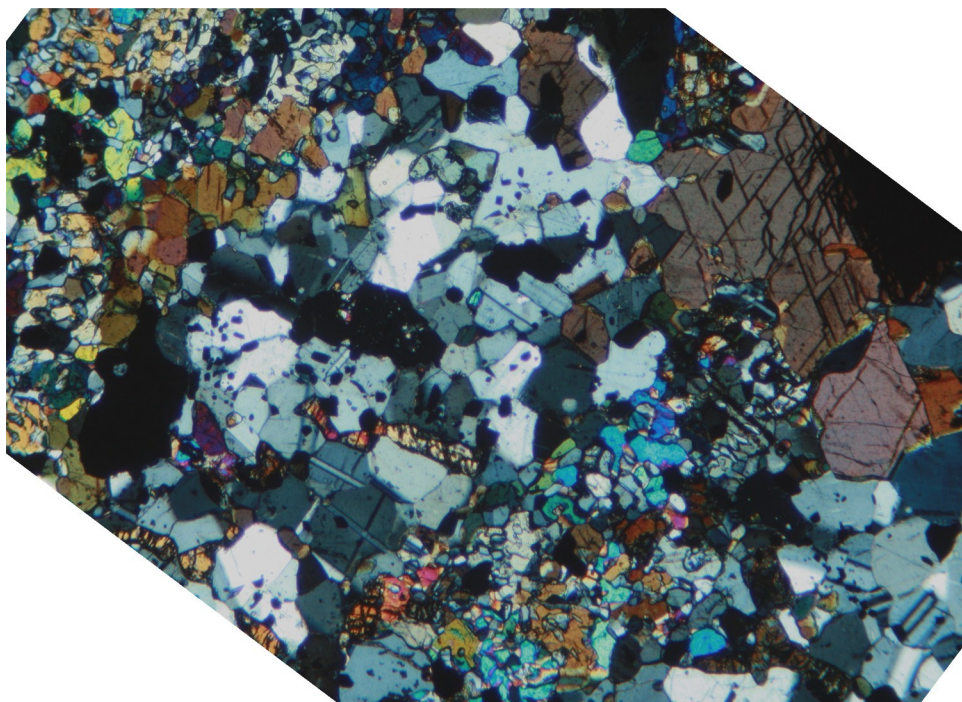


Fig 3.4.2 Samme bilde som Fig 3.4.1 sett med krysspolarisert lys.

Klinopyroksen opptrer på følgende måter i de sentrale delene av linsa:

- 1) Som del av delvis rekrystalliserte symplektitt-lignende aggregater sammen med ortopyroksen og plagioklas i matris (Fig 3.4.4, 3.4.5 og 3.4.6), i noen av disse aggregatene har klinopyroksenkrystallene lik utslukking.
- 2) Som en randzone rundt de opprinnelige granatene (Fig 3.4.7 og 3.4.11)

Klinopyroksen (40 %) har en lys grønn farge, øvre andreordens interferensfarger, to gode kløvretninger på 87° og 93° og høyt relieff. Nesten alle klinopyroksen i de sentrale delene av linsa har et Mg# tall ( $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ) på 57-60.

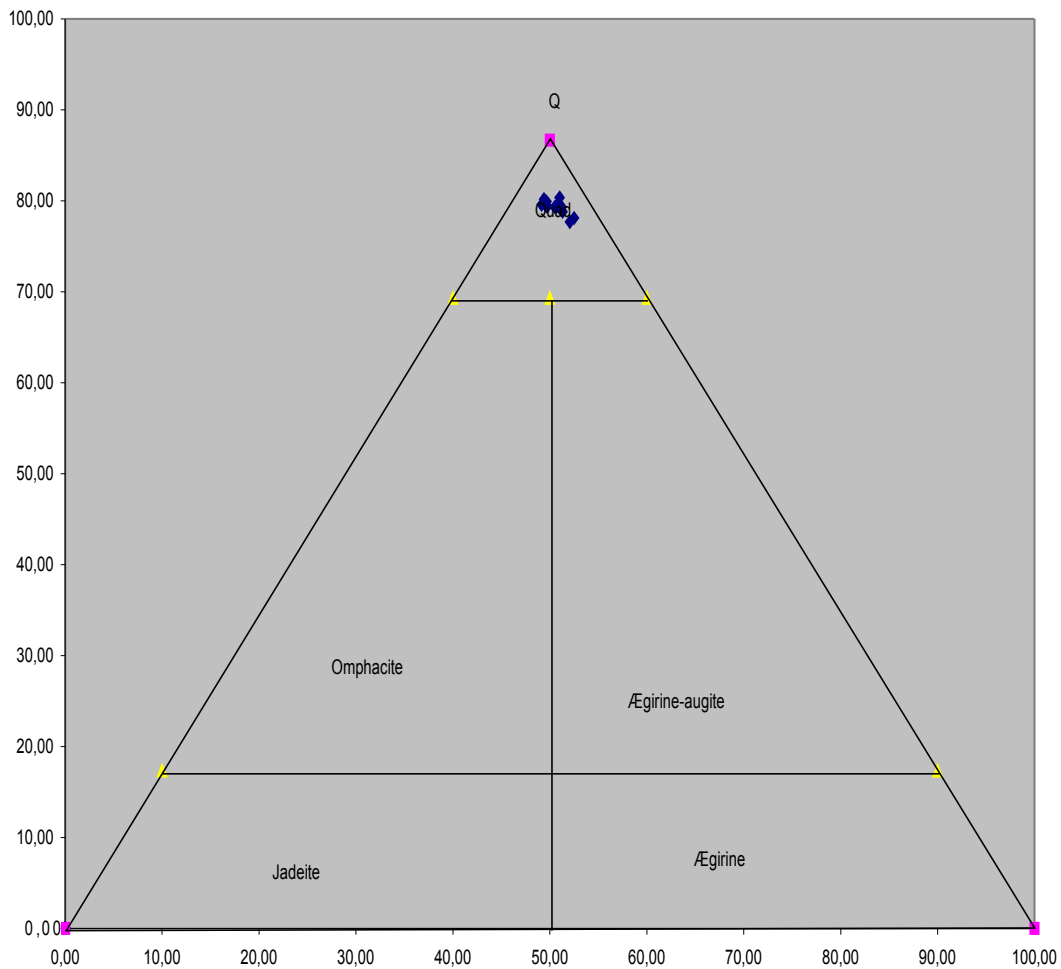


Fig 3.4.3 Trekantdiagram (Morimoto et al. 1988) som viser sammensetning for klinopyroksen i de sentrale delene av linsa. Alle ligger i Quad feltet. Analyser brukt i diagrammet er presentert i appendiks tabell 7 a-c.

De kjemiske analysene av klinopyroksen varierer lite i sammensetning, og alle analysene plotter i Quad feltet i trekantdiagrammet (fig 3.4.3). Quad feltet representerer Ca-Mg-Fe pyroksener.



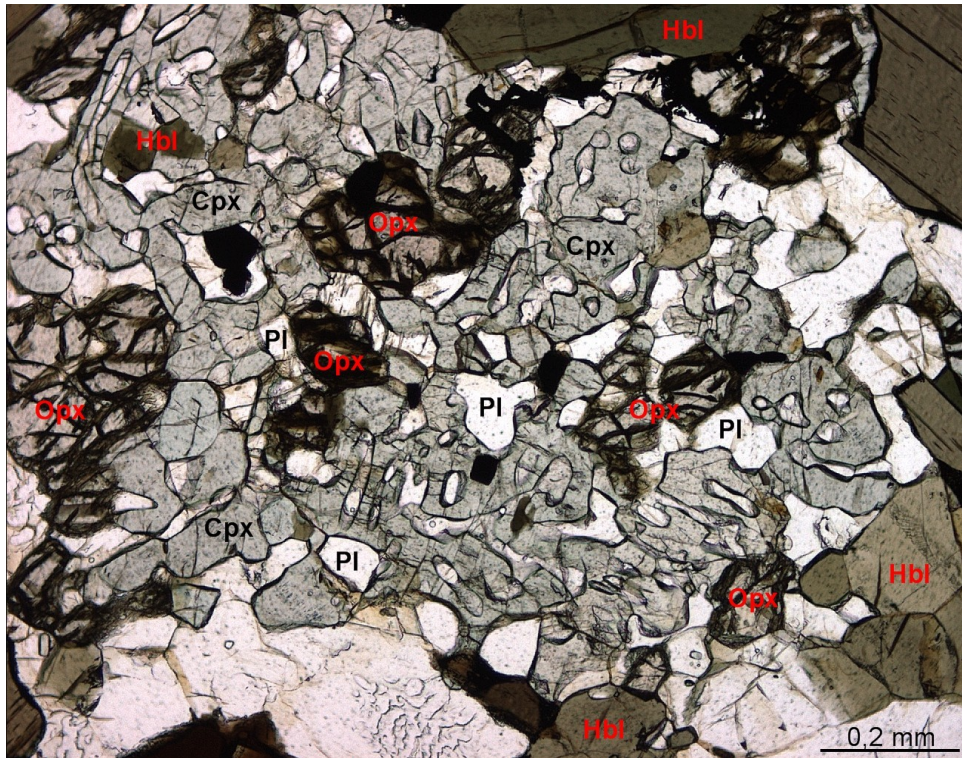


Fig 3.4.4 Tynnslip av EG-07-1E. Bildet viser et delvis rekrystallisert aggregat av klinopyroksen, ortopyroksen og plagioklas med symplektitt-lignende tekstur. Noen av disse viser lik utslukking.

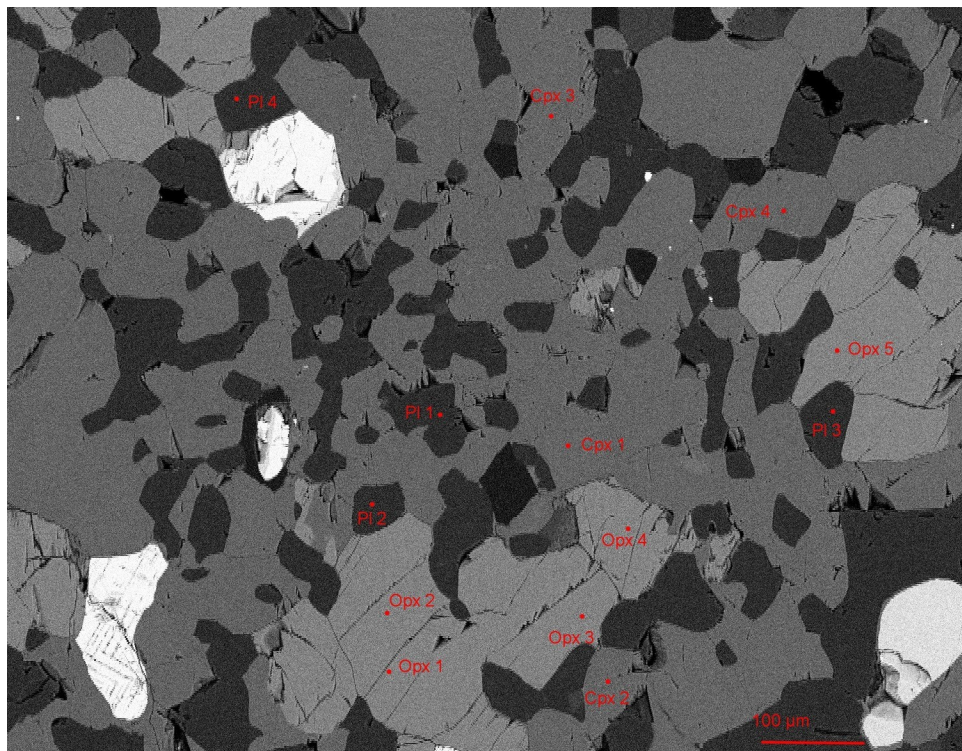


Fig 3.4.5 EG-07-1D: Backscatterbilde av et delvis rekrystallisert aggregat av klinopyroksen, ortopyroksen og plagioklas med symplektitt-lignende tekstur.



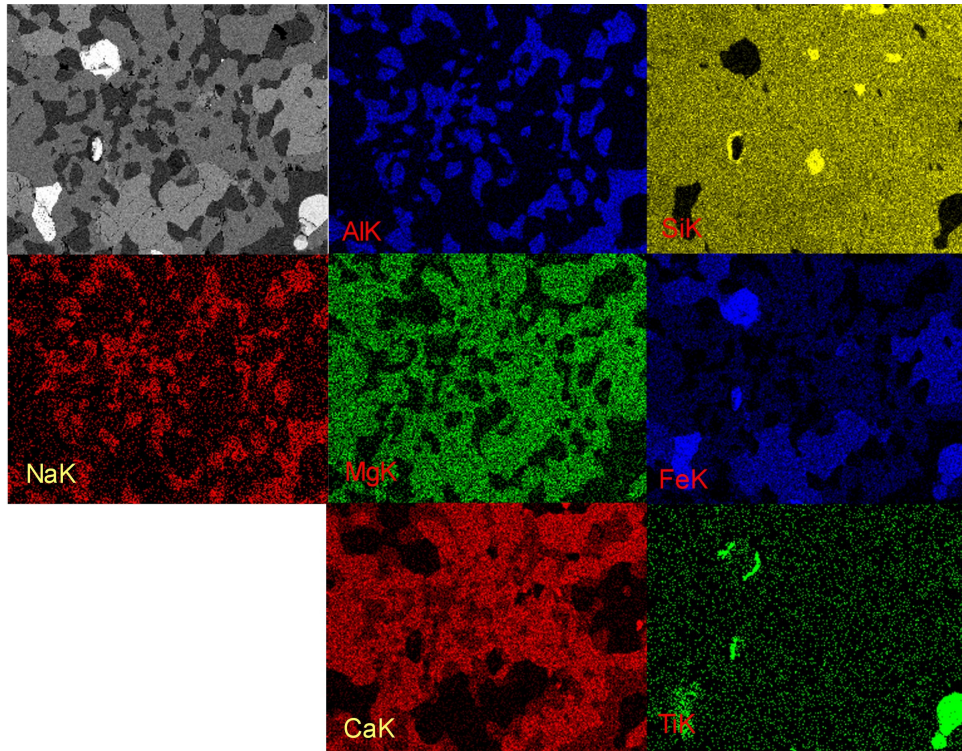


Fig 3.4.6 Scan av Fig 3.4.5 som viser relative konsentrasjoner av Al, Si, Na, Mg, Fe, Ca og Ti. Intensiteten av Si er høyest for kvarts og lavest for ilmenitt og magnetitt (svart), som igjen har høyest intensitet av henholdsvis Ti og Fe. Områder som er anriket på Na og Al er plagioklas, de som er mest anriket på Ca er klinopyroksen, mens ortopyroksen er representert ved de nest-lyseste områdene for Fe.

Plagioklas opptrer på fire forskjellige måter i de sentrale delene av linsa:

- 1) Som 0,3-1mm store korn rundt rester av granat (Fig 3.4.1, 3.4.2, 3.4.7, 3.4.8 og 3.4.9)
- 2) Som 0,01 til 0,1 mm store inneslutninger i granat.
- 3) Som små korn på rundt 0,05 mm i cpx-opx aggregater (Fig 3.4.4, 3.4.5 og 3.4.6)
- 4) I tilsynelatende sammenvoksnings med alkalifeltspat (Fig 3.4.8 og 3.4.9).

Plagioklas (20 %) er fargeløst, har interferensfarger opp til lys grå i første orden, har lavt relieff og har ofte albittvillinger. An-innholdet varierer fra ca 41% til 50% der de mest An-rike målingene kommer fra plagioklas i cpx-opx aggregater, men også plagioklas i nærheten av alkalifeltspat viser høye An verdier på 47-48% mens Pl fra granat-pseudomorfer viser lavere An-verdier på mellom 41-46%.

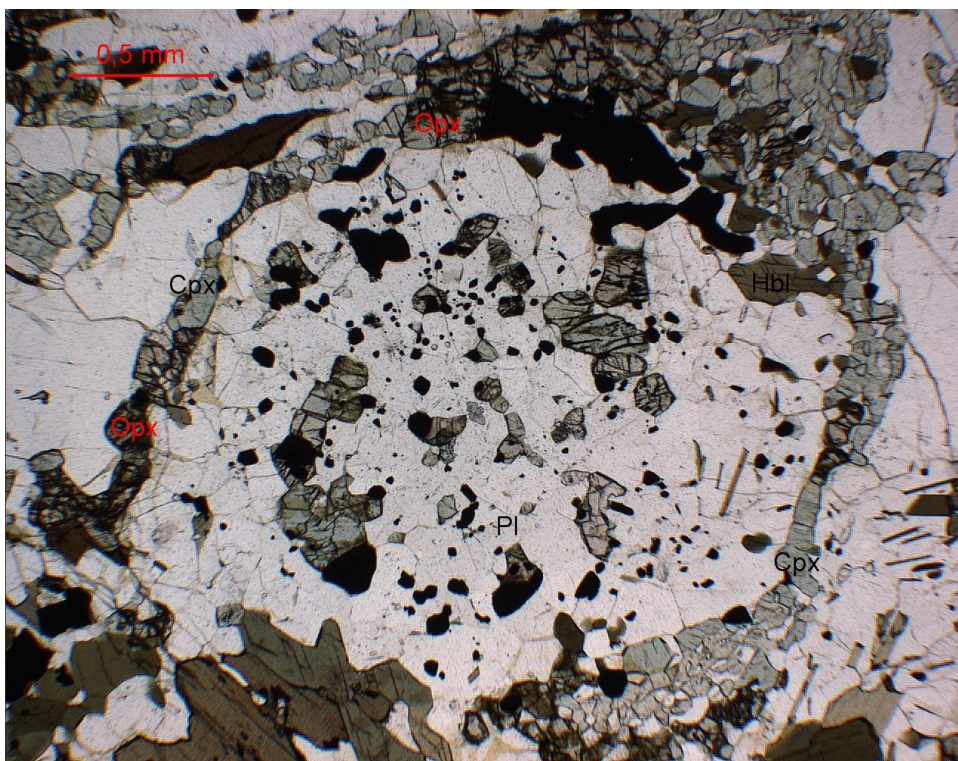


Fig 3.4.7 EG-07-1E: Pseudomorfose etter granat. Her sees den opprinnelige formen til en tidligere granat som er omvandlet til plagioklas, klinopyroksen, ortopyroksen og hornblende. Plagioklas utgjør mesteparten av de lyse områdene i bildet.



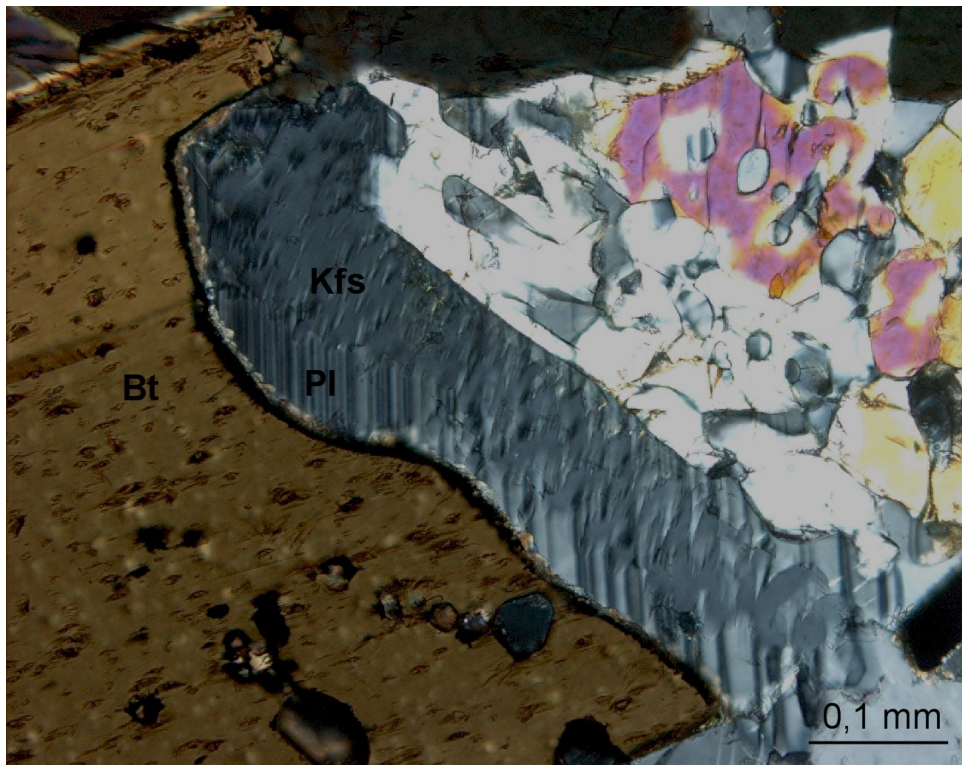


Fig 3.4.8 EG-07-1C: Plagioklas i sammenvoksning med alkalifeltspat.

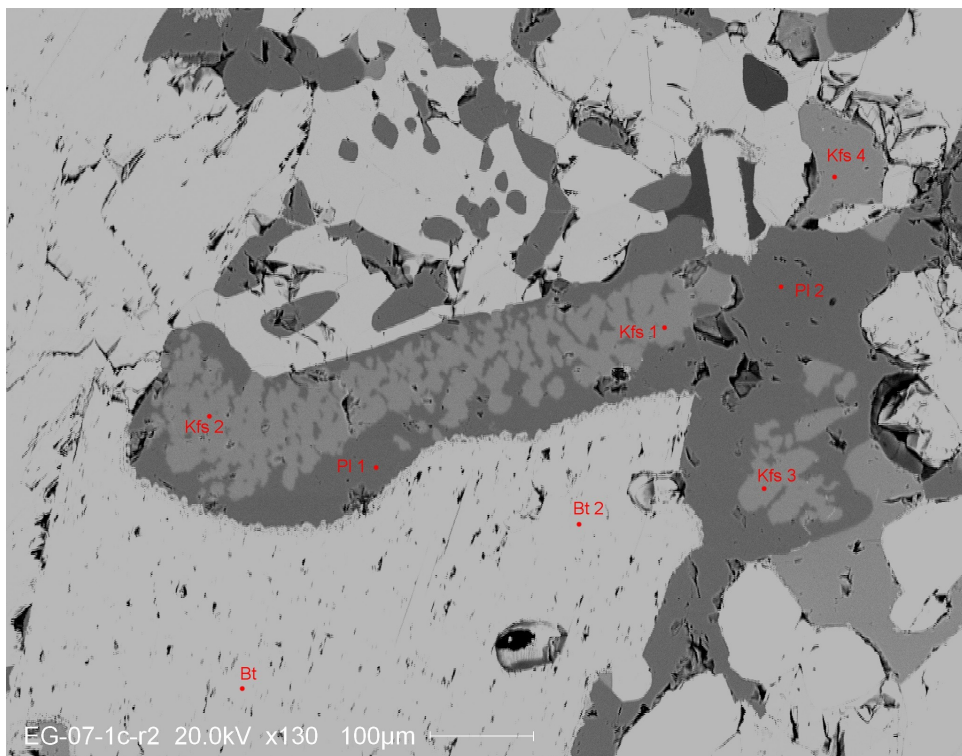


Fig 3.4.9 Backscatterbilde av samme område som i Fig 3.4.8.

Hornblende (15 %) i de sentrale delene av linsa opptrer som 0,02 til 2 mm store anhedrale korn i matriks (Fig 3.4.1, 3.4.2, 3.4.4 og 3.4.7). Den har en grønn til brun pleokroisme, middels til høyt relieff, interferensfarger opp til midt i andreorden, og to gode kløvretninger på 56° og 124°.

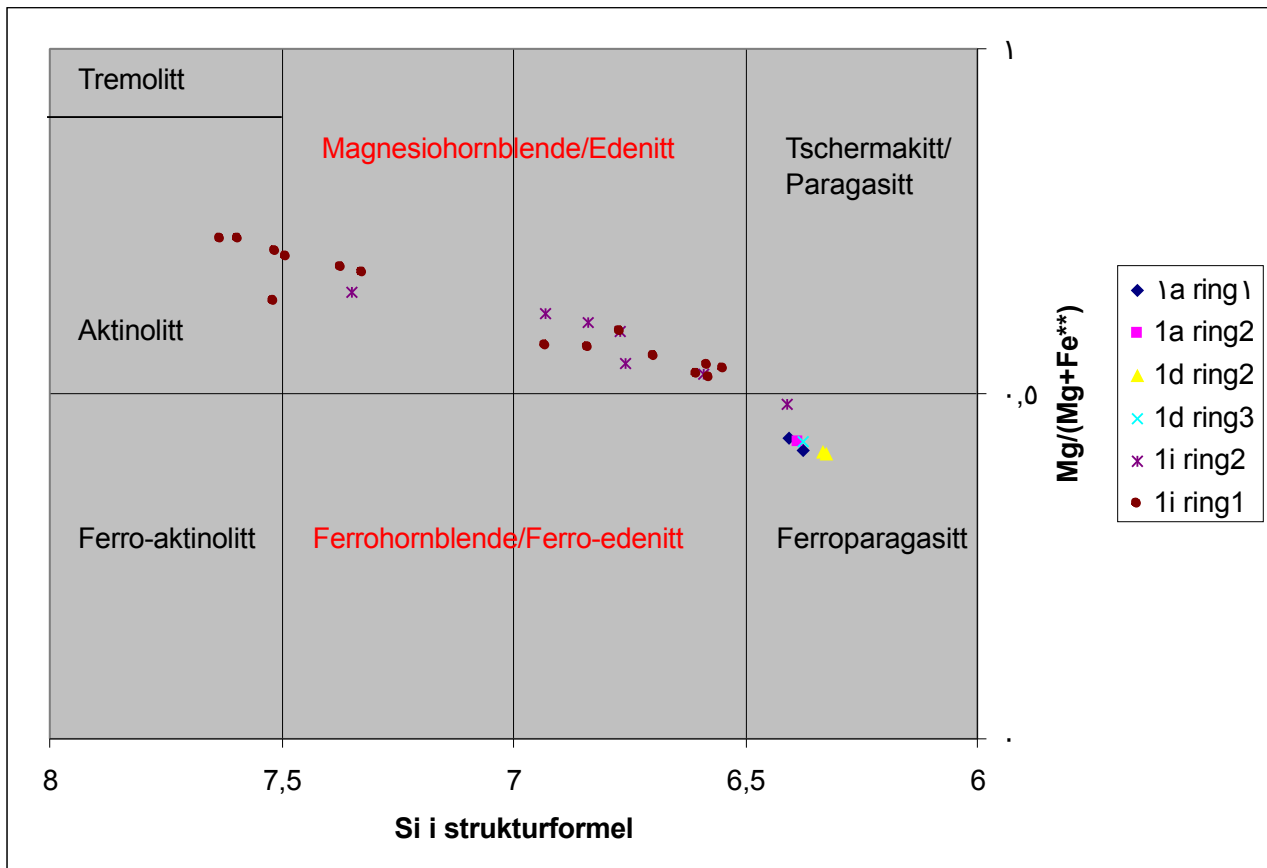


Fig 3.4.10 klassifiseringsdiagram for Ca-rike amfiboler (Leake et al 1997). I de sentrale delene av linsa har alle amfibolene  $(Na+K)A \geq 0,5$  og klassifiseres som ferroparagasitt. I de ytre delene varierer sammensetninger med både  $(Na+K)A \geq 0,5$  og  $(Na+K)A < 0,5$ . De amfibolene som har  $Si = 6,5-7,5$  klassifiseres som magnesiohornblende (dersom  $(Na+K)A \geq 0,5$ ) eller edenitt (dersom  $(Na+K)A < 0,5$ ). Alle amfibolene med mer enn 7,5 Si har  $(Na+K)A < 0,5$  og klassifiseres derfor som aktinolitt.

Ortopyroxen opptrer på to forskjellige måter i de sentrale delene av linsa;

- 1) I symplektittiske aggregater sammen med cpx og plag (Fig 3.4.4, 3.4.5 og 3.4.6)
- 2) Som kant for de opprinnelige granatdomenene (Fig 3.4.7 og 3.4.11)

Ortopyroxen (10 %) har en grønn til brun farge, ingen plekroisme, øvre førsteordens interferensfarger og høyt relieff.

Ortopyroxen varierer lite i sammensetning og Mg# tallet ligger på 41-45.

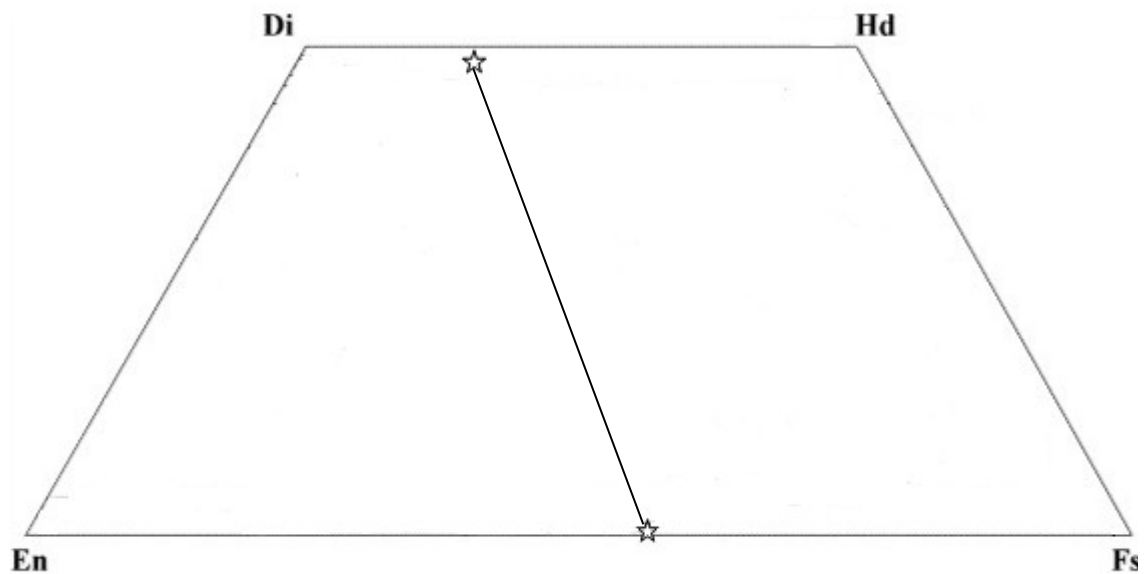


Fig 3.4.11 Plott av sammensetningene til klinopyroxen og ortopyroxen (Lindsley 1983).

Granat (ca 5 %) har en lys rosa farge, er isotropt og har høyt relieff.

Granatene forekommer som 0,1 til 2mm store korn i de sentrale delene av linsa. Når man beveger seg bort fra sentrum av linsa blir det mindre og mindre granat helt til man når prøve 1 F der all granaten er borte (Fig 3.3.2). Rundt granaten er det en sone med plagioklas og opake mineraler, denne sonen avgrenses noen steder av klinopyroksen og/eller ortopyroksen og kan vise klare grenser som ligner formen på en granat (Fig 3.4.12). Mg# tallet varierer mellom 16,5-19,8.

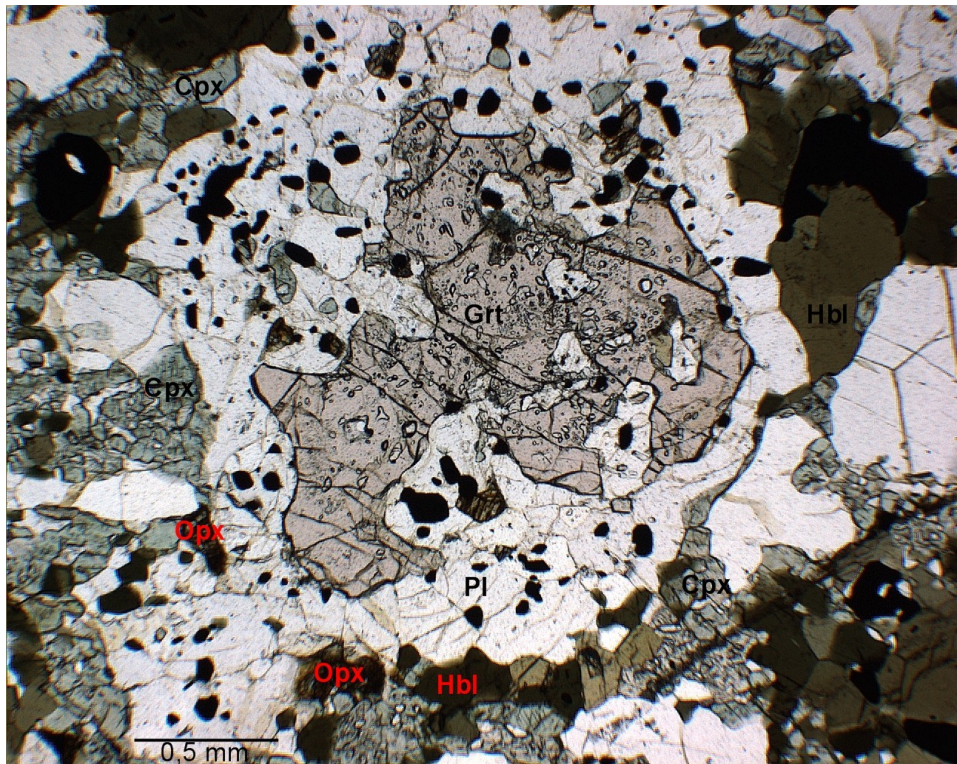


Fig 3.4.12 EG-07-1A: Den mest intakte granaten jeg fant i tynnslipene mine, man ser tydelig den opprinnelige formen som avgrenses av ortopyroksen, klinopyroksen og hornblende.



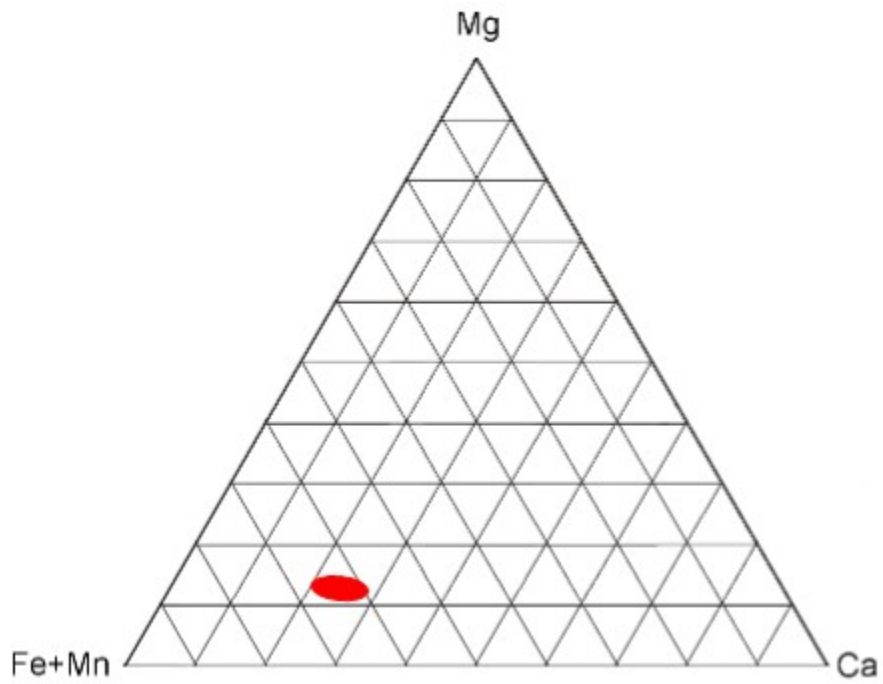


Fig 3.4.13 trekantdiagram av granat. Den røde ellipsen markerer området granatene plottes innenfor

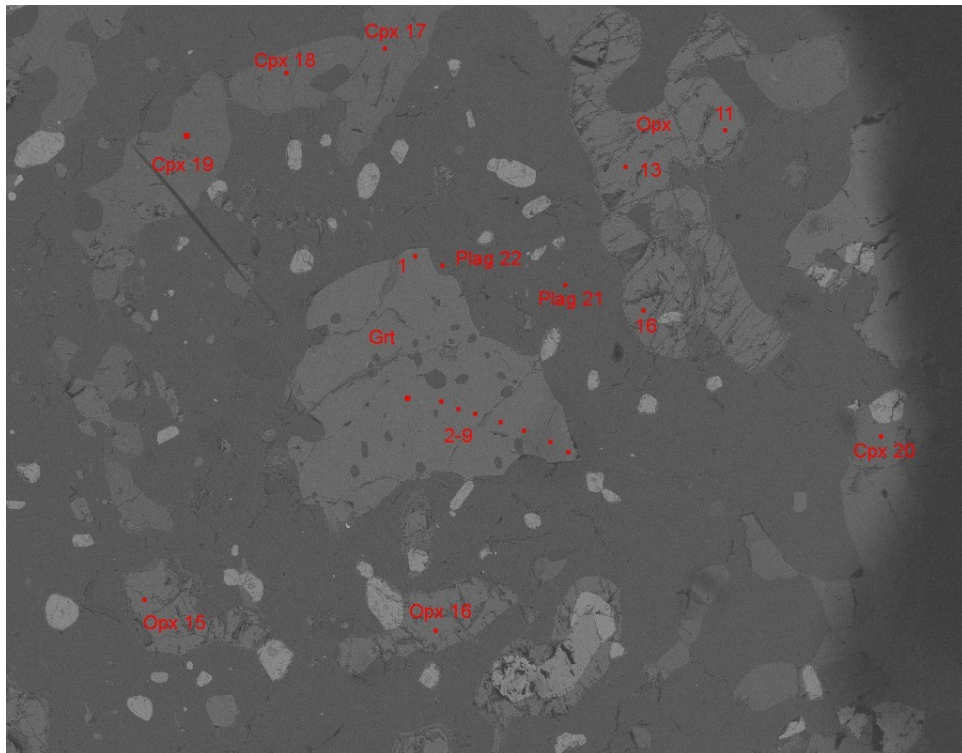


Fig 3.4.14 Backscatterbilde av EG-07-1A: 2-9 viser hvor analysene til soneringsprofilen nedenfor ble tatt.



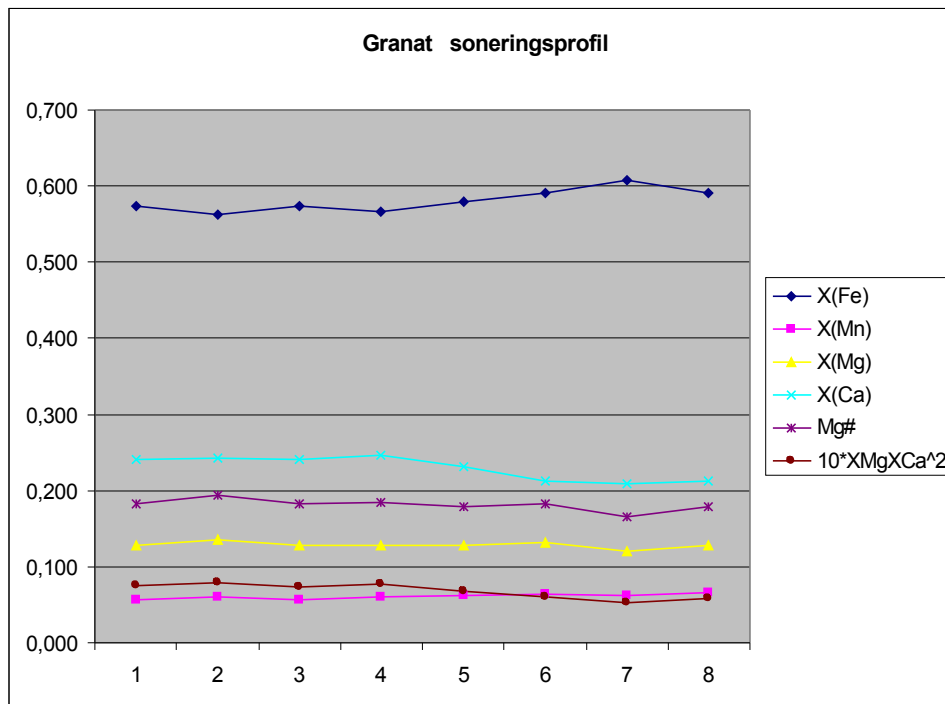


Fig 3.4.15 Soneringsprofil av granat i EG-07-1A fra fig 3.4.13. 1 representerer punkt 2 i Fig 3.4.13, 2 representerer punkt 3 osv. De mineralkjemiske analysene brukt i soneringsprofilet er presentert i appendiks, tabell 1 a. Økende Fe og Mn fra sentrum mot kanten og minkende Ca, Mg og  $XMgXCa^2$ .

Ilm/mag (5 %) er opake mineraler som ble identifisert på SEM.  
De opptrer i matriks og som inneslutninger i granater.

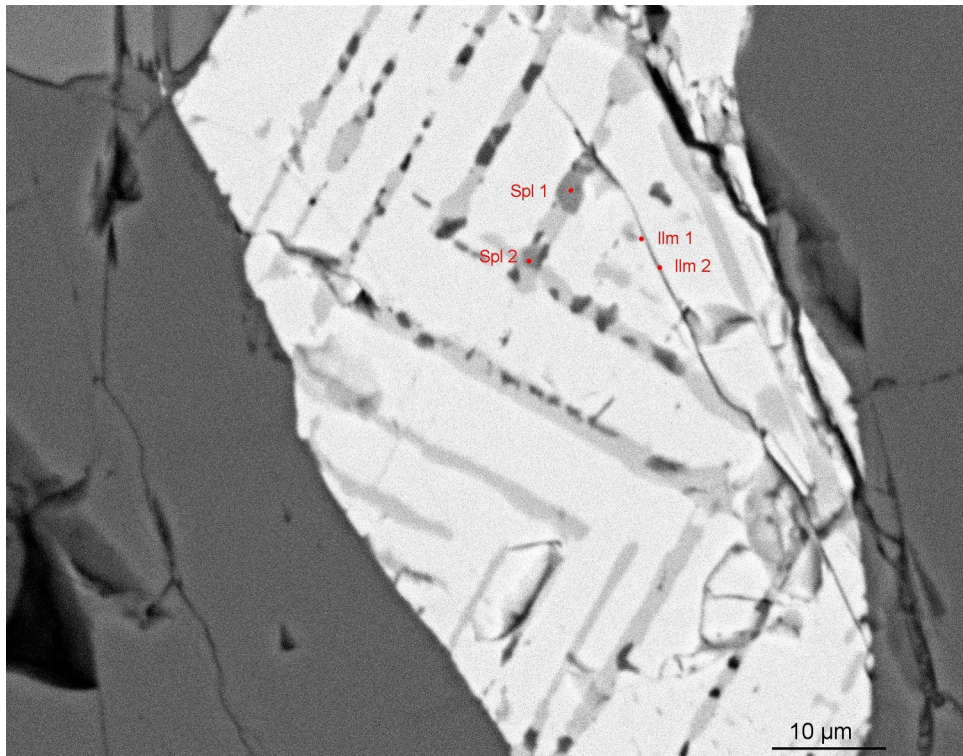


Fig 3.4.16 Magnetitt med ilmenittlameller fra EG-07-1D

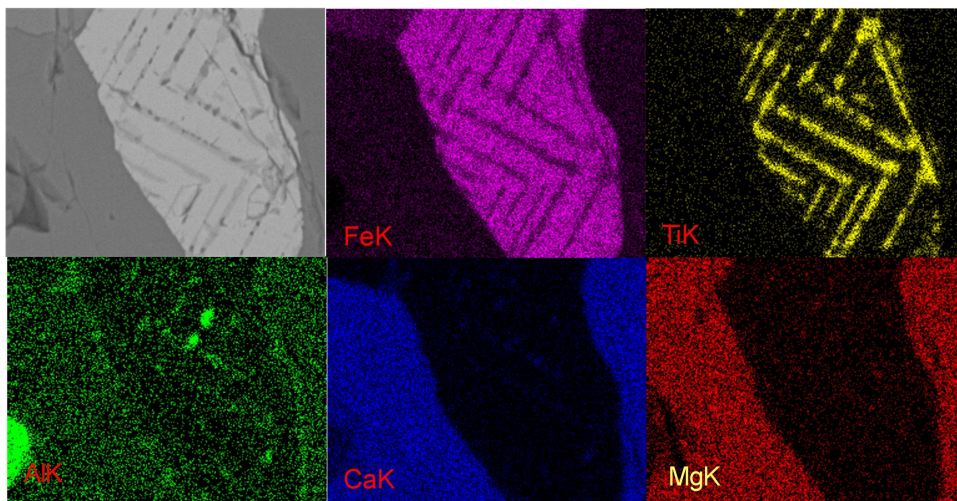


Fig 3.4.17 Scan av Fig 3.4.16, som man ser av TiK er lamellene ilmenitt, de lyse områdene på AlK er spinel og de lyseste områdene på FeK er magnetitt.

Andre mineraler (5 %):

Biotitt opptrer som 0,1-1,5 mm store korn i kontakt eller i nærheten av hornblende (Fig 3.4.1).

Biotitten har brun pleokroittisk farge, høye interferensfarger, middels relieff og en perfekt kløvretning. Mg# tallet til biotitt varierer fra 31,9 til 42,6, men de fleste ligger mellom 40 og 42,6.

Kvarts er fargeløst med lav interferensfarge, har lavt relieff og viser undulerende utslukking.

Kvarts forekommer på tre måter:

- 1) Som opptil 0,5 mm store korn i matriks (Fig 3.4.1)
- 2) Som små inneslutninger i granat
- 3) Som små korn på rundt 0,05 mm i delvis rekrystalliserte symplektitt-lignende aggregater.

Apatitt (oppdaget på SEM) forekommer som et aksessorisk mineral i de sentrale deler av linsa.



### 3.5 Mikroskopi og mineralogi i ytre deler av linsa:

Hornblende (ca 60 %)

Opptrer som 0,5 til 2 mm store korn og utgjør matriksen. Mg# tallet ligger på mellom 47 og 70, der den innerste, mer aktinolitittiske, varierer fra 63-70 og den ytterste varierer fra 47-59.

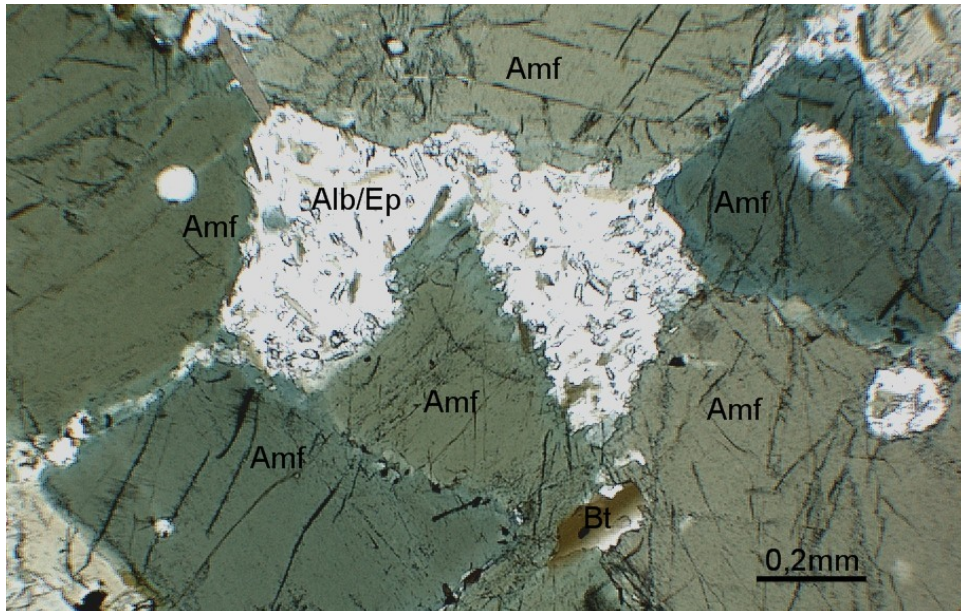


Fig 3.5.1 EG-07-1I: Delvis omvandlet feltspat omgitt av hornblende.

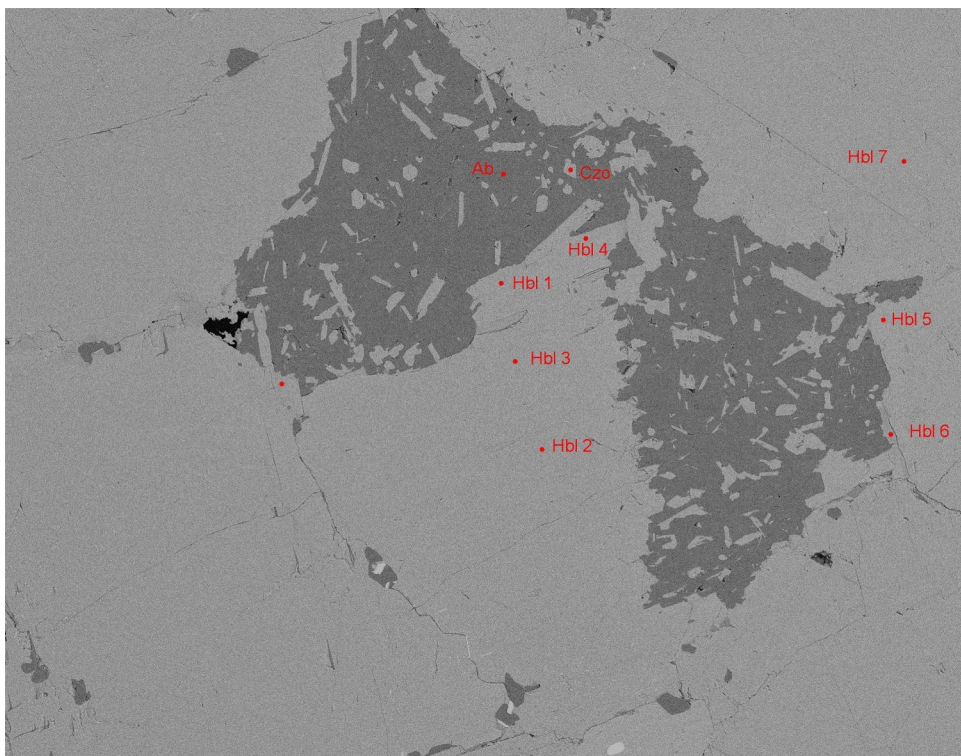


Fig 3.5.2 Backscatterbilde av samme område som i Fig 3.5.1.



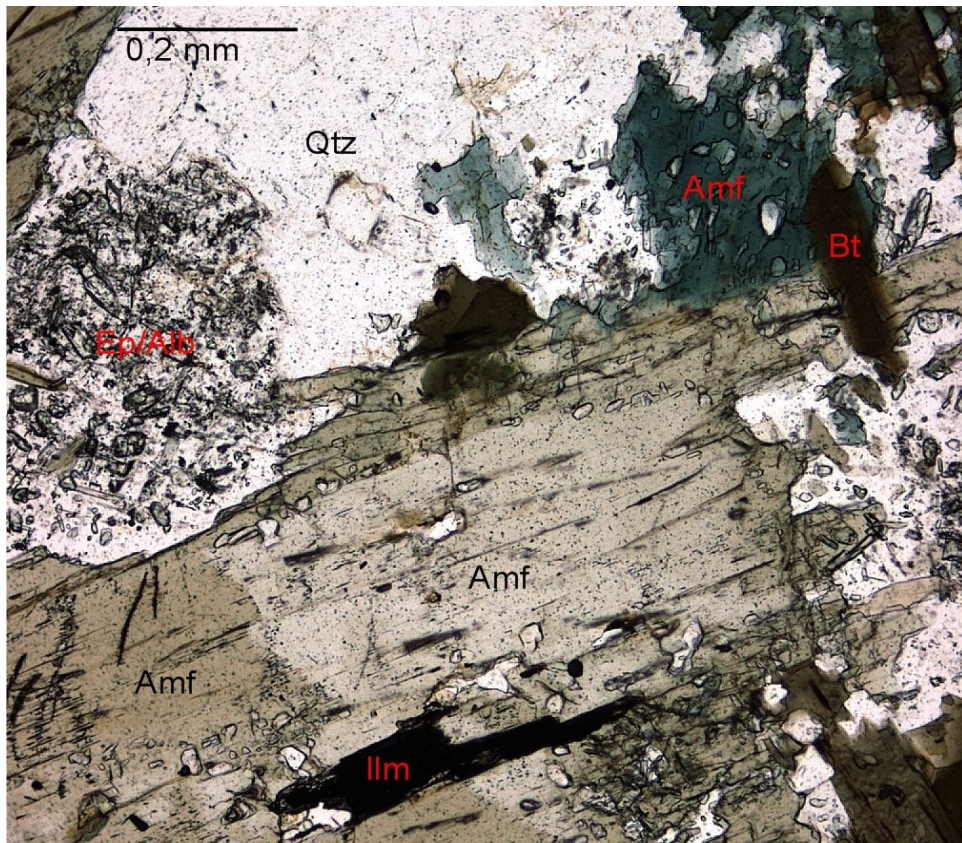


Fig 3.5.3 EG-07-11: Forskjellige generasjoner av amfiboler. Lys kjerne er aktinolitisk, med overvekst av olivengrønn hornblende.

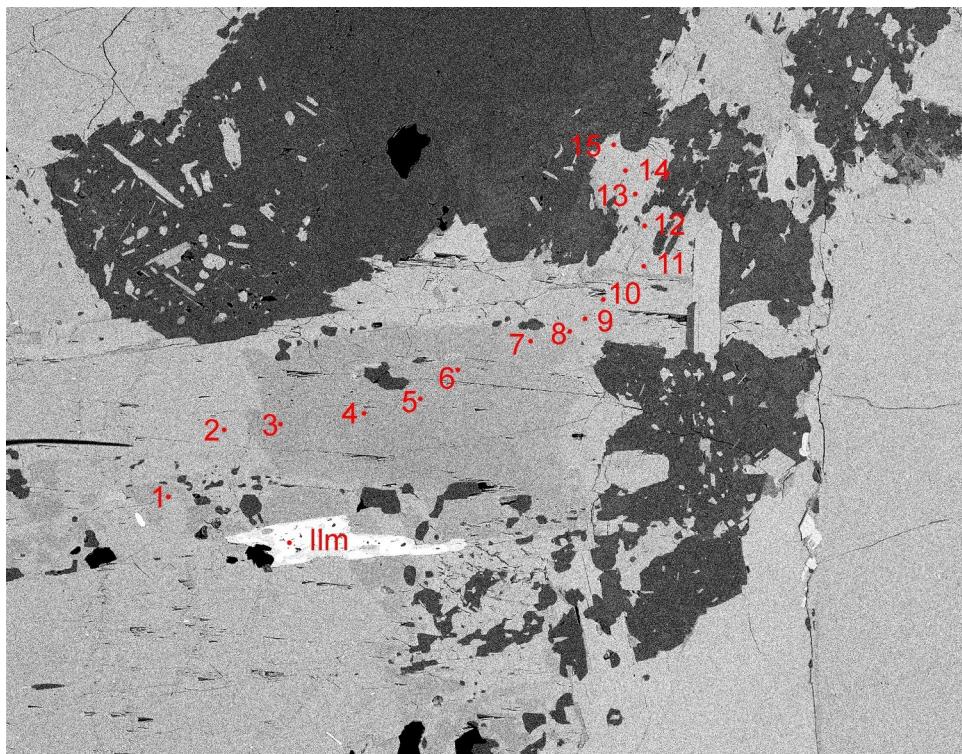


Fig 3.5.4 EG07-11: Samme område som bildet over. Tallene representerer analysepunkter i soneringsprofilen (Fig 3.5.3).

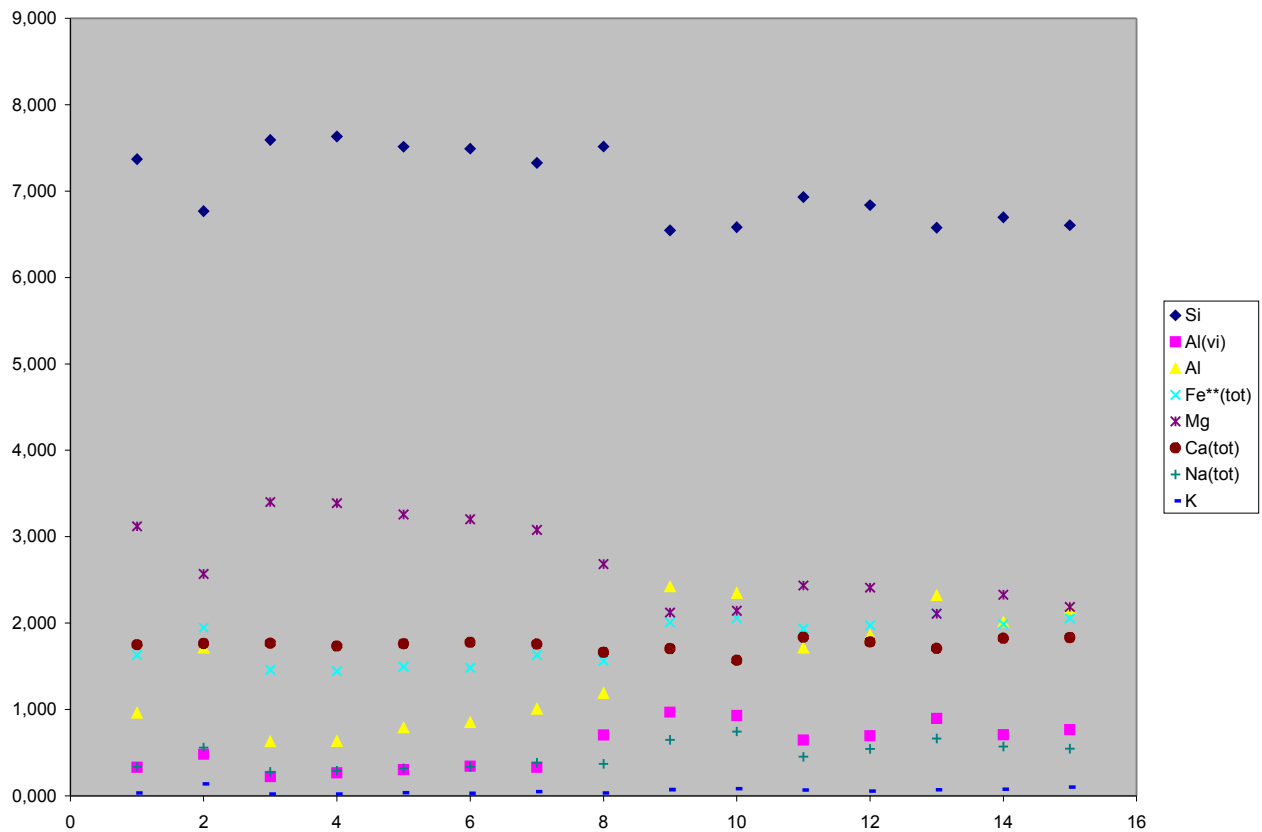


Fig 3.5.5 Soneringsprofil over Amfibolitt i 3.5.4. Analysene brukt til soneringsprofilen er presentert i appendiks, tabell 2 c.

Som man kan se fra fig 3.5.3 er det to forskjellige amfiboler, den innerste er representert ved punktene 1, 3, 4, 5, 6, 7 og 8. Mens den ytterste er representert av de resterende punktene. Den innerste har høyere innhold av Si og Mg (aktinolitisk) mens den innerste har høyere innhold av Al(vi), Na, Al og Fe\*\* (hornblende).



## Plagioklas (albitt, 25 %)

Opptretr som 0,1 til 1,5mm store korn i en matriks av Hbl, enkelte av kornene opptretr som inneslutninger i hornblende, som rundt disse ofte viser tegn på radiær oppsprekning. Plagioklasen her er delvis omdannet til epidot og klinozoisitt (Fig 3.5.1 og 3.5.2) og plagioklasen er hovedsaklig albitt ut fra analyser på SEM. An-innholdet varierer fra 3-5% i albitt og 15-18% i oligoklas (Fig 3.5.7 og 3.5.8).

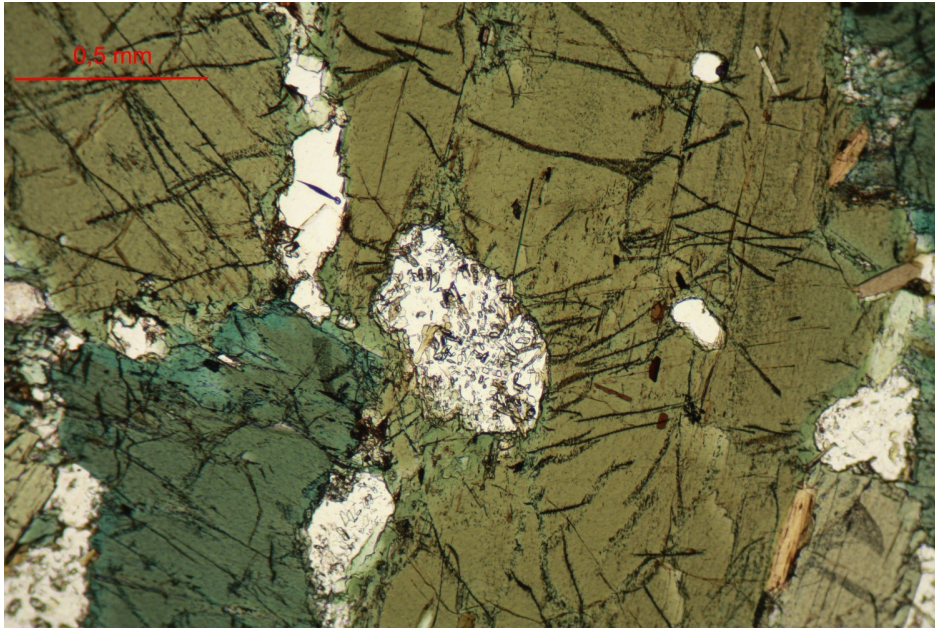


Fig 3.5.6 EG-07-11: Tegn på radiær oppsprekking rundt feltspat i hornblende.

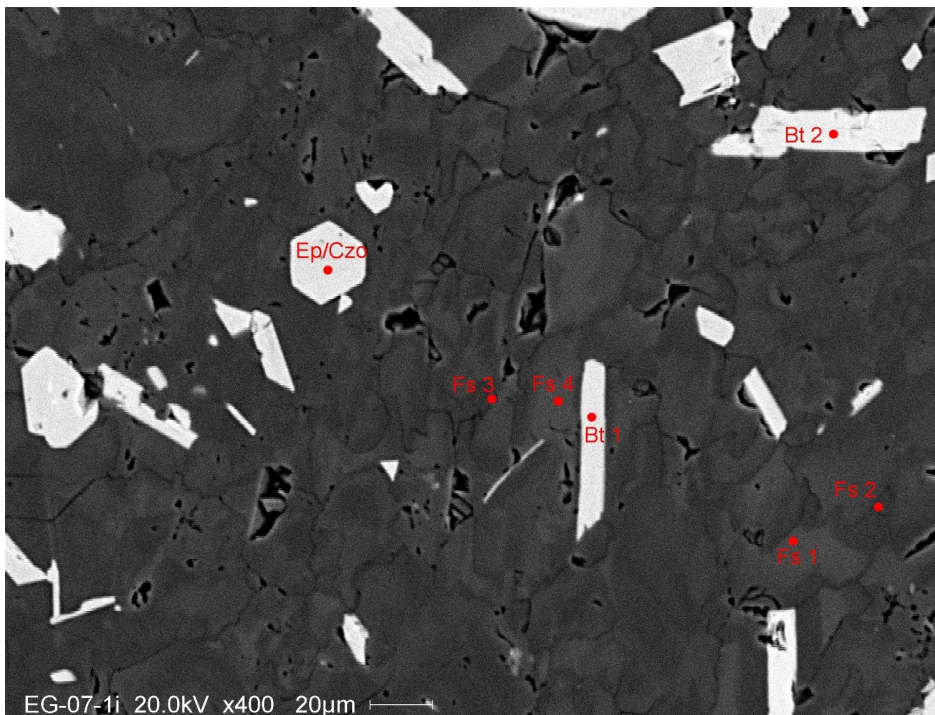


Fig 3.5.7 EG-07-11: Backscatterbilde av feltspat fra Fig 3.5.1 og 3.5.2.

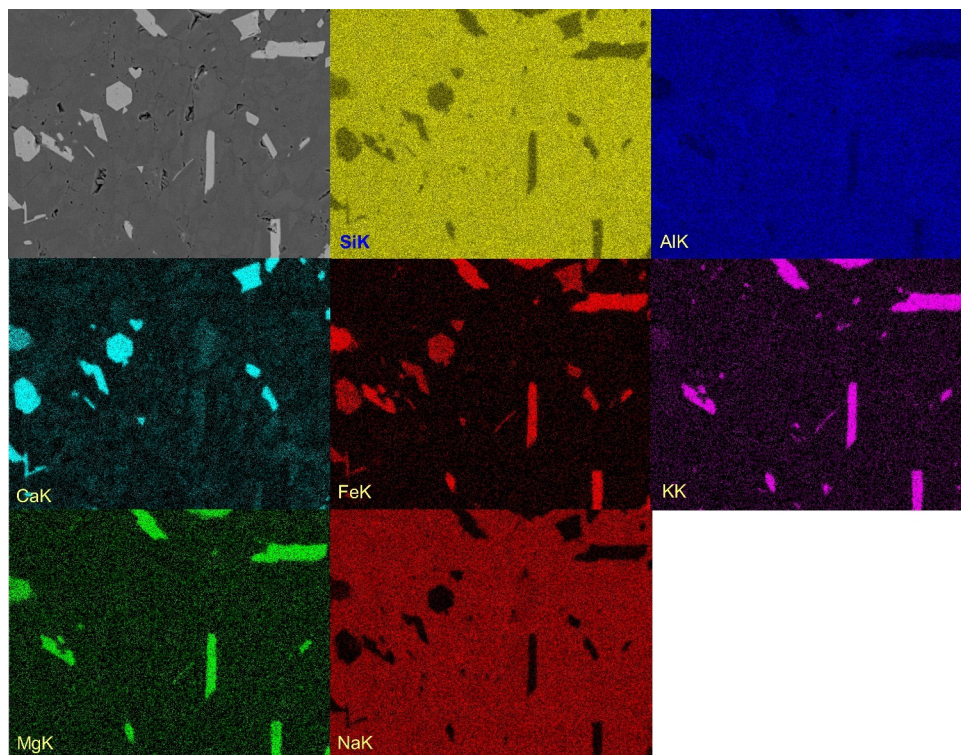


Fig 3.5.8 Scan av samme området som i fig 3.5.7 som viser relative konsentrasjoner av Si, Al, Ca, Fe, K, Mg og Na. Intensiteten av Si er lavest for biotitt og epidot/klinozoisitt som også har lav intensitet av Na. Biotitten viser også høy intensitet for Mg, K og Fe, mens den viser lav intensitet for Al. Epidot har høy intensitet av Ca og også ganske høy av Fe. Forskjellene på oligoklas og albitt er mest synlig på Ca der oligoklas har høyest intensitet av de to og for Na der albitt har høyest intensitet.



Biotitt (10 %) opptrer som små korn på opp til 0,2 mm i omvandlet feltspat og 0,05 til 2 mm store korn i matriks. I prøvene hentet ytterst mot randen av linsa (1l og 1m i fig 3.1.1) er biotitten omvandlet til kloritt langs korngrenser og kløvplan. Mg# tallet ligger rundt 55-56.

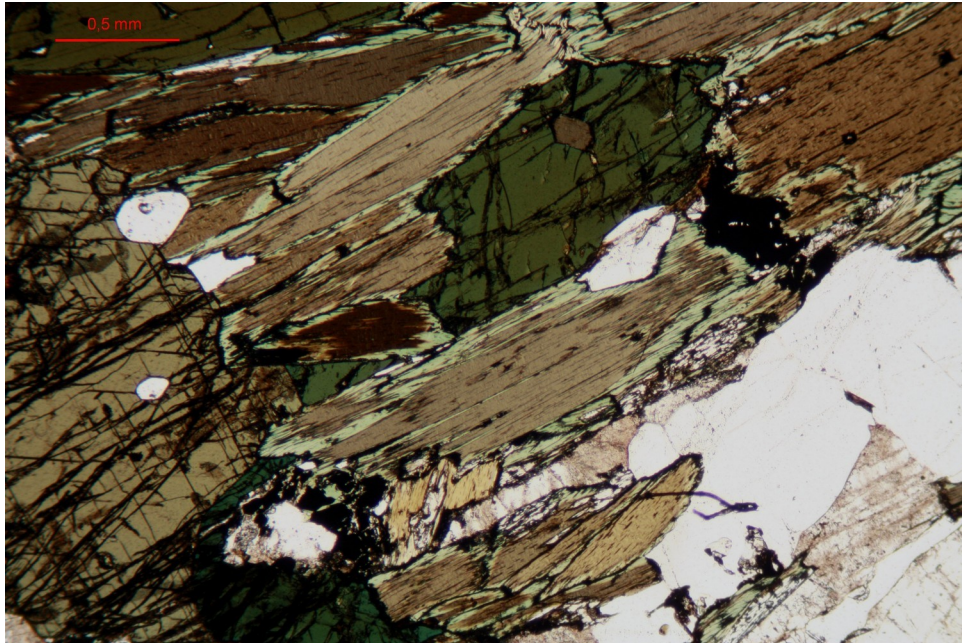


Fig 3.5.9 EG-07-1M: Biotitt (brun) med kloritt (grønn) langs kantene

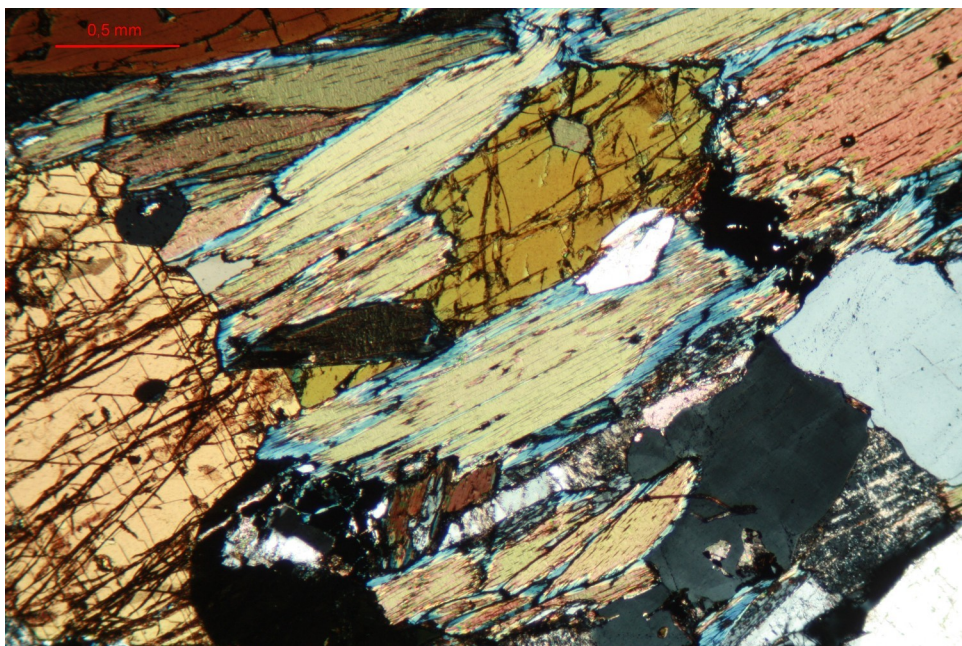


Fig 3.5.10 EG-07-1M: Biotitt med kloritt langs kantene i planpolarisert lys. Kloritt her med en anomal blåfarge.

Kvarts 2-3 % opptrer som opp til 0,5 mm store korn

Hematitt (<1 %) opptrer som et blodrødt mineral langs kanten av opake mineraler.

Opake mineraler (1%)

Epidot opptrer som små korn (<0,1 mm) i delvis omdannet feltspat. Epidot ( $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}) = 0,21-0,22$ ) er fargeløs og har høye interferensfarger.

Kloritt opptrer som en omvandlingssone rundt og langs kløvplan i biotitt (Fig 3.5.9 og 3.5.10).

Kloritt har en grønn pleokroittisk farge, middels til høyt relieff og en anomal blå interferensfarge.



### 3.6 Felsisk gang:

Den granulittiske linsa er gjennomskåret av en liten felsisk gang (Fig 3.1.1). Mineralogien i denne gangen er hovedsaklig kvarts og plagioklas med mindre mengder biotitt, mikroklin, epidot/klinozoisitt og lys glimmer. En prøve av denne gangen ble tatt for datering.



Fig 3.6.1 Felsisk gang kutter linsa (Paul Armitage Sandøya 2007-upublisert rapport)

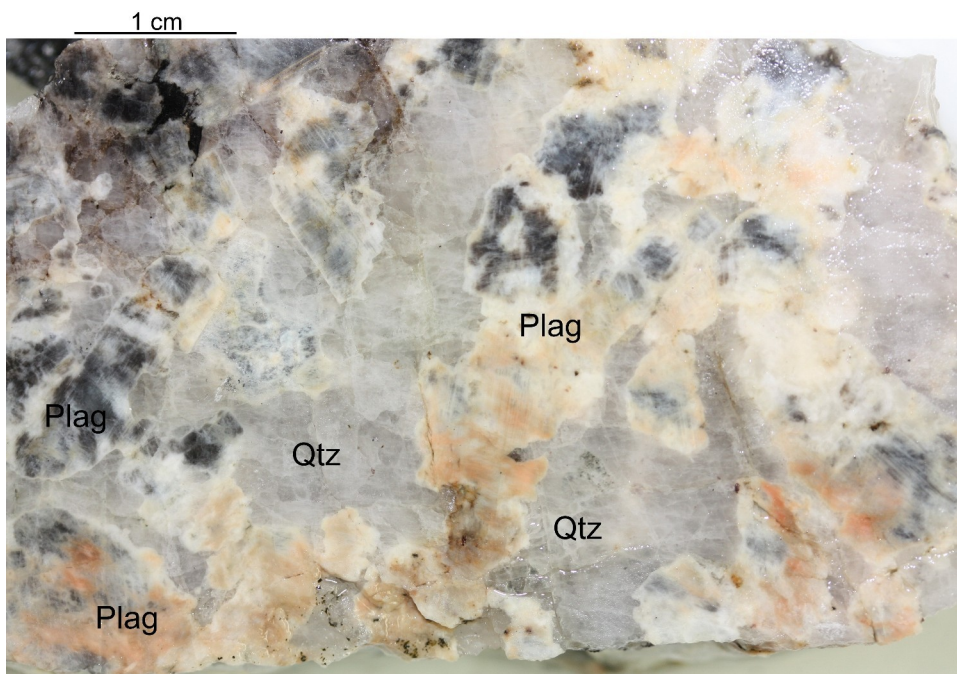


Fig 3.6.2 EG-07-2: Felsisk gang som kutter linsa (saget flate i vannbad).

Plagioklas (55 %) opptrer som 0,5 mm til 1 cm store korn.

Denne er delvis omvandlet til mikroklin, epidot, klinozoisitt og lys glimmer.

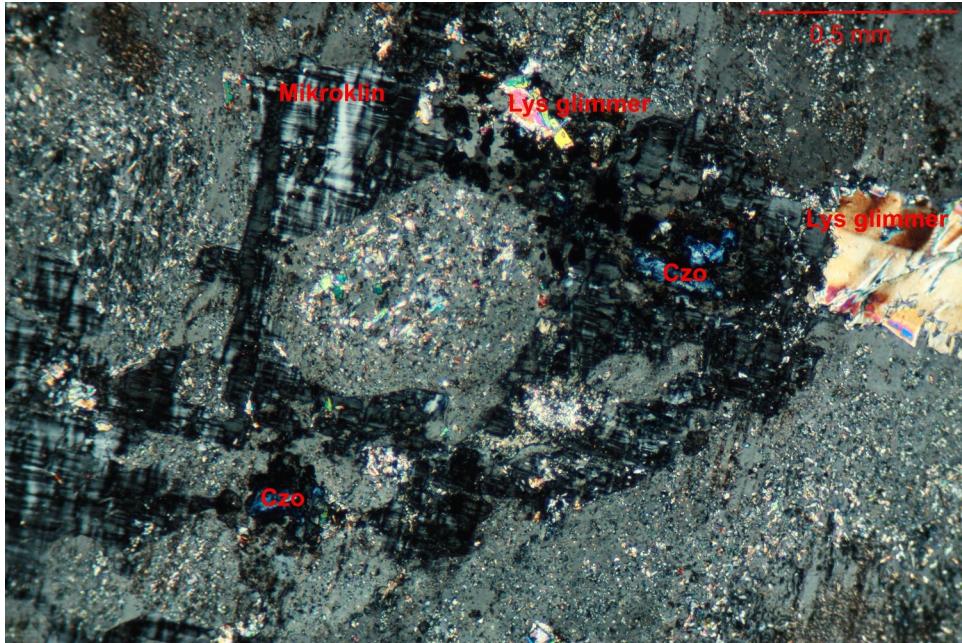


Fig 3.6.3 EG-07-2 Omvandlet plagioklas.

Qtz (40 %) opptrer som 0,05mm til 1 cm store korn.

Bt (5 %)

Lys glimmer (<1 %)

Opptrer som 0,05-1 mm store korn i plagioklas



## **Mikroteksturell tolkning av metamorf utvikling basert på teksturelle kriterier**

Ut fra teksturelle og mineralkjemiske kriterier er det mulig å identifisere 5 distinkte metamorfe stadier.

*Stadium 1* er tolket til å bestå av mineralselskapet granat + klinopyroksen 1 + plagioklas 1 + kvarts. Rester av granaten opptrer hyppig i den sentrale delene av linsa kan man fortsatt se i prøvene fra sentrum av linsa. Aggregater av klinopyroksen, ortopyroksen og plagioklas med bevart symplektittisk tekstur tolkes til å representere en opprinnelig klinopyroksen. Stadium 1 plagioklas opptrer som større korn i matriks. Mineralselskapet er karakteristisk for høytrykks granulittfacies.

*Stadium 2* er tolket til å bestå av mineralselskapet klinopyroksen, ortopyroksen, plagioklas og hornblende, representert av rekrystalliserte aggregater etter primær klinopyroksen 1 i de sentrale delene av linsa og i overgangssonen. Dette mineralselskapet er karakteristisk for lavtrykks granulittfacies (to-pyroksen granulitt).

*Stadium 3* er utviklet og delvis bevart i den marginale sonen av linsa i form av aktinolitt som utgjør kjernen av større amfibolkorn. Opptreden av aktinolitt i mafiske bergarter er typisk for grønskiferfacies.

*Stadium 4* er representert av hornblende som vokser epitaktisk over aktinolitt fra stadium 3. Sammen med opptreden av tilsynelatende koeksisterende oligoklas og albitt i samme prøve antyder dette overgang fra grønskifer til amfibolittfacies.

*Stadium 5* er basert på opptreden av kloritt som delvis erstatter biotitt i den marginale sonen av linsa. Dette tolkes som en sein grønskiferfacies overpreging.



## KAPITTEL 4: GEOKRONOLOGI

Forarbeid i Tromsø:

To prøver ble valgt ut for å utføre radiometrisk datering. En prøve stammer fra den mafiske linsa (EG-07-1F), mens den andre prøven stammer fra den felsiske gangen som skjærer gjennom linsa (EG-07-2). Disse prøvene ble valgt fordi 1F var den prøven med mest prøvemateriale tilgjengelig til mineralseparasjon og fordi det var stor sannsynlighet for å finne zirkoner i 2.

Først ble prøvene delt i mindre deler med en splitter slik at de passet i kjeftknuseren, når de var kjørt gjennom kjeftknuseren ble de kjørt gjennom rotasjonsmølle for å finknuse prøven. Deretter ble de letteste fraksjonene i prøven vasket bort med en gullhund. Det gjenværende prøvematerialet ble deretter kjørt gjennom en magnetseparator for å fjerne magnetiske mineraler. Når den magnetiske fraksjonen var separert ut ble det gjenværende materialet separert ved bruk av tunge væsker. Først natriumpolywolframat med en tetthet på  $3,1 \text{ g/cm}^3$ , siden det fortsatt var ganske mye materiale igjen etter den første separeringen ble det gjort en til separering med clerici's løsning med en tetthet på  $4,2 \text{ g/cm}^3$ . Disse væskene har en høy tetthet som gjør at zirkon med en tetthet på  $3,9\text{-}4,8 \text{ g/cm}^3$  synker mens lettere mineraler flyter. Fra det gjenværende prøvematerialet ble zirkoner plukket ut og tatt med til Oslo for videre arbeid.

Først ble zirkoner fra prøve EG-07-2 plukket ut og sortert i to grupper, en gruppe med hele euhedrale zirkoner og en gruppe med topper av zirkoner (Fig 4.2). Zirkonene fra EG-07-1D ble delt inn i to grupper, en gruppe med mørke zirkoner og en gruppe med klare fargeløse zirkoner (Fig 4.1). Fra prøve 1D var det såpass få zirkoner at man ikke hadde mange valgmuligheter til hvilke som skulle brukes til analyser, mens fra prøve 2 var det ganske stort utvalg og de zirkonene med minst sprekker og de som var mest euhedrale ble valgt ut fra de tilgjengelige zirkonene. Disse ble valgt fordi korn med sprekker kan ha mistet mer Pb enn korn uten sprekker i, dette vil kunne føre til mer usikre dateringer.

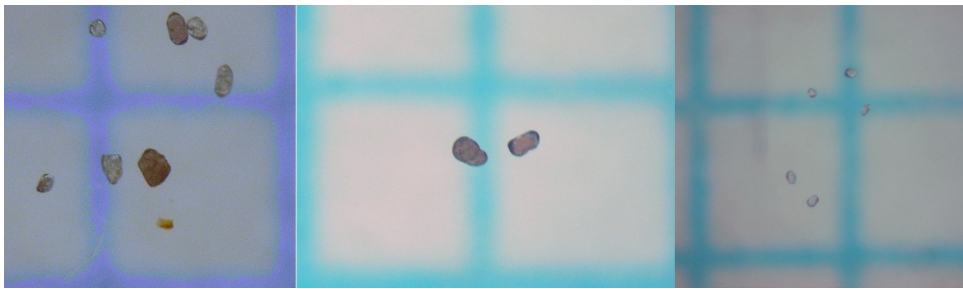


Fig 4.1 Zirkoner fra prøve EG-07-1D. Til venstre er det 7 zirkoner før de ble abradert. I midten er de 2 mørkeste zirkonene fra bildet til venstre abradert, og til høyre er de 5 klare zirkonene fra bildet til venstre abradert. Zirkonene ligger på millimeterpapir, så hver blå rute utgjør 1 mm.

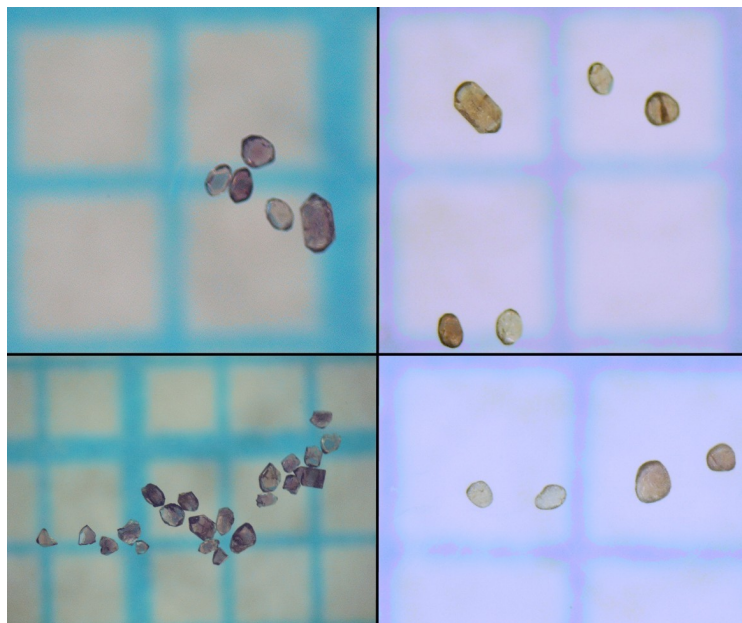


Fig 4.2 Zirkoner fra prøve EG-07-2. Øverst til venstre sees 5 euhedrale zirkoner før abrasjon, bildet øverst til venstre viser de samme zirkonene etter abrasjon. Nederst til venstre sees en rekke toppfragmenter av zirkoner, og nederst til høyre er 4 av disse fragmentene etter abrasjon. Zirkonene ligger på millimeterpapir, så hver blå rute utgjør 1 mm.



## Kjemisk separasjon

De utvalgte prøvene ble satt i hver sitt abrasjonsapparat hvor de fikk stå i ca 4 timer, en av prøvene måtte stå over natten siden det ene abrasjonsapparatet så ut til å virke dårligere enn de andre.

Sammen med prøvene ble det tilsatt pyritt i abrasjonsapparatet. Under selve abraderingen går det en strømm av luft gjennom apparatet som gjør at mineralkornene flyr rund i apparatet og kolliderer med hverandre, dette fører til at det ytterste laget slipes bort fra zirkonene. Det er ønskelig å slipe bort dette laget fordi det er der det sannsynligvis har vært størst tap av Pb og dette letter arbeidet med å datere zirkonene.

For å fjerne pyritten etter abrasjonen ble zirkonene tilsatt salpetersyre og vann, og satt på en varmeplate for å løse opp pyritten. Deretter ble begrene zirkonene var i holdt i vannbad med ultralyd. Salpetersyren ble så fjernet med pipette og vann ble tilsatt. Begrene ble på nytt holdt i vannbad med ultralyd, og vannet ble fjernet med pipette etterpå. Når dette var gjort ble zirkonene tilsatt aceton og på nytt utsatt for vannbad med ultralyd, og acetonen ble fjernet med pipette. Dette trinnet ble gjentatt en gang til før begrene ble plassert på en varmeplate for å tørke.

Når zirkonene hadde tørket ferdig ble de veid og tilsatt spike. Spike er en løsning med U235 og Pb 205 i nøyaktig kjent mengdeforhold. Ved å tilsette spike og etterpå måle sammensetningen av de forskjellige U og Pb isotopene kan man beregne U-Pb forholdet i en prøve. Zirkonene ble så tilsatt flusssyre (HF) + (HNO<sub>3</sub>) i en teflonbombe og ble satt på 184 graders varme i 4 dager.

De zirkonene som veide mindre enn 5 µg ble analysert uten videre kjemisk separasjon mens de som veide mer ble separert videre med ionebyttekolonne. Etter at ionebyttekolonnen var preparert ble et begerglass plassert under den og prøven ble helt oppi. Kolonnen ble først tilsatt 2 dråper med 3N HCl i tre omganger, -og etter det 14 dråper med 3N HCl.

Begerglasset ble så erstattet med teflonbombe. For å vaske ut Pb og U fra kolonnen ble den først tilsatt 20 dråper med 6N HCl og etterpå 10 dråper H<sub>2</sub>O to ganger. Etter at Pb og U var vasket ut til teflonbomben ble den tilsatt 2 dråper Fosforsyre (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) og satt på en varmeplate.

## Massespektrometri

Analysene av U-Pb forholdet i zirkonene ble gjort med “isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry” (forkortes til ID-TIMS), på et Finnigan MAT 262 faststoff-massespektrometer ved institutt for geologi UiO.

Prøvene ble plassert på hvert sitt filament og satt inn i massespektrometret. Filamentet varmes opp i massespektrometeret til prøvene ioniseres, ionene sendes så inn i et kammer med et magnetfelt. I dette magnetfeltet avbøyes prøvene avhengig av masse og ladning, lette ioner avbøyes mer enn tunge ioner med samme ladning og ioner med høyere ladning avbøyes mer enn ioner med lavere ladning og samme masse.

Massespektrometeret er utstyrt med et multi-detektor system med åtte Faradaykollektorer og en sekundær elektronmultipler-ioneteller (SEM).

En Faradaykollektor er en kopp for å måle ionestrømmer i massespektrometre. Dersom prøvene er store nok og gir sterke signaler kan man måle på Faradaykollektorene. På små prøver med svake signaler må man bruke SEM. Resultater målt med SEM må korrigeres og forholdet mellom U og Pb må beregnes for hver analyse ved hjelp av et data reduserings-program (ROMAGE; skrevet i Quick BASIC). Dette programet tar utgangspunkt i målingene fra massespektrometeret og vekten av prøven og den tilsatte spike løsningen. Programmet korrigerer forholdet mellom U og Pb for blank og “common” Pb og kjører det gjennom en isotopfortynningsligning.

Dataene ble videre behandlet med programmet Isoplot (Ludwig, 1999). Med dette programmet ble det lagd U-Pb konkordiaplott og aldere ble bestemt ved å bruke skjæringspunkter på konkordia.

Programmet regner ut standard feilmargin på  $2\sigma$  (2 standardavvik).

Eventuelle feilkilder for dette steget kan være foruresning av prøvene under preparering til massespektrometri.

MSWD (Mean Squared Weighted Deviates) er et uttrykk for spredning og forteller hvor god dateringen er. MSWD-verdien indikerer hvor bra forskjellige punkter passer på en linje. En MSWD  $< 1$  har mindre spredning enn forutsatt fra eksperimentelle feil, mens MSWD  $> 2$  betyr at det er en større spredning enn forutsatt av den analytiske usikkerheten.

MSWD (av konkordans) indikerer hvor bra punktene overlapper konkordia. Vanligvis er en sannsynlighet (av konkordans) på rundt 10 til 20 % eller mer ansett som å være akseptabelt. Dette er det samme som en MSWD på rundt 2. Det ideelle er å ha en sannsynlighet på rundt 50 % (MSWD = 1). Hvis sannsynligheten er nært 100 % (MSWD = 0) kan de analytiske feilene være



overestimert.

Fig 4.3 Finnigan MAT 262 faststoff-massespektrometer ved institutt for geologi UiO.

Resultat og observasjoner

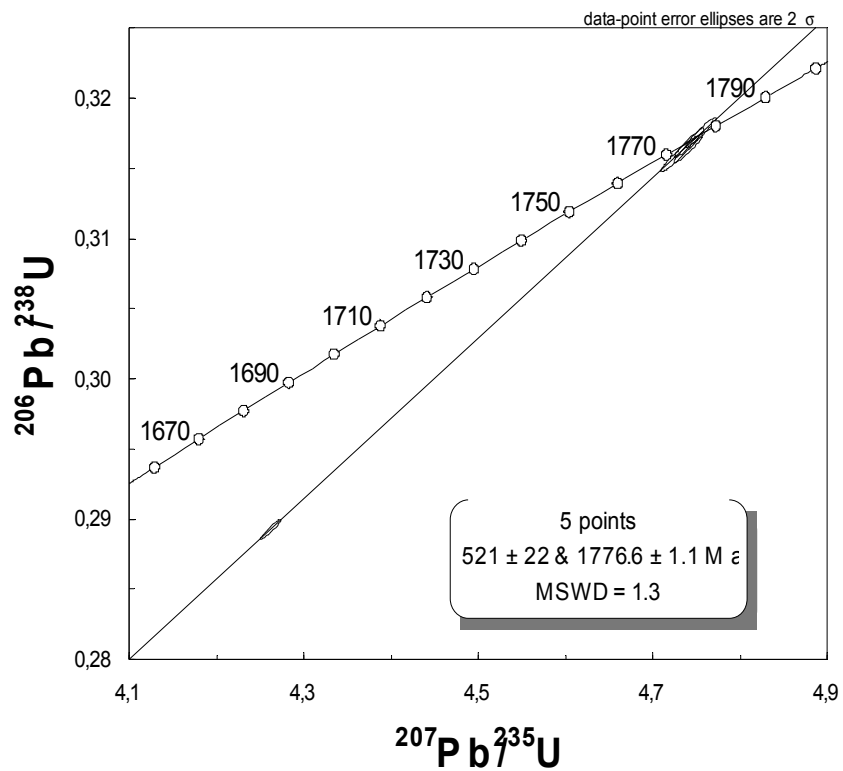


Fig 4.4 Kondordiadiagram over prøvene fra EG-07-2

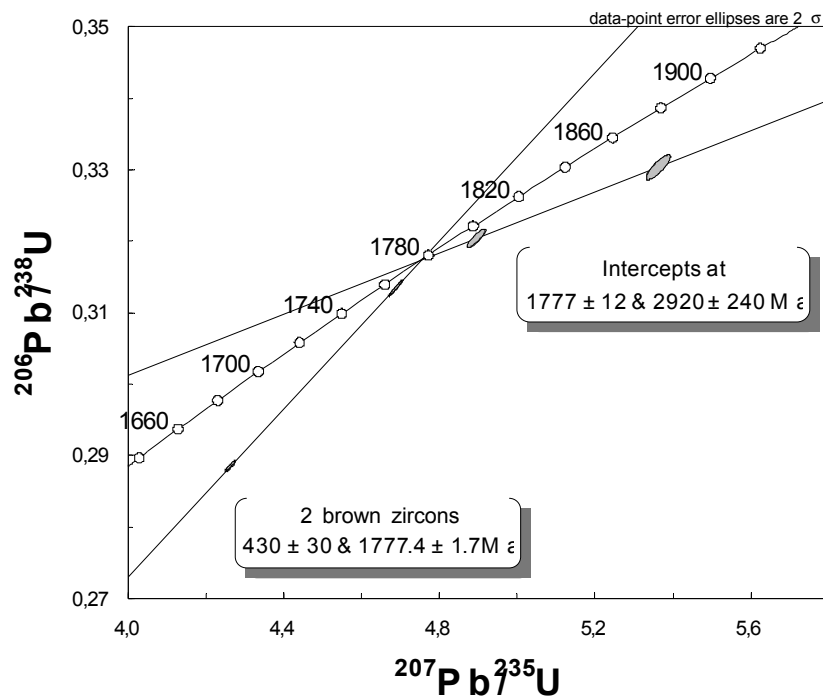


Fig4.5 Kondordiadiagram over prøvene fra EG-07-1D.



EG-07-2:

5 Analysepunkter gir en diskordialinje der nedre skjæringspunkt gir en alder på  $521 \pm 22$  Ma og det øvre skjæringspunktet gir en alder på  $1776,6 \pm 1,1$  Ma, med en MSWD på 1,3

EG-07-1D:

De 2 brune zirkonene gir skjæringspunkter som gir en nedre alder på  $430 \pm 30$  og en øvre alder på  $1774,4 \pm 1,7$ . De 2 lyse zirkonene gir en diskordialinje der nedre skjæringspunkt gir en alder på  $1777 \pm 12$  Ma og øvre skjæringspunkt en alder på  $2920 \pm 240$  Ma.

Dataene fra analysene er presentert i appendiks tabell 8

Tolkning:

Alle analysene gir diskordialinjer der en av skjæringspunktene befinner seg rundt 1775 Ma, dette representerer trolig alderen for granulittfacies metamorfose, partiell oppsmelting av bergarter langs Mjølвика skjærsone og intrusjon av den felsiske gangen. Denne alderen passer bra sammen med annen aktivitet i WTBC da man har intrusive bergarter som Hamn-noritten som er datert til  $1800 \pm 3$  Ma med U-Pb zirkon datering (Zwaan & Walker 1996; Zwaan et. al. 1998). Ersfjord granitten som er datert med Rb-Sr whole-rock analyser til  $1706 \pm 30$  Ma (Andresen 1979) og  $1779 \pm 17$  Ma (Romer et. al. 1992), og med U-Pb zirkon analyser til å være krystallisert  $1792 \pm 5$  (Corfu et. al. 2003).

Alderen på  $2920 \pm 240$  Ma kan representere intrusjonsalder for en opprinnelig mafisk gang som linsa stammer fra, men siden diskordialinjen med dette skjæringspunktet bare baserer seg på to punkter er det for usikkert til å kunne bestemme.

Alderen på  $430 \pm 30$  Ma kan representere kaledonsk påvirkning, men her også baserer diskordialinjen seg bare på to punkter.

Alderen på  $521 \pm 22$  Ma er litt vanskeligere å si noe om, men denne alderen baserer seg mest på punktet 185/30 som plotter langt unna de andre punktene i fig 4.4, de andre punktene plotter nesten direkte på konkordialinjen. Så det er sansynlig at denne alderen ikke har noen geologisk signifikans.



## KAPITTEL 5: GEOTERMOBAROMETRI

I dette kapittelet blir det redegjort for resultater ved anvendelse av ulike geotermobarometriske metoder. Datagrunnlaget for disse er mineralkjemiske-analyser av utvalgte prøver fra den mafiske linsa EG-07-1.

Geotermometri og geobarometri omhandler beregning av henholdsvis likevektstemperatur og likevektstrykk i en bergart. Beregningene er basert på relasjoner mellom temperatur, trykk og likevektskonstanter for utvalgte mineralreaksjoner.

Geotermometre er reaksjoner som viser høy følsomhet ovenfor temperaturendringer (stor  $\Delta S$  og  $\Delta H$ ) men lav følsomhet ovenfor trykkendringer (liten  $\Delta V$ ) og geobarometre er reaksjoner som viser høy følsomhet ovenfor trykkendringer (høy  $\Delta V$ ) og lav følsomhet ovenfor temperaturendringer (liten  $\Delta S$  og  $\Delta H$ ) (Spear 1993).

Ut fra den globale likevekten i prøvene fra den indre del av linsa, manifestert med minimal prøve-til-prøve variasjon, har jeg i noen tilfeller valgt å kombinere analyser fra prøvene EG-07-1A til EG-07-1C i de geotermobarometriske beregningene.

Trykk og temperaturer ble beregnet ved hjelp av regnearkene:

Bhadra\_Bhattacharya (Bhadra & Bhattacharya 2006)

2\_Feldspar\_T (Benisek et al 2004)

Amph-Gran okt 2008 (E. Ravna) i Excel.

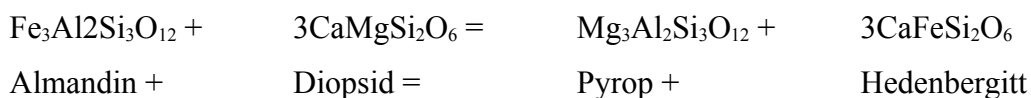
### **Ilmenitt<sub>ss</sub>-Ulvøspinel<sub>ss</sub> (Andersen & Lindsley 1988) <sub>ss</sub> henspeiler på solid solution**

Grafisk termometer som baserer seg på solvus mellom henholdsvis ilmenitt-hematitt<sub>ss</sub> og ulvøspinel-magnetitt<sub>ss</sub>. Kalkulerte «isopleths» av  $X_{usp}$  and  $X_{il}$  plottet som en funksjon av  $\Delta \log f_{O_2}$  (FMQ) verdier mot temperaturer for «in-site mixing model».

### **Termometre og barometre brukt for stadium 1 (Grt-Cpx-Plag-Qtz):**

#### **P(R2000) Stoic**

Grt-Cpx Fe-Mg termometer (Ravna, 2000b). Bygger på følgende likevektsreaksjon:



Temperaturen beregnes med følgende uttrykk:

$$T(^{\circ}\text{C}) = (1939,9 + 3270 \cdot X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} - 1396(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 + 3319 \cdot X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}} - 3535(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}})^2 + 1105 \cdot X_{\text{Mg\#}}^{\text{Grt}} -$$

$$3561(X_{Mg\#}^{Grt})^2 + 2324(X_{Mg\#}^T)^3 + 169,4 \cdot P(\text{GPa}) / (\ln K_D + 1,223) - 273$$

Der  $K_D = (Fe^{2+}/Mg)_{Grt} / (Fe^{2+}/Mg)_{Cpx}$

$X_{Ca}^{Grt} = Ca / (Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg)$  i granat.

$X_{Mn}^{Grt} = Mn / (Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg)$  i granat.

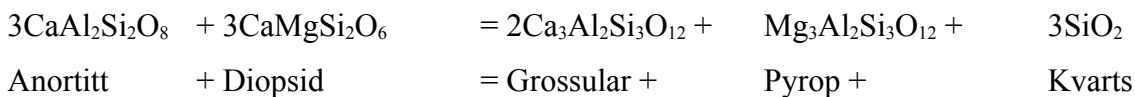
$X_{Mg\#}^{Grt} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$  i granat.

Termometret er hovedsakelig avhengig av Fe-Mg fordelingen mellom fasene, Ca- og Mn-innhold samt Mg# i granat og oksidasjonstilstanden til Fe i klinopyroksen. Feilmarginen er oppgitt til å være  $\pm 100$  °C (Ravna, 2000). Oksidasjonstilstanden til Fe i klinopyroksen er beregnet ved hjelp av støkiometri, med 4.00 kationer og 6.00 oksygen (Neumann 1976).

### P(GADS HP 98)

Barometer basert på likevekt mellom Grt-Anortitt-Diopsid-SiO<sub>2</sub>.

Bygger på følgende likevektsreaksjon:



Trykket beregnes med følgende uttrykk:

$$P = -0,154 + 0,001247 \cdot T \ln K + 0,01607 \cdot T$$

Der P er trykk i Kbar, T er temperatur i kelvin og  $K = ((a_{Grs})^2(a_{Py}) / (a_{Di})^3(a_{An})^3)$

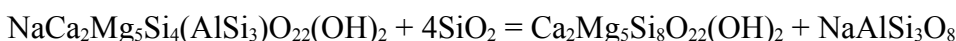
Feilmarginen er oppgitt til å være  $\pm 1$  kbar. Uttrykket for dette barometeret er utledet fra den termodynamiske databasen til Holland og Powell (1998). Aktiviteter for granat er fra Ganguly et al., (1996), klinopyroksen fra Holland (1990) og plagioklas fra Holland og Powell (1992).

Barometeret vil gi maksimum trykk med granat med maksimum  $(a_{Grs})^2(a_{Py})$  og klinopyroksen med minimum  $(a_{Di})^3(a_{An})^3$ . Normalt vil dette samsvare med henholdsvis maksimum  $(X_{Ca}^{2+} \cdot X_{Mg}^{Grt})$  og minimum  $X_{Di}$  i klinopyroksen og  $X_{An}$  i plagioklas.

### Stadium 2 (Cpx+Opx+Plag+Hbl):

#### TA (Hbl-Pl) HB94 (Holland & Blundy 1994)

Hbl-Pl termometer. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Edenitt + Kvarts = Tremolitt + Albitt

Edenitt-tremolitt termometer for sammensetninger med kvarts:

$$T_A = \frac{-76,95 + 0,79 \cdot P + \gamma_{ab} + 39,4 \cdot X_{Na}^A + 22,4 \cdot X_K^A + (41,5 - 2,89 \cdot P) \cdot X_{Al}^{M2}}{-0,0650 - R \cdot \ln((27 \cdot X^A X_{Si}^T \cdot X_{Ab}^{Plag}) / (256 \cdot X_{Na}^A \cdot X_{Al}^{T1}))}$$

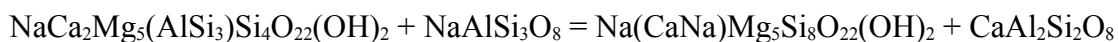


Der  $\gamma_{ab}$  er gitt ved: for  $X_{ab} > 0,5$  er  $\gamma_{ab} = 0$

Aktivitetene for Hbl og Plag er fra model 1 i Blundy and Holland (1990).

### TB (Hbl-Pl) HB94 (Holland & Blundy 1994)

Hbl-Pl termometer. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



edenitt + albitt = richteritt + anortitt

Edenitt-richteritt termometer for sammensetninger med eller uten kvarts

$$T_B = \frac{78,44 + \gamma_{ab-an} - 33,6 \cdot X_{Al}^{M4} - (66,8 - 2,92P) \cdot X_{Al}^{M2} + 78,5 X_{Al}^{T1} + 9,4 X_{Na}^A}{0,0721 - R \cdot \ln((27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{Ti} \cdot X_{An}^{Plag}) / (64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}))}$$

Der  $\gamma_{ab-an}$  er gitt ved: for  $X_{ab} > 0,5$  er  $\gamma_{ab-an} = 3,0\text{kJ}$

Ellers er  $\gamma_{ab-an} = 12,0(2X_{ab} - 1) + 3,0\text{kJ}$

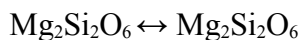
Aktivitetene for Hbl og Plag er fra Holland and Blundy (1994).

For begge termometrene gjelder det at T er temperaturen i Kelvin, P er trykket i kilobar og  $X_i^j$  angir molfraksjonen av komponent  $i$  i fase  $j$ .

Feilmarginen er satt til  $\pm 35\text{-}40^\circ\text{C}$  for begge termometrene, men den kan være noe større for Fe-rike amfiboler med forskjellig oksidasjonstilstand fra de som ble brukt i det kalibrerte datasettet.

### 2-Px Wells 1977

2 pyroksen termometer. Baserer seg på følgende reaksjon mellom koeksisterende ortho- og klinopyroksen:



Opx                      Cpx

$$T = 7341 / (3,355 + 2,44 X_{Fe}^{Opx} - \ln K)$$

Der  $X_{Fe}^{Opx} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$

T er temperaturen i Kelvin

Feilmarginen er oppgitt til å være  $\pm 70^\circ\text{C}$  men kan være noe større for sammensetninger med mye Mg.

## Benisek 2 fs (Benisek et.al. 2004)

2 feltspat termometer. Det baserer seg på at ternære feltspater er «continuous solids» uten faseoverganger. For to ternære feltspater (Pl og Af), som koeksisterer i ekvilibrium, er det at aktiviteten  $a_x$   $a_y$  av de tre komponentene  $x$  er lik i fase  $y$ :

$$a_{Pl\ Ab} = a_{Af\ Ab}$$

$$a_{Pl\ Or} = a_{Af\ Or}$$

$$a_{Pl\ An} = a_{Af\ An}$$

Temperaturen beregnes ved at man prøver å finne de originale sammensetningene av Pl og Af.

Matematisk løses dette ved å justere Na og K innholdet i de to feltspatene ved konstant An for å minimere temperaturvariasjonen for  $T(Ab)$ ,  $T(Or)$ ,  $T(An)$  (Benisek et al 2004).

Aktivitetene for Ab, Or og An er fra Fuhrman & Lindsley (1988).

## Bhadra Bhattacharya:

Hbl-Pl barometer. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Følgende barometriske uttrykk brukes for å bestemme trykk:

$$P1(\text{kbar}) = [-9,326 + 0.01462T(\text{K}) + R \ln K_{\text{ideal}} - 98.698X_{\text{Na}}^A - 33,213X_{\text{K}}^A - 20,338X_{\text{Na}}^{M4} - 39.101X_{\text{Fe}^{2+}}^{M13} + 100.392X_{\text{Al}}^{M2} + 131.03X_{\text{Fe}^{2+}}^{M2} + 82.479X_{\text{Fe}^{3+}}^{M2} - 118.653X_{\text{Al}}^{\text{Ti}} - 2RT \ln \gamma_{\text{Ab}}]/(-\Delta V)$$

og

$$P2(\text{kbar}) = [-1.869 + 0.0076T(\text{K}) + R \ln K_{\text{ideal}} - 102.692X_{\text{Na}}^A - 35.251X_{\text{K}}^A - 15.969X_{\text{Na}}^{M4} - 40.499X_{\text{Fe}^{2+}}^{M13} + 93.069X_{\text{Al}}^{M2} + 130.750X_{\text{Fe}^{2+}}^{M2} + 74.226X_{\text{Fe}^{3+}}^{M2} - 104.402X_{\text{Al}}^{\text{Ti}} - 2RT \ln \gamma_{\text{Ab}}]/(-\Delta V)$$

$$\text{Der } K_{\text{ideal}} = [(168X_{\text{Na}}^A)(X_{\text{Al}}^{\text{Ti}})]/[(X_{\text{□}}^A)(X_{\text{Si}}^{\text{Ti}})(X_{\text{Ab}})]^2.$$

$X_i$  angir molfraksjonen av kation  $i$  i posisjon  $j$  i amfibol,  $X_{\text{Ab}}$  og  $\gamma_{\text{Ab}}$  er molfraksjonen og aktiviteitskoeffisienten til albitt i plagioklas, og  $\Delta V$  er volumendringen for reaksjonen.

Disse barometrene har en oppgitt feilmargin på  $\pm 1,5$  kbar.

Aktivitetsmodeller:

Aktivitetene fra albitt er fra Holland and Powell (1992) og Dale et al 2000)

Aktivitetene fra amfibol er fra Holland and Blundy (1994)

**Stadium 3 (Hbl+Pl):**

TA (Hbl-Pl) HB94 (Holland & Blundy 1994) (Beskrevet tidligere)

TB (Hbl-Pl) HB94 (Holland & Blundy 1994) (Beskrevet tidligere)

Benisek 2 fs (Benisek et.al. 2004) (Beskrevet tidligere)

## **EVALUERING AV GEOTERMOBAROMETRE:**

### **Net transfer: Hbl-Pl, Bhadra, GADS**

Disse er gode termobarometre siden de baserer seg på reaksjoner der gamle faser konsumeres og nye faser dannes. Dette resulterer ofte i store volumendringer, unntatt for de som benyttes til termometri (Holland & Blundy, 1994). Net transfer reaksjoner er ganske robuste ovenfor seinere endringer i trykk og temperatur, og relativt lite avhenging av  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  estimater.

### **Fe-Mg-utbytting: Grt-Cpx**

Disse er gode termometre siden de har lav volumendring (faser bytter bare ioner). Da jern i naturen ofte forekommer som både 2- og 3-verdige kationer vil det være problemer med estimater av  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  i Fe-Mg silikater. Dette utgjør den største feilkilden for denne type geotermometre (Ravna og Paquin 2004). Fordelingen av Mg/Fe blir lett påvirket av seinere hendelser som endring i trykk og temperatur og tilstedeværelse av fluider, og kan lett refordeles under synkende temperatur.

### **Solvus: 2px-Wells, 2 Fs, Ilm-Hem<sub>ss</sub>-Usp-Mgt<sub>ss</sub>**

Disse geotermometrene er basert på et sammensetningsgap mellom to koeksisterende, strukturelt beslektede mineraler, der grensene til gapet representerer gjensidige grenser for blandbarhet (et slikt blandbarhetsgap kalles solvus). Ved økende temperatur vil blandbarheten øke. (Essene E.J. 1982) Ved å måle sammensetningen i de koeksisterende mineralene kan man finne temperaturen de ble dannet ved.



Stadium1:

Grt+Cpx+Plag

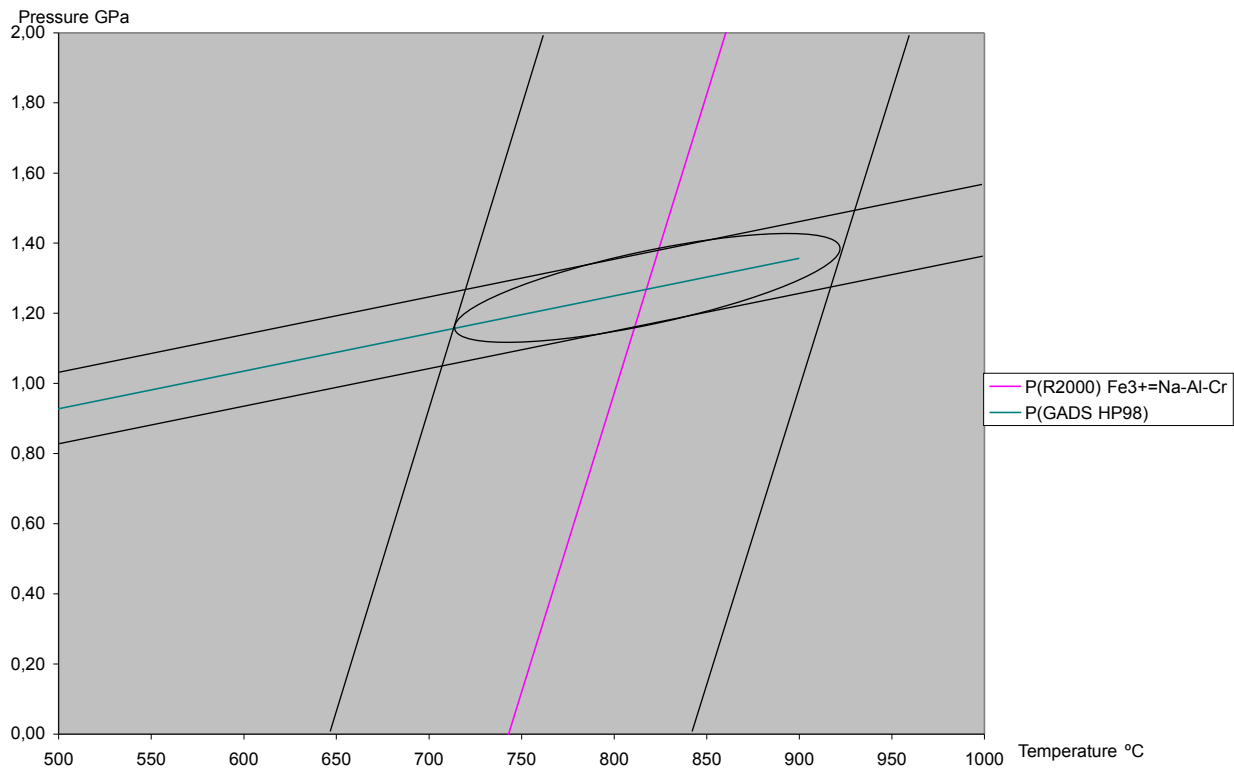


Fig 5.1. P-T Diagram som viser trykk og temperaturforhold for stadium 1. De svarte strekene representerer feilmarginene for P(R2000) og P(GADS HP98). Ellipsen avgrenset av disse feilmarginene gir oss trykk og temperatur på mellom 715-922 °C og 1,1-1,43 GPa for stadium 1.

stadium	1		
Prøve nr	1a1 3	Recalc av scan B	1b2 PI3
Mineral	Grt	Cpx	Plag
SiO <sub>2</sub>	37,76	52,01	56,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,93	11,28	27,68
TiO <sub>2</sub>			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
FeO	26,54	10,31	
MnO	2,67	0,19	
MgO	3,46	7,35	
CaO	8,65	16,53	9,84
Na <sub>2</sub> O		2,32	5,75
K <sub>2</sub> O			0,20
BaO			
Sum	100,01	100	100

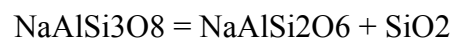
Analysene som ligger til grunn for trykk-temperaturkurvene i Fig 5.1 er gitt i tabellen over. For å rekonstruere en representativ sammensetning av den opprinnelige klinopyroksen tilhørende stadium 1 er det gjort flere scan av et aggregat av cpx, opx og plag. Fra den totale sammensetningen er det er

trukket fra kvarts tilsvarende volummessig innhold av plagioklas (Anxx) i aggregatet ut fra relasjonene.



Anortitt = Ca-tschermakitt + kvarts

og



Albitt = jadeitt + kvarts

## Stadium2 Cpx+Opx+Plag+Kfs+Hbl

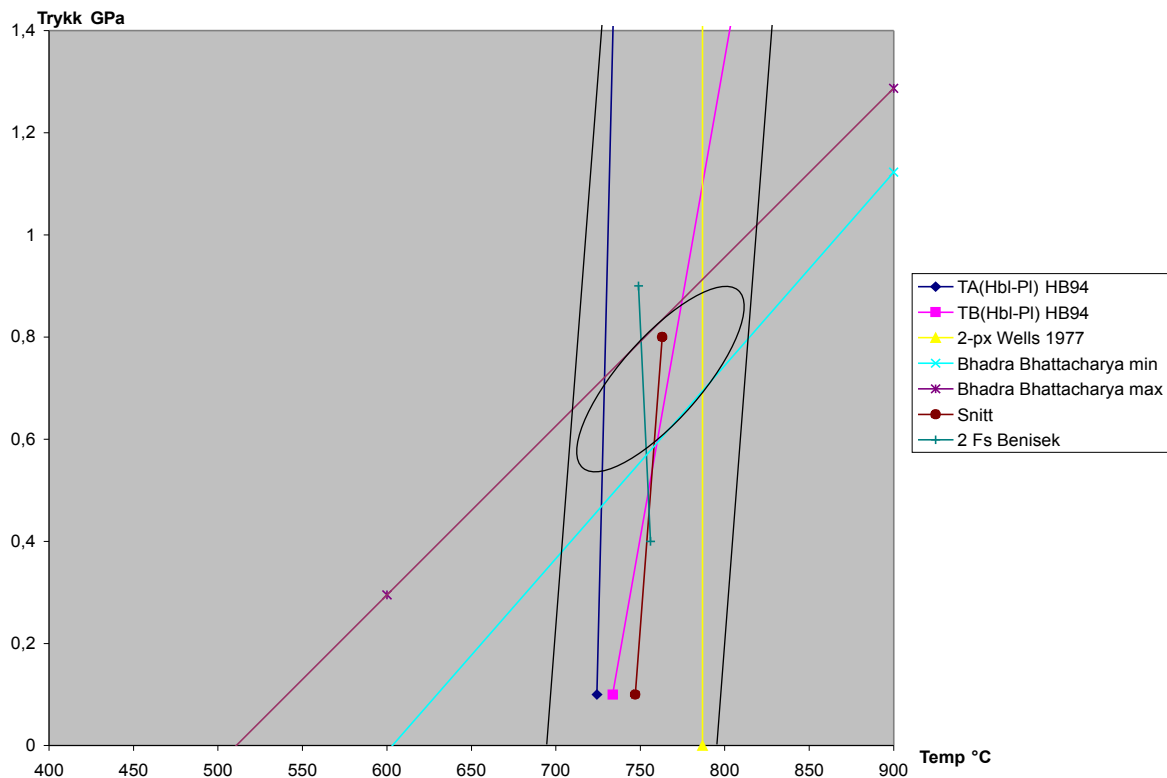


Fig 5.2. Bhadra min og maks representerer de maksimale og minimale verdiene fra dette barometeret ved bruk av gjennomsnittsverdier og å plusse på og trekke fra standardavvik. Snitt er et gjennomsnitt av verdiene fra TA TB og 2 px wells, mens de to svarte linjene representerer en feilmargin på 50 grader for Snitt, dette er bare en antatt feilmargin, men siden A og B har feilmargin på 35-40 og 2-px wells har en på ca 70 burde denne feilmarginen være passende. Ellipsen gir her trykk og temperaturverdier på 710-715 °C og 0,51-0,92 GPa. 2 Fs Benisek er basert på Plag og Kfs fra 1c og antas å være med i stadium 2 da verdiene for denne passer bra med de andre verdiene i stadium 2.

stadium	2		1c		1a1	
Prøve nr	1a1 detalj cpx	1b3 opx symp	1a1 detalj pl6	1c pl1	1c Kfs1	1a1 detalj hbl1
Mineral	Cpx	Opx	Plag	Plag* 2FS	Kfs* 2FS	Hbl
SiO <sub>2</sub>	52,02	50,15	57,26	56,61	63,54	42,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	1,44	26,99	27,12	18,07	12,56
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,19				1,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,26	
FeO	11,83	33,41	0,27	0,22		20,00
MnO	0,36	0,97				0,09
MgO	11,42	13,27				7,90
CaO	22,50	0,57	8,76	9,94	0,39	11,70
Na <sub>2</sub> O	0,50		6,52	5,91	1,28	1,55
K <sub>2</sub> O			0,21	0,21	15,05	1,84
BaO					1,40	
Sum	100,01	100	100,01	100,01	99,99	100

### Stadium 3: Hbl+Plag

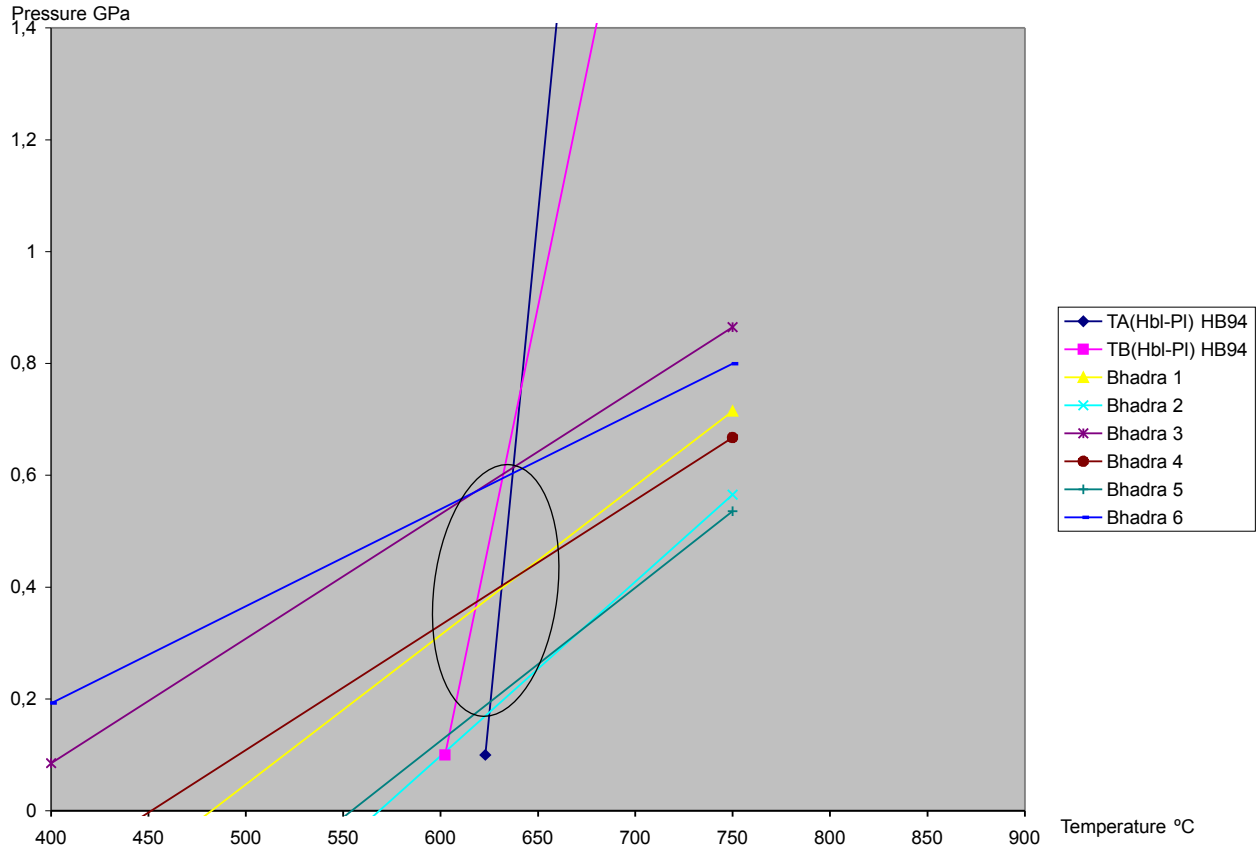


Fig 5.3 Bhadra 3 og 4 representerer gjennomsnittsverdier av Hbl i kontakt med Plag, 1 og 2 representerer gjennomsnittsverdiene pluss standardavvik, og 5 og 6 representerer gjennomsnittsverdiene minus standardavvik. 5 og 6 er i laveste laget mens de andre representerer amfibolittfacies metamorfose. Ellipsen gir trykk og temperaturverdier på 595-660 °C og 0,17-0,62 GPa.

stadium	3	
Prøve nr	1i2 hbl4	1i2-1
Mineral	Hbl	Plag
SiO2	45,17	65,34
Al2O3	12,58	21,86
TiO2	0,26	
Cr2O3		
Fe2O3		
FeO	17,11	
MnO	0,38	
MgO	10,16	
CaO	11,81	3,08
Na2O	2,00	9,72
K2O	0,53	0,00
Sum	100	100

Målingene her er fra Hbl og Plagioklas i 1i og er valgt ut fordi Pl var den som hadde høyest X(Ab) verdi, mens Hbl ble valgt ut fordi det var denne som lå nærmest plagioklasmålingene og dermed er



det denne som mest trolig er i likevekt med plag.

Ilmenitt:

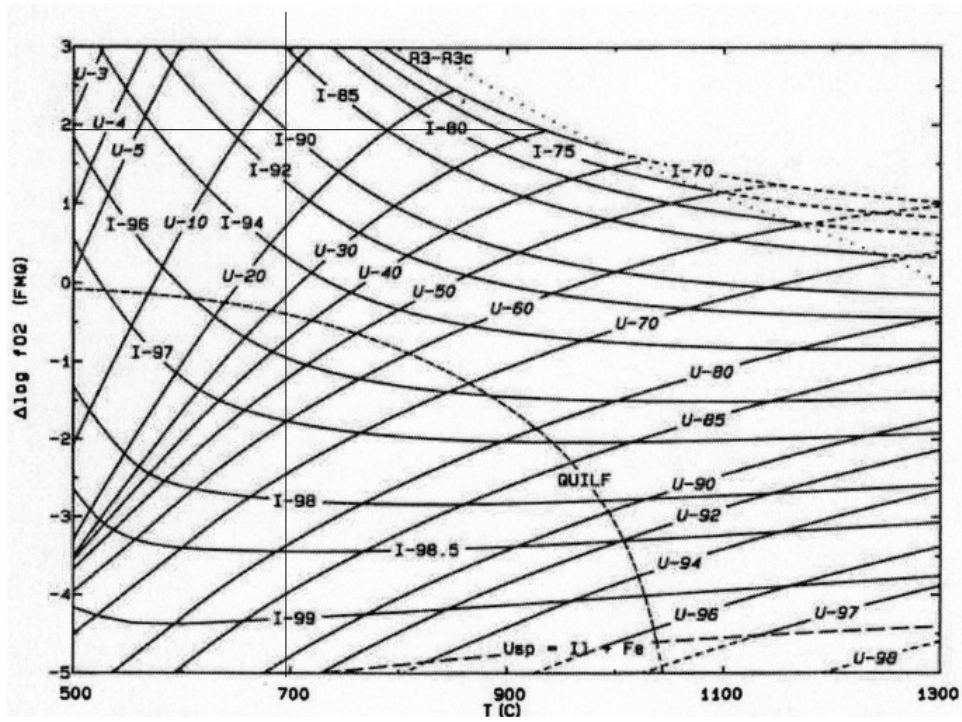


Fig 5.4 plott med «isopleths» for  $X_{Usp}$  og  $X_{Il}$  (Andersen og Lindsley 1988).

En  $X_{Usp}$  verdi på 24 og  $X_{Il}$  verdi på 90 gir en temperatur på ca 700 grader og en  $\Delta \log f_{O_2}$  (FMQ) verdi på ca 2 som indikerer at det var relativt oksiderende forhold. Denne temperaturen er vanskelig å korrelere med noen av stadiene.

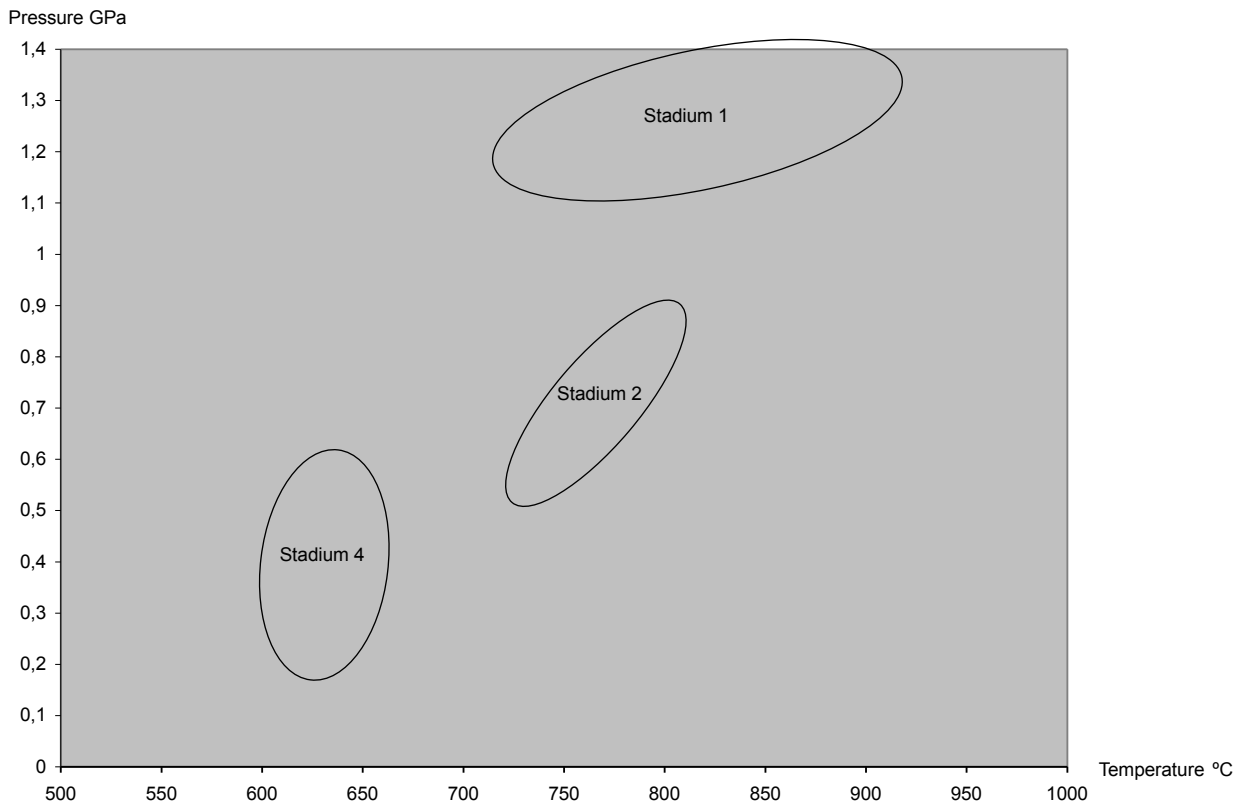


Fig 5.5 Dette P-T diagrammet viser hvor de forskjellige ellipsene plotter i forhold til hverandre. Man kan tydelig se her at det er tre distinkte stadier.

## KAPITTEL 6: METAMORF UTVIKLINGSHISTORIE

De teksturelle undersøkelser av den mafiske linsa viser at det er minst tre hovedstadier av metamorfose, i det følgende benevnt henholdsvis Stadium 1, 2 og 4. I tillegg til disse er det tegn til at det mellom stadium 2 og 4 har vært en påvirkning med dannelse av aktinolitt benevnt stadium 3 og etter stadium 4 har vært en påvirkning med dannelse av kloritt benevnt stadium 5.

Geotermobarometriske metoder som er benyttet i kap 5 gir trykk og temperaturforhold som støtter opp om de tre petrografiske hovedstadiene.

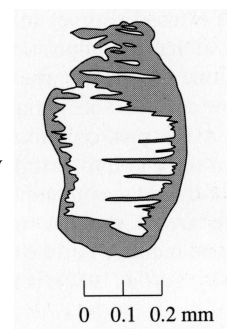
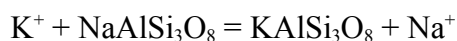
### Stadium 1:

Domener av henholdsvis pyroksen og plagioklas i aggregatene av cpx-opx-pl som er beskrevet i kapittel 3.4 viser noen steder lik utslukning. Dette tolkes som rester av delvis rekrystallisert symplektitt etter en tidligere klinopyroksen. Sammen med reliktt granat, større plagioklaskorn fra matriks samt kvarts utgjør dette det karakteristiske mineralselskapet for høytrykks granulittfacies. De delvis resorberte granatene viser sonering med økende Fe og Mn, mens Mg og Ca minker mot kanten av granaten. Denne soneringen er typisk for høy grads granat, og granater med denne soneringen tolkes til å ha vært homogene og senere ha blitt modifisert ved diffusjon under avtakende temperatur (og trykk) (Spear 1993).

### Stadium 2:

I stadium 2 opptrer mineralselskapet cpx, opx, hbl og plag som er typisk for lavtrykks granulittfacies (to-pyroksen granulitt). Granatene fra stadium 1 minker i størrelse jo lengre ut man går i linsa til de forsvinner. I pseudomorfer etter granat finner man plag, cpx, opx og hbl, noe som tolkes som en retrograd nedbrytning av granat. Den opprinnelige klinopyroksen fra stadium 1 er erstattet med symplektitter av cpx + opx + plag, delvis rekrystallisert til aggregater, cpx, opx, hbl og plag. Kalifeltspat i sammenvoksning med plagioklas tolkes til å være replacement strukturer (jfr fig 3.4.8 og fig 6.1 til høyre (Deer, Howie and Zussmann 2001)).

En slik reaksjon kan skje ved at en mobil fluid kommer inn og ved hjelp av ionebyttereaksjoner erstatter Na i plagioklas med K:





### Stadium 3-4-5:

Hbl+Plag+Ep

Stadium 4 finner man best utviklet i de ytre delene av linsa. Bergarten består av amfibol og plagioklas med inneslutninger av små korn av epidot. Amfibolen er lokalt sonert, med en kjerne av aktinolitt overvokst av hornblende (Fig 3.5.4 og 3.5.5). Denne overgangen fra aktinolitt til hornblende markerer en prograd metamorfose fra grønskiferfacies (stadium 3) til amfibolittfacies (stadium 4). I kapittel 3.5 ble det også beskrevet koeksisterende albitt med An innhold på 3-5 % og oligoklas med An innhold på 15-18 %. Det er ikke uvanlig å finne koeksisterende albitt og oligoklas i overgangssonen mellom grønskifer- til amfibolittfacies (Spear 1993).

Lengst ut mot kanten av linsa ser man også at biotitt er omgitt av en rand med kloritt, dette tyder på at også etter stadium 4 har det vært en episode (5) med grønskiferfacies metamorfose.

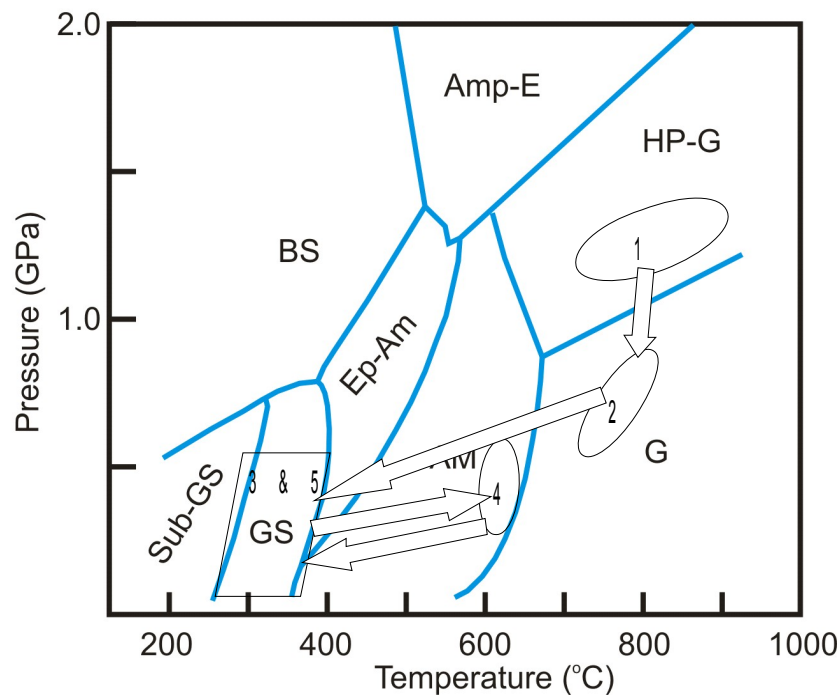


Fig 6.2 P-T faciesdiagram med ellipser som markerer de ulike stadiene, stadium 3 og 5 er ikke basert på geotermobarometriske metoder men baserer seg istedenfor på at det er tegn på grønskiferfacies metamorfose. For resten av stadiene passer ellipsene bra med de forventede plasseringene ut fra mineralselskap og geotermobarometriske metoder.

## Oppsummering

1. Aggregatene av cpx, opx og plag viser lik utslukking, derfor tolkes de som en symplektitt dannet av en eldre klinopyroksen, som er delvis rekrystallisert (separate små korn). Dette sammen med granat og plagioklas i matriks representerer høytrykks granulittfacies metamorfosen som er den eldste i linsa. Sonering av granater viser tegn på retrograd påvirkning. Dette mineralselskapet gir trykk og temperaturverdier på 715-922 °C og 1,1-1,43 GPa.
2. Granat og opprinnelig klinopyroksen brytes ned til cpx, opx, plag og hbl. Den opprinnelige plagioklasen erstattes delvis av kalifeltspat. Dette representerer lavere-trykks granulittfacies (2-pyroksen granulitt) metamorfose og mineralselskapet gir trykk og temperaturverdier på 710-715 °C og 0,51-0,92 GPa.
3. Aktinolittiske kjerner omgitt av hornblende tolkes til å representere grønskiferfacies.
4. Hbl, plag og ep i de ytre deler av linsa tolkes til å representere amfibolittfacies metamorfose dette mineralselskapet gir trykk og temperaturer på 595-660 °C og 0,17-0,62 GPa.
5. Koeksisterende albitt og oligoklas tolkes til å representere overgangen mellom grønskifer- og amfibolittfacies.
6. Kloritt langs randen av biotitt tolkes til å representere grønskiferfacies helt i kanten av linsa.



## DISKUSJON OG KONKLUSJON:

Den studerte mafiske linsa ligger i Vest-Troms gneisregion og er blottlagt i fjæra ved Mjølsvika på Sandøya (fig 2.3). Vest-Troms gneisregion er av arkeisk til paleoproterozoisk alder. Den består av tonalittisk gneis, magmatiske, og metasuprakrustale bergarter. De mafiske bergartene man finner i Vest-Troms gneisregion viser hovedsaklig amfibolitt-facies som i enkelte tilfeller er overpreget av en seinere lavere grads metamorfose i grønnskifer-facies. Linsa skiller seg mineralogisk ut fra andre mafiske bergarter i regionen da den inneholder granat i en grønn grunnmasse.

Linsa ligger i en skjærsone og er omgitt av båndet gneis. Kjernen av linsa er udeformert og består hovedsaklig av granat, klinopyroksen, ortopyroksen og plagioklas. Når man beveger seg utover i linsa øker deformasjonsgraden og granat, klinopyroksen og ortopyroksen erstattes av amfiboler. Linsa er kuttet av en felsisk gang. Gangen er antatt å stamme fra oppsmelting av båndet gneis i «Mjølsvika skjærsone». Dateringer av zirkoner fra gangen gir aldre på  $1776,6 \pm 1,1$  Ma og  $521 \pm 22$  Ma. Alderen på  $1776,6 \pm 1,1$  Ma antas å representere intrusjonsalderen mens alderen på  $521 \pm 22$  Ma antas å ikke ha noen geologisk signifikans.

Dateringer av zirkon fra en prøve i linsa ga aldre på  $430 \pm 30$  Ma,  $1777 \pm 12$  Ma,  $1774,4 \pm 1,7$  Ma og  $2920 \pm 240$  Ma. Aldrene på  $1774,4 \pm 1,7$  Ma og  $1777 \pm 12$  Ma antas å representere tidspunktet for granulitt-facies metamorfose. Alderen på  $430 \pm 30$  Ma tolkes til å kunne representere kaledonsk påvirkning men denne alderen baserer seg på 2 målinger og er derfor ganske usikker. Alderen på  $2920 \pm 240$  Ma tolkes til å kunne representere intrusjonsalder for en mafisk gang som linsa stammer fra, men også denne alderen baserer seg kun på 2 målinger og er derfor ganske usikker. Men det forekommer andre arkeiske bergarter med omtrent denne alderen i regionen, blant annet er Dåfjord-gneisen nord på Ringvassøya datert til  $2842 \pm 2$  Ma ved U-Pb zirkon datering (Zwaan & Tucker 1996)

Andre steder i regionen har man intrusiver med omtrent samme alder som linsa.

Ersfjord granitten  $1792 \pm 5$  (Corfu et.al 2003) med beslektede granitoide bergarter i Senja og Hamn-noritten. Mjelde-Skorelvvatn sonen sentralt på Kvaløya inneholder en syn-tektonisk pematittisk gang som er datert til  $1768 \pm 4$  Ma med U-Pb titanitt metoden (Corfu et al. 2003). Disse kan tyde på at metamorfosen kan ha oppstått som følge av varme tilført fra intrusiver.

Det er også naturlig å sammenligne med Lofoten Vesterålen, da man i samme periode som den antatte alderen på granulitt-facies metamorfose, hadde en lengre periode fra 1,86 Ga til ihvertfall 1,77-1,76 Ga med intervaller med kraftige plutonske hendelser, med episoder av lokal deformasjon



og regional metamorfose.(Corfu 2004).

Analyser av trykk og temperaturforholdene under disse hendelsene gir maksimale trykk og temperaturverdier for regional-metamorfose på 9-11 kbar og 770 °C fra Krogh E. J. 1977 og 800-900 °C og 9-11 kbar fra Griffin et.al 1978.

Tektoniske modeller for Lofoten Vesterålen er foreslått til å være island arc subduksjon etterfulgt kontinentalmargin-subduksjon (Krogh E. J. 1977).

Det kan være vanskelig å skille mellom moden øybuevulkanisme og kontinentalmargin subduksjon miljøer, men likheter i frekvensdistribusjon av litologiske typer og trender i kjemisk sammensetning ser ut til å favorisere tolkningen av at de proterozoiske bergartene ble dannet i kontinentalmargin-miljøer (I.K. Iden 1981)

Partiell oppsmelting av bergarter rundt linsa kan ha vært med på å dehydrere linsa slik at det ble mulig å danne mineralselskapet man finner i stadium 1(E. Ravna personlige kommentarer).

Likhetene mellom alder på intrusiver og metamorfose mellom regionene kan tyde på at området har vært utsatt for lignende forhold. Trykkforholdene den har vært utsatt for tilsier at det har vært en fortykning av skorpen.

Tolkningen blir da at for ca 1775 Ma siden hadde man granulittfacies metamorfose og intrusjon av pegmatitten som kutter linsa. Trykk og temperaturforhold tilsier en fortykning av skorpen. Ut fra korrelasjoner til Lofoten Vesterålen kan denne fortykningen skyldes subduksjon ved kontinentalmargin og/eller øybuesubduksjon.

## **Konklusjon:**

1.  $2920 \pm 240$  Ma for intrusjon av en opprinnelig mafisk gang som linsa kan stamme fra.
2. Aldrene på rundt 1775 Ma tolkes til å representere høytrykks granulittfacies metamorfose og samtidig intrusjon av pegmatitten som kutter linsa.
3.  $430 \pm 30$  Ma tolkes til å kunne representere alder for kaledonsk påvirkning. Men disse resultatene er ganske usikre siden de baserer seg på få data.
4. P-T beregninger viser at trykk og temperatur for høytrykks granulittfacies metamorfose var på mellom 715-922 °C og 1,1-1,43 GPa
5. Sonering av granater tyder på at de har vært homogene og senere har blitt modifisert under synkende trykk og temperaturforhold.
6. Linsa utsettes for retrograd påvirkning under lavtrykks granulittfacies med trykk og temperaturer på 710-715 °C og 0,51-0,92 GPa
7. Kjerne av aktinolitt omgitt av hornblende tolkes til at linsa så har vært utsatt for grønskiferfacies metamorfose etterfulgt av amfibolittfacies metamorfose med trykk og temperaturer på 595-660 °C og 0,17-0,62 GPa.
8. Koeksisterende albitt og oligoklas tolkes til å representere overgangssonen mellom grønskiferfacies og amfibolittfacies.
9. Nyvekst av kloritt rundt biotitt fra prøver ved kanten av linsa tyder på en ny grønskiferfacies metamorfose.

## KILDER:

- Andersen DJ., Lindsley DH. (1988) Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti Oxides -Fe-Ti Oxides. *American Mineralogist* 73:714-726
- Andresen, A. (1979). The age of the Precambrian basement in western Troms, Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 101: 291-298.
- Armitage, P. E. B. (1999). Kinematic analysis of a Precambrian metasupracrustal deformation zone between Mjelde and Skorelvvatn, Kvaløya, Troms. *Cand. Scient. Thesis, University of Tromsø*. 172 pp.
- Armitage, P. E. B. (2004 ). Structural geological reconnaissance in the Svanfjellet Shear Zone, Senja. Upublisert feltrapport. Universitetet i Tromsø.
- Armitage, P. E. B. & Bergh, S. G. (2005). Structural development of the Mjelde-Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*. 85: 117-132.
- Benisek A., Kroll H., & Cemič L. (2004) New developments in two-felspar thermometry. *American Mineralogist*, 89:1496-1504
- Bergh, S. G., et al. (2007). Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new occurrence of the Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 87, pp.301-318.
- Bergh, S. G. & Armitage P.E.B. (1998) Reconnaissance structural mapping on western Ringvassøy (upblisert rapport) Institutt for geologi, Universitet i Tromsø
- Bhadra S. & Bhattacharya A., (2007) The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: Constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages. *American Mineralogist*, 92:491-502
- Binns, R. E. (1983). Rapport om berggrunnsgeologiske undersøkelser på Kvaløy og Ringvassøy, Troms, sommeren 1983. Norges geologiske undersøkelse, archive 046/ 83.016D.
- Binns, R. E., et al. (1981). Low-grade Sediments on Precambrian Gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 359, 61-70.
- Blundy JD, Holland TJB (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 104:208-224
- Corfu, F., et al. (2006). U-Pb constraints on the Late Palaeoproterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, northern Norway. *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*, p.23.
- Corfu, F., et al. (2003). Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *NGU-BULL.* 441: 61-72.
- Cumbest, R. J. 1986: Tectonothermal overprint of the Western Gneis Terrane, Senja, Troms,

northern Norway. Unpublished thesis, University of Georgia, USA

Dale J., Holland TJB., Powell R., (2000) Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: A natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140:353-362

Dallmeyer, R.D. 1992:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages within the Western Gneiss terrane, Troms, Norway: evidence for polyphase Proterozoic tectonothermal activity (Svecokarelian and Sveconorwegian). *Precambrian Research* 57, 195-206

Deer W. A., Howie R.A. & Zussmann J. (2001) *Rock-forming minerals volume 4a, Framework silicates, feldspars*, second edition.

Dore A. G., Lundin E. R., Fichler C, et al. (1997) Patterns of basement structure and reactivation along the NE atlantic margin. *Journal of the geological society* 154:85-92

Essene E.J., (1992) Geologic thermometry and barometry. *Reviews in Mineralogy*, 10, 153-206

Fuhrman ML., Lindsley DH. (1988) Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*. 73:201-215

Ganguly, J., Cheng, W. & Tirone, M. (1996): Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126:137-151

Henkel H. 1991: Magnetic crustal structures in Northern Fennoscandia. *Tectonophysics* 192, 257-283

Holland TJB (1990): Activities of components in omphacitic solid solutions: an application of Landau theory to mixtures. *Contrib Mineral Petrol* 105:446-453

Holland, TJB & Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system  $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{MnO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{C} - \text{H}_2 - \text{O}_2$ . *J. Metamorph. Geol.* 8:89-124

Holland TJB, Powell R (1992) Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's Quadratic Formalism and Landau theory. *Am Mineral* 77:53-61

Holland TJB, Powell R (1998): An internally consistent Thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, 16:309-344

Holland TJB, Blundy JD (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib Mineral Petrol* 116:433-447

Krill, A. G. & Fareth, E. (1984). Rb-Sr whole-rock ages from Senja, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*. 64: 171-172.

Kullerud, K. K., et al. (2006a). U-Pb constraints on the Archean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. (Abstract). *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*, p.79

- Lindsley D.H, (1983) Pyroxene thermometry, *American Mineralogist* 68 pp. 477–493.
- Lindstrøm, M. (1988). Rb-Sr geokronologi av prekambriske og kaledonske bergarter i Ofoten og Troms. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Tromsø. 125 pp.
- Ludwig, K. R., 1999. Isoplot/Ex version 2.03. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1, 1-43.
- Morimoto, N. et al., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. 73, 1123-1133.
- Motuza, G., et al. (2001). The Ringvassøya greenstone belt (Tromsø, North Norway): implications for a Mesoarchean subduction zone. EUROPROBE time-slice symposium "Archaean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records", St.Petersburg, Russia, October 1 - November 3, 2001, 43-44.
- Myers, J.S. & Kröner, A. (1994): Archaean Tectonics in: Hancock, P.L. (ed.) *Continental Deformation*. Pergamon Press, 355-369
- Neumann, E.-R., 1976. Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Nor. Geol. Tidsskr.* 56, 1-6.
- Olesen, O., et al. (1997). Basement structure of the continental margin in the Lofoten–Lopphavet area, northern Norway: constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk geologisk tidsskrift*. 77: 15-30.
- Pedersen, B.R.S., 1997. Strukturell analyse av en prekambrisk, duktilt deformert metasuprakrustalsone (Astridal-skjærsone?) på NØ-Senja, Troms, University of Tromsø, Tromsø, 166 pp.
- Ravna, E. J. K., 2000b. The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup> -Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*. 18, 211-219.
- Romer, R. L., Kjosnes B., Korneliussen, A., Lindahl, I., Skyseth, T., Stendal, M. & Sundvoll, B. (1992). The Archaean -Proterozoic boundary beneath the Caledonides of northern Norway and Sweden: U-Pb, Rb-Sr and  $\epsilon_{Nd}$  isotope data from the Rombak-Tysfjord area. *Norges Geologiske Undersøkelse Rapport 91.225*, 6pp.
- Spear F. S., (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Monograph, 799.
- Wells Peter R.A (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.* 62, 129-139
- Zwaan K. B. (1995). Geology of the West Troms Basement Complex, northern Norway, with special emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. *Norges Geologiske Undersøkelse. Bulletin 427*: 33-36.
- Zwaan, K. B., et al. (1998). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M



1:250.000, Norges geologiske undersøkelse.

Zwaan, K. B. & Walker, R. D. (1996). Absolute and relative age relationships in the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway. 22nd Nordic Geological Winter Meeting. Åbo, Finland. p.237.

Zwaan, K. B. (1989). Berggrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbelte på Ringvassøya, Troms. Norges geologiske undersøkelse, Report 89.101.

Zwaan, K.B. and Grogan, P.W., 1998. Beskrivelse til geologiske kart over Norge 1:250 000, TROMSØ, Norges geologiske undersøkelse.

Zwaan, K.B. 1992a: Database for alle geologiske opplysninger om den prekambriske geologien på Kvaløya, Troms fylke. Norges geologiske undersøkelse Report 92.104.

Zwaan, K.B., Tucker, R.D.: Absolute and relative age relationships in the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway. In: Proceedings of the 22nd Nordic Geol. Winter Meeting, Aabo, Finland 1996 side 237





Tabell 2a: Mineralkjemiske analyser av amfibol

Sample Ring Comment	1a		1b				
	1 d2 hbl 1	1 d2 Hbl 7	2 Hbl 1	21. oktober 1	2	3	4
Numbers of oxygen	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Cations	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000
Mineral	Amph wt%	Amph wt%	Amph wt%	Amph wt%	Amph wt%	Amph wt%	Amph wt%
SiO2	41,81	42,14	41,92	41,29	41,67	41,61	41,63
Al2O3	12,31	12,05	12,02	11,58	11,67	11,76	11,77
TiO2	1,67	1,85	1,80	2,42	2,17	2,16	2,23
FeO	19,60	19,09	19,10	20,20	20,19	20,17	20,25
MnO	0,09	0,22	0,20	0,19	0,13	0,00	0,00
MgO	7,74	8,08	7,99	7,97	7,84	8,00	7,87
CaO	11,47	11,47	11,70	11,01	11,02	11,14	11,04
Na2O	1,52	1,41	1,56	1,64	1,51	1,48	1,45
K2O	1,80	1,69	1,71	1,70	1,81	1,68	1,75
	98,00	97,99	98,00	98,00	98,01	98,00	97,99
Oxygens	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Si	6,377	6,406	6,386	6,327	6,375	6,359	6,365
Al(iv)	1,623	1,594	1,614	1,673	1,625	1,641	1,635
Al(vi)	0,589	0,566	0,544	0,418	0,479	0,477	0,485
Al	2,213	2,160	2,159	2,091	2,104	2,118	2,121
Ti	0,191	0,212	0,207	0,279	0,250	0,248	0,256
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe**	2,448	2,364	2,410	2,458	2,467	2,452	2,465
Mn	0,011	0,028	0,025	0,025	0,017	0,000	0,000
Mg	1,760	1,830	1,814	1,821	1,788	1,823	1,794
Ca	1,874	1,868	1,910	1,808	1,806	1,824	1,808
Na	0,375	0,347	0,393	0,426	0,371	0,389	0,363
K	0,351	0,327	0,331	0,332	0,353	0,328	0,341
Cations	15,726	15,673	15,724	15,758	15,724	15,716	15,704

Tabell 2b: Mineralkjemiske analyser av amfibol

Sample	1d		1i							
Ring	2		3	2		3	4	5	6	7
Comment	Hbl 1	Hbl 2	Hbl 1	1	2	3	4	5	6	7
Numbers of oxygen	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Cations	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000
Mineral	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	41,37	41,51	41,80	45,57	47,14	45,72	44,27	42,85	50,70	46,37
Al2O3	12,23	12,55	11,81	11,02	9,14	9,85	12,33	14,16	6,24	9,53
TiO2	2,02	1,96	2,03	0,19	0,68	0,94	0,25	0,32	0,06	0,93
FeO	19,83	19,49	19,36	16,89	15,07	15,69	16,77	17,49	13,60	15,24
MnO	0,00	0,00	0,13	0,27	0,42	0,36	0,37	0,35	0,41	0,31
MgO	7,68	7,62	8,03	10,47	12,23	11,65	9,96	8,73	13,55	11,97
CaO	11,73	11,64	11,62	11,38	10,94	11,24	11,57	11,22	12,05	11,11
Na2O	1,29	1,31	1,37	1,83	1,73	1,85	1,96	2,28	1,17	1,85
K2O	1,86	1,90	1,85	0,41	0,64	0,71	0,52	0,58	0,23	0,69
	98,01	98,00	98,00	98,02	97,99	98,01	98,00	97,99	98,01	98,00
Oxygens	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Si	6,324	6,332	6,377	6,759	6,929	6,769	6,589	6,409	7,350	6,838
Al(iv)	1,676	1,668	1,623	1,241	1,071	1,231	1,411	1,591	0,650	1,162
Al(vi)	0,528	0,588	0,500	0,684	0,514	0,487	0,751	0,905	0,417	0,494
Al	2,204	2,257	2,123	1,925	1,584	1,719	2,163	2,496	1,067	1,655
Ti	0,232	0,225	0,233	0,021	0,075	0,105	0,029	0,036	0,006	0,103
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe**	2,488	2,453	2,425	1,947	1,679	1,791	1,964	2,066	1,597	1,734
Mn	0,000	0,000	0,016	0,034	0,052	0,045	0,047	0,045	0,051	0,039
Mg	1,751	1,734	1,825	2,314	2,680	2,572	2,209	1,947	2,929	2,630
Ca	1,922	1,903	1,900	1,808	1,723	1,783	1,846	1,798	1,873	1,756
Na	0,352	0,324	0,351	0,483	0,391	0,467	0,535	0,582	0,253	0,431
K	0,363	0,370	0,360	0,078	0,119	0,133	0,099	0,110	0,042	0,129
Cations	15,715	15,694	15,712	15,560	15,511	15,600	15,633	15,693	15,295	15,560



Tabell 2c: Mineralkjemiske analyser av amfibol

Sample	1i														
Ring	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Comment	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Numbers of oxygen	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Cations	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000
Mineral	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	50,90	45,68	52,93	53,32	52,26	52,14	50,54	52,47	44,28	44,44	47,08	46,37	44,30	45,21	44,46
Al2O3	5,63	9,80	3,73	3,75	4,66	5,02	5,89	7,04	13,90	13,45	9,87	10,69	13,26	11,52	12,35
TiO2	0,29	0,93	0,15	0,00	0,16	0,20	0,45	0,12	0,08	0,20	0,17	0,11	0,07	0,28	0,44
FeO	13,47	15,71	12,17	12,05	12,45	12,35	13,46	13,04	16,24	16,60	15,71	16,01	16,99	16,04	16,54
MnO	0,58	0,48	0,50	0,52	0,53	0,44	0,48	0,43	0,48	0,68	0,51	0,40	0,47	0,50	0,40
MgO	14,46	11,62	15,91	15,88	15,19	14,95	14,25	12,56	9,63	9,70	11,09	10,97	9,53	10,54	9,88
CaO	11,28	11,10	11,50	11,31	11,43	11,54	11,31	10,82	10,75	9,89	11,63	11,27	10,73	11,50	11,51
Na2O	1,20	1,95	1,00	1,05	1,14	1,21	1,36	1,33	2,26	2,60	1,59	1,90	2,30	1,99	1,90
K2O	0,19	0,73	0,11	0,12	0,20	0,17	0,26	0,19	0,38	0,44	0,36	0,29	0,36	0,40	0,53
	97,98	98,00	97,99	98,00	98,00	98,00	98,00	98,00	98,00	97,99	98,01	98,02	98,01	97,99	98,01
Oxygens	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Si	7,370	6,769	7,592	7,633	7,515	7,492	7,326	7,516	6,547	6,584	6,932	6,837	6,577	6,696	6,605
Al(iv)	0,630	1,231	0,408	0,367	0,485	0,508	0,674	0,484	1,453	1,416	1,068	1,163	1,423	1,304	1,395
Al(vi)	0,330	0,481	0,223	0,266	0,303	0,341	0,332	0,704	0,969	0,931	0,645	0,695	0,897	0,708	0,767
Al	0,960	1,712	0,631	0,633	0,789	0,850	1,006	1,188	2,422	2,347	1,713	1,858	2,320	2,012	2,162
Ti	0,032	0,104	0,016	0,000	0,017	0,021	0,049	0,013	0,009	0,022	0,018	0,012	0,008	0,032	0,049
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe**	1,447	1,787	1,299	1,283	1,359	1,382	1,481	1,548	1,839	1,820	1,838	1,832	1,928	1,869	1,946
Mn	0,071	0,060	0,061	0,063	0,064	0,054	0,059	0,052	0,060	0,085	0,064	0,050	0,059	0,063	0,051
Mg	3,120	2,568	3,401	3,388	3,256	3,201	3,079	2,683	2,124	2,143	2,435	2,410	2,108	2,328	2,188
Ca	1,750	1,763	1,767	1,735	1,760	1,777	1,756	1,661	1,703	1,569	1,835	1,780	1,707	1,824	1,831
Na	0,269	0,483	0,206	0,185	0,215	0,215	0,289	0,045	0,522	0,552	0,385	0,466	0,552	0,514	0,488
K	0,034	0,137	0,020	0,021	0,036	0,031	0,049	0,034	0,072	0,083	0,068	0,055	0,069	0,076	0,100
Cations	15,303	15,620	15,225	15,207	15,250	15,245	15,338	15,079	15,594	15,636	15,453	15,521	15,621	15,590	15,589

Tabell 3a: Mineralkjemiske analyser av feltspat

Sample Ring	1a								1c							
	1	1	1	1	1	1	1	2	2	kfs		kfs3		scanfs		
comment	K-fsp10	Pl21	pl22	23pl	d2 pl5	d2 pl6	pl1	pl1	pl2	kfs	kfs2	kfs3	kfs4	scanfs	scanfs2	
Numbers of oxygen	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
Mineral	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	
SiO2	63,01	56,93	56,62	57,03	57,20	57,26	56,87	56,61	57,37	63,54	64,02	63,76	64,13	59,28	59,39	
Al2O3	19,16	27,48	26,92	27,30	27,01	26,99	27,28	27,12	26,42	18,07	18,24	18,36	18,34	23,16	23,20	
Fe2O3	0,22	0,18	0,80	0,07	0,37	0,27	0,18	0,22	0,19	0,26	0,19	0,15	0,09	0,50	0,41	
CaO		8,86	9,60	9,02	8,80	8,76	9,21	9,94	9,44	0,39	0,17	0,22	0,12	6,10	5,91	
Na2O	0,62	6,36	5,80	6,41	6,45	6,52	6,23	5,91	6,31	1,28	1,01	1,20	1,12	3,83	3,82	
K2O	15,37	0,19	0,26	0,17	0,17	0,21	0,23	0,21	0,26	15,05	15,49	14,92	15,22	6,55	6,72	
BaO	1,61									1,40	0,88	1,40	0,98	0,58	0,56	
Sum	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	99,99	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	
Normalized cations																
Si	2,948	2,552	2,555	2,556	2,566	2,566	2,553	2,547	2,577	2,958	2,971	2,969	2,977	2,710	2,713	
Al	1,056	1,452	1,432	1,442	1,428	1,426	1,443	1,438	1,398	0,991	0,998	1,008	1,003	1,248	1,249	
Fe***	0,008	0,006	0,027	0,002	0,012	0,009	0,006	0,007	0,006	0,009	0,007	0,005	0,003	0,017	0,014	
Ca	0,000	0,426	0,464	0,433	0,423	0,421	0,443	0,479	0,454	0,019	0,008	0,011	0,006	0,299	0,289	
Na	0,056	0,553	0,507	0,557	0,561	0,567	0,542	0,516	0,549	0,116	0,091	0,108	0,101	0,339	0,338	
K	0,917	0,011	0,015	0,010	0,010	0,012	0,013	0,012	0,015	0,894	0,917	0,886	0,901	0,382	0,392	
Ba	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,008	0,013	0,009	0,005	0,005	
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
X(An)	0,000	0,430	0,470	0,433	0,426	0,421	0,444	0,476	0,446	0,019	0,008	0,011	0,006	0,291	0,282	

Tabell 3b: Mineralkjemiske analyser av feltspat

Sample Ring comment	1d	1d	1d	1d	1d	1i	1i	1i	1i	1i	1i	1i
	1	1	1	2	2	321 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	2
Numbers of oxygen Cations	pl1	pl2	pl3	kfsp	plag1	kfsp1	1	2	3	4	5	
	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mineral	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	56,03	55,45	55,93	63,55	55,74	63,67	65,34	67,76	64,38	64,76	68,31	66,33
Al2O3	28,00	28,10	27,85	19,05	28,04	18,95	21,86	20,09	22,22	21,97	19,60	21,17
Fe2O3	0,13	0,32	0,34		0,37	0,20						0,17
CaO	9,83	10,04	9,78		9,91		3,08	1,08	3,77	3,44	0,71	1,34
Na2O	5,86	5,88	5,96	0,97	5,72	1,05	9,72	11,03	9,52	9,77	11,30	10,87
K2O	0,15	0,21	0,14	15,32	0,21	15,16	0,00	0,05	0,11	0,06	0,08	0,13
BaO				1,10		0,97						
Sum	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01
Normalized cations												
Si	2,519	2,492	2,514	2,952	2,510	2,955	2,885	2,971	2,844	2,856	2,991	2,907
Al	1,484	1,489	1,476	1,043	1,488	1,037	1,137	1,038	1,157	1,142	1,012	1,093
Fe***	0,004	0,011	0,012	0,000	0,013	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
Ca	0,474	0,484	0,471	0,000	0,478	0,000	0,146	0,051	0,178	0,163	0,033	0,063
Na	0,511	0,512	0,519	0,087	0,499	0,094	0,832	0,938	0,815	0,836	0,959	0,924
K	0,009	0,012	0,008	0,908	0,012	0,898	0,000	0,003	0,006	0,003	0,004	0,007
Ba	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
X(An)	0,477	0,480	0,472	0,000	0,483	0,000	0,149	0,051	0,178	0,162	0,033	0,063

Tabell 3c: Mineralkjemiske analyser av feltspat

Sample	1b															
Ring	b2															
comment	kfs	kfs2	kfs3	pl	pl2	pl3	kfs4	scan fs	r3	pl symp	b1	kfs1	kfs2	pl1	pl2	pl3
Numbers of oxygen	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mineral	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	64,39	64,06	64,13	56,75	56,52	56,53	64,44	60,64	56,33	63,87	64,25	57,23	57,76	56,74		
Al2O3	18,60	18,72	18,69	27,56	27,69	27,68	18,73	22,95	27,86	18,61	18,70	27,10	26,82	27,44		
Fe2O3																
CaO				9,57	9,73	9,84		5,16	10,16	0,09	0,09	8,94	8,58	9,29		
Na2O	0,94	0,95	0,94	5,85	5,87	5,75	0,95	3,25	5,46	1,11	1,01	6,39	6,57	6,16		
K2O	15,22	15,52	15,29	0,27	0,19	0,20	14,90	8,00	0,19	15,29	15,17	0,35	0,28	0,37		
BaO	0,86	0,75	0,95				0,98			1,03	0,78					
Sum	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	
Normalized cations																
Si	2,989	2,968	2,978	2,552	2,541	2,544	2,996	2,763	2,540	2,964	2,979	2,564	2,586	2,546		
Al	1,018	1,022	1,023	1,461	1,467	1,468	1,026	1,233	1,481	1,018	1,022	1,431	1,415	1,451		
Fe***	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,461	0,469	0,474	0,000	0,252	0,491	0,004	0,004	0,429	0,412	0,447		
Na	0,085	0,085	0,085	0,510	0,512	0,502	0,086	0,287	0,477	0,100	0,091	0,555	0,570	0,536		
K	0,901	0,917	0,906	0,015	0,011	0,011	0,884	0,465	0,011	0,905	0,897	0,020	0,016	0,021		
Ba	0,008	0,007	0,009	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,009	0,007	0,000	0,000	0,000		
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000		
X(An)	0,000	0,000	0,000	0,467	0,473	0,480	0,000	0,251	0,501	0,004	0,004	0,427	0,412	0,445		

Tabell 3d: Mineralkjemiske analyser av feltspat

Sample Ring comment	1b										
	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt	21 okt
Numbers of oxygen	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mineral	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	56,90	57,99	57,20	57,57	57,42	56,89	57,01	57,23	57,79	57,66	
Al2O3	27,15	26,38	27,09	27,02	26,93	27,41	27,20	26,86	26,75	26,81	
Fe2O3											
CaO	9,70	9,08	9,33	9,10	9,15	9,53	9,41	9,35	8,96	9,22	
Na2O	6,06	6,38	6,23	6,14	6,32	6,04	6,15	6,33	6,31	6,17	
K2O	0,19	0,16	0,16	0,18	0,18	0,14	0,23	0,23	0,18	0,14	
BaO											
Sum	100,00	99,99	100,01	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	
Normalized cations											
Si	2,557	2,603	2,567	2,586	2,576	2,556	2,560	2,567	2,594	2,591	
Al	1,438	1,396	1,433	1,431	1,424	1,451	1,439	1,420	1,415	1,420	
Fe***	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	0,467	0,437	0,449	0,438	0,440	0,459	0,453	0,449	0,431	0,444	
Na	0,528	0,555	0,542	0,535	0,550	0,526	0,535	0,551	0,549	0,538	
K	0,011	0,009	0,009	0,010	0,010	0,008	0,013	0,013	0,010	0,008	
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Cations	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
X(An)	0,464	0,436	0,449	0,446	0,440	0,462	0,452	0,444	0,435	0,449	



Tabell 4: Mineralkjemiske analyser av biotitt

Sample comment	1a r1	1d r2 bt1	1d r2 Bt symp1		1d r3 Bt 1	Bt 2	1c r2bt	bt2	1b b2bt	b2bt2	b2bt3	1i 1	2	
Oxygen	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	
Cations	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	
Mineral	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	
SiO2	37,70	37,06	48,61	30,14	36,97	37,23	37,21	35,61	35,81	35,86	35,81	36,33	38,33	37,97
Al2O3	19,57	15,43	12,95	12,95	15,89	17,06	15,74	14,35	14,38	14,47	14,61	14,59	16,54	16,28
TiO2	3,24	5,02	3,81	3,81	4,67	4,27	4,76	5,42	5,32	5,02	5,19	5,31	1,19	1,45
Cr2O3														
FeO	23,99	23,32	19,01	19,01	23,32	21,83	23,21	21,57	21,58	22,00	21,59	21,29	17,24	17,86
MnO								0,18	0,00					
MgO	6,31	8,78	7,42	7,42	9,10	9,08	8,83	8,85	8,90	8,66	8,63	8,63	12,34	12,22
CaO														
Na2O	0,47	0,30	0,25	0,25	0,31	0,21	0,18	0,42	0,33	0,31	0,35	0,25	0,38	0,35
K2O	8,72	10,09	7,94	7,94	9,74	10,32	10,07	9,62	9,69	9,68	9,82	9,61	9,98	9,87
BaO														
	100,00	100,00	99,99	81,52	100,00	100,00	100,00	96,02	96,01	96,00	96,00	96,01	96,00	96,00
Oxygens	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si	5,516	5,499	6,764	5,472	5,472	5,474	5,510	5,491	5,515	5,531	5,518	5,570	5,727	5,695
Al(iv)	2,484	2,501	1,236	2,528	2,528	2,526	2,490	2,509	2,485	2,469	2,482	2,430	2,273	2,305
Al(vi)	0,891	0,197	0,887	0,243	0,243	0,431	0,256	0,099	0,124	0,161	0,171	0,207	0,640	0,572
Ti	0,357	0,560	0,399	0,520	0,520	0,472	0,530	0,629	0,616	0,582	0,602	0,612	0,134	0,164
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe**	2,935	2,894	2,212	2,887	2,887	2,684	2,874	2,782	2,779	2,838	2,782	2,730	2,154	2,240
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,376	1,942	1,539	2,008	2,008	1,990	1,949	2,034	2,043	1,991	1,982	1,973	2,749	2,732
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,133	0,086	0,067	0,088	0,088	0,060	0,052	0,126	0,099	0,093	0,105	0,074	0,110	0,102
K	1,628	1,910	1,409	1,839	1,839	1,936	1,902	1,892	1,904	1,905	1,930	1,880	1,902	1,888
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	15,320	15,590	14,514	15,586	15,586	15,573	15,564	15,585	15,565	15,570	15,572	15,476	15,689	15,698

Tabell 5: Mineralkjemiske analyser av Epidot/Klinozoisitt og Spinell

Sample	1i		
Ring	2		
comment	2		
Numbers of ox	12,5	12,5	12,5
Cations	8	8	8
Mineral	Epidote	Epidote	Epidote
	wt%	wt%	wt%
SiO2	39,14	39,49	39,16
Al2O3	25,53	24,67	25,09
Fe2O3	11,47	11,10	10,63
MnO	0,16	0,24	0,32
CaO	23,70	23,00	23,30
	100,00	98,50	98,50
Normalized cations			
Si	3,029	3,104	3,072
Al	2,328	2,286	2,320
Fe <sup>***</sup>	0,668	0,657	0,628
Mn	0,010	0,016	0,021
Ca	1,965	1,937	1,959
Cations	8,000	8,000	8,000

Sample	eg07-1c		
comment	mt-ilm	mt-ilm2	mt
Oxygen	4,000	4,000	4,000
Cations	3,000	3,000	3,000
Mineral	Spinell	Spinell	Spinell
	wt%	wt%	wt%
TiO2	8,52	8,17	0,37
FeO	90,50	91,02	98,67
V2O5	0,98	0,81	0,90
	100,00	100,00	99,94

Normalized to 3 cations

Ti	0,232	0,222	0,010
Fe <sup>**</sup>	2,742	2,756	2,966
V	0,026	0,022	0,024
Cations	3,000	3,000	3,000
Fe <sup>***</sup>	1,457	1,490	1,908
Fe <sup>**</sup>	1,285	1,266	1,058

Tabell 6: Mineralkjemiske analyser av Ilmenitt

Prøve Mineral	ilm eg07-1c-r2 Ilmenite wt%	ilm2 Ilmenite wt%	1ar1ilm1 Ilmenite wt%	ilm2 Ilmenite wt%
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	54,13	48,76	47,63	50,09
FeO	44,88	50,13	50,81	48,34
MnO	0,99	0,92	1,18	1,12
MgO			0,37	0,45
Sum	100,00	99,81	99,99	100,00
Numbers of oxy	3,000	3,000	3,000	3,000
Cations	2,000	2,000	2,000	2,000
Normalized cations				
Ti	1,030	0,924	0,897	0,945
Fe <sup>**</sup>	0,949	1,056	1,064	1,014
Mn	0,021	0,020	0,025	0,024
Mg	0,000	0,000	0,014	0,017
Cations	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe <sup>***</sup>	-0,059	0,152	0,206	0,110
Fe <sup>**</sup>	0,999	0,932	0,896	0,923









Tabell 8: Analyser av zirkon

File#	Fraction Analysed	Properties	Weight [ug]	Pbt] [ppm]	U [ppm]	Th/U	Pbc [ppm]	Pbcom	206/204	207/2352 sigma	206/238 2 sigma	rho	207/206 2 sigma	206/238 2 sigma	207/2352 sigma	207/206 2 sigma	Disc. [%]		
1	EG-07-02 185/25	Z DARK RED 1	13	75	217	0,54	0,00	1,9	29674	4,731	0,018	0,316	0,001 0,96	0,109	0,000	1770,3	5,2 1772,7	3,2 1775,5	1,9 0,3
2	EG-07-02 185/26	Z TIPS 1	7	88	259	0,46	0,00	1,4	25658	4,755	0,014	0,318	0,001 0,96	0,109	0,000	1777,8	4,3 1777,0	2,5 1776,2	1,6 -0,1
3	EG-07-02 185/28	Z TIP 1	4	78	229	0,49	0,00	1,7	10767	4,741	0,014	0,316	0,001 0,95	0,109	0,000	1772,2	4,1 1774,5	2,4 1777,1	1,6 0,3
4	EG-07-02 185/27	Z TIP DARK 1	4	77	222	0,52	0,00	2,0	8977	4,742	0,014	0,317	0,001 0,95	0,109	0,000	1774,2	4,1 1774,7	2,4 1775,3	1,6 0,1
5	EG-07-02 185/29	Z EUH DARK 1	9	208	642	0,29	0,00	1,6	72101	4,725	0,011	0,315	0,001 0,96	0,109	0,000	1766,6	3,2 1771,7	2,0 1777,8	1,2 0,7
6	EG 07-02 185/30	Z EUH LIGHT 1	9	154	508	0,37	0,56	7,5	11130	4,262	0,010	0,289	0,001 0,96	0,107	0,000	1638,0	3,0 1686,1	1,9 1746,4	1,2 7,0
7	EG-07-1D 185/49	Z CLEAR SM 1	1	39	111	0,42	0,00	1,2	1900	5,362	0,025	0,330	0,001 0,85	0,118	0,000	1840,1	6,8 1878,9	4,0 1922,0	4,4 4,9
8	EG-07-1D 185/50	Z CLEAR SM 1	1	27	89	0,03	0,00	0,6	2756	4,896	0,019	0,320	0,001 0,89	0,111	0,000	1791,7	5,2 1801,6	3,3 1813,0	3,3 1,3
9	EG-07-1D 185/51	Z FRAG DARK 1	5	375	1146	0,72	1,52	10,2	10161	4,265	0,010	0,289	0,001 0,96	0,107	0,000	1634,2	3,0 1686,5	2,0 1752,3	1,2 7,6
10	EG-07-1D 185/52	Z BROWN EUH 1	3	314	927	0,49	0,00	0,9	63282	4,689	0,015	0,313	0,001 0,98	0,108	0,000	1757,6	4,5 1765,2	2,6 1774,2	1,2 1,1