Kristian Drivenes

Wolframmineralisert diopsidskarn ved Bjellåtinden: Petrologi og væskeinneslutingsstudiar

Tungsten mineralized diopside skarn at the Bjellåtinden area: Petrology and fluid inclusion studies.

Masteroppgåve / Master thesis

Trondheim, april 2010

Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet

Fakultet for ingeniørvitenskap og teknologi

Institutt for geologi og bergteknikk

Vegleiar: Rune B. Larsen

Medvegleiar: Bjørn Sørensen

Føreord

Denne oppgåva er tilknytta institutt for geologi og bergteknikk ved NTNU. Øverst på lista over folk som har vore til stor hjelp i løpet av tida det har teke å få denne oppgåva i hamn er vegleiarane Rune B. Larsen og Bjørn Sørensen, som har bidrege med hjelp til tolkingar, innføring i væskeinneslutnigsstudiar, feltveileiing og utforming av fasediagram.

Torill Sørløkk var særs hjelpsam i startfasen av prøvepreparеringa med instruksjon, tips og triks. Arild Monsøy og Kjetil Eriksen på sliplaben fortener ein takk for kjapp levering av tynn- og væskeslip. Det gjer og Tor Arild Nilsen og Yingda Ya for dei tallause gongene eg kom med spørsmål angåande kranglete SEM-utstyr. Morten Raanes styrte mikrosonden med stødig hand.

Nordic Mining må takkast for finansiering av feltarbeid og prøveanalysering, og til sist takk til Håvard Ravnestad for korrekturlesing.

Abstract

Tungsten mineralized diopside skarn was studied in the Bjellatind area in the northern parts of the Norwegian Caledonides. It is a part of a stratabound metasedimentary sequence overlying the quartz monzonittic gneiss body known as the Bjellatind granite. The area forms a dome like structure caused by uplift during late stages of the Caledonian orogeny. Peak metamorphism is upper amphibolite facies. The thickness of the diopside skarn varies from 20 cm to 2 m, with an average tungsten content of 0,25 % W as coarse grained scheelite. It can be followed for ca 1,5 km NE – SW and extends a maximum of 600 m N – S. A rough estimate of the diopside skarn body suggest a tonnage just shy of 1 Mt 0,25 % W.

The diopide skarn is one of several mineralized lihologies, but is unique in that it is only mineralized in tungsten and not tungsten and molybdenum such as scapolite skarn and various quartz vein mineralizations in the area.

Many models have been presented to explain the origin of the ore bearing fluids, but recent stabile isotop data suggest a magmatic origin. Fluid inclusion studies of vertical quartz veins in diopside skarn showed coexisting water rich and CO_2-rich fluid inclusions indicating that fluid immiscibility has occured, presumably after crystallization of scapolite and scheelite, and before diopide. Minimum trapping conditions for the quartz veins are ca 1-2 kbar and ca 250 º. Studies of vertical quartz veins in the uppermost stratigrafic layer of hornlende gneiss reveiled that highly saline (40 wt % NaCl equv.), water rich fluids have coexisted with a CO_2-rich fluid over a P-T variation from 2 kbar and 620 ºC to 750 bar and ca 300 ºC. These highly saline fluids are interpreted to not be directly related to the ore bearing fluids previously studied, but be of a different origin, possibly the pegmatite in the area, since it bears resemblance to typical S-type magmatic fluids

Kapittel 1 Innleiing 1

1.1 Ramme 1

1.2 Problemstilling 2

Kapittel 2 Geologisk oppbygging 3

2.1 Regional geologi 3

2.1.1. Strukturell utvikling 4

2.1.2. Stratigrafi 5

2.2 Tidlegare arbeid i området 6

2.2.1. Oversikt over W-Mo-prospektering i Bodø-Glomfjordregionen 6

2.2.2. Undersøkjingar av W-skarn i Bjellåtindområdet 8

2.2.2.1. Mineralogi 8

2.2.2.2. Geokjemi og væskeinneslutningar 10

2.2.2.3. Re-Os-datering 12

Kapittel 3 Metode 13

3.1 Kartleggjing 13

3.2 Prøvepreparering XRF, INAA, ICP-MS, SEM-CL og EPMA 13

3.3 Mikroskopering 14

3.4 Ramanspektrometri 15

3.5 Mikrotermometri 15

Kapittel 4 Teori 16

4.1 Skarn, introduksjon og definisjonar 16

4.2 Skarndannande prosessar 16

4.3 Wolfram i hydrotermale system 21

4.4 Wolframskarn 25

4.4.1. Karakteristiske trekk for wolframskarn 25

4.4.2. Ulike typar wolframskarn 26

4.4.2.1. Skilnader mellom regional og proximal skarn 26

4.4.2.2. Reduserte og oksiderte wolframskarnar 26

4.4.3. Store, økonomiske wolframskarnar 29
4.4.3.1. Shizhuyuan, Hunan, Kina 29
4.4.3.2. King Island, Tasmania, Australia 32
4.4.3.3. Macmillan Pass, Yukon Territories, Canada (MacTung) 34
4.4.3.4. Canada Tungsten, Northwestern Territories, Canada (CanTung) 35
4.4.3.5. Pine Creek, California, USA 36

Kapittel 5 Resultat 38
5.1 Kartleggjing 38
5.2 Mikroskopisk bergartsskildring 48
5.2.1. Diopsidskarn 48
5.2.2. Omdanningssone i hornblendegneis 54
5.2.3. Kyanitt-granat-glimmerskifer 57
5.2.4. Mikrosondeundersøkjingar av omdanningssone i hornblendegneis ... 57
5.3 Geokjemi 60
5.4 Væskeinneslutningar 63
5.4.1. Prøve 155 63
5.4.1.1. Tekstur 63
5.4.1.2. Kjemi 67
5.4.2. Prøve NS 77
5.4.2.1. Tekstur 77
5.4.2.2. Kjemi 81
5.4.3. Dekrepiterte væskeinneslutningar 85

Kapittel 6 Diskusjon 89
6.1 Det metamorfe høgdepunkt 89
6.2 P og T for danning av diopsidskarn 90
6.3 Danning av kvartsåre i hornblendegneis..... 91
6.4 Relasjonar mellom dei ulike fluida i Bjellåtindenområdet 95
6.5 Utviklinga av den fluide fasen i Bjellåtindområdet 97
6.6 W-førande væsker i Bjellåtindområdet 97
6.6.1 Transport av W og utfelling av scheelitt 98
6.7 Samanlikning med væsker frå andre førekomstar 99

6.8 Vidare arbeid i området 99

Kapittel 7 Konklusjon 100

Referansar

Vedlegg A – XRF-analysar

Vedlegg B – INAA-analysar

Vedlegg C – Mikrotermiske måleresultat

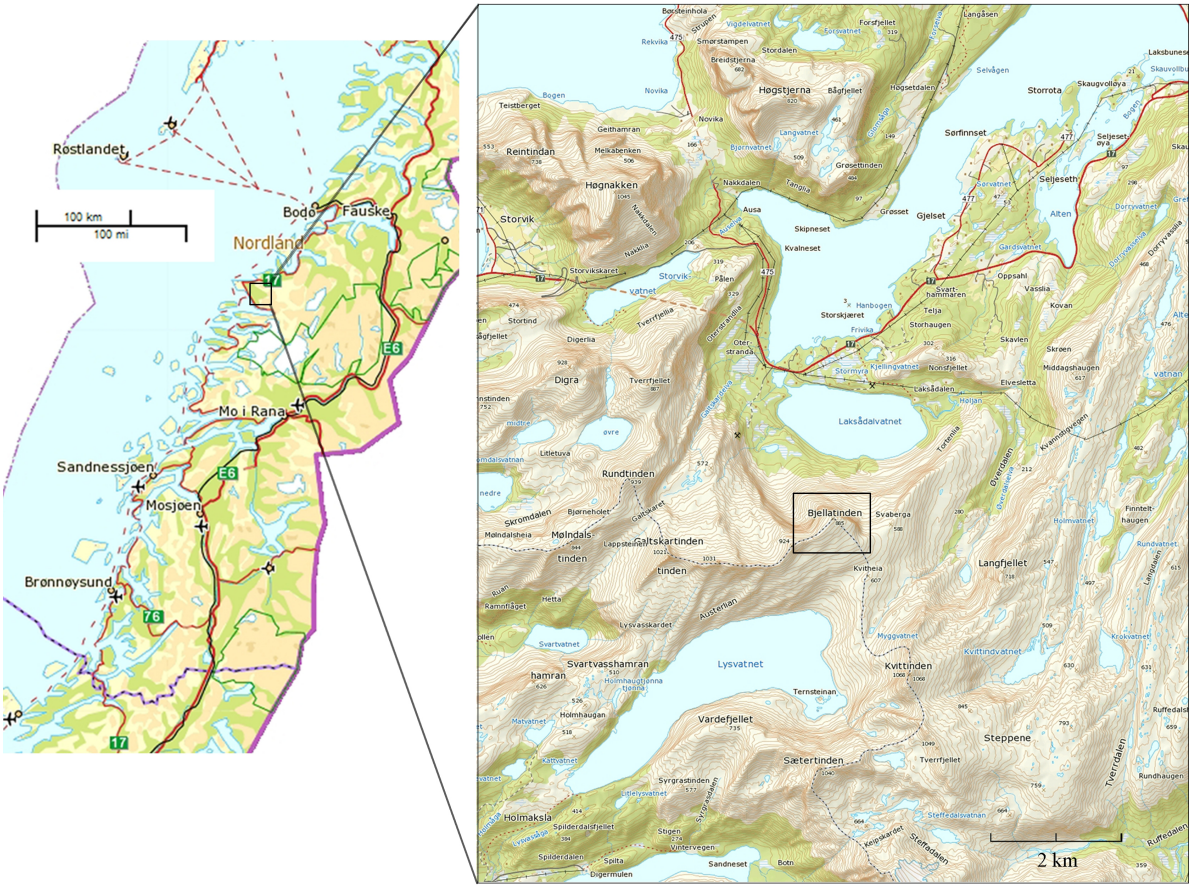
Vedlegg D – Volumetriske utrekningar av væskeinneslutningar

Vedlegg E – UTM-koordinat for lokalitetar og prøvar

Kapittel 1 Innleiing

1.1 Ramme for oppgåva

Denne masteroppgåva tek føre seg W-Mo mineraliseringar i dei nordnorske kaledonidane, hovudsakleg dei tilknytta diopsidskarn sørvest for Bjellåtinden, på grensa mellom Gildeskål og Meløy kommune i Nordland, om lag 12 mil sør for Bodø. Under analysar av prøvar tekne i ei omdanningssone i hornblendegneis vart det oppdaga interessante væskeinneslutningar, og desse vart og inkludert. Det kartlagte området er om lag 700 x 500 m, i tillegg til grovkartleggjing av skarnhorisonten over eit område på om lag 1500 x 600 m. Denne delen av området er tidlegare undersøkt, men ikkje i den grad som det er gjort i denne oppgåva,



Figur 1-1: Oversiktskart over Nordland til venstre, og innramma til høgre er det kartlagte området (Statens kartverk)

ettersom hovudfokus tidlegare har vore på dei rikare mineraliseringane knytta til skapolittskarn.

Stratigrafiske og geokjemiske variasjonar er undersøkt ved kartleggjing og prøvetaking på statistisk og selektiv basis. Oppgåva er delfinansiert av Nordic Mining ASA.

1.2 Problemstilling

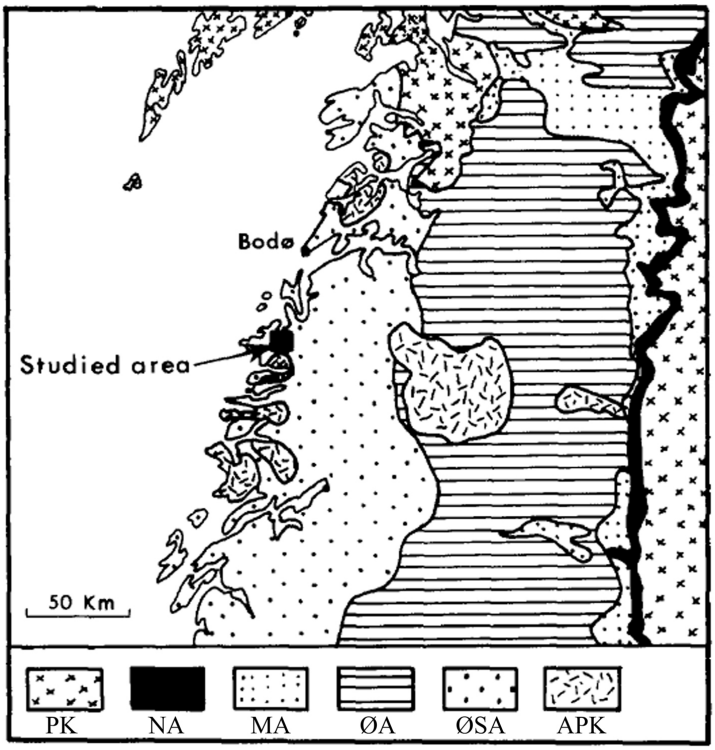
Formålet med oppgåva er:

- Detaljkartleggjing av eit område med metasedimentære bergartar sørvest for Bjellåtinden, og få oversikt over omfanget til diopsidskarnen i området.
- Innsamling av representative prøvar av diopsidskarnen for å avdekka eventuell kjemisk sonering, og prøvar for væskeinneslutningsstudiar
- Belysa danningsforhold i diopsidskarnen og omdanningssona i hornblendegneis, og såleis danninga av W-førekomstane.

Kapittiel 2 Geologisk setting

2.1 Regional geologi

Bjellåtind - Glomfjord-området er lokalisert i den vestlegaste sona i dei sentrale nordnorske kaledonidane, og er dominert av prekambriske granitt-gneisvindauge med overliggjande metasediment, kjendt som Meløy-gruppa. Glomfjord- og Tysfjordvinduaget vart i 2002 datert til 1795 +/- 5 til 1800 +/- 3 millionar år av Skår, basert på U/Pb dateringar av zirkon.



Figur 2-1: Oversikt over allochtone einingar i dei sentrale nordnorske kaledonidane. Forenkla etter Stephens et al. 1985, henta frå Larsen 1991. PK – autochton prekambrisk grunnfjell, NA – nedre allochton, MA – midtre allochton, ØA – øvre allochton, ØSA – øverste allochton, APK – allochton prekambrisk grunnfjell.

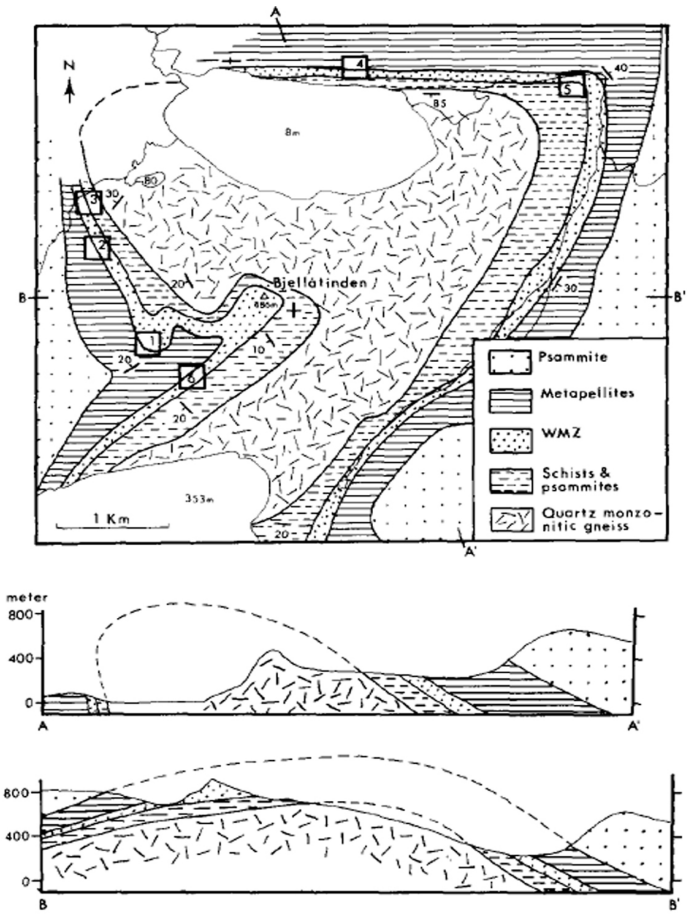
Dei sentrale nordlege kaledonidane er av Stephens (1985) delte inn i autochton og allochton prekambrisk grunnfjell, og fire allocthone einigar; nedre, midtre, øvre, og øverste allochton. (Fig 2-1). Dei allochtone einingane består av ulike nappekompleks med generelt aukande metamorfosegrad frå nedre til øverste.

2.1.1 Strukturell utvikling

Meløygruppa tilhøyrer Rødingsfjell nappekompleks, som saman med Helgeland nappekompleks utgjer det øverste allochton. Eininga vart plassert under den avsluttande fasen av den kaledonske orogenese i Silur – Devon, der intraoseanske øybuar og back arc assosiasjonar vart pressa austover saman med prekambrisk granitt-gneis (Stephenson et al. 1985). Det øvre og øverste allochton er tolka til å stamma frå kontinentale marginar med Laurentisk opphav, medan nedre og midtre allochton stammar frå det baltiske skjoldet (Roberts og Gee, 1988). Dateringar av grunnfjell i Røddingfjell nappekompleks viser magmatiske aldrar som samstemmer med fennoskandisk magmatisme andre stader på det baltiske skjoldet (Skår, 2002), og motseier eit eventuelt eksotisk opphav, medan dateringar av magmatisk zirkon i Helgelandnappen samstemmer med sedimentær zirkon i den sedimentære dalradiske supergruppa i Skottland (Barnes et al, 2007)

Zircon, titanitt og monasitt U/Pb datering av migmatittar og ulike plutionske intrusiv indikerer at kontinentalkollisjonen under høgdepunktet i den skandiske orogenesa varte i om lag 25 millionar år, frå 426 til 401 Ma (Bingen og Stein, 2003, Larsen et al., 2003, Nordgulen et al., 2002), følgt av ekstensjonskollaps og opningshendingar (engelsk: unroofing) mellom 401 og 398 Ma (Braathen et al., 2002, Eide et al., 2002, Osmundsen et al., 2003). Alle W-Mo mineraliseringane er påverka av tektonisk flattrykking (engelsk: flattening) i form av boudinering og tensjonssprekker, der dei eldste mineraliseringane er meir påverka enn dei yngste. Flattrykking er nært knytta til danninga og oppløftinga av grunnfjellsgneisvindauga og tilhøyrande dekomprimeringssmelting, og massiv pegmatittintrudering i midt-Noreg (Larsen et al., 2003, Osmundsen et al., 2003). Datering av pegmatitintrudering og metamorfe strukturar danna ved flattrykking indikerer at danninga av domestrukturen og oppløftinga av grunnfjellsvindauga skjedde mellom 401 +/- 2 til 409 +/- 5 (Bingen og Stein, 2003, Larsen et al., 2003, Nordgulen et al., 2002)

Dei malmdannande fluida migrerte gjennom sprekkesystem utvikla gjennom den skandiske orogenesa, særskild under oppløftinga av gneissdomene. Innføringa av pegmatitten i området skjedde og gjennom denne svakheitssona (Larsen, 1991, Larsen et al.,2007).

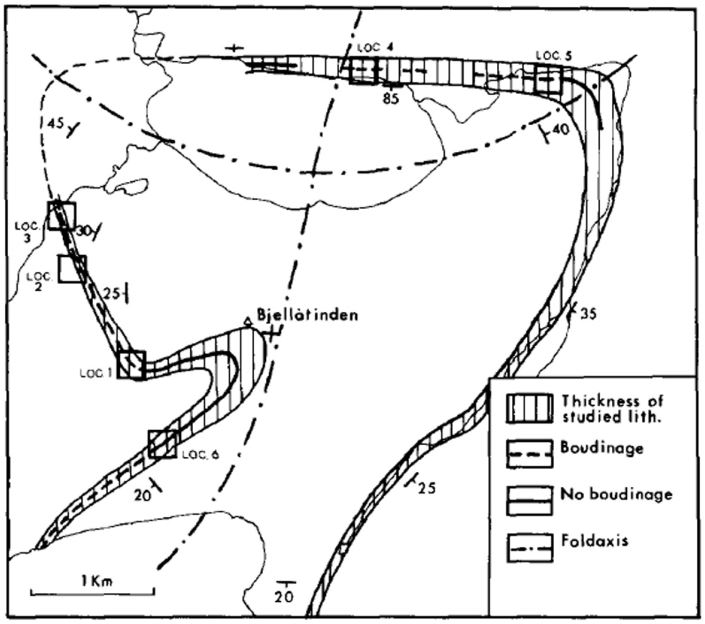


Figur 2-2: Geologisk kart over Bjellåtindområdet. Innramma områder er lokalitetar med W-skarn mineraliseringar (Larsen, 1991)

2.1.2 Stratigrafi

Den dominerande bergarten i Bjellåtindområdet er ein prekambrisk kvartsmonzonittisk gneis (Ruthland and Sutherland, 1967), betre kjendt som Bjellåtindgranitten. Stratigrafisk over Bjellåtindgranitten ligg ein 250 – 450 meter tjukk sekvens med metasediment, følgd av ein stor psammittisk lagpakke. Granat-glimmerskifer, psammittar, karbonathaldig skifer, marmor og gneisar dominerer den nedre delen av metasedimenta, medan metapellittar bestående av biotitt, muskovitt, kyanitt, amfibol, plagioklas og kvarts utgjer den øvre delen. Midt i denne lagpakken ligg ein 50 – 110 meter tjukk lagpakke med varierande innhald av skifer, marmor, gneis, skarn og psammittar. Denne sona er den einaste i området der det er påvist wolframmineraliseringar, og er kalla wolfram-molybdensonen, WMS. Rett over WMS ligg ein kompetent hornblendegneis. (Larsen, 1991) (Figur 2-2) To foldeaksar, normalt på

kvarandre, dannar ein domeforma stuktur i Bjellåtindområdet. Foldeaksen som går nord – sør definerer ein asymmetrisk slak antiform med fall på høvesvis 35/E og 25/W. Den aust – vest-gåande foldeaksen lagar ein open antiform forskyvd mot nord med fall på 20/S og 85/S (figur 2-3)



Figur 2-3: To antiformar dannar ein domeliknande struktur. Profil er teikna i figur 2-2. (Larsen, 1991)

2.2 Tidlegare arbeid i området

2.2.1 Oversikt over W-Mo-prospektering i Bodø-Glomfjordregionen

Området rundt Laksådalsvatnet har i periodar vore gjenstand for småskala molybdenutvinning. Laksådalsfeltet, nord for Laksådalsvatnet, og Oterstrandfeltet, vest for Laksådalsvatnet. Laksådalsfeltet var i drift i seks år mellom 1917 og 1944 med ein gjennomsnittleg gehalt på 0,25 % MoS_2, medan Oterstrandfeltet berre vart drive i to år, frå 1939 til 1940, med anslått gehalt på 1 % MoS_2.

I 1953 vart det for første gong funne scheelitt i prøvar frå Oterstrandfeltet. Dette vart følgd opp i 1973, då UV-undersøkjingar i dei gamle gruvene vart utført i regi av NGU. Desse undersøkjingane påviste uøkonomiske mengder scheelitt.

Gjennom NGU sitt USB-prosjekt (Undersøkelser av Statens berettigheter) vart det mellom 1978 og 1982 utført ei rekkje undersøkjingar i Bodø-Glomfjordregionen, og anrikingar av U, Mo og W i fleire mineraliseringstypar i kontakten mellom kaledonske skyvedekker og grunnfjellsbergartar, vart påviste. (Often 1982, Krog 1982, Stendal 1981, Stendal 1982, Hansen 1983, Solli 1983) Stendal og Petersen følgde opp funna, og påviste i 1984 wolframanomaliar i tungmineralkonsentrat frå bekkar over ei markant, regional skyvesone ved Valnesfjord i Fauske kommune. Ei sone med W-anrikingar kunne følgjast over 25 km, og vart vurdert til å vera økonomisk interessant. Etter denne oppdaginga vart det sett i gang fire hovudfagsprosjekt på wolframmineraliseringar i ulike delar av området. Petersen (1986) ved Sørskardsvatnet i Valsfjord, Larsen (1988, 1991) i Laksådal, Busch (1990) i Laksådal, og Poulsen (1991) i Spilderdalen, alle for Universitetet i København.

Larsen (1991) detaljskildra området rundt Bjellåtinden, og kom fram til ein metamorf malmgenetisk modell for W-mineraliseringane. I NGU-rapport nr. 92.231 frå 1993 samanfatta Stendal et al. resultat frå ulike arbeid på W-mineraliseringar i Bodø – Glomfjord-regionen, og diskuterte ulike malmgenetiske modellar tidlegare foreslått; vulkansk-ekshalativ (Skaarup, 1974), magmatisk (Bowitz-Ihlen, 1973) og metamorf (Larsen, 1991). Rapporten konkluderer med at dei nordlanske scheelittmineraliseringane er ein mineraliseringstype utan genetisk relasjon til granitoidar. Alle påviste mineraliseringar var subøkonomisk, men mineraliseringane i Bjellåtindområdet vart tolka til å vera danna frå metamorfe løysingar derivert frå lokale metasedimentære bergartar, og uoppdaga, økonomiske førekomstar kan difor ikkje utelukkast.

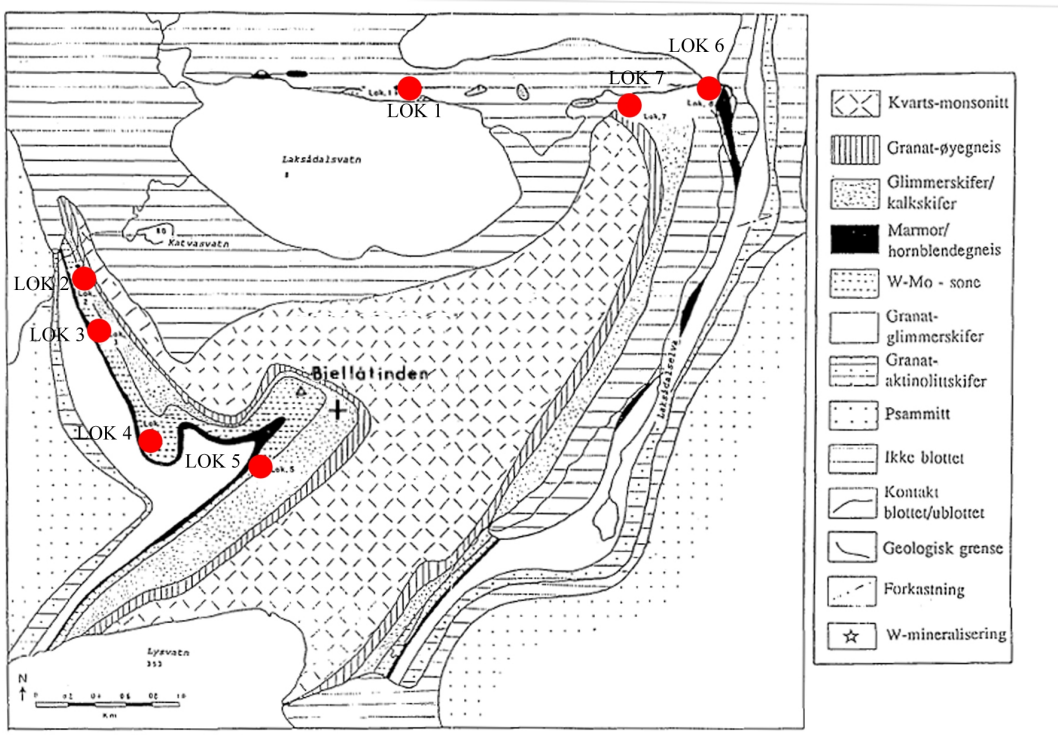
Larsen og Stein daterte i 2007 molybdenitt i Bjellåtindområdet. Resultata derifrå, samt frå Larsen (1991) er gjennomgått meir i detalj i kapittel 2.2.2

2.2.2 Undersøkjingar av W-skarn i Bjellåtindområdet

Av undersøkjingar av W-skarn i Bjellåtindområdet er det Larsen (1991) og Larsen et al. (in review) som går mest i detalj. Sistnemnde ved Re-Os-daterering av grovkorna molybdenitt i ulike mineraliseringstypar, og stabile isotop analysar. Desse to publikasjonane er i hovudsak grunnlag for følgjande kapittel.

2.2.2.1 Mineralogi

Mineraliseringane kan klassifiserast som ein regional wolframskarn etter kriteria laga av Kwak (1987), ettersom den mellom anna ligg meir enn fem kilometer frå nærmaste magmatiske intrusjon frå same tidsepoke, skapolitt (Me_{73}) er eit vanleg mineral, og den er avgrensa til få, smale horisontar. Wolfram, og nokre stader molybden, er dei dominerande økonomisk interessante grunnstoffa, i form av grovkorna scheelitt ($CaWO_4$) og molybdenitt (MoS_2), med mindre kopar, bly, sink og molybden.



Figur 2-4: Geologisk kart over Laksådalsområdet med oversikt over lokalitetar med W-mineraliseringar. (Redigert etter Busch, 1990)

Rundt Bjellåtind ligg alle wolframmineraliseringar i ei stratabunden sone, kalla wolfram-molybdensona. Dei er delt inn i sju lokalitetar (figur 2-4). Scheelitt førekjem i skarnbergartar og i kvarts- og kalsittårer som kuttar pegmatittar.

Lokalitet 1 og 2 er gamle molybdengruver. I laksådalsgruva (lok 1) førekjem scheelitt i epigenetiske kalsittlinser og -årer i pegmatitten saman med molybdenitt i tynne, boudinerte diopsidskarnsoner, i kanten av tynne kvartsgangar i sidebergarten til pegmatitten og som impregnasjonar i sidebergarten til pegmatitten. Oterstrandgruva (lok 2) inneheld scheelitt i kalsittårer i pegmatitten

Ved lokalitet 3 førekjem finkorna scheelitt i plagioklasskarnårer og tynne kvartsårer.

Lokalitet 4 inneheld fire ulike bergartar som er scheelittførande: skapolittskarn, diopsidskarn, kvartsårer i fleksursprekker i hornblendegneis, og plagioklasskarnårer i skapolittskarn og hornblendegneis.

Skapolittskarn førekjem i kontakten mellom marmor og hornblendegneis, og marmor og hornblendeskifer. I foldehengselen gjer kompetanseskildnaden mellom marmor og rundtliggjande hornblendegneis seg gjeldande. Under kompresjon (engelsk: tectonic flatening), vert marmoren nedbroten, medan den meir kompetente hornblendegneisen vert halvert i tjukkleik, og stadvis omdannast til skapolittskarn bestående av kalsiumrik skapolitt, kvarts, biotitt, klinozoisitt og plagioklas. Mot flankane av domestrukturen gjennomgår hornblendegneisen og psammittar «chocolate tablet» boudinering. Mange av W-Mo mineraliseringane fins der marmoren tynnast ut på flankane av domen, men er og funne andre plassar i området (Larsen, 1991 og Larsen et al, in review).

Diopsidskarnen er omtalt som eit tynt lag i WMS og hornblendegneisen med mineralogi bestående av diopsid, kalifeltspat, kvarts, kalsitt, plagioklas, titanitt og scheelitt (< 1 % W). Scheelittførande diopsidskarn er òg observert ved lokalitet 5 og 6 (figur 2-4)

Plagioklasskarn opptrer i årer danna i subkonkordante sprekker og holrom i WMS der boudinering av hornblendegneisen er framtredande. Tjukkleiken varierer opp til 40 cm. I område der marmoren er fullstending nedbroten opptrer plagioklasskarn i sprekker som kryssar psammittar og skifrar i kontakt med hornblendegneis. Den er òg observert i overgangen mellom hengsel og flanke, knytta til skapolittskarn. Mineralogien er 75 – 95 % kvarts, og 5 – 25 % plagioklas.

Ved lokalitet 7 opptrer scheelitt i ei fire meter lang diskordant kvartsåre i biotitt-karbonatskifer. Denne åra inneheld og mindre molybdenitt og magnetitt.

2.2.2.2 Geokjemi og væskeinneslutningar

Skapolittskarnenn er rikast på W med eit gjennomsnitt på 1,5 % over tjukkleik på 2 m. Med unntak av Mo (0,026 %) er det kun små mengder (< 30 ppm) av andre metall som vanlegvis er knytta til wolframskarn. Plagioklasskarnen er mindre anrika på W, men rikare på Mo, med ei maksimallesing på henhaldsvis 0,8 og 0,2 %.

Den dominerande fluida i skapolitt- og plagioklasskarn er CO_2 med 2 – 17 mol % CH_4. Primære væskeinneslutningar er målte i plagioklas i plagioklasskarnen, og i kvarts, skapolitt og scheelitt i skapolittskarnen (tabell 2.1). H_2O – NaCl-innelslutningar vart undersøkte i diopsidskarn, og funne til å innehalda 19 – 23 wt % NaCl ekvivalentar.

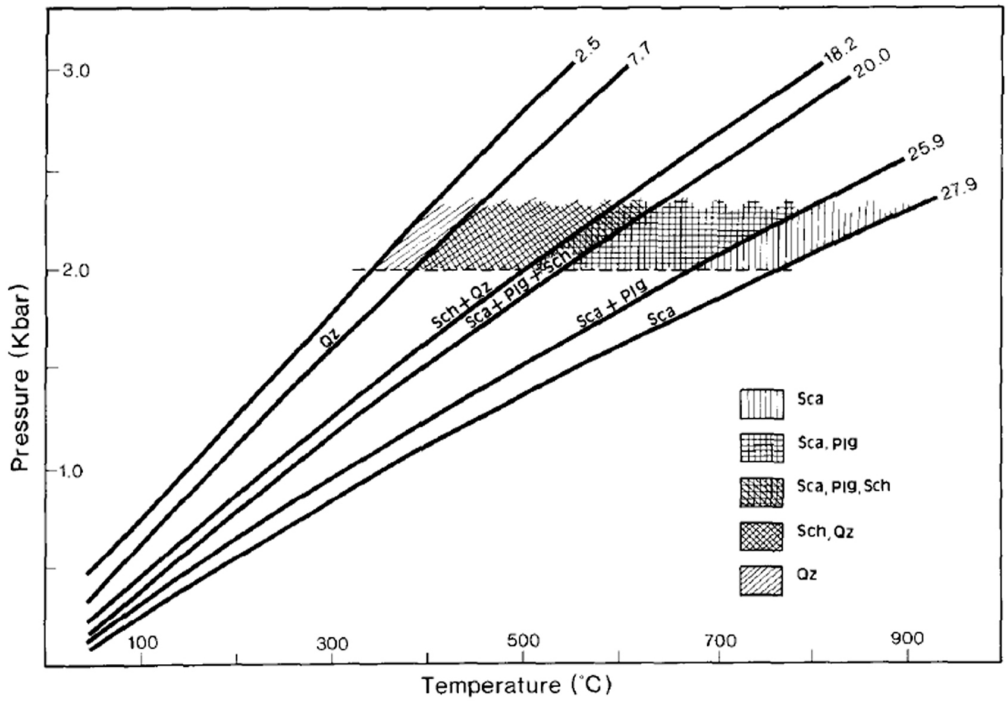
Host mineral	Tm_{CO_2} (°C)	Th_{CO_2} (°C)	X_{CH_4}	Hom. phase
Plagioclase[a]	−58.5	18.3–25.9	0.1	Liquid
Quartz[a]	−58.0–−59.7	2.5–18.2	0.08–0.14	Liquid
Scapolite[b]	−56.9–−58.1	18.2–27.9	0.02–0.06	Liquid
Scheelite[a,b]	−57.7–−58.0	7.7–20.0	0.06–0.08	Liquid

[a] Vein skarn, [b] Scapolite skarn

Tabell 2-1: Mikrotermiske data for CO_2 – CH_4-inneslutningar. (Larsen, 1991)

Figur 2.6 viser isokorar laga på grunnlag av mikrotermometriske data av CO_2-inneslutningane, samt stabilitetsfelta til dei relaterte minerala. Utifrå figuren kan ein lesa at skapolitt vart danna mellom 18,2- og 27,9-isokoren. Ved å leggja til minimum stabilitetstemperatur for skapolitt, 550 º C, og forutsetja at danninga skjer ved konstant trykk, finn ein minimum danningsforhold for skapolitt ved å dra ei rett line frå 550 º C. Krysningspunktet mellom denne lina og 18,2 – isokoren er minimum danningstemperatur og -trykk; 550 º C og ca. 2 Kbar.

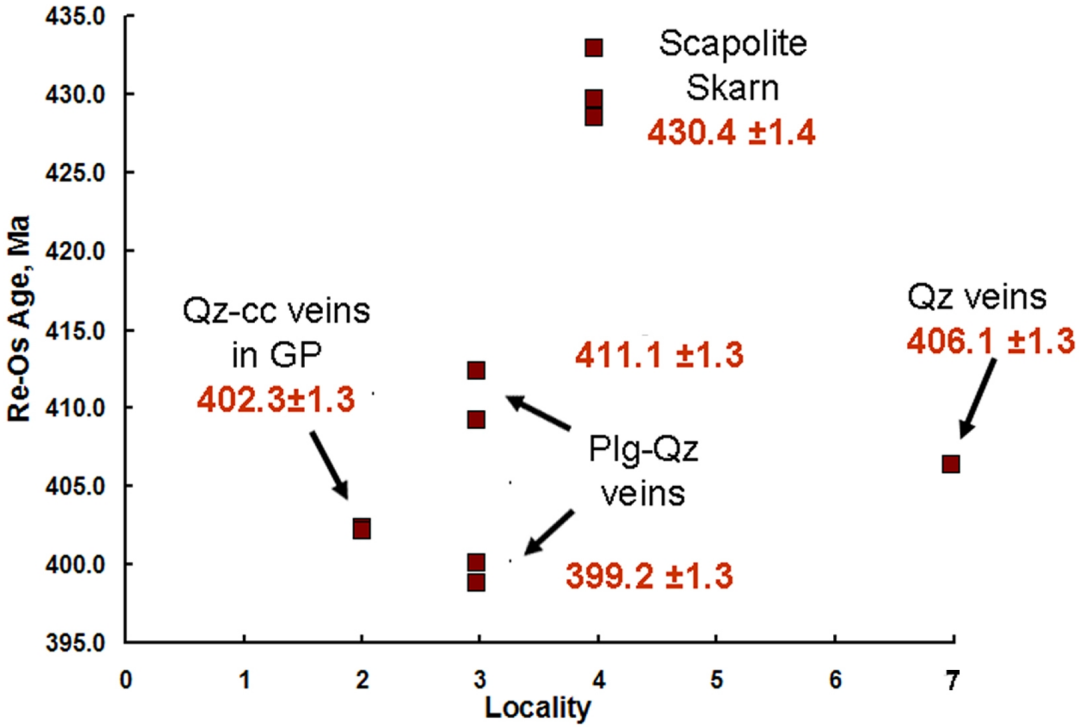
Larsen (1991) konkluderte med av CO_2-inneslutningane var eit resultat av nedbryting av store mengder marmor. Stabile isotop-undersøkjingar frå 2007 viste ^{13}C- og ^{18}O-verdiar som utelukkar denne tolkinga, og tilseier eit magmatisk opphav, og opnar for at dei malmdannande væskene kjem frå eit ukjend magmakammer i djupet (Larsen et al., 2007, Larsen et al., in review).



Figur 2-6: Isokorar for CO_2 – CH_4 inneslutningar. Tala representerer minimum og maksimum homogeniseringstemperatur for kvart mineral. Dei skraverte områda viser kva mineral som er stabile innanfor isokorane over minimum trykk.

2.2.2.3 Re-Os-datering

Dateringar vart utført på grovkorna molybdenitt ved lokalitet 2, 3, 4 og 7 (figur 2-4). Skapolittskarn ved lokalitet 4 gav dei eldste målingane, 430,4 +/- 1,4 Ma. Plagioklas-kvartsårene ved lokalitet 3 gav to ulike målingar, høvesvis 411,1 og 399,2 Ma. Målingar ved lokalitet 2 og 7 gav aldrar mellom dei ein fann i dei føregåande lokalitetane. Kalsitt-kvartsårer i granittisk pegmatitt ved lokalitet 2 vart målt til 402,3 Ma, og scheelittmineraliserte kvartsårer ved lokalitet 7 vart målt til 406,1 Ma. Målingane er samanfatta i figur 2-7.



Figur 2-7: Oversikt over dateringar i Bjellåtindområdet. Lokalitetsnummer tilsvarar dei på figur 2.4. (Redigert etter Larsen et al., 2007, Larsen et al., in review)

Aldersspennet mellom målingane tilseier at det anten har vore kontinuerleg mineralisering over periode på 30 millionar år, eller fleire, korte mineraliserande hendingar i løpet av perioden. Den eldste målinga korrelerer med kontinentalkollisjonen for 430 millionar år sidan. Alderen passar òg bra med målingar gjort på intrusive bergartar i Helgelandnappen (Barnes et al, 2006), som ligg stratigrafisk over Bjellåtindområdet, og det er naturleg å tru at desse stammar frå same geologiske hending. Dei yngre dateringane samanfell med aldrar for ekstensjonsforkastingar, men kan ikkje relaterast til nokon magmatiske hendingar i området.

Kapittel 3 Metode og utryggleikar

3.1 Kartleggjing

All kartleggjing vart gjennomført i tidsrommet 9 – 18 september, med ein Garmin GPS. Kartmaterialet vart bearbeida i ettertid med Digder 3 og Surfer 8 frå Golden software.

3.2 Prøvepreparering, XRF, INAA, ICP-MS, SEM-CL og EPMA

Glødetapsavbrenning og framstilling av glastablettar til hovudelementanalysar vart utført av Toril Sørløkk. Produksjon av tynn- og væskeslip vart utført av Arild Mosøy og Kjetil Eriksen på sliplaben. All prøvepreparering vart utført av underteikna. Dette inkluderer saging av prøvar på diamantsag, knusing, maling, splitting, innveging og pressing av piller til XRF-analysar.

INAA, instrumental nøytron aktiveringsanalysar, vart gjort av Activation Labs i Ontario, Canada. XRF og ICP-MS vart utført ved instituttlaboratoriet på NTNU. ICP-MS vart gjort av Laurentius Tijhuis, og XRF-analysane vart uført av Toril Sørløkk i samarbeid med underteikna. XRF-prøvar vart køyrd på både spor- og hovudelement. Elektronmikroskoplaboratoriet på NTNU vart nytta til SEM-CL analysar på ein Hitachi S-4300SE, og utført av underteikna. Arbeidsavstanden mellom prøve og detektor var 20 mm, strålestraumen var 1,8 nA, og akselerasjonsspenninga var 20 kV. Bileta vart tekne med 35 gonger forstørring, og sett saman i photoshop. Det var noko problem med opplading under nokre av analysane, slik at alle bileta ikkje er like skarpe. Dette vart så godt det lot seg gjera kompensert i biletebehandlinga ved selektiv overlapping av bileta.

Mikrosonde vart brukt for kjemiske undersøkjingar av granat-diopsidskarnen og

omdanningssonen i hornblendegneis, samt undersøkjingar av salthaugar frå dekrepiterte væskeinneslutningar i prøve 155. Analysane vart utført på ein JEOL JXA-8500F hyper probe. For dei semikvantitative analysane av granat-diopsidskarnprøvane var stråletraumen 30 nA og akselerasjonsspenninga 15 kV. Backscatterbileta av omdanningssona i hornblendegneis vart tekne ved strålestraumstyrke 1,9 nA, akselerasjonsspenning 15 kV og med ulike forstørringar. Sekundærstråle- og backscatteredbilete i tillegg til elementkart, vart tekne for to haugar, der strålestraumen var 9,96 nA og akselerasjonsspenninga var 15 kV. Semikvantitative analysar vart målt på 10 haugar med EDS-detektoren ved 10 nA strålestraum og akselerasjonsspenning 15 kV. Backscatterbileta vil vera noko påverka av topografien, og difor ikkje gje eksakt kjemisk samansetning. Morten Raanes opererte instrumentet.

3.3 Mikroskopering

All mikroskopering vart uført på eit Nikon Eclipse E600 mikroskop med tilhøyrande Spot inside colour kamera. Bileta vart bearbeida med Spot Advanced programvare. Mikroskopering vart brukt til karleggjing av væskeinneslutningar, samt for å få ein mineralogisk oversikt. Væskeinneslutningar vart fotograferte, og z-aksen vart estimert ved å måla avstanden mellom topp- og botnfokus. Manualen til mikroskopet oppgav ein delstrek på fokuseringshandtaket til å vera 1 μm, men målingar på preparat med kjendt tjukkleik viste at ein delstrek tilsvarte 1,58 μm. Målingane av z-aksen knyttar det seg relativ stor utryggleik ved, då det er vanskeleg å setja ei klar og lik grense for når kvar enkel inneslutning er ute av av fokus. Resterande volumetriske utrekningar vart gjort ved å måla arealet i bileteanalyseringsprogrammet ImageJ, og rekna den målte djupna som konstant for heile arealet. Alle gassbobler var tilnærma perfekte sfærer, og volum av lavdensitetsfasane vart rekna utifå det. Det at orienteringa, og dermed kva som er den lengste aksen til ein inneslutning, ikkje er kjend, i tillegg til utryggleiken knytta til målingane av z-aksen, gjer at inneslutningar som har den lengste aksen normalt på planet har størst utryggleik. Statistiske analysar på over 200 inneslutningar veg til dels opp for dette.

3.4 Ramanspektrometri

Ramanspetrometri vart utført ved Montanuniversität Leoben i Austerike på eit Jobin Yvon Labram konfokal ramanspektrometer med ein frekvensdobla ND-YAG laser (100 mW, 532,2 nm) og ein He-Ne laser (633 nm), med eit tilhøyrande Olympus BX 40 mikroskop med 10, 50 og 100 gonger forstørring. Alle ramananalysar vart utført ved romtemperatur, og med god assistanse frå ph.d student Miriam Baumgartner.

Ved utrekning av den relative komposisjonen i gassfasen, er spektra forstørra, og areala målt ved hjelp av ImageJ.

3.5 Mikrotermometri

Mikrotermiske analysar vart utført på eit Nikon Eclipse E600 mikroskop utstyrt med eit Pixelink PL-A662 kamera Linkam THMSG 600 frysebord. Temperaturen vart kontrollert av Linkam TMS 93 med tilhøyrande nitrogenpumpe. Justeringar av temperatur vart gjort gjennom programvaren Linksys 32.

Kapittel 4 Teori

4.1 Skarn, introduksjon og definisjonar.

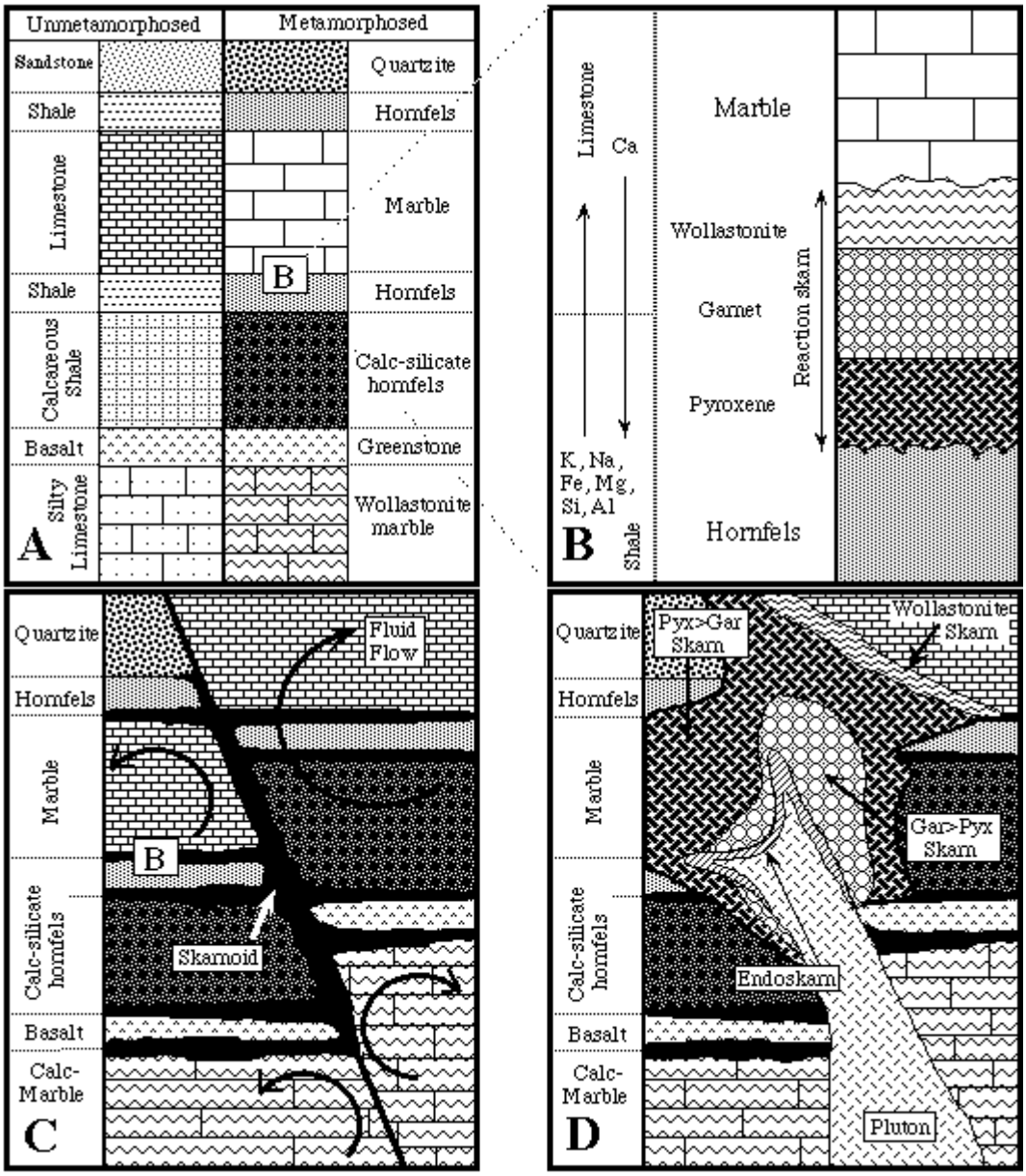
Ein skarn kan definerast som ein bergart danna ved metasomatisk omdanning av karbonathaldige bergartar som ein reaksjon på regional- eller kontaktmetamorfose, under danning av bergartar fortrinnsvis av kalk-silikat mineral. (Einaudi et al, 1981). Uttrykket stammar opprinneleg frå Sverige, og vart brukt til å skildra særs harde bergartar som hovudsakleg inneheldt kalk-silikat mineral (Robb, 2005). Skarnførekomstar utgjer størstedelen av wolframressursane i verda. I tillegg er kopar, jern, molybden, sink og tinn vanlege metall utvunne frå skarn. Gull, sølv, uran, sjeldne jordartselement, bor, bismut, beryllium og bly førekjem òg ofte i skarn, men vert som regel utvunne som biprodukt saman med ein av dei tidlegare nemnde metalla. Av industrimineral er det grafitt, wollastonitt, magnesitt, flogopitt, talk og fluoritt som er vanlegast.

Det er fleire måtar å dela inn ulike skarntypar på, og det vanlegaste er å bruka det dominerande økonomiske metallet som klassifikasjonsgrunnlag. Regional skarn har ingen relasjon til nærliggjande magmatiskiske pluton, medan ein proksimal skarn førekjem i kort avstand frå plutonet. Exoskarn og endoskarn definerer protolitten som henhaldsvis sedimentær og magmatisk, og kalsisk og magnesisk skarn skildrar komposisjonen av protolitten (Meinert, 1993).

4.2 Skarndannande prosessar

Hovuddelen av økonomiske skarnførekomstar er danna av magmatisk-hydrotermale prosessar, men skarn kan òg dannast frå metamorf rekrystallisasjon av ureine karbonatbergartar og bimetasomatiske reaksjonar i kontakten mellom litologiar av ulik samasetning (Einaudi et al, 1981). Skarnførekomstar danna ved metamorfose av eksisterande

førekomstar er sjeldne, men denne modellen er foreslått for Aguilar i Argentina (Zn-Pb) (Gemmell et al, 1992), Franklin Furnace i USA (Zn) (Johnson et al, 1990), og Broken Hill i Australia (Pb-Zn-Ag) (Hodgson, 1975).

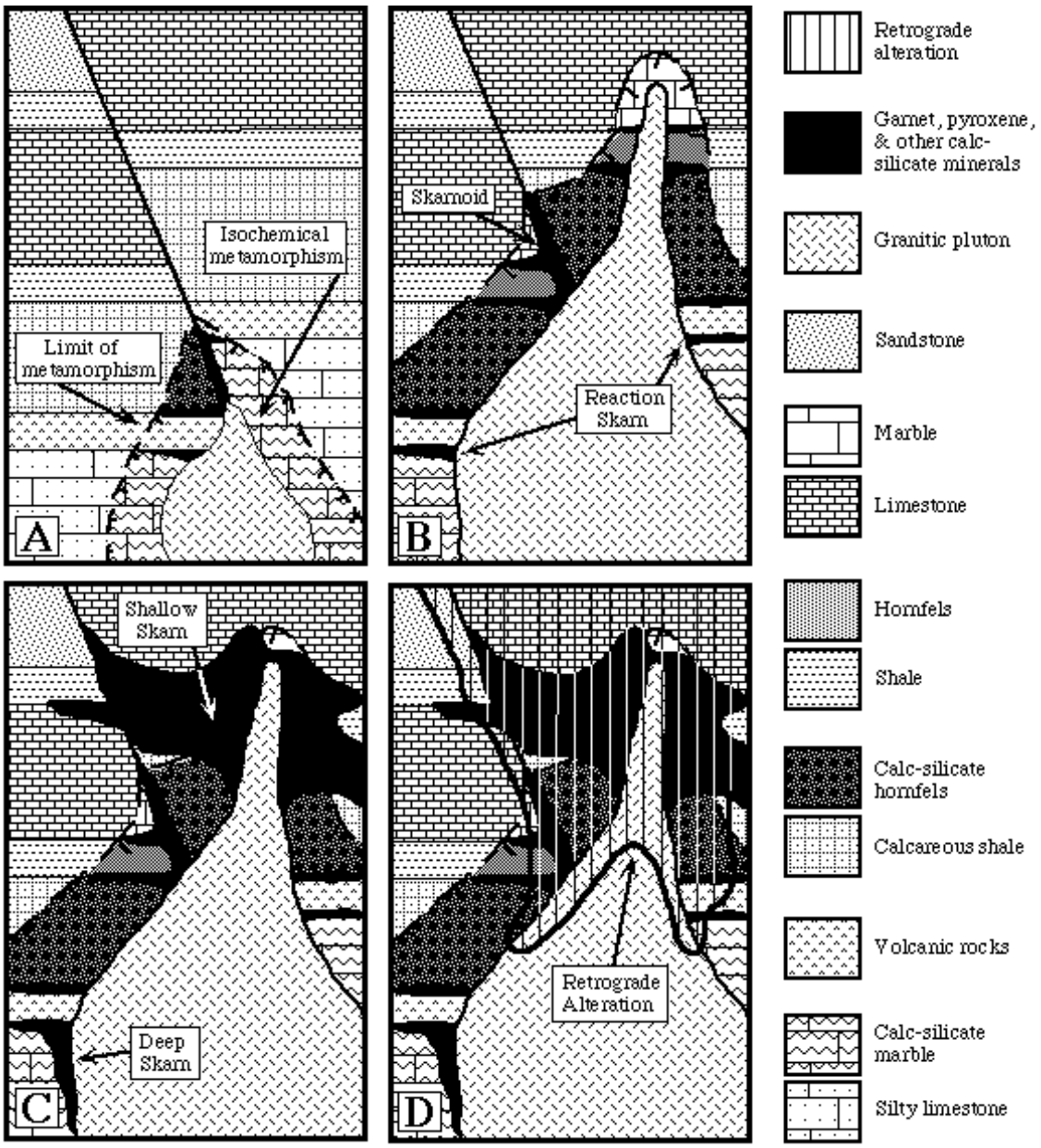


Figur 4-1: Danning av ulike skarntypar. A: Rekrystallisering utan massetransport. B: Reaksjonskarn med småskala massetransport mellom laga, bimetasomatisme. C: Skarnoid bergart med småskala massetransport frå volatilar, danna ved oppløysing av hydrøse mineral. D: Væskekontrollert metasomatisk skarn under storskala masseutveksling. (Meinert, 1993)

Figur 4-1 viser danningsprosessen til ulike typar skarn. A viser isokjemisk metamorfose der

minerala rekrystalliserer, og mineralstabiliteten endrast utan særskild transport av grunnstoff innad, eller mellom laga. B viser småskala massetransport mellom kalkstein og skifer. Ca går frå kalkstein mot skifer, medan K, Na, Fe, Mg, Si og Al går mot kalkstein grunna ein stor kjemisk gradient. Denne massetransporten kan danna ein reaksjonsskarn bestående av wollastonitt, granat og pyroksen mellom marmor og hornfels, ved isokjemisk metamorfose. Slike reaksjonsskarnsoner opptrer ofte i centimeterskala. C viser ein skarnoid. Ein skarnoid er danna ved metamorfose av ureine litologiar, i dette tilfelle marmor, hornfels, og basalt. Mindre mengder porevatn og kjemisk bunde vatn er grunnlaget for elementtransporten. Teksturen og samansetninga av ein skarnoid gjenspeglar protolitten si samansetning (isokjemisk skarnifisering), slik som for situasjonane i A og B. Situasjonen i D er den vanlegaste for økonomisk interessante skarnar. Eit pluton intruderer den kalkhaldige litologien, og massive væskestraumar fører med seg nye element, og dermed metasomatiserer lagpakken. Teksturen er ikkje kontrollert av protolitten, og mineralogien er kontrollert av innhaldet i væskene. Figuren viser både endoskarn langs den øvre kanten av intrusjonen, og exoskarn utanfor. Exoskarnen er sonert med minkande granat- og aukande pyrokseninnhald frå kontakten, som er ei vanleg sonering i skarnførekomstar.

Skarndanninga kan delast opp i to stadier, prograd og retrograd, der prograd skarn vert danna ved aukande temperatur, og retrograd ved synkande. Ved intrusjon av eit pluton vil bergartane først gjennomgå kontaktmetamorfose, og reaksjonsskarn vert danna mellom ureine litologiar (figur 4-2a). Hydrøse og ein del karbonathaldige mineral vil løysa seg opp ved aukande temperatur, og mineralogien vil difor vera dominert av anhydrøse mineral. Dette steget frigjev små væskestraumar som dannar skarnoidar (figur 4-2b). Desse to stega er isokjemiske, og skarnmineralogien er kontrollert av samansetningen av dei opprinnelege bergartane. Eit nytt prograd stadie intreff ved innføring av hydrotermale væsker produsert frå magmaet, då det er overmetta på H_2O og andre volatil (figur 4-2c). Dette steget er ikkje isokjemisk ettersom nye element vert tilført frå dei nye væskene. Temperaturen er framleis høg, og mineralogien er dominert av anhydrøse mineral som granat og pyroksen. Den høge saliniteten og temperaturen til dei hydrotermale væskene gjer at malmminerala ikkje er stabile. Ved nedkjøling og eventuell utblanding grunna tilføring av meteroisk vatn, vil økonomiske mineral kunna krystallisera. Anhydrøse, prograde, mineral dekomponerer til hydrøse mineral som amfibol og epidot. Dette siste steget kallast det retrograde stadiet (figur 4-2d).



Figur 4-2: Ulike steg i skarndanningsprosessen. A – C er prograd, medan D er retrograd. A: Isokjemisk metamorfose ved initiell intrusjon. Tilsvarar situasjonen i figur 4-1A ved isokjemisk rekrystallisasjon, og dels 4-1B ved at ein får danna reaksjonsskarn. B: Rekrystallisasjon samt danning av reaksjonsskarn og skarnoid frå småskala væskestraumar. C: Innføring av væsker frå ei ekstern kjelde. Mineralogi og tekstur er til dels bestemt av væskekjemien, trykk og temperatur, og den første metasomatiske skarnen vert danna. D: Kjøling av magmaet og eventuell tilføring av meteorisk vatn gjev ei retrograd omdanning av minerala tidlegare danna ved prograd metamorfose under danning av hydrøse mineral. (Meinert, 1993)

Vanlege skarnmineral er særs avhengige av CO_2 – innhaldet i væskene. Stabilitetsfeltet for vanlege skarnmineral i Ca-Mg-Al-Si-H_2O-CO_2 – systemet er vist i figur 4-3, saman med gitte situasjonar for T og X(CO_2) ved Si-metning. Denne figuren viser dekomponering av tremolitt og danning av diopsid, samt frigjeving av H_2O og CO_2 ved varierande T-X(CO_2) – forhold og konstant trykk på 0,5 kbar. Dette skjer utifrå formelen (Turner, 1978):

Tremolitt + 3 kalsitt + 2 kvarts = 5 diopsid + 3 CO_2 + H_2O (4.1)

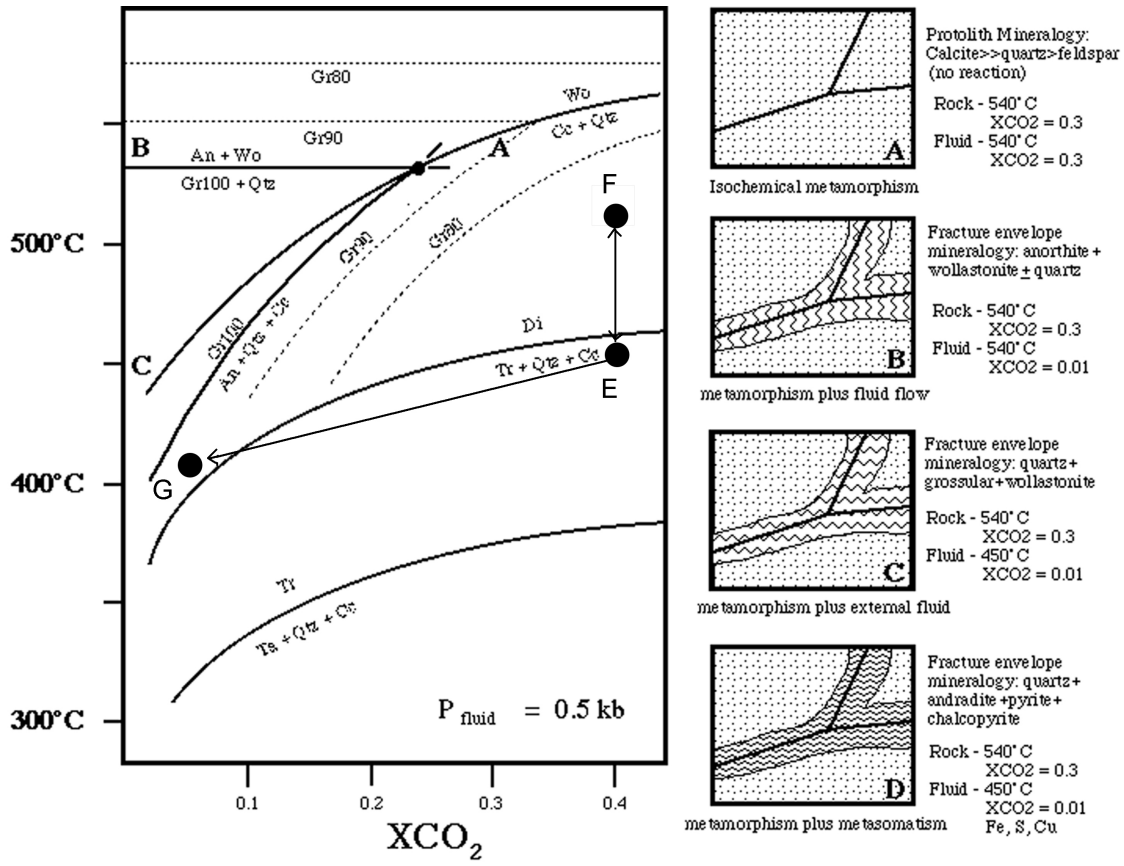
Dersom systemet er undermetta på Si, vil reaksjonane, avhengig av protolitt, vera:

Tremolitt + 3 kalsitt = 5 diopsid + dolomitt + H_2O + CO2 (4.2)

Tremolitt + 11 dolomitt = 8 forsteritt + 13 kalsitt + 9 CO_2 + H_2O (4.3)

Figur 4-3A viser ein situasjon der væskene og siderberget har same samansetning og temperatur, og mineralogien forblir den same. I 4-3B har væskene eit lavare CO_2 – innhald, og vil skyva systemet inn i stabilietsfeltet til anortitt og wollastonitt i fasediagrammet. Ved ein væsketemperatur på 450° C, og X(CO_2) på 1 mol %, vil situasjonen vera som i 4-3C. Mineralogien vil då bestå av kvarts, grossular og wollastonitt. Den termodynamiske situasjonen i 4-3D er lik som for 4-3C, men med tilførsel av Fe, S og Cu, vert mineralogien kvarts, andraditt, pyritt og chalcopyritt.

Overgangen mellom E og F illustrerer dekomponering av tremolitt som vist i formel 4.1. Ved retrograd metmorfose under like X(CO_2) forhold vil systemet følgja ei vertikal linje. Om det derimot vert blanda inn ei væske med ca 5 % CO_2 i situasjon E, vil systemet verta skyvd inn i stabilitetsfeltet for diopsid, til dømes punkt G, sjølv ved fallande temperatur.



Figur 4-3: Fasediagram for utvalde mineralikevekter i kalksilikatbergartar ved P_f = 0,5 kbar. A: TX for væska er det same som for sideberget. B: Væska er meir CO_2 – fattig enn sideberget. C: Væska er kjøligare og meir CO_2 – fattig enn sideberget. D: Same situasjon som i C, men med nye tilførte element. E: Tremolitt, kvarts og kalsitt er stabile mineral. F og G: Diopsid er stabilt. An = anortitt, Cc = kalsitt, Di= diopsid, Gr = grossular, Qtz = kvarts, Ta = talk, Tr = tremolitt, Wo = wollastonitt (redigert etter Meinert, 1993)

4.3 Wolfram i hydrotermale system

Ved krystallisasjon av magmaet, er partisjoneringa av wolfram i den fluide fasen avhengig av dei resterande komponentane i denne fasen. Eksperiment utført av Manning og Henderson (1984) viste at wolfram partisjonerer sterkt mot den fluide fasen i klorid- og fosfatløysingar. I fluorid-, karbonat-, borat- og reine vassløysingar partisjonerte wolfram mot smelta. Partisjoneringskoeffisienten $K_D = W_{fluid}/W_{smelte}$ auka med aukande salinitet, frå 1,5 ved 0,5 m NaCl til 6,7 ved 3,4 m NaCl. I forsøka med $Na(PO_4)_{1/3}$ viste reslutata mindre variasjonar, frå

2,0 ved 0,5 m til 2,4 ved 2,0 m. K_D i dei andre forsøka var under 1. Dette leia til ein konklusjon som føreslo at W dannar kloridkompleks, noko seinare studiar av Wood og Vlassopolous (1989), Wood (1992) og Gilbert et al (1992) motseier.

Den vanlegaste wolframkompleksdannaren er WO^{2-}. Wolframtransporterande ionekompleks er hovudsakleg monomerar og polywolframat, som WO^{2-}, HWO^{1-}, H_2WO, $H_{(1-4)}W_6O_{21}$, $H_{14}(WO_4)^{10-}$, $W_6O_{15}^{6-}$, H_2WO_4, $H_7(WO_4)^{5-}$ og $H_{18}(WO_4)_{12}$ (Barabanov, 1971, Ivanova og Khodakovsky, 1972, Sasaki 1962, Arnek og Sasaki, 1974, Aveston, 1964, Gilbert et al, 1992). Monomerar (WO^{2-}) aukar i stabilitet ved lave W-konsentrasjonar, høge temperaturar, pH > 5, og høge ionestyrkar (Kwak, 1987)

Eksperiement utført av mellom anna Wood og Vlassopolous (1989) og Wood (1992) på løysingsevna til WO_3 og scheelitt i H_2O, HCl, NaOH, NaCl og KCl under forhold tilnærma dei ein finn i hydrotermale prosessar, viser at W ikkje dannar kloridkompleks, men at løysing av W skjer etter likninga:

$$WO_3\,(s) + H_2O\,(l) = H_2WO_4\,(aq) \qquad (4.4)$$

Ein svak auke i løysingsevna ved lavare HCl-konsentrasjonar kan forklarast med ionisering av H_2WO_4 til HWO_4^{1-}.

For scheelitt skjer løysinga etter

$$CaWO_4 + H^+ = Ca^{2+} + H_2WO_4 \qquad (4.5)$$

vidre forsterka av

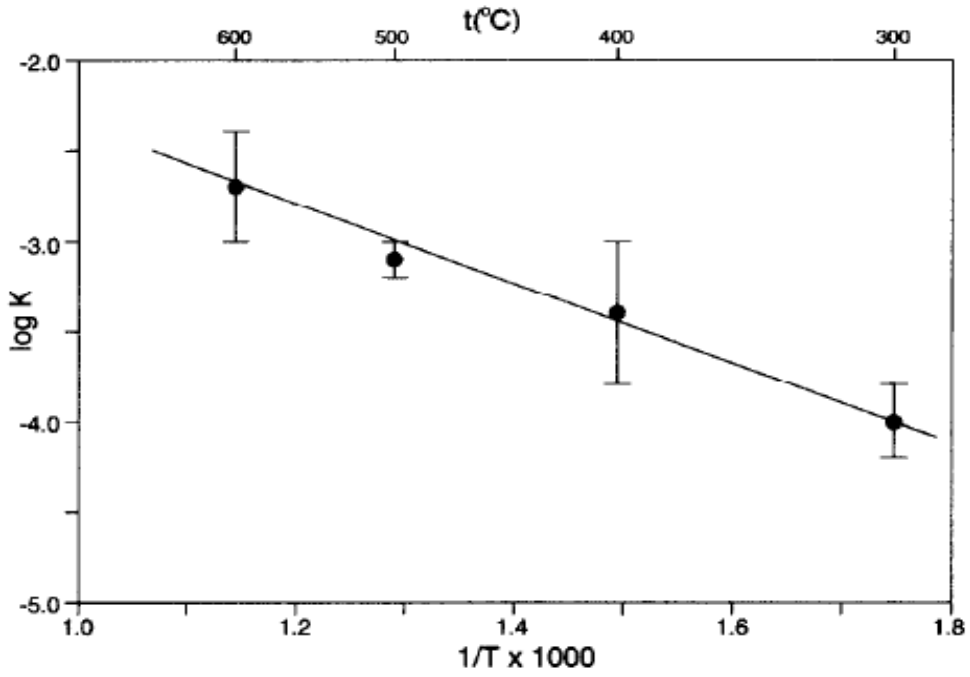
$$CaWO_4 + 2\,HCl = CaCl_2 + H_2WO_4 \qquad (4.6)$$

Wood og Vlassopolous (1989) forklarar auken i løysingsevne i NaCl-, NaOH- og KCl-løysingar med danning av alkaliwolframatkompleks som til dømes:

$$WO_3(s) + H_2O(I) + NaCl = NaHWO + HCI \quad (4.7)$$

$$WO3(s) + NaOH = NaHWO \quad (4.8)$$

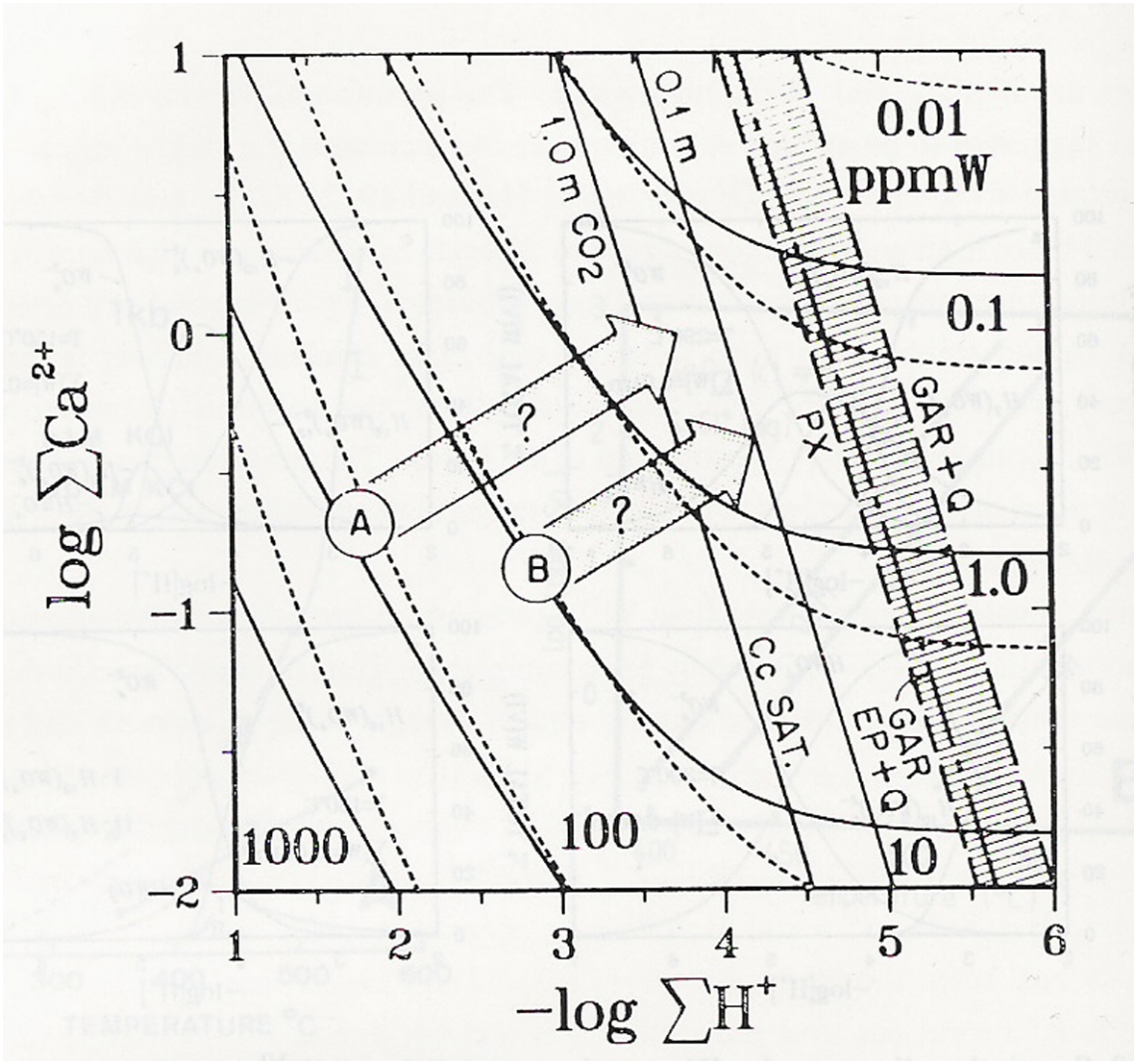
Jamvektskonstantane for likning 4.4 vart av Wood (1992) rekna ut mellom 300 og 600 °C ved 1 kbar trykk. Resultatet er presentert i figur 4-4. Løysingsevna for wolfram aukar logaritmisk med temperatur i det gjevne temperaturområdet. Ved eit temperaturfall på berre 100 grader vert løysingsemna redusert med ei log eining. Eit trykkfall på 1 kbar, til dømes ved endring frå hydrostatiske til litostatiske trykkforhold kan ha ei tilsvarande effekt (Gilbert, 1992)



Figur 4-4: Log K mot 1/T x 1000 for reaksjonen WO_3 (s) + H_2O (l) = H_2WO_4 (aq) ved 1 kbar trykk. Den øverste x-aksen viser faktisk temperatur. (Wood, 1992)

Bortsett frå tilfeller som greisenifiserte skarnførekomstar med lave Ca-konsentrasjonar, er scheelitt det utfelte wolframmineralet. Forsøka som var grunnlaget for figur 4-4 vart utført ved konstant pH og utan innverknad av Ca^{2+}. Figur 4-5 viser korleis konsentrasjonen av kalsiumion og pH verkar inn på løysingsevna til scheelitt. Punkt A og B representerer væsker i likevekt med kalifeltspat + muskovitt + kvarts ved $\Sigma K^+ = 1$ m, og pilene viser forventa endringar gjennom skarndanninga. Store endringar i løysingsevna til scheelitt skjer avhengig av kalsiuminnhaldet og pH. Ved å auka Ca^{2+} - innhaldet med få log-einingar, og senka pH tilsvarande, vil nesten all scheelitt verta utfelt.

Transporten av wolfram er uavhengig av oksygenfugasiteten, noko som forklarar kvifor wolframskarnar kan vera både reduserte og oksiderte.

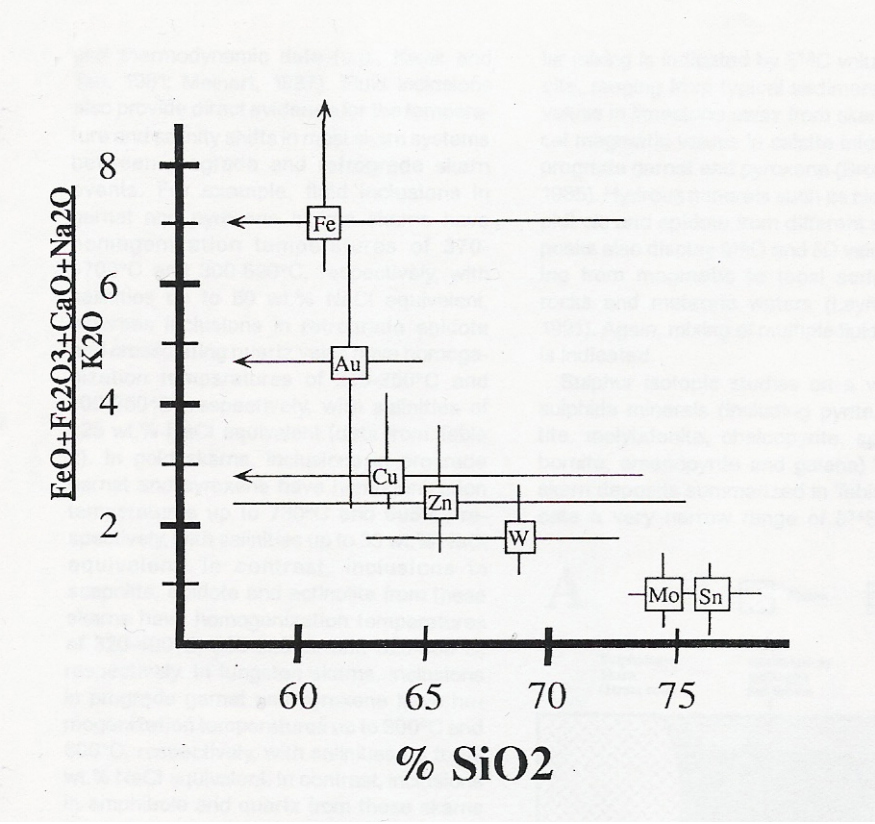


Figur 4-5: Løysingsevna til scheelitt i ppm ved 500 °C (helie liner) og 400 °C (stipla liner) som funksjon av pH, Ca^{2+} konsentrasjon. (Etter Wesolowski, 1984, henta frå Kwak, 1987)

4.4 Wolframskarn

4.4.1 Karakteristiske trekk for wolframskarn

Wolframskarnar er ofte komplekse, og førekjem i ulike geologiske miljø. Einaudi et al (1981) peikar på nokre generelle trekk for wolframskarn. Aldersmessig er wolframskarn funne i prekambrisk til triassisk kalkstein assosiert med kalkalkaline intrusivar frå midtre Paleozoikum til øvre Kritt. Plutona er grovkorna, porfyriske granodiorittar til kvartsmonsonittar. Dei er som regel assosierte med silisiske, jernfattige, I-type magma, men kan vera både reduserte og oksiderte. Magmasamansetninga for ulike skarntypar er illustrert i figur 4-6. Ein ser at SiO_2 – innhaldet kan variera ein del, men at jerninnhaldet er konsekvent lavt. Voldsom omdanning og brå tilføring av volatilar, som breksjepiper og gangsvermar, er ikkje observert, noko som tyder på at wolframskarn vert danna på relativt store djup. Økonomiske wolframskarnar er kalsiske, og i tilfeller der både kalsiske og magnesiske



Figur 4-6: Magmasamansetning assosiert med ulike skarntypar. Modifisert etter Meinert et al. (1990), henta frå Meinert (1993)

protolittar førekjem i same skarnmiljøet, er størstedelen av wolfram konsentrert i den kalsiske delen (døme: King Island, Tasmania).

4.4.2 Ulike typar wolframskarn

4.4.2.1 Skilnader mellom regional og proksimal skarn

Proksimale wolframskarnar er desidert vanlegast (> 95 %), men regionale, som Bindal området og Blacklite i USA, førekjem óg. Forutan ein klar relasjon til ein granittisk intrusjon, trekkjer Kwak (1987) fram ein del skilnader. I regionale wolframskarnar er W det klart dominerande metallet, eventuelt med mindre Cu, Zn, Pb og Mo, medan proksimale kan innehalda store mengder av ei rekkje andre metall, som Sn, Mo, Zn, Cu, Be og B. Sjølv om det aller meste av scheelitten i proksimale wolframskarnar førekjem i kalsisk skarn, kan magnesisk skarn òg førekomma. Regionale wolframskarnar er alltid kalsiske. Retrograd sonering i regionale wolframskarnar er vanlegvis enkel, med granat + pyroksen + amfibol + epidot, medan den i proksimale generelt er særs kompleks. Økomisk er det dei proksimale som dominerer, sidan tonnasjen av wolfram som regel er under 1 mill tonn i regionale førekomstar. Kwak (1987) listar opp 15 punkt som må vera oppfylt for å kalla ein wolframskarn regional. Til dømes at dei førekjem i tynne, konforme lag som kan strekkja seg over fleire kilometer, skapolitt er eit vanleg mineral, og dei er reduserte med lavt andradittinnhald, men kan ha gjennomgått oksidert retrograd omdanning, i tillegg til ulikskapane frå proksimal skarn nemnde tidlegare. Proksimale wolframskarnar er óg stratiforme, og kan følgjast langs kontaktar over fleire hundre meter, men er sjeldan tjukkare enn 15 m. Dei regionale wolframskarnane er tynnare.

4.4.2.2 Reduserte og oksiderte wolframskarnar

Forholdet mellom Fe^{3+} og Fe^{2+} i den prograde skarnmineralogien definerer om ein skarn er redusert eller oksidert. Det gjenspeglar seg hovudsakleg i andradittinnhaldet i granat, og

forholdet mellom granat og andre jernhaldige mineral der jernet for det meste er toverdig. Granatsoneringa varierer frå andradittisk til grossularrik mot kantane i oksiderte wolframskarnar, medan den i reduserte skarnar går frå grossularrike til almandin- og spessartinrike mot kantane. Hovudskilnadane er lista i figur 4-7 og 4-8. Reduserte skarnar er dominert av tremolitt og har pyrrotitt som dominerande sulfidmineral. Oksiderte skarnar er kjenneteikna av ferrotremolitt og pyritt i tilsvarande mineralgrupper. Molybdeninnhaldet i scheelitt varierer frå 0 % i reduserte wolframskarnar, som Fujigatani i Japan (Sato, 1982), opp til 34,7 % i tidleg avsett scheelitt i King Island, Tasmania, Australia (Kwak og Tan, 1981). Seinare utfelt scheelitt har lavare Mo-innhald. Reduserte wolframskarnar kan òg ha eit betydleg innhald av molybden, men i slike tilfeller vert molybden felt ut som molybdenitt.

	Reduced skarns	Oxidized skarns
Prograde stage		
Pyroxene/garnet	10:1 to 2:1	1:1 to 1:10
Pyroxene composition		
mole % hedenbergite	60–90	20–70
mole % johannsenite	5–20	0–5
Garnet composition		
mole % andradite	10–50	50–80
Late garnet composition		
mole % andradite	0–50	80–100
mole % spessartine	5–35	0–5
mole % almandine	5–40	0
Retrograde stage		
Typical assemblages	Biotite-plagioclase-opaques ± calcite; hornblende-opaques-quartz-calcite	Epidote-chlorite-calcite-quartz; actinolite-opaques-quartz-calcite
Amphibole composition		
mole % ferrotremolite	5–80	30–60
mole % tremolite	0–30	30–70
mole % ferropargasite	70–100	5–20
Diagnostic opaques	Pyrrhotite, magnetite (pyrite, native bismuth)	Pyrite (magnetite, pyrrhotite, bismuthinite)

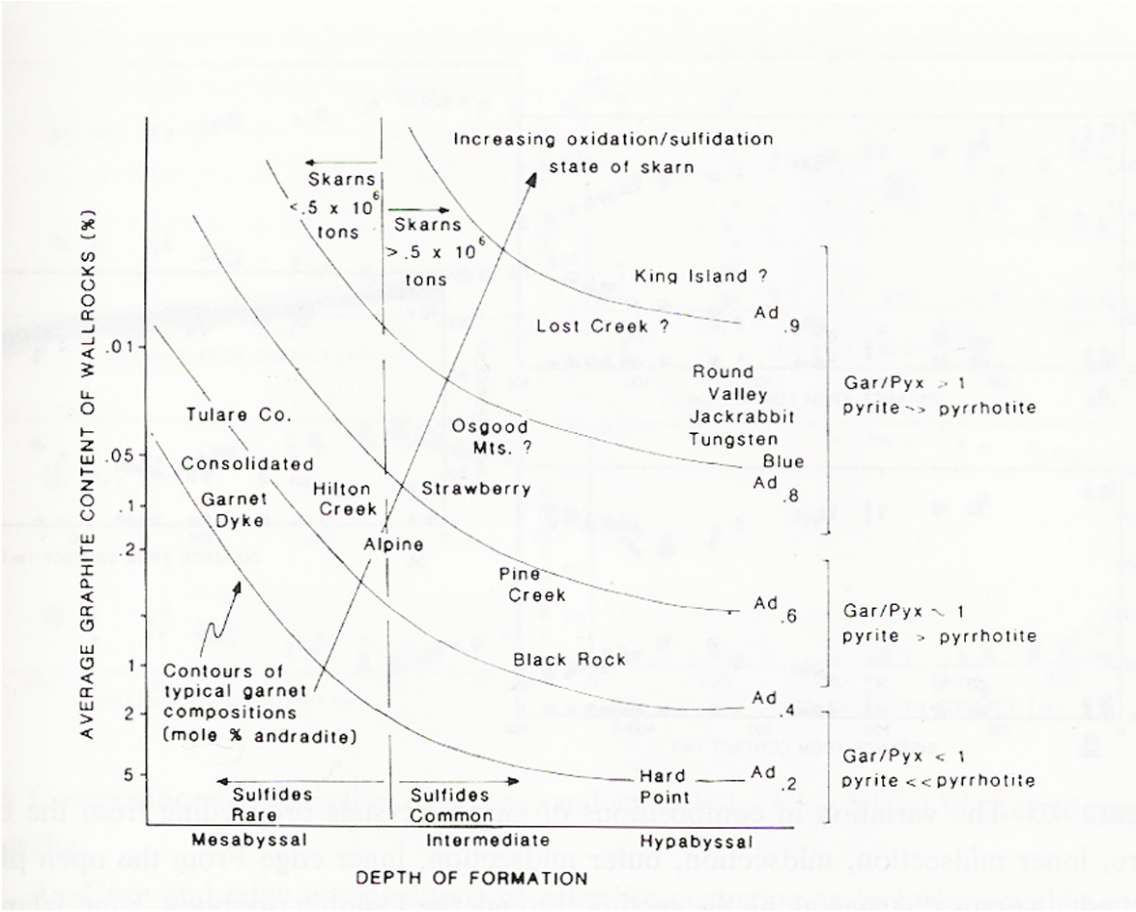
Figur 4-7: Skilnader mellom reduserte og oksiderte wolframskarnar. (Einaudi et al. 1981)

Grafittinnhaldet i protolitten avgjer om ein skarn vert redusert eller oksidert. Eit eksempel er den magnesiske Costabonne-førekomsten i Pyrineane i Frankrike (Kwak, 1987, van Marcke de Lummen og Verkaeren, 1986). Både grafittrik og grafittfattig dolomittisk marmor er replassert. Størstedelen av førekomsten er omdanna frå ein grafittfattig dolomittisk marmor, og har ein andradittisk granatsone nærast plutonet. I delar der grafittrik dolomittisk marmor

har blitt replasert, manglar andradittsona (Kwak, 1987, van Marcke de Lummen og Verkaeren, 1986). Relasjonen til danningsdjupet er meir omstridd, og passar ikkje for alle førekomstar. Figur 4-9 viser grafittinnhaldet i sideberget mot danningsdjup. Andradittinnhaldet er markert saman med forholdet mellom granat og pyroksen, og pyritt og pyrrotitt. Forholda oppe til høgre tilseier ein oksidert wolframskarn, medan forholda nede til venstre tilseier ein redusert wolframskarn. Nokre førekomstar er plotta inn i diagrammet, og viser at grensene mellom reduserte og oksiderte wolframskarnar er flytande.

	Scheelite-type (Reduced-type)	Molyboscheelite-type (Oxidized-type)
Scheelite	Mo-free	Mo-bearing
Fe-O-S minerals	Pyrrhotite	Pyrite, Magnetite
Garnet	Grossular-rich	Andradite-rich
Bulk of skarns	Fe^{3+} -poor	Fe^{3+} -rich
$\delta^{34}S$ (CDT)	Negative	Positive
Granitoids	Ilmenite-series	Magnetite-series
Examples	Japan Fujigatani, Kiwada Kuga (+Sn), Kagata Kasugayama, Datenagai Maykhura (USSR)?	Japan Ishida, Yokoshiro Yamaguchi Sandong (Korea) Pine Creek (U.S.A.) King Island (Australia)

Figur 4-8: Skilnader mellom reduserte og oksiderte wolframskarnar (Sato, 1982)



Figur 4-9: Oksidasjonstilstand for wolframskarn som ein funskjon av grafittinnhald i sideberg, danningsdjup og andradittinnhald (Newberry, 1981)

4.4.3 Store, økonomiske wolframskarnar

Wolframproduksjonen dei siste 30 åra har vore dominert av Kina. Dei fleste wolframskarnar av økonomisk betydning er reduserte, men oksiderte skarnar, som King Island og Shizhuyuan, bidreg óg stort til den totale wolframreserven.

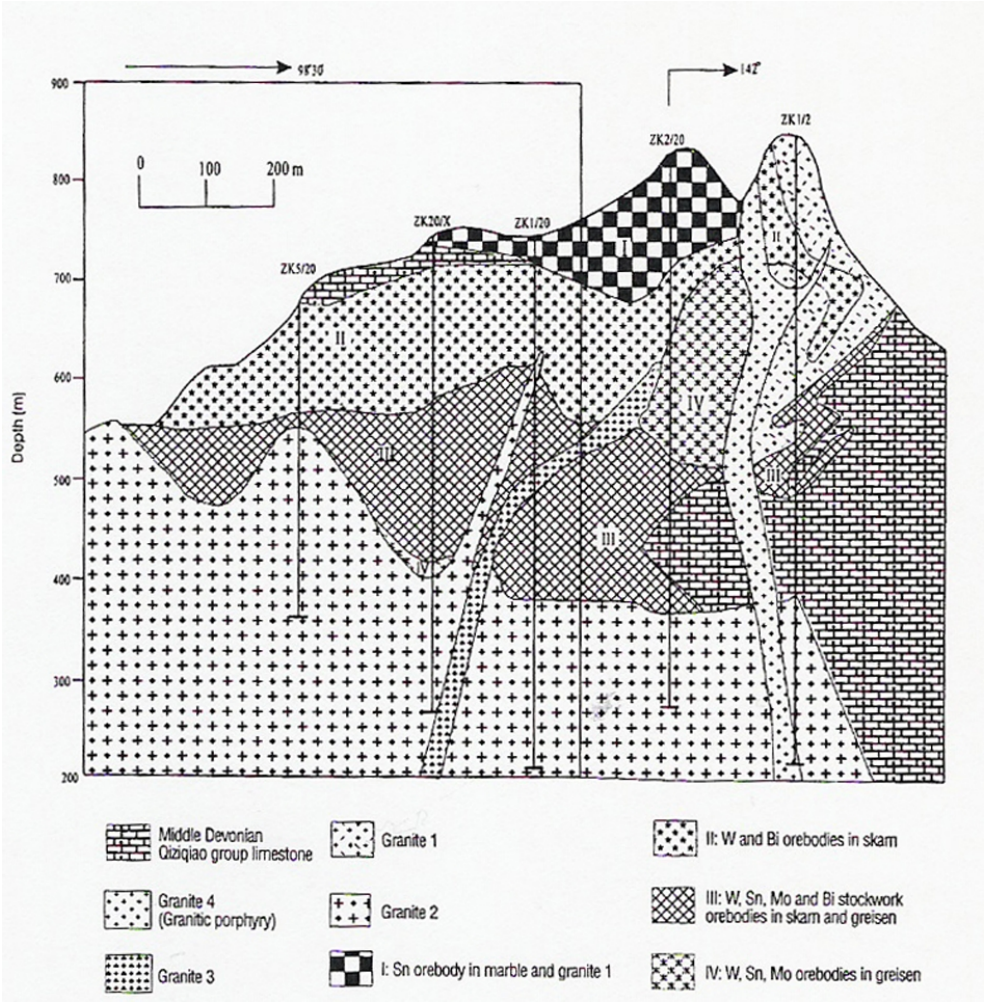
4.4.3.1 Shizhuyuan, Hunan, Kina

Det sørlege Kina er sterkt mineralisert. Ulike mineraliseringstypar, som polymetalliske porfyr

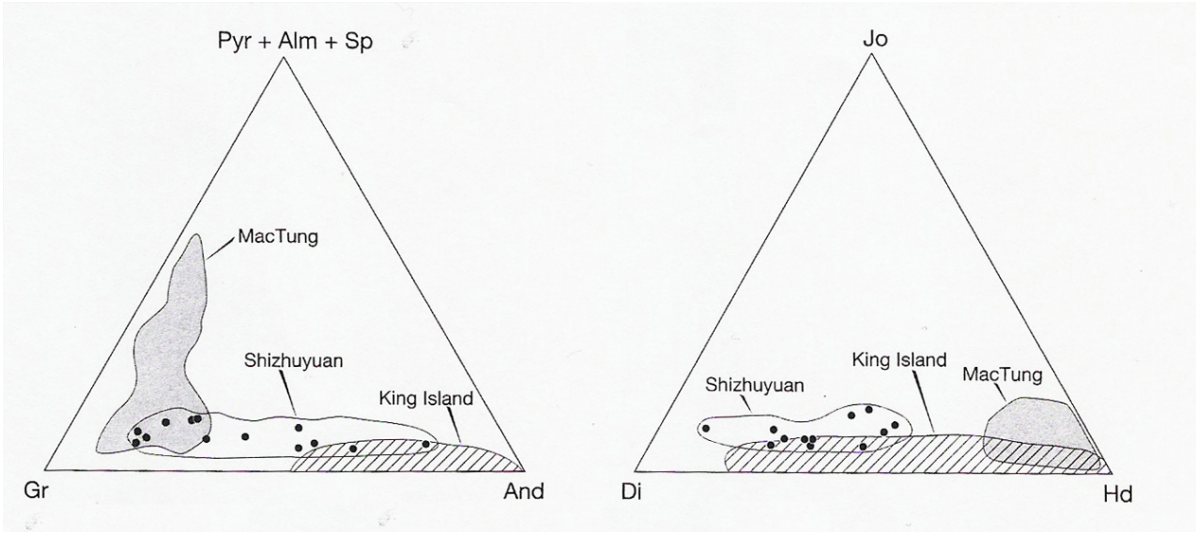
Cu-Pb-Zn, nikkel relatert til continental flood basaltar, SEDEX antimonførekomstar, carlin-, epitermale- og orogeniske gullførekomstar, i tillegg til Au og W-Sn skarnførekomstar førekjem. Den største wolframskarnen er Shizhuyan førekomsten i Hunan provinsen. (Zaw et al, 2007)

Førekomsten er anrika på W, Sn, Bi, Mo og F, med reservar på 750000 t WO_3, 490000 t Sn, 300000 t Bi, 130000 t Mo, 200000 t Be og 76 Mt med 2 % fluoritt, som gjer den til ein av dei største fluorittførekomstane i Kina (Wang et al., 1987, Liu et al., 1998, Lu et al. 2003). Fire mineraliseringstypar kan observerast: Sn-Be årer i marmor og serisittisk porfyr (I), W-Bi-Mo-Sn massiv skarn (II), W-S-Mo-Bi-F stockwork (III), og W-Sn-Mo-Bi massiv greisen (IV). Stockverkmineraliseringane overprintar skarn og delvis greisen. Dei ulike mineraliseringstypane og plasseringa deira er viste i profil figur 4-10. WO_3 – gehalten er 0,220 %, 0,267 %, 0,802 % og 0,259 % i mineraliseringstype I – IV (Lu et al. 2003).

Skarnmineralogien er diopsidrik pyroksen med 10 til 47 mol % hedenbergitt og 6 til 15 mol % johannsenitt. Granat er andradittisk og grossularrik, med mindre spessartin og almandin. Figur 4-11 viser pyroksen- og granatsamansetninga samanlikna med King Island og MacTung. Pyroksenen er jernfattig i forhold til King Island og MacTung, med tilnærma likt Mn-innhald som MacTung. Andradittinnhaldet varierer mykje, med verdiar som ligg mellom dei ein finn på King Island og MacTung, men granaten har vesentleg mindre pyralspittgruppe komponentar enn MacTung, og noko meir enn King Island. Pyritt er det dominerande sulfidmineralet. Økonomiske mineral i skarnen er scheelitt, bismutitt, fluoritt, wolframitt, molybdenitt, kassiteritt og magnetitt, der scheelitt har den største gehalten. Scheelitt erstattar wolframitt, og inneheld større mengder molybden.



Figur 4-10: Profil av Shizhuyuanførekomsten som viser plassering av dei ulike mineraliseringstypane (Lu et al. 2003).



Figur 4-11: Samansetning av granat og pyroksen, samanlikna med King Island og MacTung (Lu et al. 2003).

To typar malmdannande væsker er assosiert med skarndanninga. Begge er magmatiske med salinitet frå 26 til 41 vekt % NaCl og 1 - 21 vekt % NaCl. Gassrike inneslutningar koeksisterer med dei lavsaline, og tyder på koking ved danning. Danningstemperaturen er mellom 325° og 535° C. Alderen på mineraliseringa passar godt med ein av tre granittintrusjonar i området. I greisenmineraliseringane er det konkludert med ei blanding av magmatisk og meteorisk vatn med ein salinitet frå 6,5 til 26,5 vekt % NaCl, og ein danningstemperatur mellom 207° og 340° C. Stockworkmineraliseringane er danna ved 200° til 365° C av ei blanding av magmatiske og meteoriske væsker med salinitet mellom 1 og 15 vekt % NaCl.

Utifrå den jernfattige pyroksenen, det lave almandininnhaldet, pyritt, og Mo-førande scheelitt, kan Shizhuyuanførekomsten klassifiserast som ein oksiderande wolframskarn. Deriomot skiljer den polymetalliske karakteren og det høge fluorinnhaldet den frå andre oksiderte wolframskarnar, og indikerer fleire mineraliserande hendingar.

4.4.3.2 King Island, Tasmania, Australia

King Island-førekomsten er ein av dei største i verda med 14 mt 0,8 % WO_3 (Einaudi, 1981). Den er lokalisert i Grassy, Tasmania, Australia (Kwak, 1987). Med unntak av nokre års driftstans på 1920- og 30-talet, var gruva kontinuerleg i drift frå 1917 til 1990. Fram til 1975 vart den drive i dagbrot, noko som er uvanleg for wolframførekomstar, og den var planlagt gjenopna som dagbrot i 2009 (King Island Scheelite LTD 2008)

Skarnen vart danna av replassering av karbonatrike og pelittiske lag, som resultat av kontaktmetamorfose etter intrusjon av den kalsiske, I-type, magnetitt-serie Grassy monsogranitten (Kwak, 1987). Wesolowski (1984) delte opp skarnmineralogien i fem trinn.

I. Ved skarn-marmorkontakten førekjem to ulike mineralselskap. A: Wollastonitt (90 %) + vesuvianitt (5 – 10 %) + kalsitt +/- Mo-rik scheelitt, og B: granat (50 – 90 %) + pyroksen + scheelitt +/- vesuvianitt .

II. Grovkorna andradittisk granat (70 – 90 volum%) + Fe-fattig pyroksen + scheelitt.

III. Mo-rik scheelitt + Fe-fattig pyroksen interstitielt i trinn II-minerala.

IV. Epidot + ferrohastingitt + kvarts + kalsitt + molybdenitt +/- Mo-fattig scheelitt +/ pyrrhotitt +/- kalkopyritt.

V. Kvarts + kalsitt +/- pyritt +/- markasitt.

Sonering av granat gjennom skarnen og innad i korna er tydeleg. Granaten nærast kontakten inneheld opptil 98 % andraditt i kjernen, og minkar ut til 500 m frå kontakten. Midtseksjonen og kantane har ein liknande trend fram til 400 m frå kontakten, for deretter å ha ein aukande trend i andradittinnhaldet. Pyroksen og scheelitt har liknande trendar med tanke på Hd- og Mo-innhald. Kjerna i pyroksen er opptil 98 % hedenbergitt nærmast kontakten, og minkar til ca 25 % ved 500. Midtseksjonen og kantane aukar i hd-innhald frå 400 til 500 m frå kontakten, og endar opp på hd-di forholdet 47-51. Scheelitt – powellitt forholdet er 65-34 for scheelitt innslutta i granat, og 72-27 for interstitiell scheelitt ved kontakten. W-innhaldet i begge aukar fram til 400 m, for så å minka til 500 m. Fe-innhaldet i amfibol minkar jamnt frå 98 % nærast kontakten, til 88 % ved 390 m, og 65 % ved 500 m. Dei reverserande trendane ved 400 m i granat-, pyroksen- og scheelittkomposisjon er forklarte ved store forkastningar som verka som gode vegar for væskene (Kwak og Tan, 1981). Kjemiske variasjonane i mineralogien er illustert i figur 4-11.

Det er identifisert tre ulike væskeinnelutningar i granat. Type I: Høgsaline (35-65 vekt %) med mange dottermineral, hovudsakleg halitt og sylvitt, og sjeldnare $CaCl_2$, anhydritt, amaranditt ($FeSO_4(OH) \cdot 3\ H_2O$), molysitt ($FeCl_2 \cdot 4\ H_2O$), hematitt, magnetitt, pyritt, dawsonitt ($(NaAlCO_3(OH)_2$), kalsitt, kvarts og fluoritt, der gassfasen er mindre enn 35 volumprosent. Lavsaline med ca 70 volumprosent gass. Type II: Lavsaline (1,5-10 vekt %) med ca 70 volum % gass. Desse utgjer mindre enn 10 % av det totale antalet primære innelsutningar. Type III: Liknande som type I, men utan dottermineral. Type I og II koeksisterer i midtseksjonen i granat, og indikerer koking av ei salthaldig væske, men type II-inneslutningar førekjem berre dei nærmaste 400 m frå kontakten. Type I opptrer i tillegg i kjernen, medan type III berre fins i kantane. Type I er vanlegast, og fins i alle skarnminerala.

Væskeinneslutningsstudiar viser at dei første væskene var varme (maksimumstemperaturar estimert til opptil 800° C i midtseksjonane for granat nærast plutonet (Kwak og Tan, 1981, figur 15, side 490, feilmargin +/- 20° C)) og høgsaline (65 vekt%), med samansetning Na-K-Ca(-Fe)-Cl. Interstitiell scheelitt vart danna ved 500° - 300° C, alt etter avstand frå plutonet av Na-K(-Ca)-Cl-haldige væsker. Når væskene nådde marmorhorisonten var dei 380° C. Oppløysing av marmoren tilførte $CaCl_2$ (aq) til væskene. Etter likevekt mellom væsker og sideberg var oppnådd, kokte løysinga, og skilde ut ein CO_2-rik gassfase. Primære væsker frå plutonet vart tilført gjennom Northern Boundary forkastningen. Mo-rik scheelitt vart felt ut under koking. Samtidig som krystallisering av amfibol og kvarts, vart Mo-rik scheelitt som ikkje var innebygd i granat oppløyst og reavsett som Mo-fattig scheelitt og molybdenitt. Denne typen scheelitt utgjer det største malmpotensialet i førekomsten (Kwak og Tan, 1981).

4.4.3.3 Macmillan pass, Yukon og Northwestern Territories, Canada (MacTung)

W-Cu (-Zn) førekomsten i Macmillan pass i Canada er ein av dei største wolframførekomstane i verda med om lag 65 millionar tonn med ein gehalt mellom 1,0 og 1,5 % WO_3. Den orginale lagpakken består av eit folda fyllittisk lag, overlagt av ein pellittisk lagpakke med to store karbonatdelar, som er grunnlaget for førekomsten (Kwak, 1987). Pellitisk hornfels er sonert frå svart, grafittisk hornfels lengst frå skarnsonene, via lys og mørk brun hornfels utan grafitt og aukande kalksilikat mineralogi, til mørk brun og grøn hornfels med tilnærma skarnmineralogi nærast skarnsonene (Kwak, 1987).

Innad i skarnsonene vert det skild mellom pyroksenskarn, granat-kvartsskarn, amfibol-klinozoisitt-kalsittskarn og biotitt skarn, danna i denne rekkjefølgja. Granatpåvekstar rundt pyroksen er vanleg, og granat-kvartsårer kuttar pyroksenskarn. Granat vert ikkje replassert av pyroksen. Hydrøse mineral erstattar anhydrøse mineral ved at amfibol, kvarts, kalsitt og pyrrhotitt replasserer pyroksen, og klinozoisitt, kvarts og kalsitt replasserer granat. Amfibol og klinozoisitt er dei dominerande minerala i hydrøs skarn. I sjeldnare tilfeller erstattar biotitt amfibol i massiv anhydrøs skarn. Hydrøs skarn erstattar ikkje marmor. (Gerstner og Bowman,

1989) Størstedelen av scheelitten opptrer saman med pyroksen og pyrrhotitt, og er meir finkorna saman med amfibol og biotitt. Granat er grossular og pyralspitt-gruppe granatar, og pyroksen er hedenbergittisk (figur 4-11) og det er såleis ein redusert skarn.

Dei skarndannande væskene er vassrike med mindre enn 5,0 vekt% NaCl. Metaninnhaldet varierte frå 0,5 til 2,0 % i pyroksenskarn, og 1,0 til 4,0 % i granat og kvarts frå både anhydrøs og hydrøs skarn. $X(CO_2)$ er mykje mindre enn 1,0 % i alle skarnar. (Gerstner og Bowman, 1989)

Pyroksenskarn vart danna mellom 410 og 470 °C ved maksimum 2,5 kbar trykk. Granat og dei hydrøse skarnane vart danna ved 380 °C, der biotittskarn fortsette ned til 325 °C.

4.4.3.4 Canada Tungsten, Northwestern Territories, Canada (CanTung)

CanTung-førekomsten er lokalisert på grensa mellom Northwestern og Yukon territoria, og er anslått til å innehalda 4,2 millionar tonn med 1,6 vekt % WO_3 og 0,23 vekt % Cu (Mathieson og Clark, 1984) der scheelitt og chalcopyritt, med mindre innslag av sphaleritt, er dei dominerande økonomiske minerala. Gruva opna i 1962 og vart driven fram til 1986. Den gjenopna ei kort tid i 2002 før den igjen vart lagt ned i 2003. Frå 2005 har den derimot vore i kontinuerleg drift. North American Tungsten Coorporation eig både CanTung og MacTung, som tilsaman står for om lag 15 % av dei totale wolframreservane på jorda. (North American Tungsten Coorporation LTD, Simpson, 2007)

Vertsbergartane er ein dolomittfattig, tidleg kambrisk marmor, kvartsitt og argillitt metamoforsert til pyroksen-hornfels facies nærast intrusjonkontakten. Førekomsten er delt inn i tre malmberande skarndelar; E-sonen nærast kontakten, og to delar, Chert- og pitsonen, om lag 350 meter over. Chertsonen innehar den største wolframgehalten med 2,47 vekt%, og består nesten utelukkande av granat-pyroksen, og pyroksen-pyrrhotitt. Pyroksen og biotittførande mineralselskap ligg i kantane på store kvartsårer (Kwak, 1987). E-sonen kan

delast inn i granat – pyroksenskarn , pyroksen – pyrrhotittskarn, amfibol (– pyrrhotitt) skarn, biotitt – pyrrhotittskarn og hydrøs pyrrhotittrik skarn, der amfibol (– pyrrhotitt) skarn er rikast på wolfram. Scheelitt opptrer som fin- til middelskorna sub- til anhedrale aggregat, og koeksisterer med amfibol og pyrrhotitt. Scheelittinnhaldet aukar med pyrrhotittinnhaldet gjennom heile skarnen. Sink opptrer i form av sphaleritt og førekjem i hovudsak i skarn-marmorkontakten. Granat er grossular med pyralspittgruppe komponentar, medan pyroksen er hedenbergittisk. (Kwak, 1987)

Dei malmdannande væskene er vassrike med mindre enn 2 – 3 mol % CO_2 og CH_4. Saliniteten er mellom 5 og 15 vekt %, og inneheld i tillegg til NaCl, $CaCl_2$, $FeCl_2$, $MgCl_2$ og KCl. Skarndanninga har føregått i eit temperaturarspenn frå 540 til 270 °C (Mathieson og Clark, 1984).

4.4.3.5 Pine Creek, California, USA

Pine Creek – førekomsten ligg midt i Californa, like ved Bishop, og er den største av i alt 123 skarnførekomstar i Sierra Nevada med meir enn 6 millionar tonn med 0,5 % WO_3 (Einaudi et al, 1981). Den opptrer som tynne skarnkroppar langs kontaktar mellom kvartsdioritt og marmor, og kvartsmonsonitt og marmor. Skarnen har velutvikla og konsekvente soneringar med granat + kvarts +/- pyroksen mot plutona, og granat + pyroksen + scheelitt mot marmorkontakten. I skarn – marmorkontakten, og opptil 40 cm inn i skarnsona førekjem vesuvianitt + kalsitt + pyroksen + wollastonitt + scheelitt. Granat erstattar vesuvianitt lenger inn i skarnsona. Granaten er samansett av 40 – 72 % andraditt, 28 – 60 % grossular og 2 – 10 % almandin + spessartin, der almandin + spessartininnhaldet aukar til 20 – 80 % mot plutonkontakten. Pyroksenen er 45 – 80 % hedenbergitt, 20 – 55 % diopsid og 8 – 14 % johansenitt. Mot plutonkontakten aukar johansenittinnhaldet til 18 %, og pyroksenen vert meir hedenbergittisk. Scheelitt har størst gehalt mot marmorkontakten, og minkar mot plutonkontakten. Sona lengst mot plutonkontakten inneheld opptil 5 % molybdenitt.

Retrograd omdanning er lite omfattande, men nokre stader erstattar jernrik biotitt, magnetitt

og mindre plagioklas og kvarts skarnmineralselskapa nærast plutonkontakten, medan amfibol, kvarts, scheelitt, sulfid og eventuelt kalsitt og epidot erstattar kalksilikata i andre soner. Dei retrograde skarnane er anrika på kopar, men varierer sterkt i wolframinnhald, og er antekne for å ha liten verknad på den totale wolframgehalten. (Kwak, 1987)

Stabile isotopundersøkjingar av væskeinneslutningar indikerer at granat vart danna av magmatiske væsker, medan scheelitt vart utfelt som eit resultat av innblanding av metorisk væsker (Maes et al, 2002).

Kapittel 5 Resultat

5.1 Kartleggjing

Hovudfokus for kartleggjinga var området frå Bjellåtinden og om lag 700 meter mot sørvest. Ein sentral del av området som viser størstedelen av lagpakken, er vist i bilete 5-1. Høgdeskildnaden er på det meste 160 meter, frå om lag 750 til 910 moh. Delar av området er godt overdekka.



Bilete 5-1: Oversikt over ein sentral del av det kartlagte området. Avstanden frå høgre til venstre biletkant i midten av biletet er om lag 350 meter, og biletet er teke mot nordvest. Foto: Bjørn Sørensen.

Overlagt den kvartsmonsonittiske gneisen, Bjellåtindgranitten, ligg ein tilnærma horisontal lagpakke med skifrar, gneisar, skarn, marmor og amfibolitt. Alle mineralogiske bestemmingar er gjorde på grunnlag av feltobservasjonar. Fallet er jamnt rundt 10 grader mot vest i om lag ein kilometer før det gradvis stig til over 20 grader lengst mot sørvest. Dei sørvestlegaste målingane

Figur 5-1: Kartlagt område.

vart tekne i det første horblendegneislaget, om lag 200 meter før det treff Lysvatnet. Ein massiv pegmatitt bryt lagpakken i vest. Mot vest er det og ein ca 30 x 3 meter stor kropp med granat-pyroksenskarn.

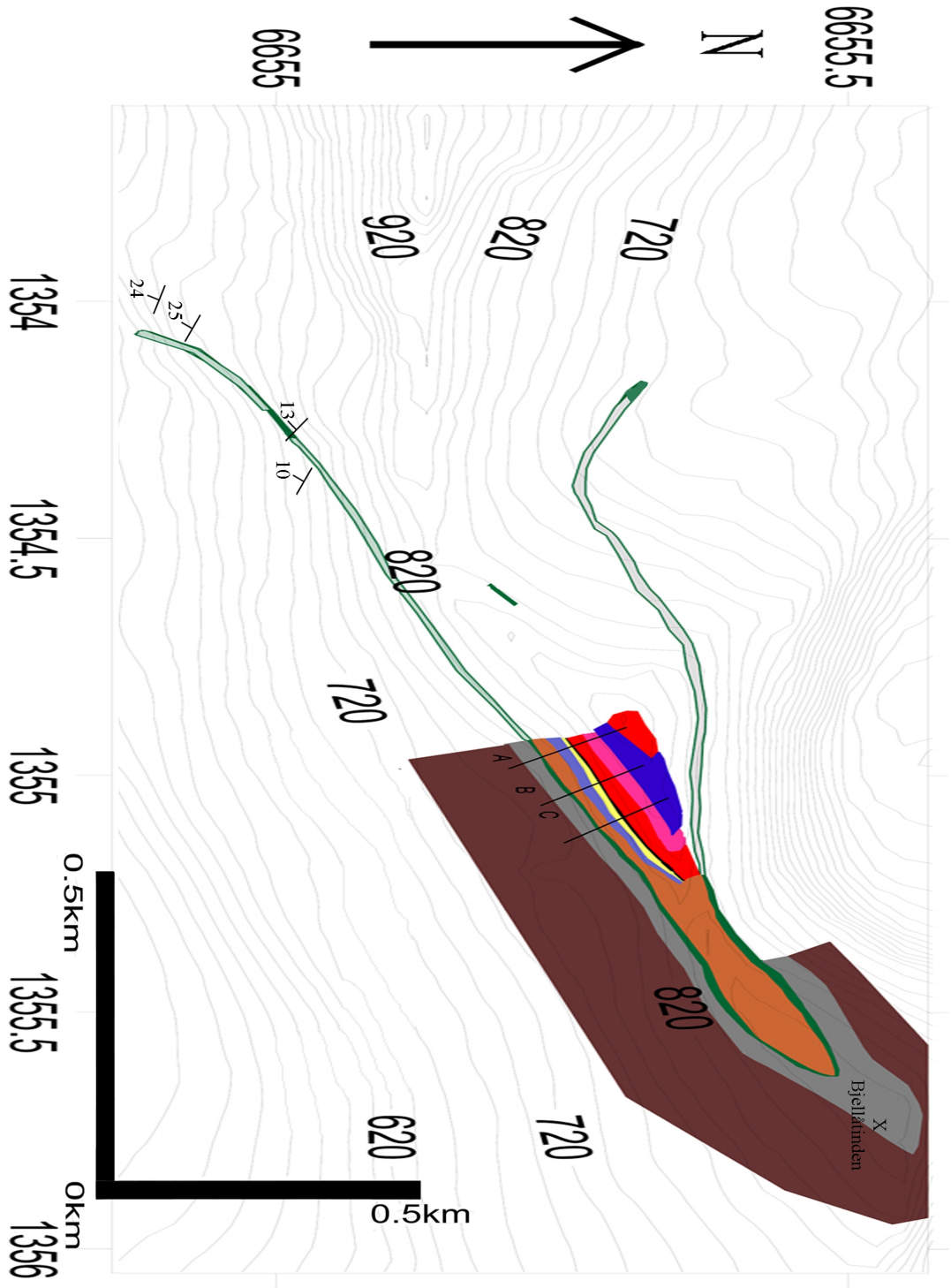
Figur 5-1 viser det detaljkartlagte området med utvalde strøk/fall-målingar og tre profil som er illustrerte i figur 5-4. Den første bergarten over grunnfjellet er ein biotitt-karbonatskifer. Denne har ein tjukkleik på over 30 meter, kan følgjast gjennom store delar av Nordland (Larsen, 1991). Over der att kjem eit lag med hornblendeskifer med noko granat i øvre delar. Over hornblendeskiferen er eit lag med grovkorna diopsidskarn, som består av diopsid, tremolitt, kalsitt, kvartsårer, scheelitt, og nokre plassar restar av den opprinnelege marmoren. Scheelitten vart konstatert ved UV-prospektering ettersom det er sterkt flouriserande. Lagpakken er fleire plassar delt inn i mindre lag med diopsidrik skarn, adskild av lag med nesten rein tremolitt eller marmor slik som på bilete 5-2. Biletet viser òg boudinering av diopsidskarn.



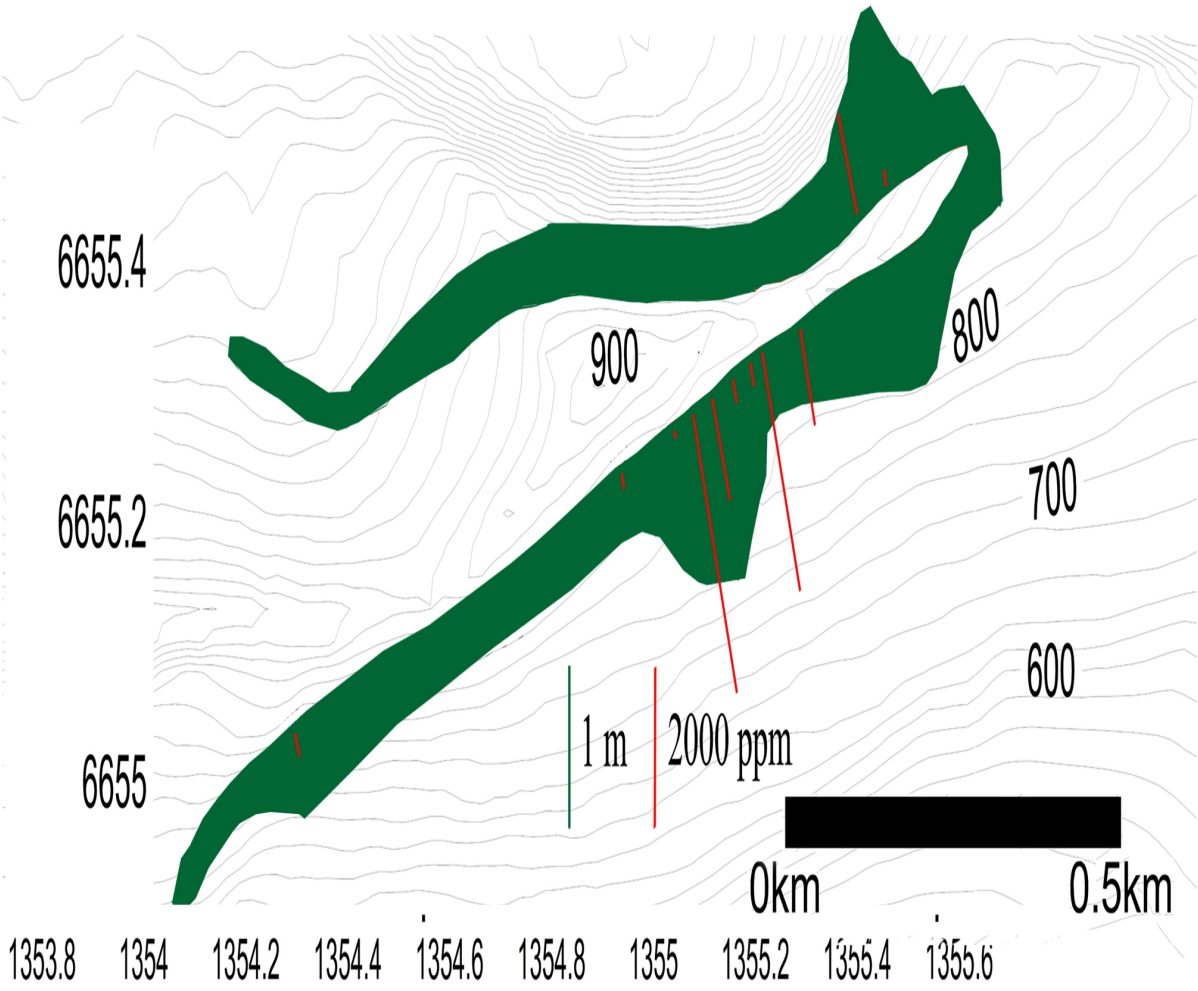
Bilete 5-2: Lagdeling av diopsidskarn, samt boudinering.

Etter store mengder overdekke, vart diopsidskarnen funne att lenger sørvest. På andre sida av den kartlagte fjellryggen, i området med skapolittskarn og chocolate tablet boudinering vart det observert to lag à 5 cm av diopsidskarn to meter under marmor. Det vart i tillegg observert diopsidskarn like ved passet mellom dei to nemnde lokalitetane. Skarnhorisonten slik den er tolka, er illustert i figur 5-2. Skarnlaget vart obsert i om lag 1,5 km i lengdereting nordaust mot sørvest, og breidda av laget aukar mot sørvest. Avstanden mellom den sørvestlegaste

lokaliteten og lokaliteten ved skapolittskarnen er om lag 600 meter. Delar som er overdekka eller ikkje observert grunna topografiske hindringar, er merka med skraverte felt. Tjukkleiken på skarnlaget varierer frå 20 cm



Figur 5-2: Tolka skarnhorisont med strøk/fall-målingar.



Figur 5-3: Skarntjukkleik og wolframinnhald i ppm W.

til 2 meter, og er saman med wolframinnhaldet, som varierer frå 0 til 3500 ppm W, illustrert i figur 5-3. Wolframinnhaldet er henta frå XRF-analysane. Diopsidskarnen inneheld tilnærma vertikale og tilsynelatande tilnærma horisontale kvartsårer. Sistnemde har grunna forvitring fått ein horisontal utsjånad. Dette er vist på bilete 5-3 og 5-4. Over diopsidskarnen er eit lag med rusten biotittskifer. Deretter kjem eit uregelmessig lag med marmor, glimmerskifer med og utan granat og kyanitt, og amfibolitt. På kartet er dette laget kalla varierande urein marmor. Tjukkleiken på kvar del varierer over små avstandar, og dette kjem fram på vertikalprofila i figur 5-6 og 5-7. Eit lag med urein marmor ligg over det uregelmessige laget, og deretter eit om lag to meter tjukt amfibolittlag og eit lag med marmor som er reinare enn den underliggjande. Over marmoren er eit tjukt lag med hornblendegneis. Kontakten mellom urein marmor, amfibolitt, marmor og hornblendegneis kan sjåast tydeleg på bilete 5-5. Over

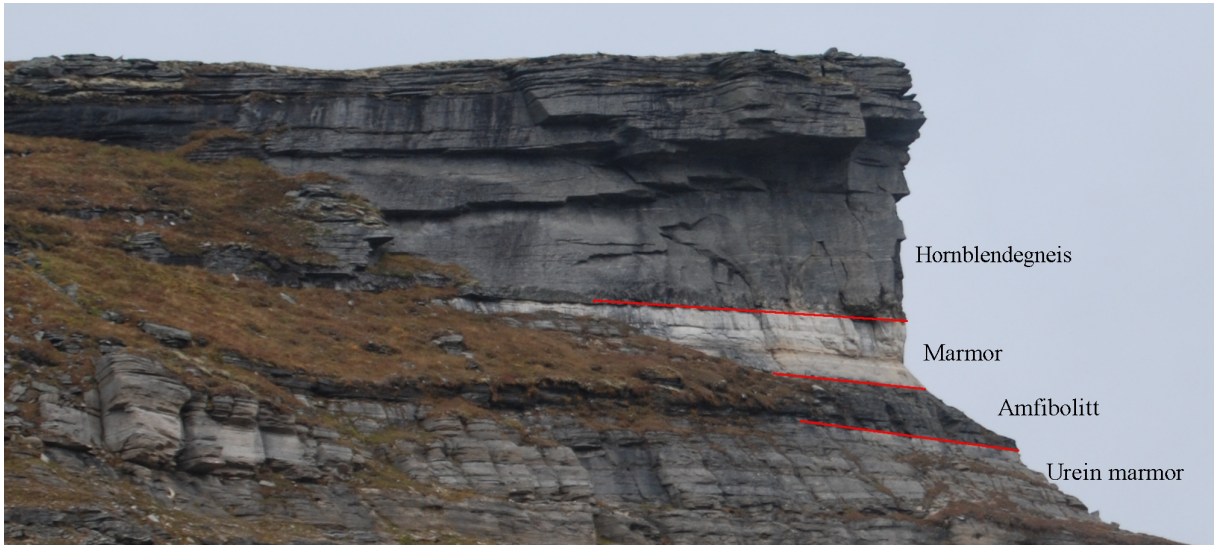
hornblendegneisen er eit lag med glimmerskifer og deretter granat-glimmerskifer. Lagpakken er toppa av eit nytt lag hornblendegneis.



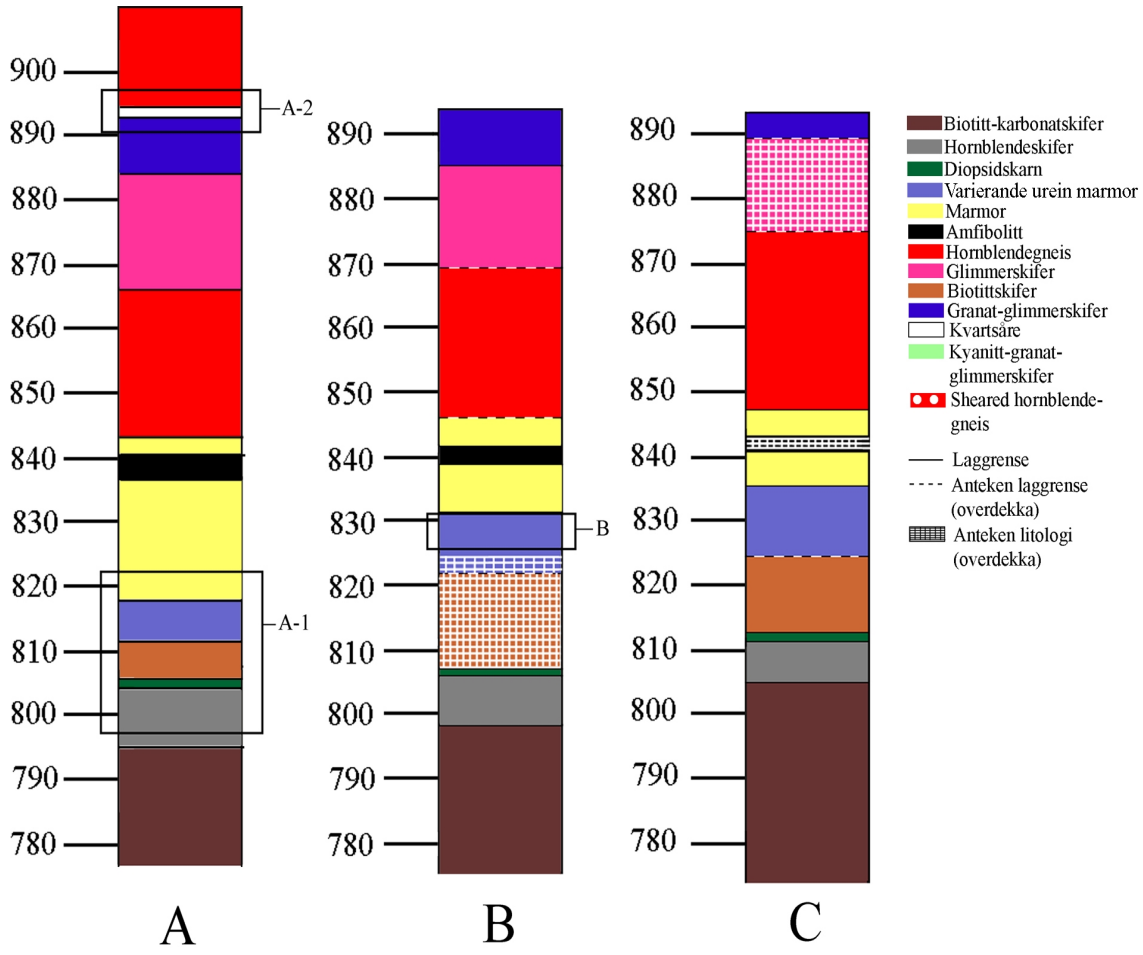
Bilete 5-3: Tilsynelatande horisontal kvartsåre i diopsidskarn. Forvitring av bergarten har gjeve den horisontale utsjånaden. Foto: Bjørn Sørensen.



Bilete 5-4: Vertikale kvartsårer i diopsidskarn.

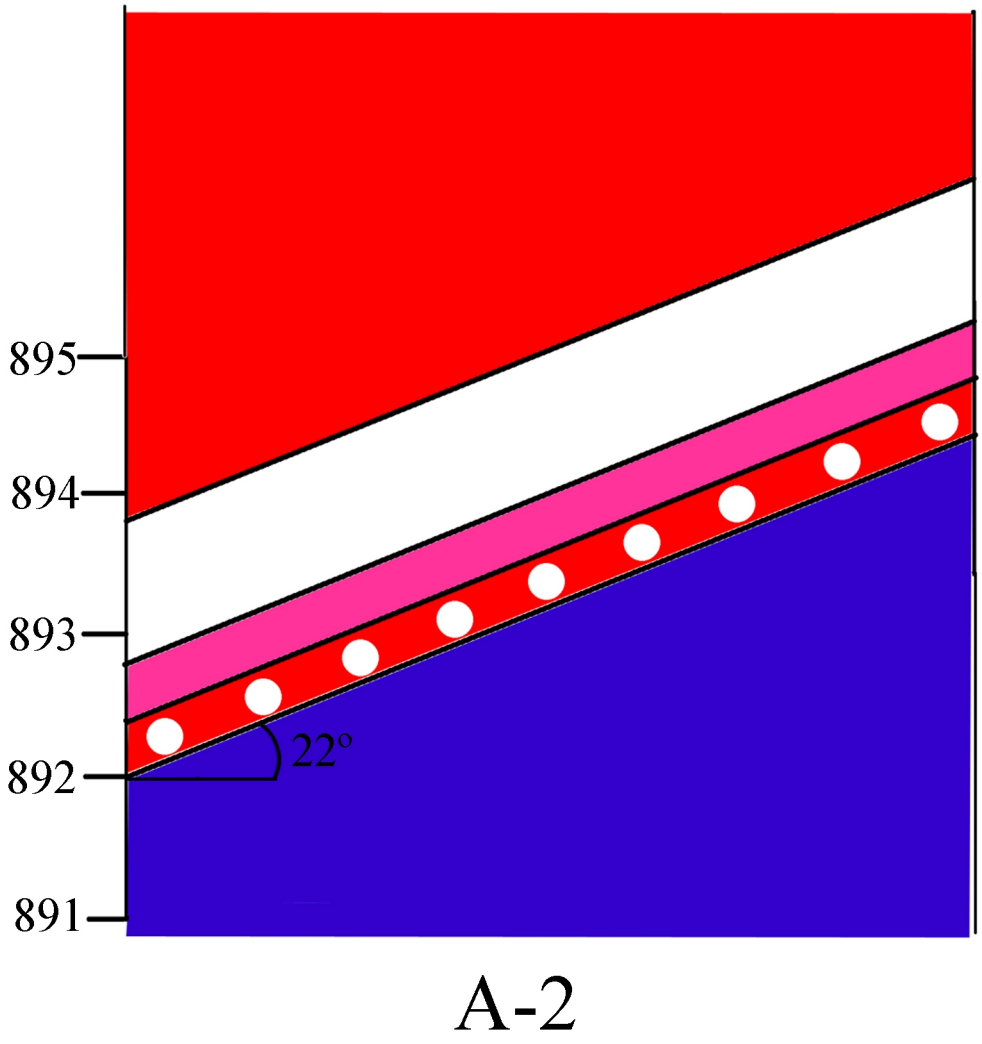


Bilete 5-5: Urein marmor-amfibolitt-marmor-hornblendegneiskontakt. Foto: Bjørn Sørensen. Amfibolittlaget er om lag 2 meter.



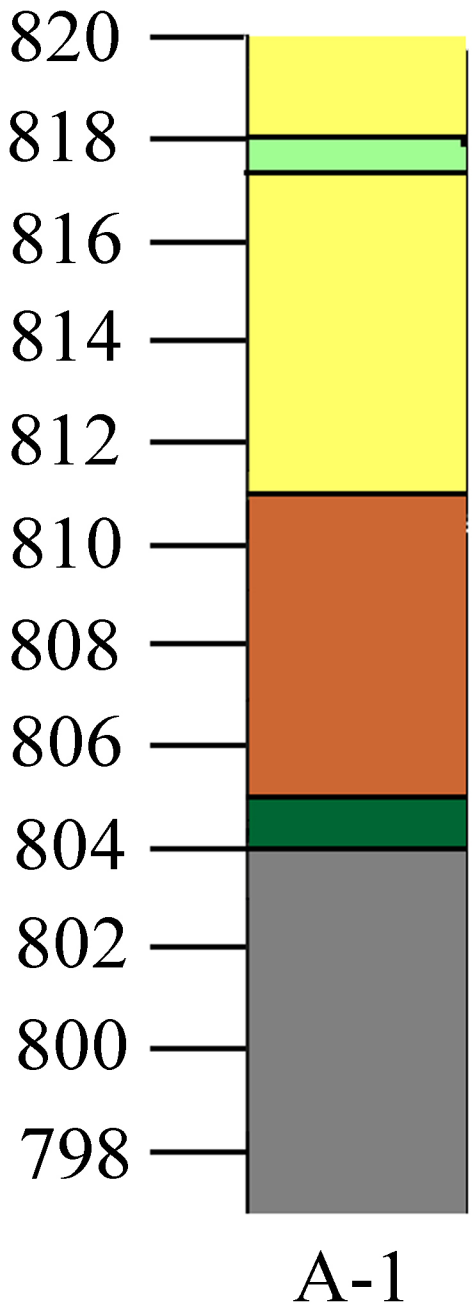
Figur 5-4: Vertikalprofil for profila merka A – C i figur 5-1. Skalaen er i moh. Utdraga er nærmare skildra i figur 5-5, 5-6 og 5-7. Teiknforklaringa er den same som i figur 5-1.

Granatinnhaldet minkar mot toppen av granat-glimmerskiferen. Den øverste hornblendegneisen har eit fall på 22 grader mot vest-sørvest, og kontakten mellom dei er vist i figur 5-5. Ei ein meter tjukk kvartsåre samt 40 cm glimmerskifer og 40 cm sheared hornblendegneis skiljer granat-glimmerskiferen og hornblendegneisen.

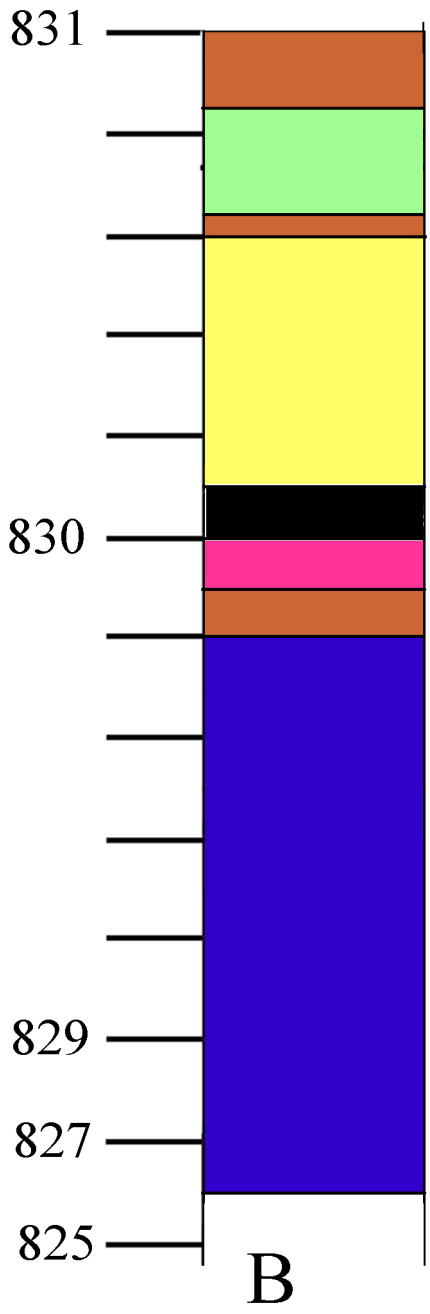


Figur 5-5: Utdrag A-2 frå figur 5-4. Sheared hornblendegneis, glimmerskifer og ei 1 meter tjukk kvartsåre skiljer granat-glimmerskifer og den øverste hornblendegneisen.

Figur 5-6 og 5-7 viser skilnaden i det varierande laget med urein marmor over korte avstandar. I profil A er det dominert av marmor, medan det i profil B er vekslande lag av granat-glimmerskifer, rusten biotittskifer, glimmerskifer, amfibolitt, marmor og kyanitt-granat-glimmerskifer.



Figur 5-6: Utdrag A-1. Det varierande ureine marmorlaget er dominert av marmor med eit tynt lag kyanitt-granat-glimmerskifer.



Figur 5-7: Utdrag B. Det ureine marmorlaget består av eit relativt tjukt lag granat-glimmerskifer, overlagt tynne lag rusten biotittskifer, glimmerskifer og amfibolitt. Deretter eit lag marmor, eit tynt lag rusten biotittskifer, kyanitt-granatskifer, og eit nytt lag rusten biotittskifer. Merk den større skalaen i nederste del av profilet.

Delar av det øverste laget med hornblendegneis inneheld mange 5 til 15 cm tjukke kvartsårer med gradvis minkande fall oppover (bilete 5-6). Områda rundt kvartsårene er sterkt omdanna (Bilete 5-6 og 5-7).



Bilete 5-6: Vertikale kvartsårer i øverste hornblendegneislaget. Foto: Bjørn Sørensen.



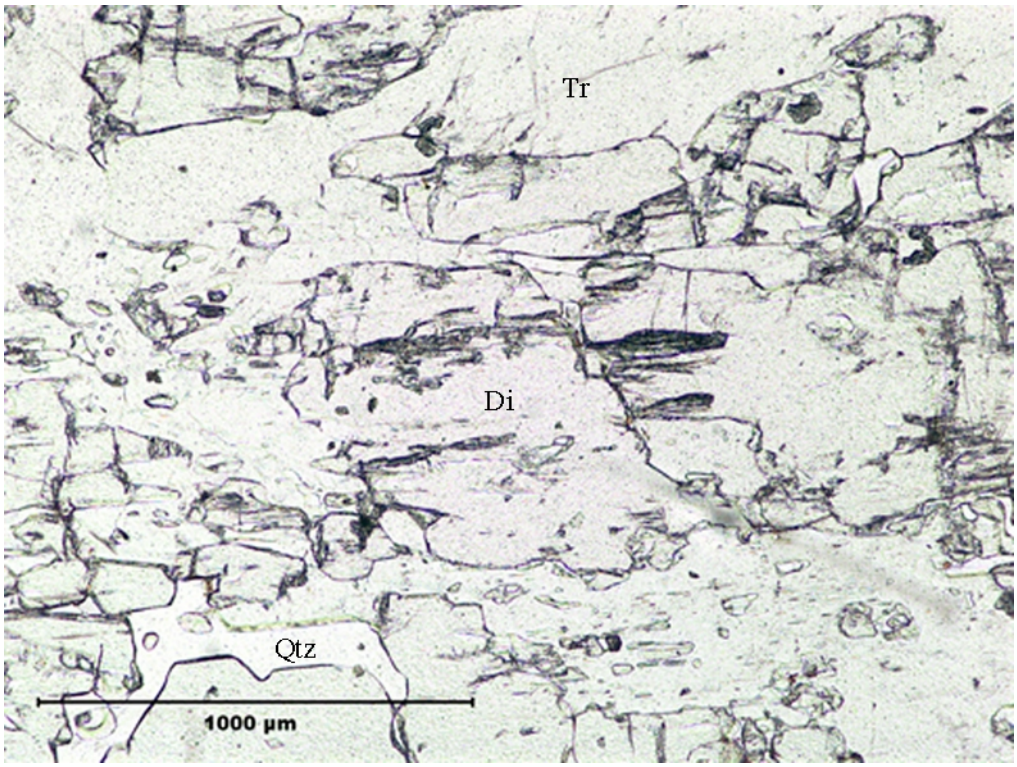
Bilete 5-7: Omdanningssone i hornblendegneis. Henta frå lokaliteten i bilete 5-6. Foto: Bjørn Sørensen.

UV-prospektering vart av tryggleiksomsyn ikkje utført i dei øverste laga.

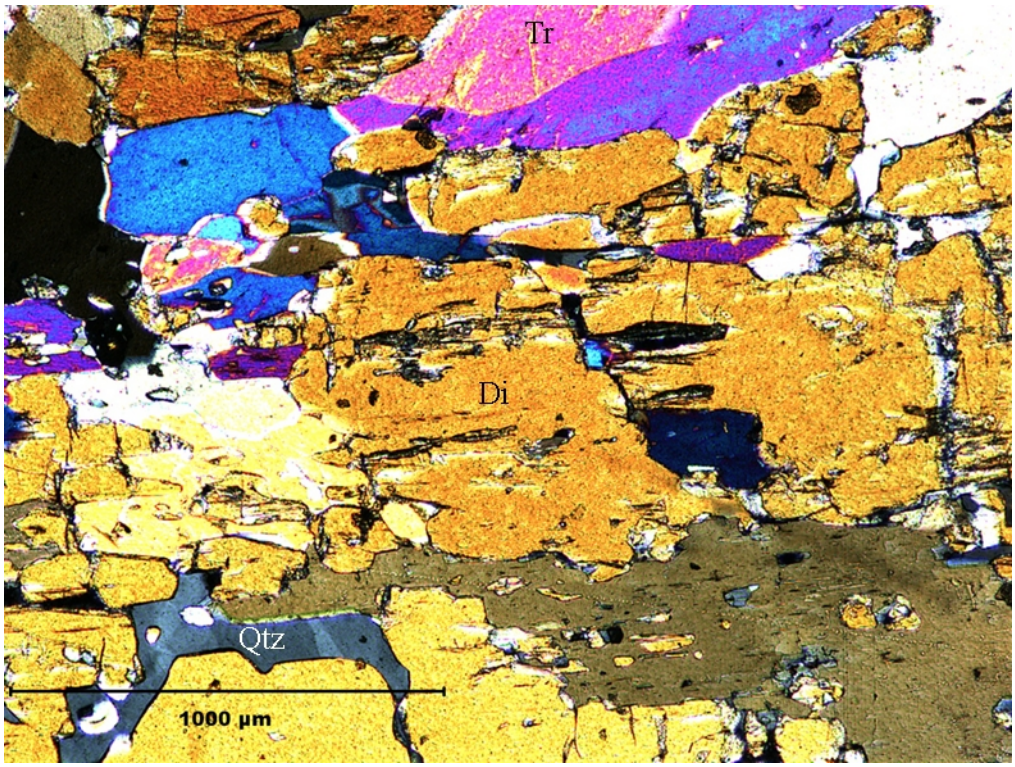
5.2 Mikroskopisk bergartskildring

5.2.1 Diopsidskarn

Diopsidskarnen består hovudsakleg av diopsid og tremolitt, som til saman utgjer om lag 80 prosent av slipa, avhengig av kvar dei er tekne ut. Bilete 5-2 viser korleis diopsid-tremolitt forholdet i bergarten varierer over små avstandar, der det grøne mineralet er diopsid og det gulbrune er tremolitt. Dette, i tillegg til den grovkorna karakteren til minerala, gjer at prosentandelen av kvart mineral i tynnslipa varierer stort, men det samla diopsid + tremolitt innhaldet var jamt over om lag 80 prosent. Kalsitt, kvarts, scheelitt, og i mindre grad plagioklas, utgjer dei resterande 20 prosenta. Biotitt opptrer som aksessorisk mineral i få slip. Tremolitt, kalsitt og kvarts erstattar diopsid. Bilete 5-8 og 5-9 viser replassering av diopsid av tremolitt, og kvarts i ei sprekke og rundt det eine diopsidkornet.

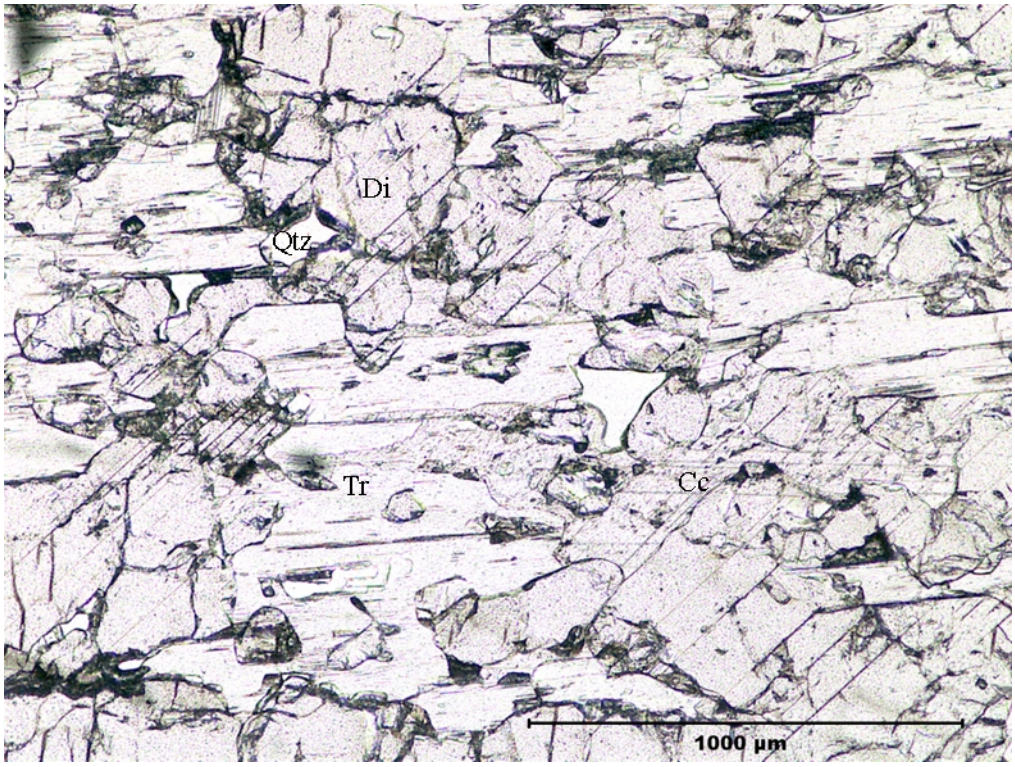


Bilete 5-8: Tremolitt erstattar diopsid. Kvarts er fylt inn i ein sprekk i nederste diopsidkornet.

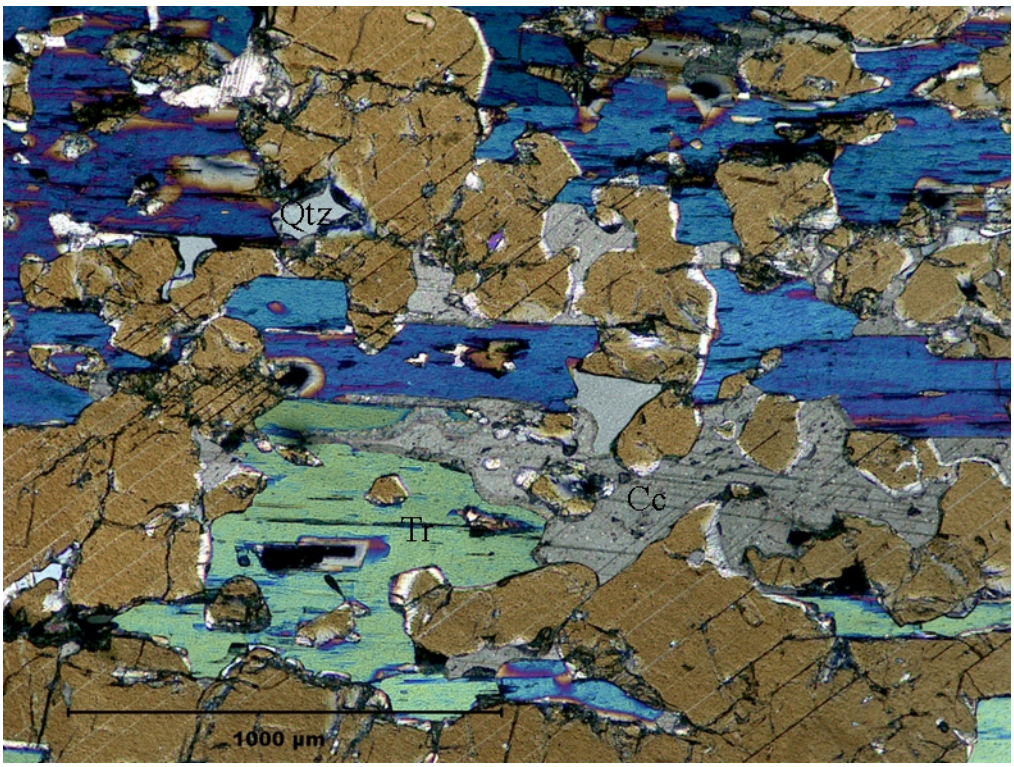


Bilete 5-9: Same som 5-8 med kryssa nicols.

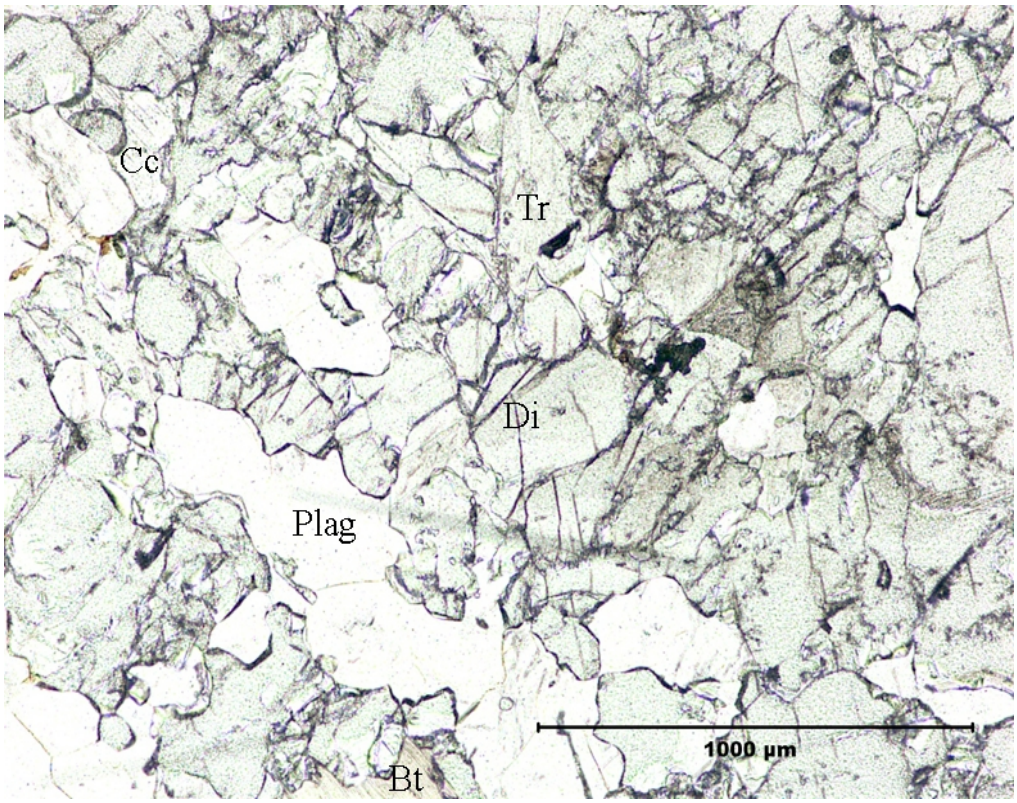
I bilete 5-10 kan ein sjå at tremolitt, kalsitt og kvarts replasserer diopsid.



Bilete 5-10: Tremolitt, kalsitt og kvarts replasserer diopsid.

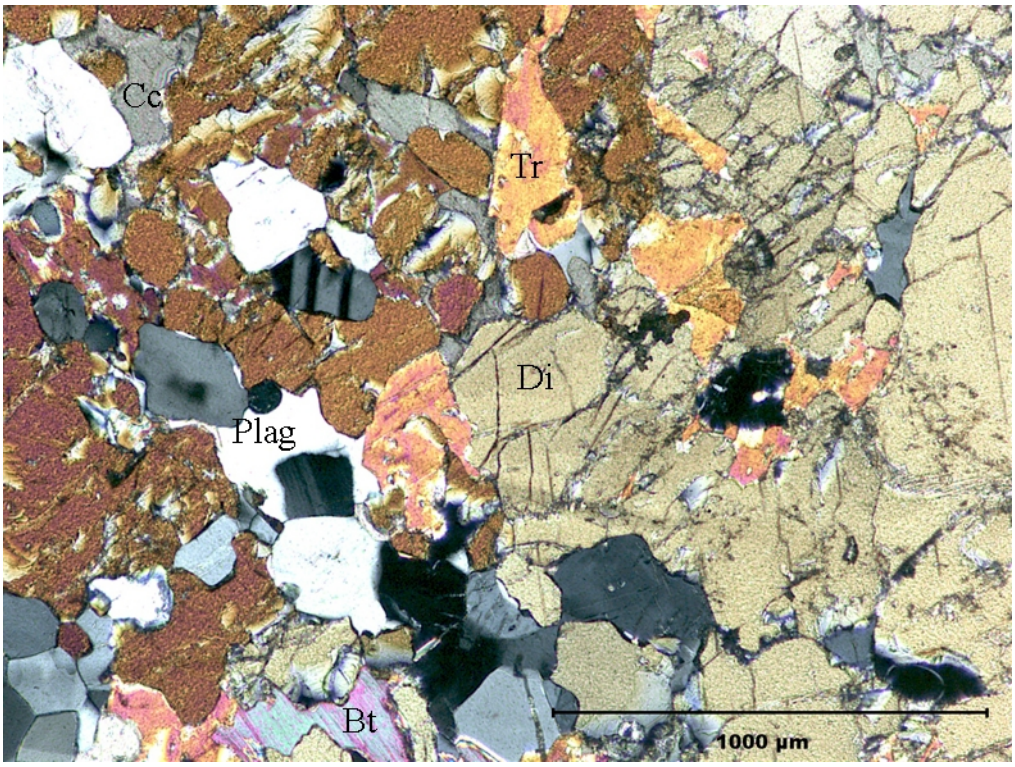


Bilete 5-11: Same som bilete 5-10 med kryssa nicols



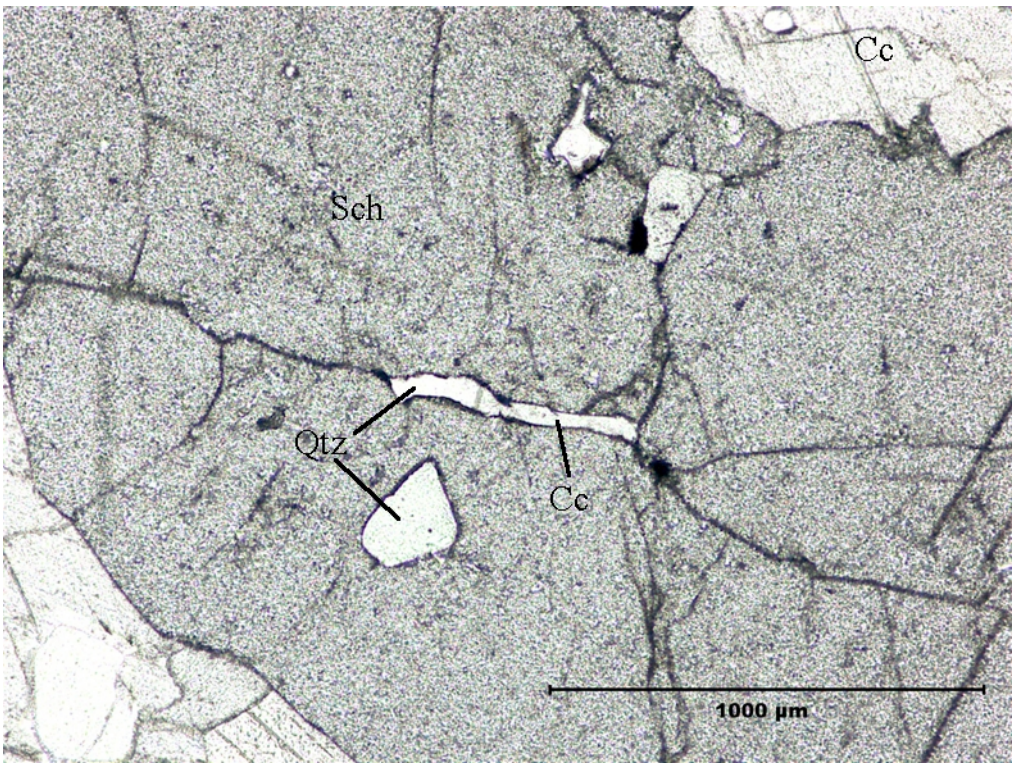
Bilete 5-12: Plagioklas og biotitt saman med tremolitt og kalsitt replasserer diopsid.

Bilete 5-12 og 5-13 viser biotitt og plagioklas som opptrer saman med tremolitt og kalsitt som omdanningsmineral i diopsid. Pyroksenen her er noko grønare, som tyder på eit høgare jerninnhald enn tidlegare.

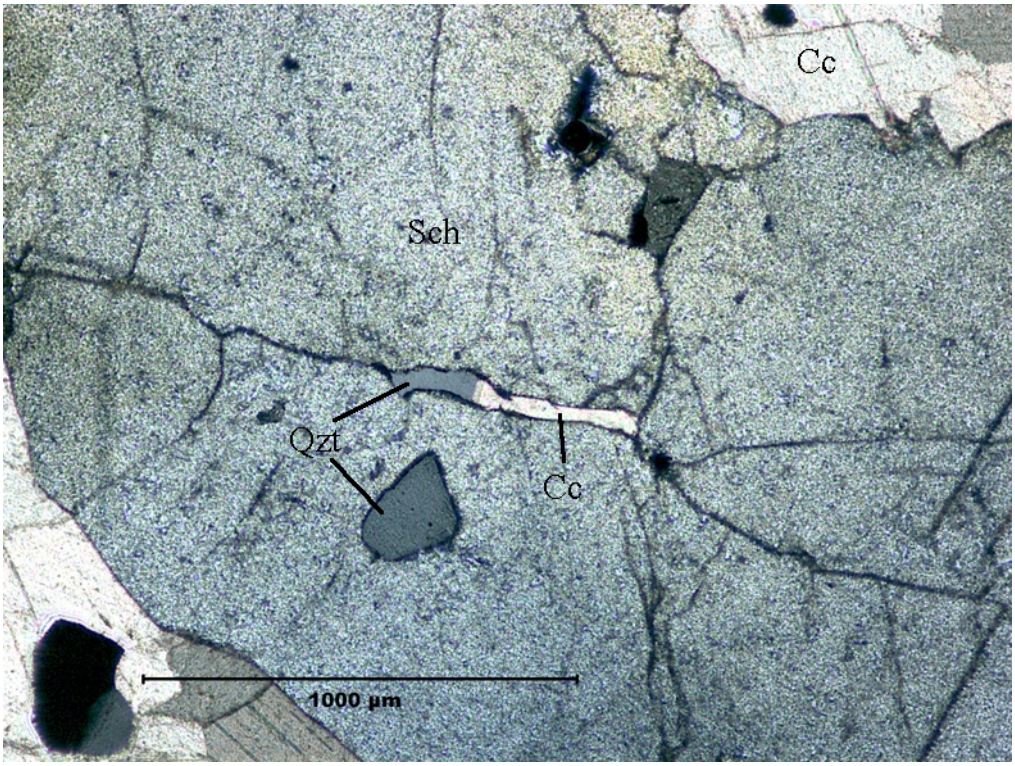


Bilete 5-13: Same som bilete 5-13 med kryssa nicols.

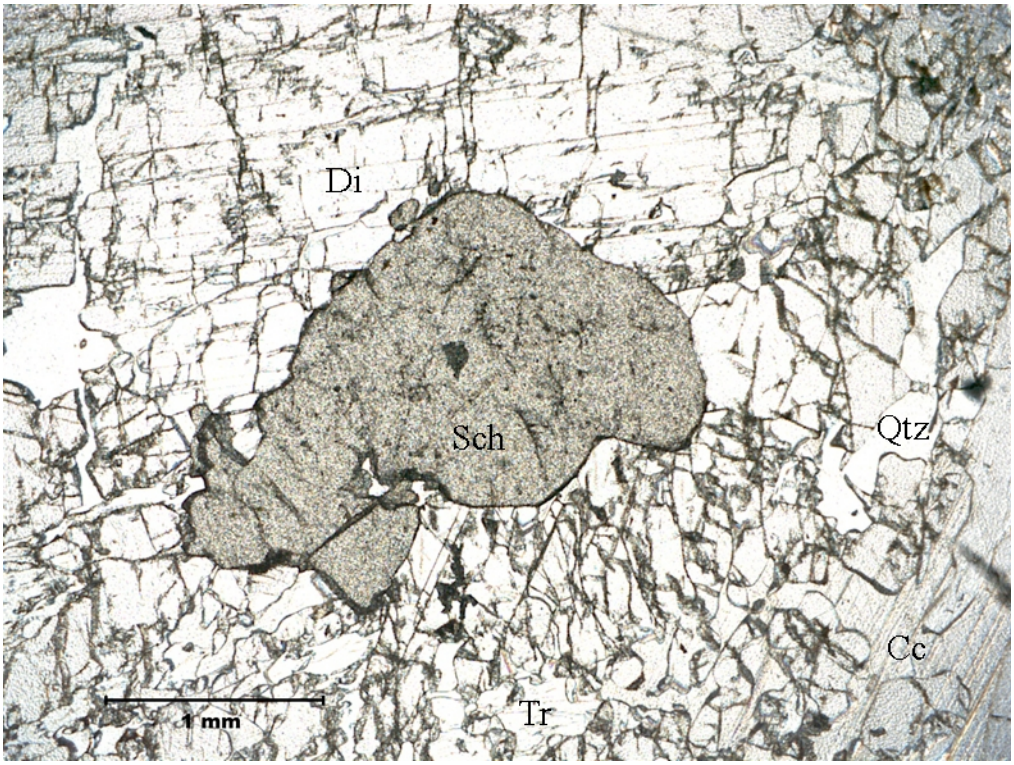
Scheelitt opptrer som oftast i store, subhedrale korn over 1 mm, og koeksisterer med diopsid og kvarts. Kalsitt og kvarts fyller i nokre tilfeller sprekker i scheelitt, som vist i bilete 5-14 og 5-15. Bilete 5-16 og 5-17 viser den vanlegaste situasjonen med relativt rette korngrenser mellom scheelitt og diopsid, der diopsid er delvis omdanna til tremolitt og kalsitt. Bilete 5-18 viser scheelitt i midten av ei kvartsåre.



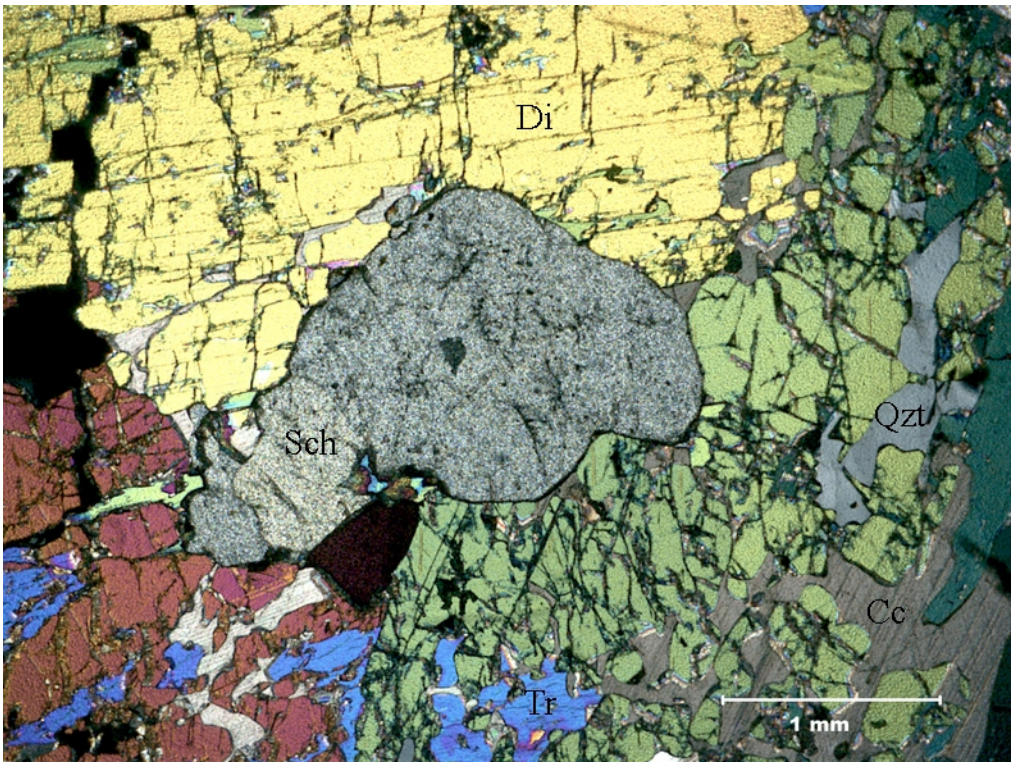
Bilete 5-14: Kvarts og kalsitt i sprekker og holrom i scheelitt.



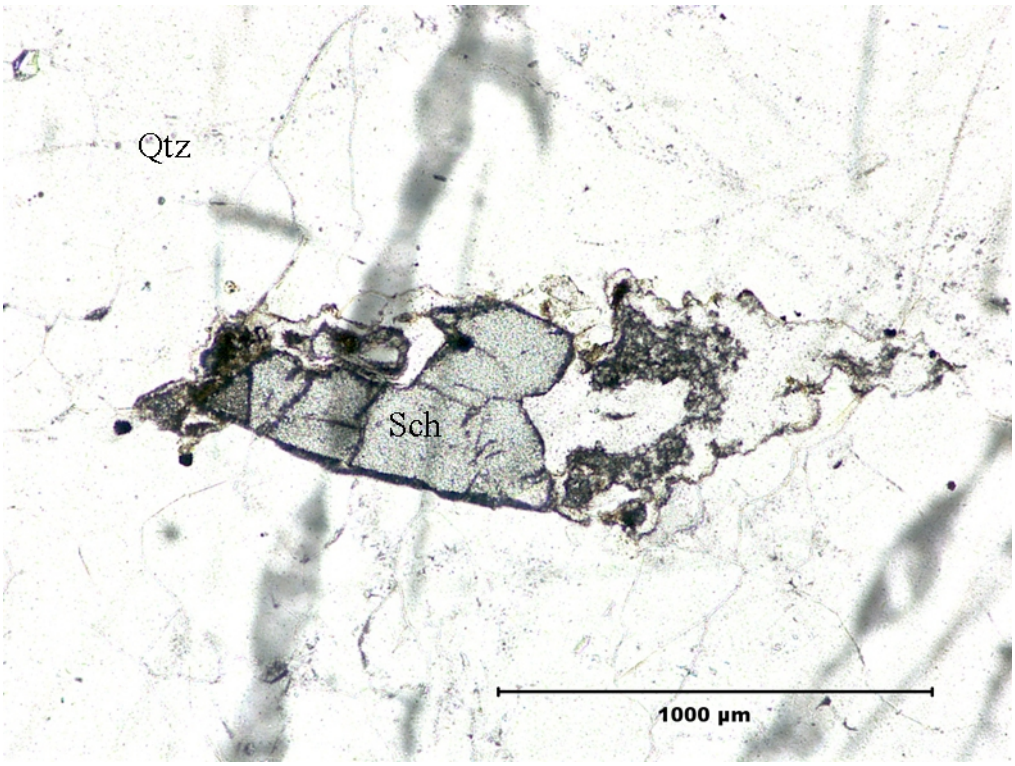
Bilete 5-15: Same som bilete 5-14 med kryssa nicols.



Bilete 5-16: Scheelitt saman med omdanna diopsid.



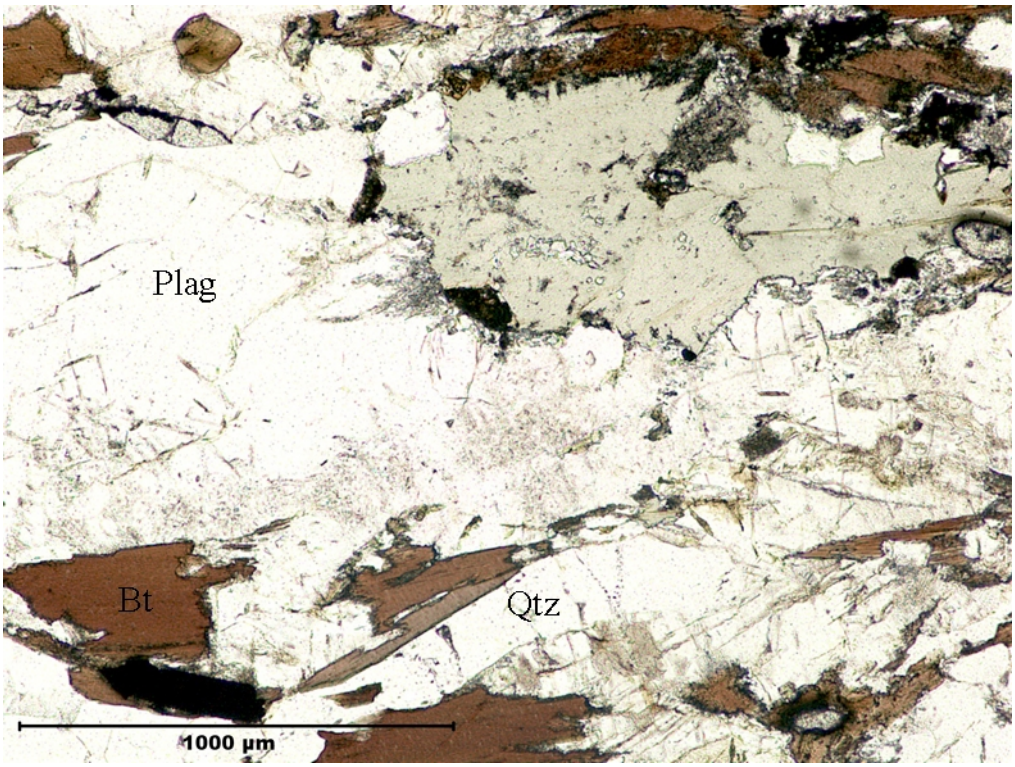
Bilete 5-17: Same som bilete 5-16 med kryssa nicols.



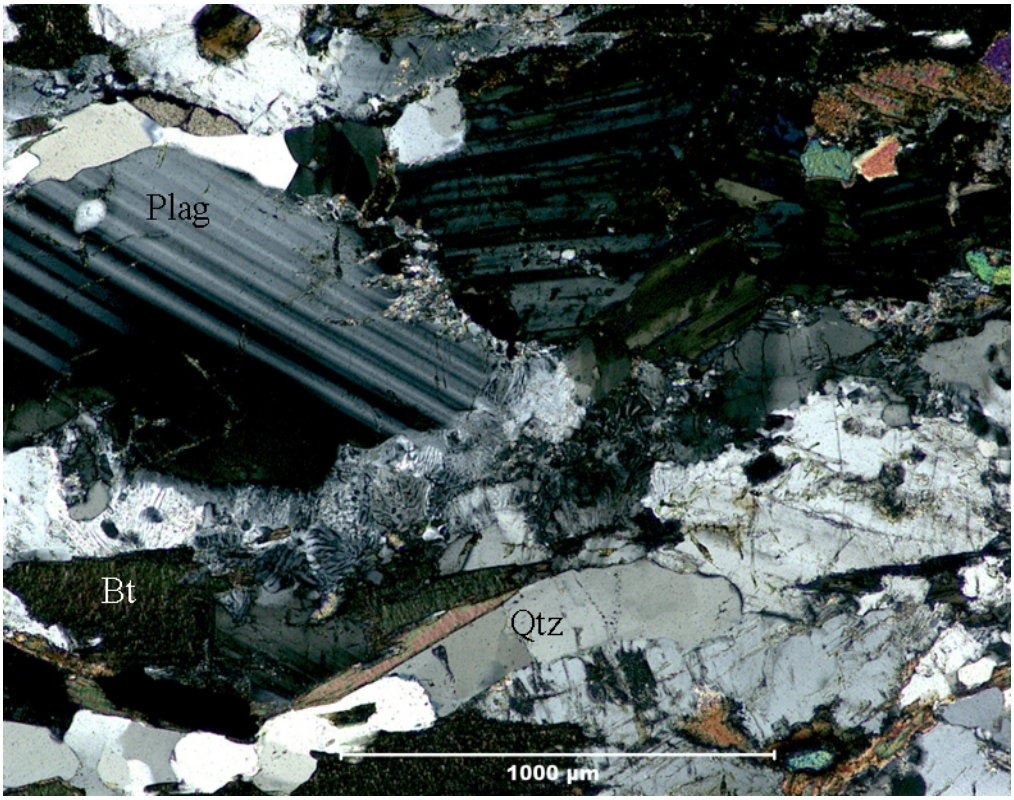
Bilete 5-18: Scheelitt i ei kvartsåre.

5.2.2 Omdanningssone i hornblendegneis

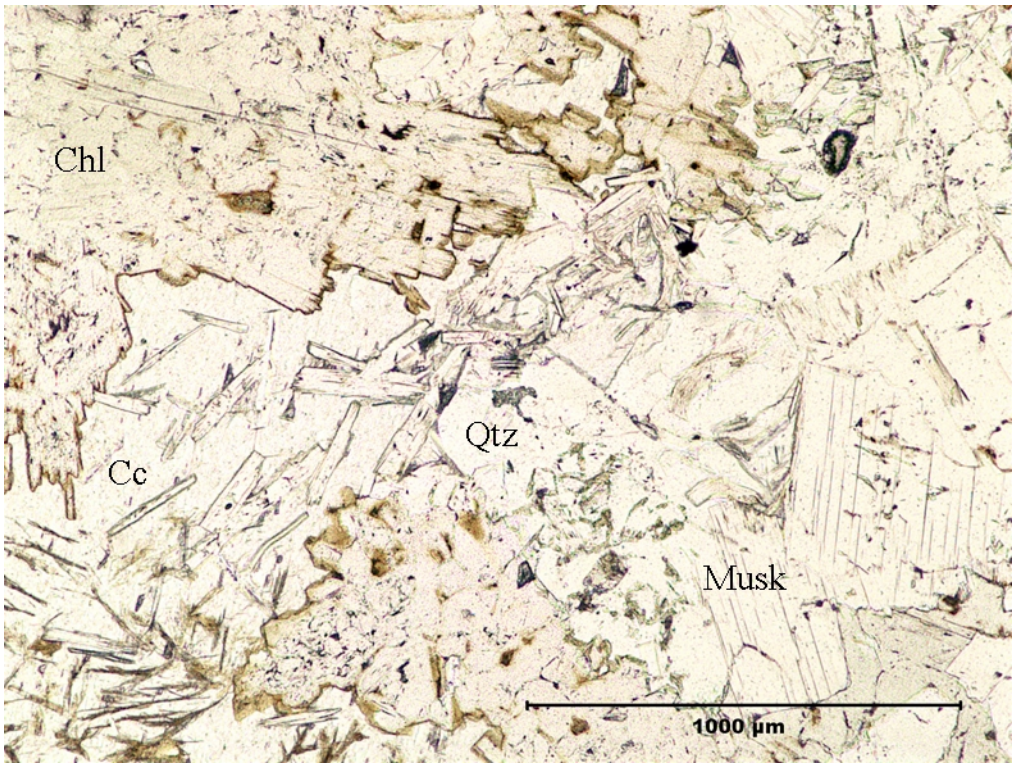
Utdraga frå omdanningssona består av plagioklas, kvarts, biotitt, muskovitt og kloritt. På bilete 5-19 og 5-20 er plagioklas delvis omdanna til kloritt og serisitt. Kvarts viser myrmekitt, og biotitten er foliert. Bilete 5-21 og 5-22 viser kalsitt med inklusjonar av store og særs små muskovittnåler, saman med kloritt, meir grovkorna muskovitt, og kvarts.



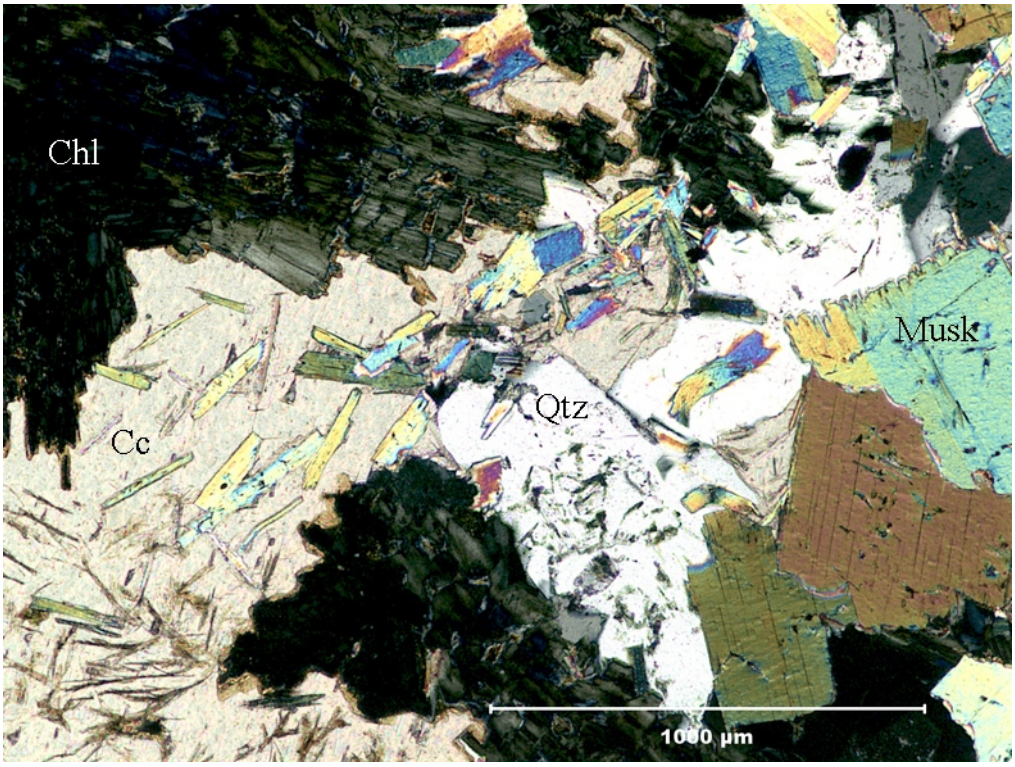
Bilete 5-19: Delvis omdanna plagioklas til kloritt og serisitt, saman med biotitt og kvarts.



Bilete 5-20: Same som bilete 5-19 med kryssa nicols. Legg merke til myrmekittisk kvarts rundt plagioklas, og serisitt mellom korngrensene i plagioklas.



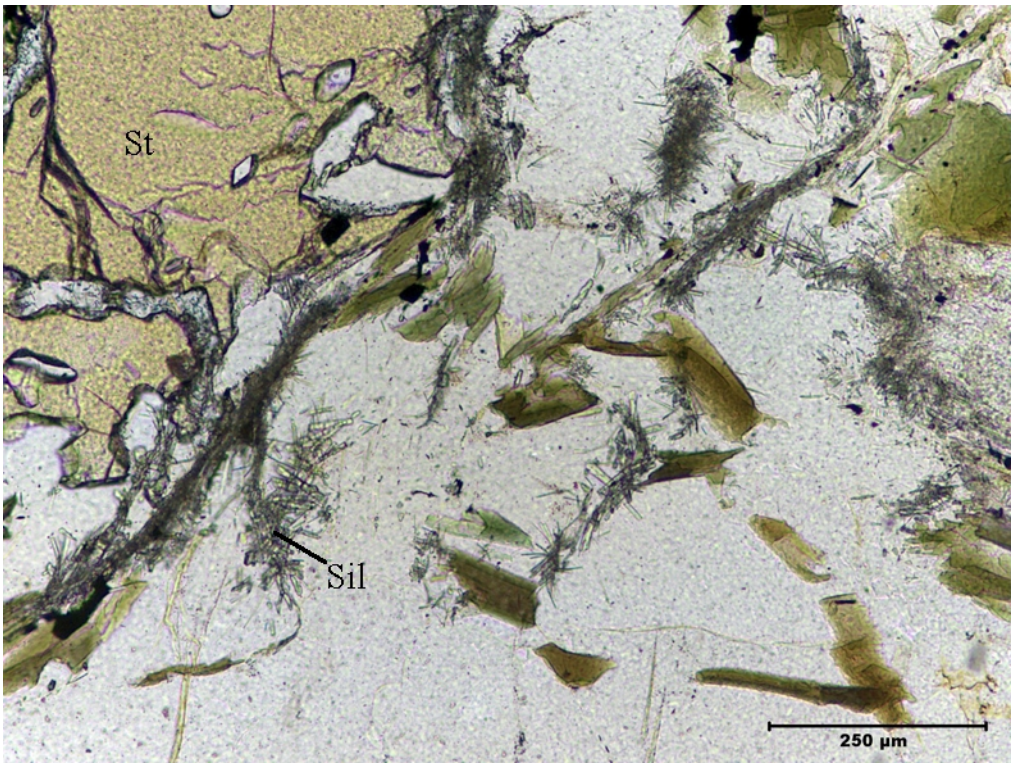
Bilete 5-21: Kalsitt med muskovittrafter, saman med interstitiell muskovitt, kvarts og kalsitt. Det brune er finkorna muskovitt.



Bilete 5-22: same som bilete 5-21 med kryssa nicols. Merk den hakkete korngrensa mellom kvarts og det store muskovittkornet i høgre biletekant.

5.2.3 Kyanitt-granat-glimmerskifer

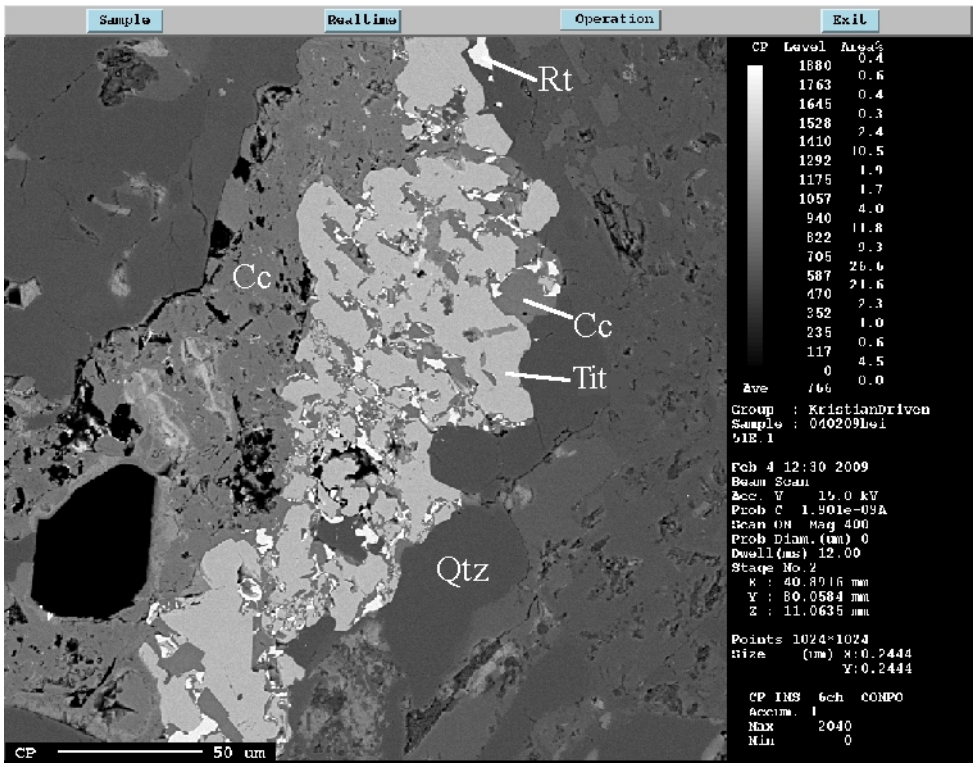
I kyanitt-granat-glimmerskiferen replasserer sillimanitt kyanitt, men koeksisterer med staurolitt. Bilete 5-23 viser staurolitt og sillimanitt saman med kvarts og biotitt.



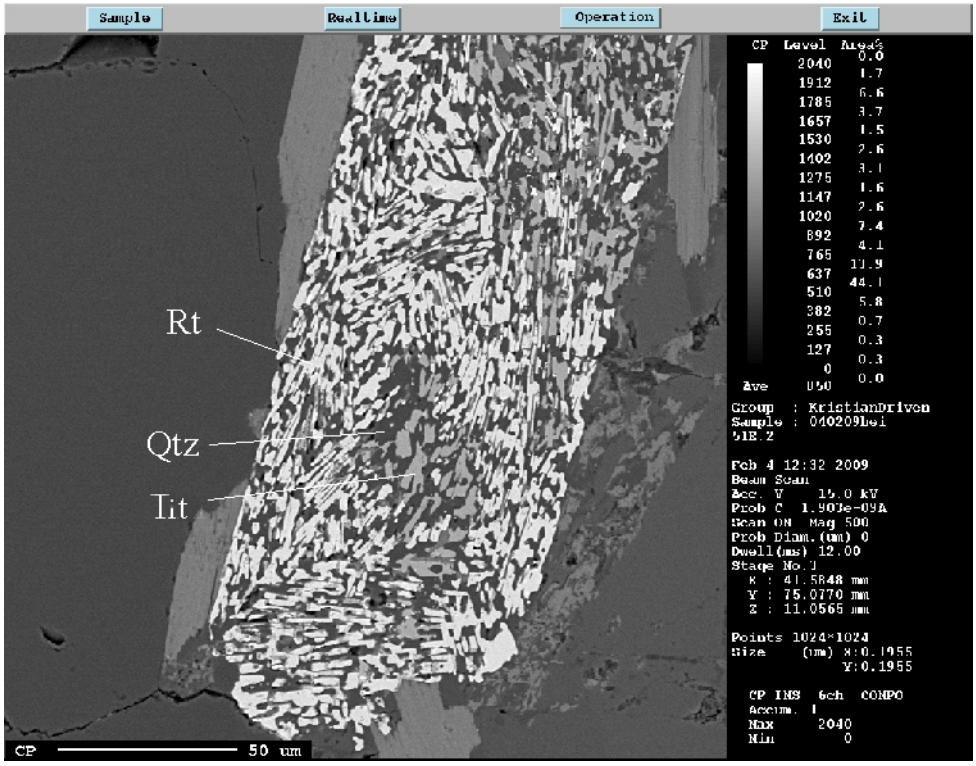
Bilete 5-23: Koeksisterande sillimanitt og staurolitt, saman med kvarts og biotitt. Foto: Bjørn Sørensen.

5.2.4 Mikrosondeundersøkjingar av omdanningssone i hornblendegneis

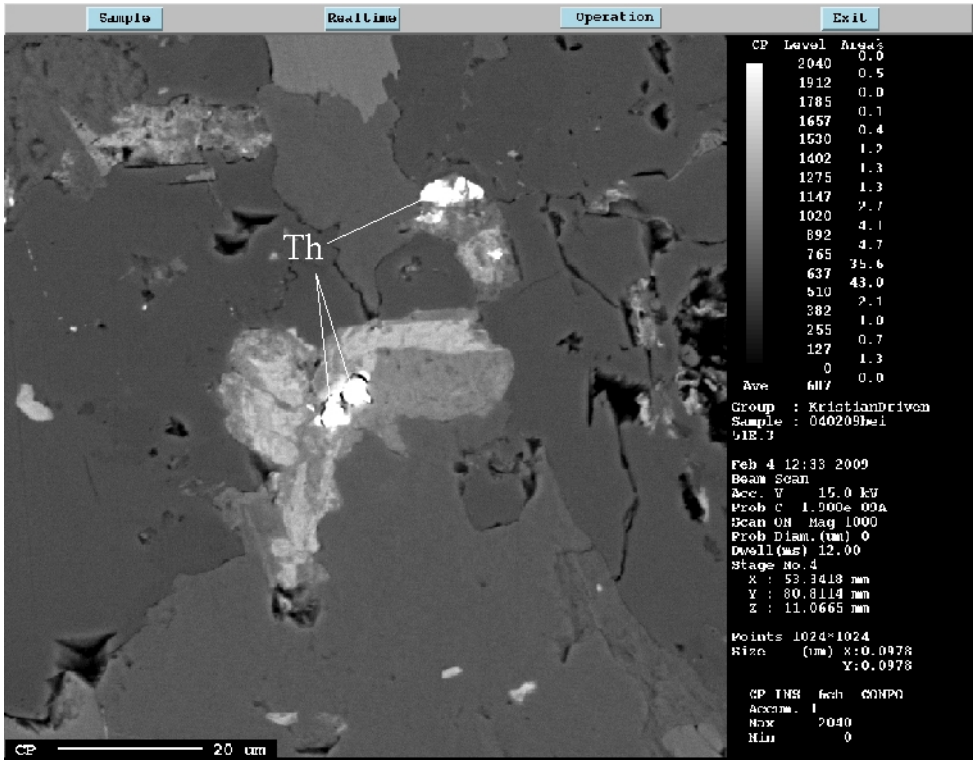
Fleire plassar er det samanvekstar av titanitt og rutil saman med anten kalsitt eller kvarts, som vist i bilete 5-24 og 5-25. I tillegg vart det oppdaga nokre få 5 til 7 µm store korn med thoritt i kloritt (Bilete 5-26).



Bilete 5-24: EPMA-bilete som viser samanvekst av titanitt, rutil og kalsitt



Bilete 5-25: EPMA-bilete som viser samanvekst av titnitt, rutil og kvarts.

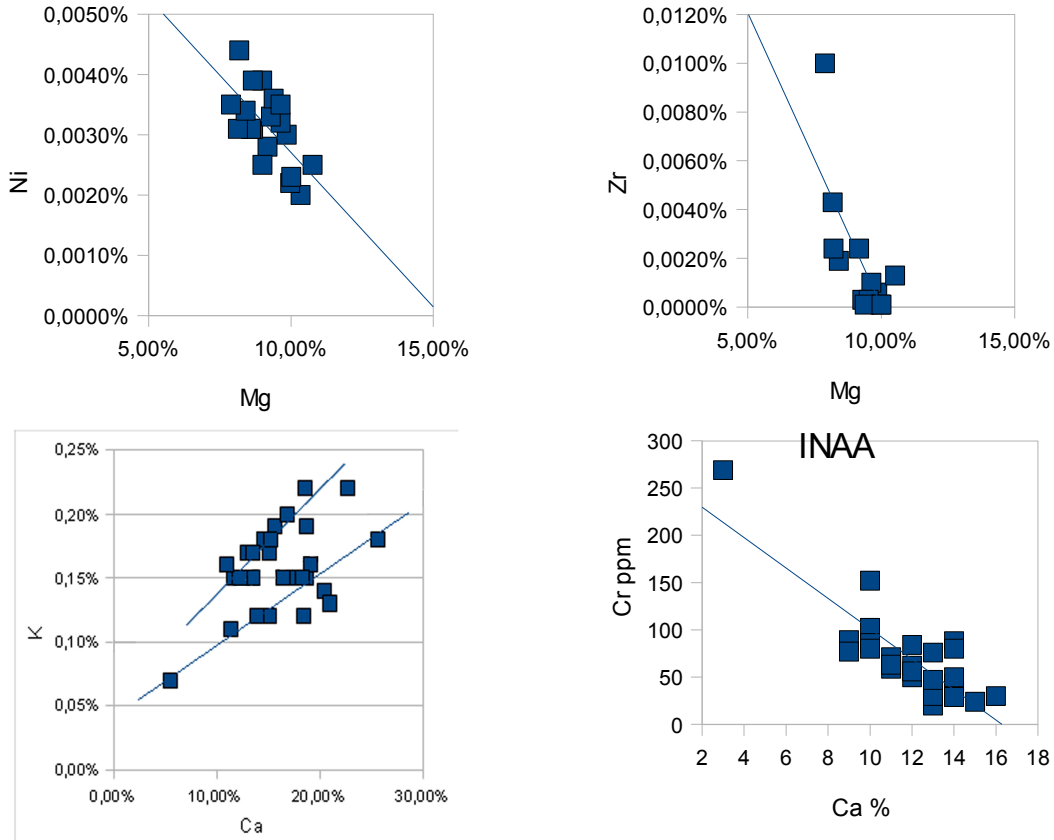


Bilete 5-26: Thoritt i kloritt

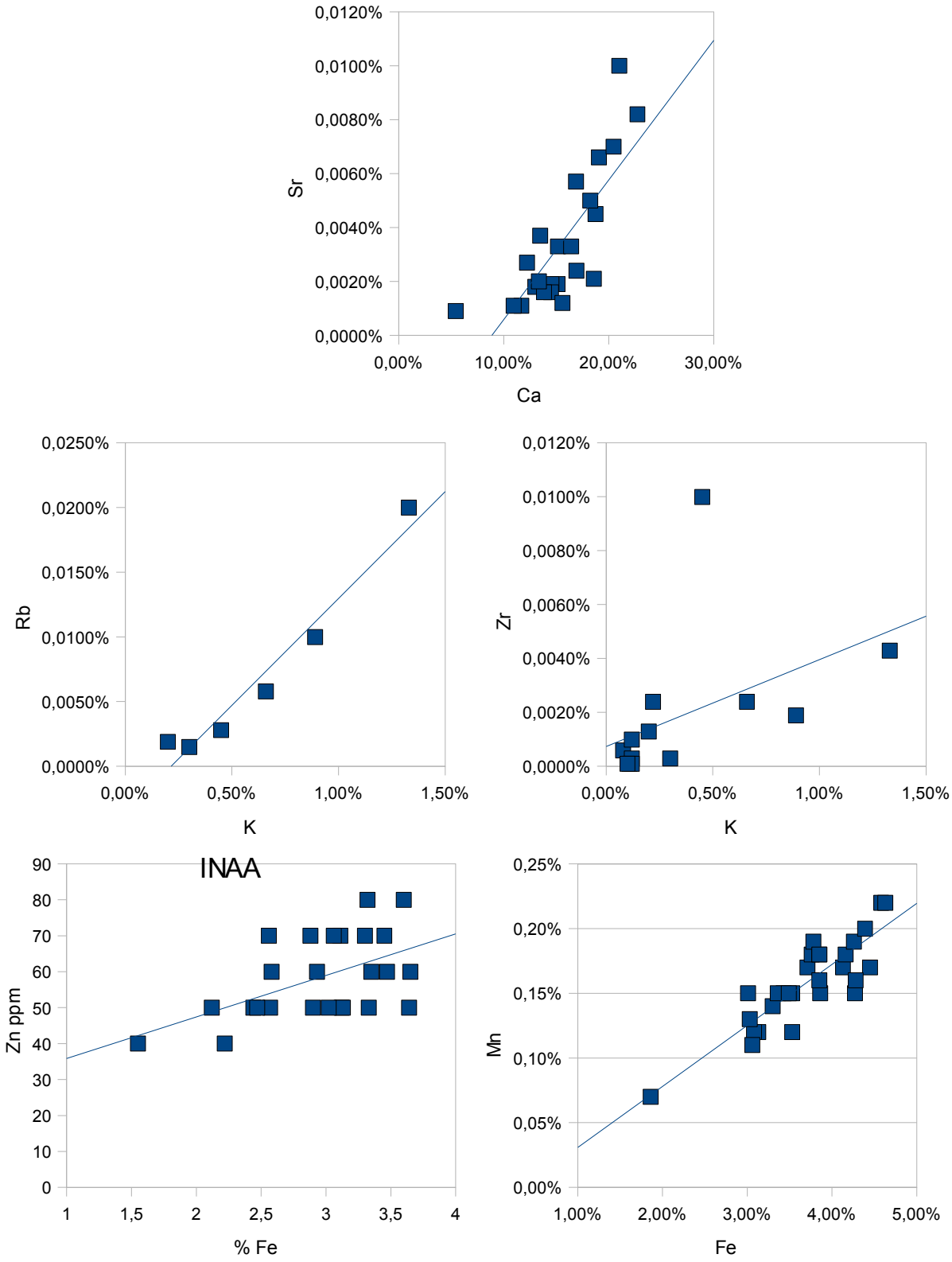
5.3 Geokjemi

Totalt vart 49 prøver frå innsamla handstykker analysert. Dei fleste var henta frå tremolitt-diopsidskarnen for å undersøkja ei eventuell kjemisk sonering gjennom horisonten, men nokre prøvar frå granat-diopsidskarnen vart òg analysert. Wolframinnhaldet i tremolitt-diopsidskarnen varierte mellom 0 og 0,36 % W, medan ingen W vart påvist i granat-diopsidskaren. Det er ingen klar sonering i W-innhaldet gjennom tremolitt-diopsidskarn-horisonten, men dei høgste W-verdiane var i prøvar frå rasområdet. Mot nordaustenden av tremolitt-diopsidskarnen vart det påvist lite W. ICP-MS vart utført på to prøvar for kontroll, og samstemte bra med reslutata frå XRF og INAA.

Alle element vart plotta mot W, Mg, Ca, K og Fe. Dei elementa som viste ein trend er illustrerte i figur 5-8. Grafane er laga utifrå XRF-resultata, bortsett frå Zn mot Fe, og Cr mot Ca, som er utarbeidd frå INAA-resultata. Det er i desse plotta berre brukt analysar frå tremolitt-diopsidskarnen.



Figur 5-8: Ulike grunnstoff plotta mot Mg og Ca.



Figur 5-9: Ulike grunnstoff plotta mot Ca, K og Fe.

Ni og Zr viste eit negativt forhold mot Mg. K og Sr viste eit positivt forhold mot Ca, medan Cr viste eit negativt. Zr og Rb viste eit positivt forhold mot K, og Mn og Zn viste begge eit positivt forhold mot Fe. Resterande element viste ingen spesielle trendar, eller var ikkje detektert i nok prøvar til å gje eit statistisk grunnlag.

Wolfram opptrer i grovkorna scheelitt, og nuggeteffekten er difor stor. Oversikt over XRF og INAA analysane er i vedlegg A og B

5.4 Væskeinneslutningar

Væskeinneslutningar førekjem i fleire generasjonar. Primære inneslutningar opptrer som tilfeldig orienterte klasar, eller som isolerte enkeltinneslutningar, medan fleire generasjonar av sekundære inneslutningar kryssar kvartsen i ulike retningar. Sekundære inneslutningar dominerer òg langs sprekker. Primære inneslutningar vart undersøkte ved hjelp av polarisasjonsmikroskopi, mikrotermometri og ramanspektroskopi. I tillegg vart det teke SEM-CL-bilete av kvartsprøvane for å definera ulike kvartstypar, og samanhengen mellom kvarts- og inneslutningstypar. Saltavleiringar frå dekrepiterte, høgsaline inneslutningar vart undersøkte på mikrosonde. Etter gjennomgang av fleire ulike veskeslip, vart to prøvar valde ut for vidare analysar. Eit frå diopsidskarnen (NS), og eit frå ei omdanningssone i det øvereste hornblendegneislaget (155). Dei to representerer ulike typar veskeinneslutningar.

5.4.1 Prøve 155

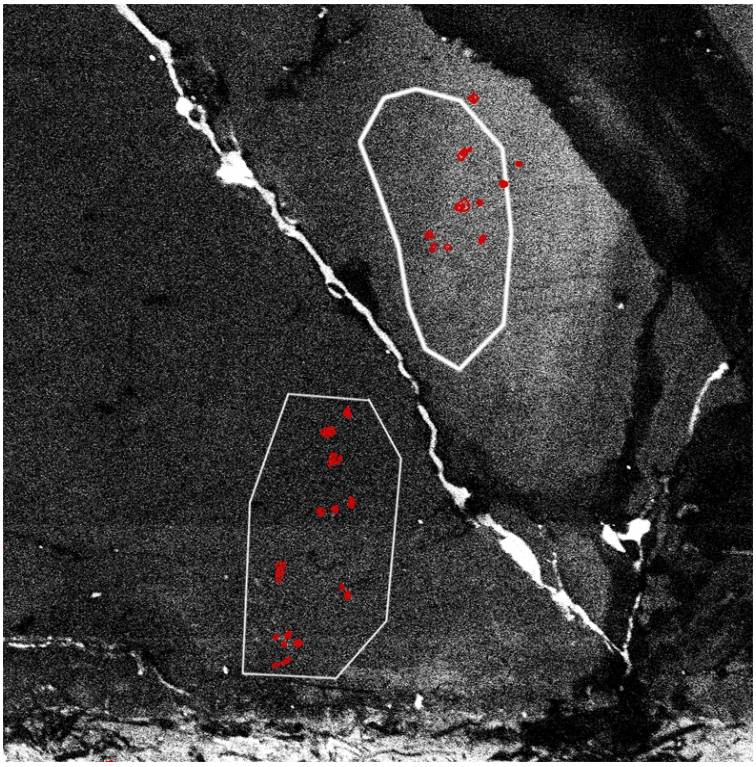
Denne prøven er henta frå vertikale kvartsårer i omdanningssona i det øverste hornblendegneislaget, stratigrafisk over diopsidskarnen.

5.4.1.1 Tekstur

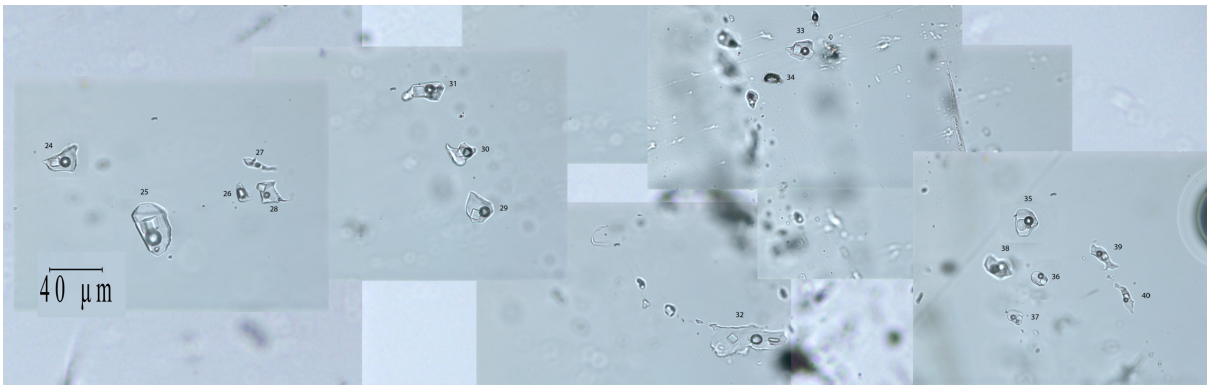
SEM-CL-bileta viser relativt homogen kvarts, der tre ulike kvartstypar kan skiljast frå kvarandre; ein mørk langs sprekker, ein mellomgrå, og ein lys grå. Primære inneslutningar høyrer til dei to lysaste typane. Bilete 5-27 til 5-31 viser dei ulike kvartstypane, samt inneslutningane knytta til to felt. Områda med analyserte inneslutningar er markerte med kvite rammer, og inneslutningane er markerte med raudt. Skalaen er 2,5 mm gjennom heile biletet der ikkje anna er oppgitt.



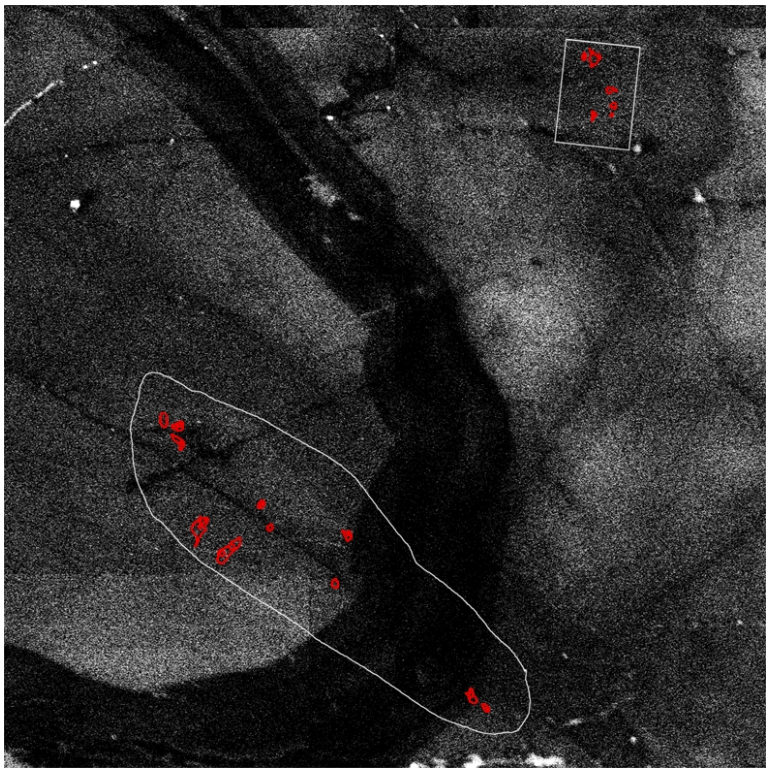
Bilete 5-27: SEM-CL bilete av heile prøven samasett av 106 bilete.



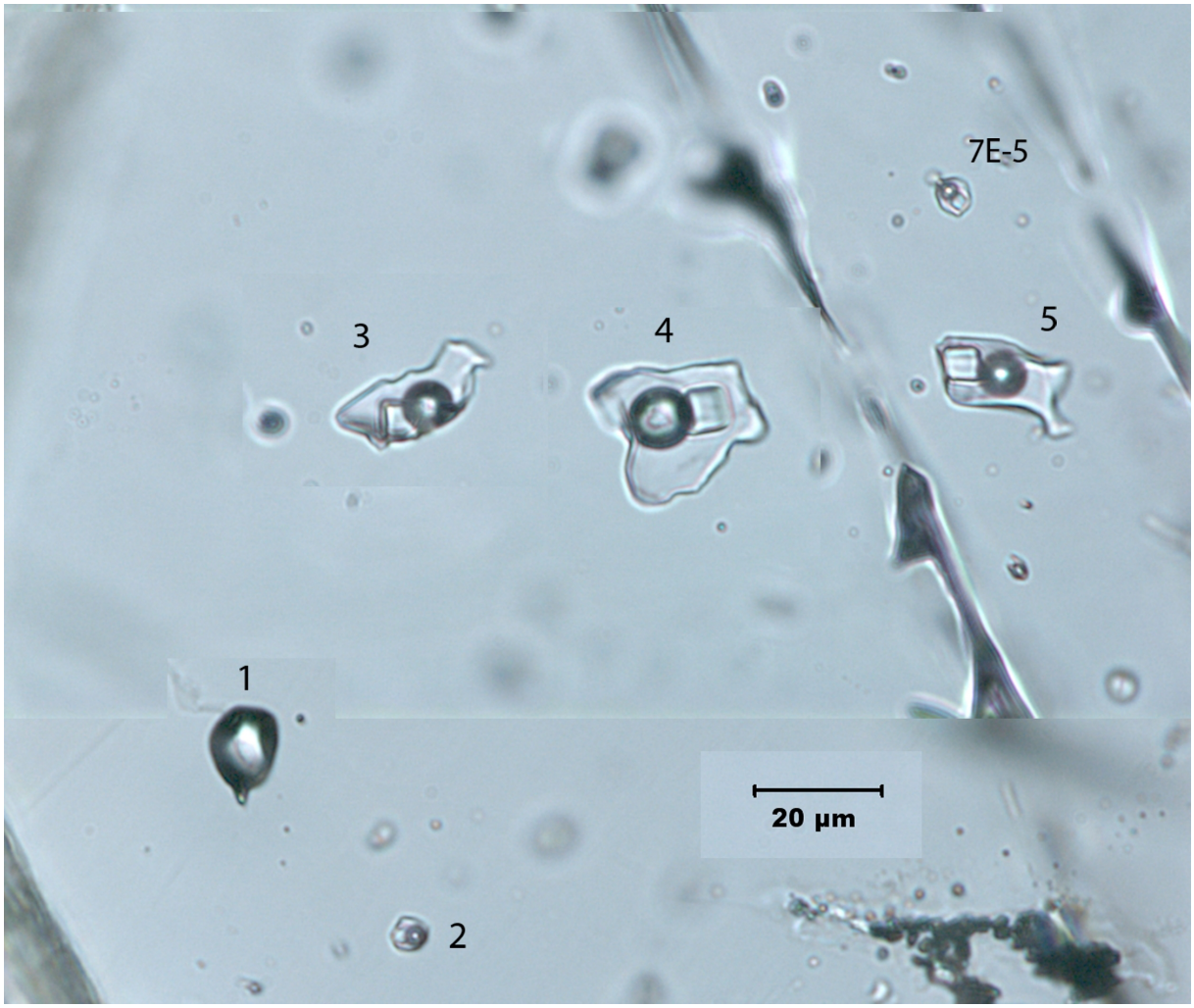
Bilete 5-28: SEM-CL nærbilete av ring 1 med skisserte inneslutningar.



Bilete 5-29: Væskeinneslutningar i nederste innramma del av ring 1. Skala er 40 µm.



Bilete 5-30: SEM-CL nærbilete av ring 3 med skisserte inneslutningar



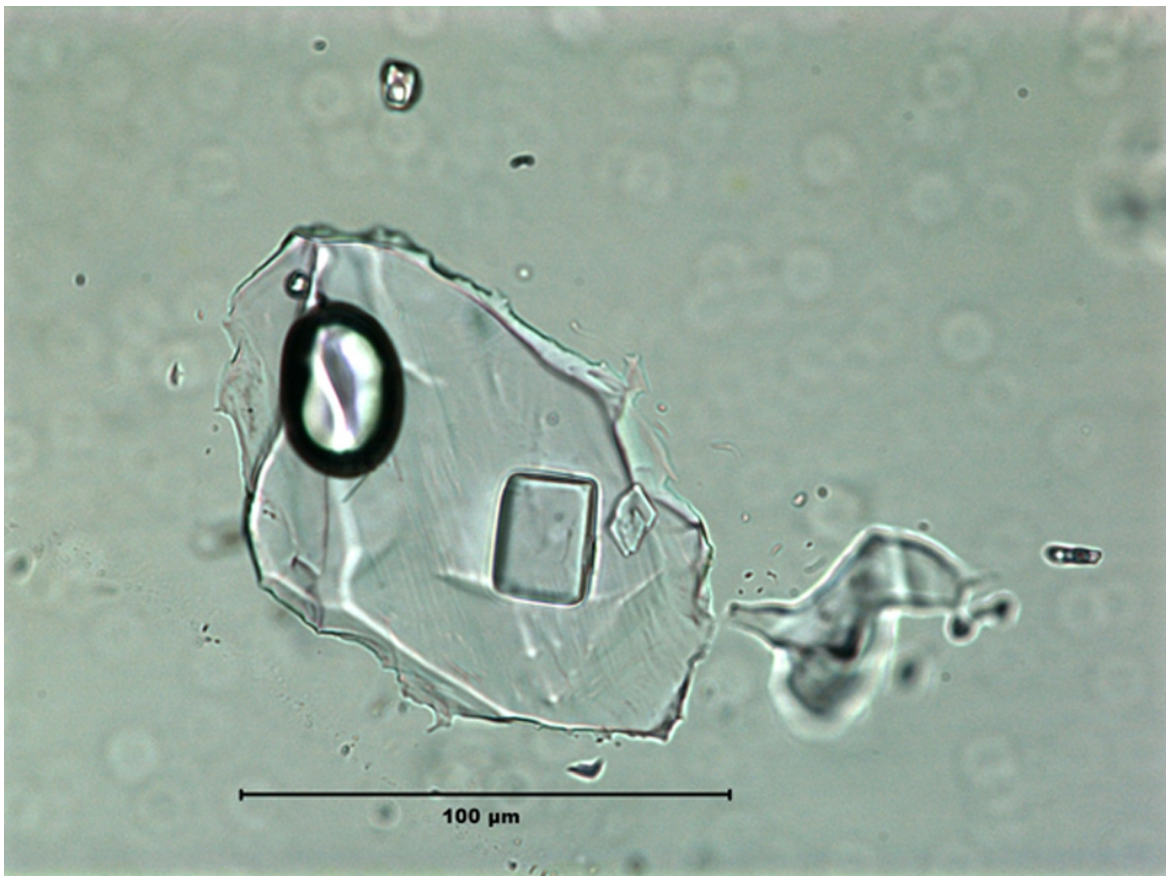
Bilete 5-31: Væskeinneslutningar i venstre del av ring 7.

5.4.1.2 Kjemi

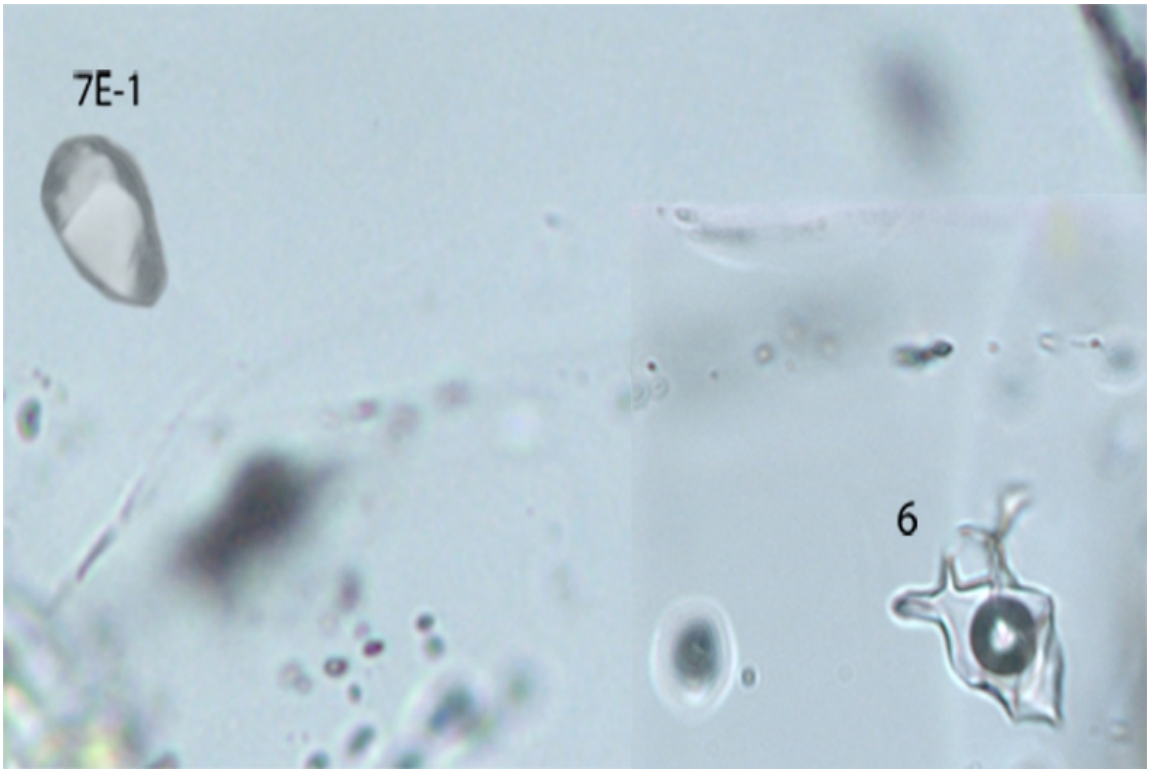
Dei primære inneslutningane er dominerte av høgsaline, vassrike inneslutningar med ein saltkrystall, ei gassboble og ein vassfase, i tillegg til ein eller fleire dottermineral eller tilfeldig innfanga mineral (bilete 5-32). Storleiken varierer frå 5 µm til over 100 µm. Nokre gassrike inneslutningar er òg tolka til å vera primære, og ligg saman med høgsaline inneslutningar (bilete 5-34), men dei fleste ligg i sekundære spor.



Bilete 5-32: Høgsalin inneslutning

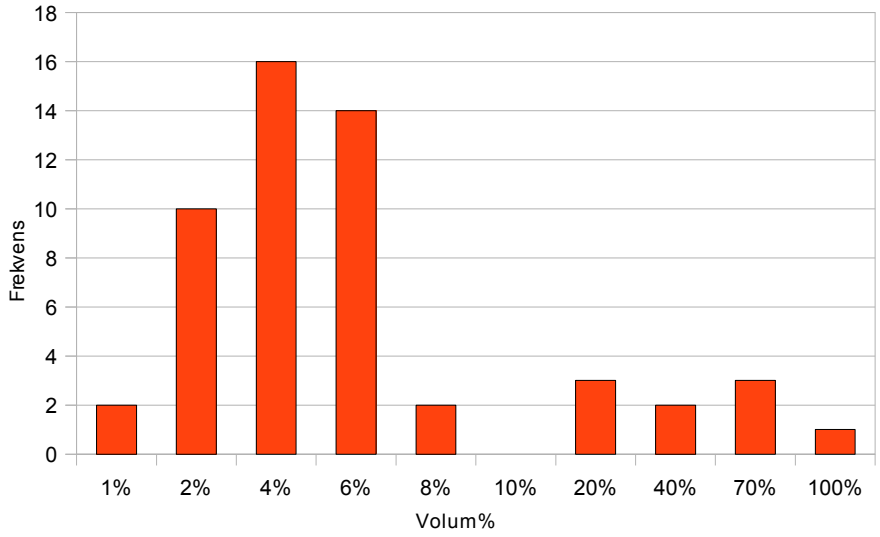


Bilete 5-33: Høgsalin inneslutning



Bilete 5-34: Koeksisterande høgsalin og gassrik inneslutning. Skala er lik som figur 5-31.

Volumestimata av gassbobla i 53 ulike inneslutningar var relativt samstemde, der dei fleste hadde 1 – 6 % gass (Figur 5-10). 4 volumprosent med 90 % CO_2 tilsvarar omlag 2 molprosent CO_2, rekna ut med programvara BULK. Th er ikkje kjendt utifrå eksperimenta, men variasjonane i BULK-kalkulasjonane var små for ulike tenkte Th.



Figur 5-10: Oversikt over utrekna gassinnhald:

Ramanspektroskopi på gassbobla gav utslag på CO_2, CH_4 og H_2O. H_2O vert anteke å høyra til vassfasen. Sjølve krystallen gav ingen utslag, og er dermed ikkje ramanaktiv. Den kubiske formen, i tillegg til dei mikrotermiske dataa, tilseier at den er NaCl. Eit dottermineral, evt. eit tilfeldig innfanga mineral, vart undersøkt, og gav resultat på kalsitt.

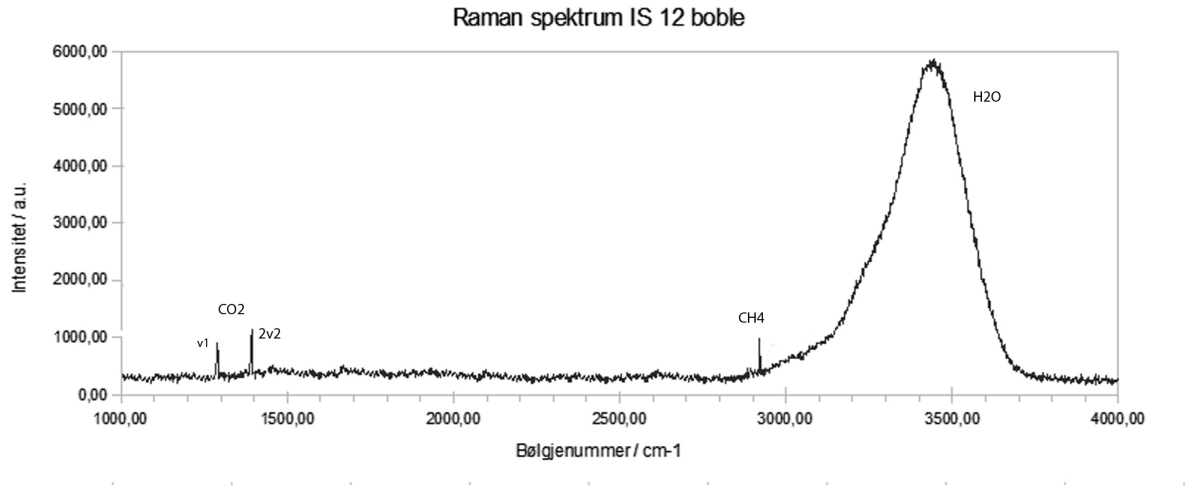
Relative konsentrasjonar kan reknast ut frå utslagsareal ved hjelp av formelen:

$$x_i = \frac{\left(\frac{a}{\sigma \cdot \zeta}\right)_i}{\sum_j \left(\frac{a}{\sigma \cdot \zeta}\right)_j} \qquad (5.1)$$

der x_i = molfraksjon, α = utslags areal, σ = Raman cross section, og ζ = instrumentell effektivitet (Burke 2001)



Bilete 5-35: Inneslutning nr 12.



Figur 5-11: Ramanspekter for inneslutning nr 12.

CO_2 viser to toppar, v_1 ved 1285 cm^{-1}, og $2v_2$ ved 1388 cm^{-1}. Intensitetsforholdet mellom dei er avhengige av densitet, men summen er konstant. (Garrabos et al., 1980) Konsentrasjonar av gassblandingar bør difor reknast ut ved bruk av summen av dei to areala, og summen av tilhøyrande σ (Dubessy et. al., 1989). Forsøk gjort av Seitz et. al (1996) konkluderer derimot med at forholdet mellom det samla arealet av CO_2 og arealet av CH_4 varierer med trykket, og at kun $2v_2$ for CO_2 bør brukast ved CO_2-CH_4 blandingar. Det er her rekna med begge metodar, og resultata varierer marginalt. Areala er målt i imageJ, og er såleis einingslause. σ og ζ er henta frå Burke (2001) og gjeld for 514 nm laser.

	Areal CO2	Areal CH4
v1	805,00	669,00
v2	1200,00	
Sum	2005,00	669,00

	σ	ζ
CH4	7,5	1,0
CO2 v1	1,0	0,5
CO2 v2	1,5	

Set ein inn i formel 5.1 får ein:

CO_2: (805 + 1200) / (2,5 x 0,5) = 1604

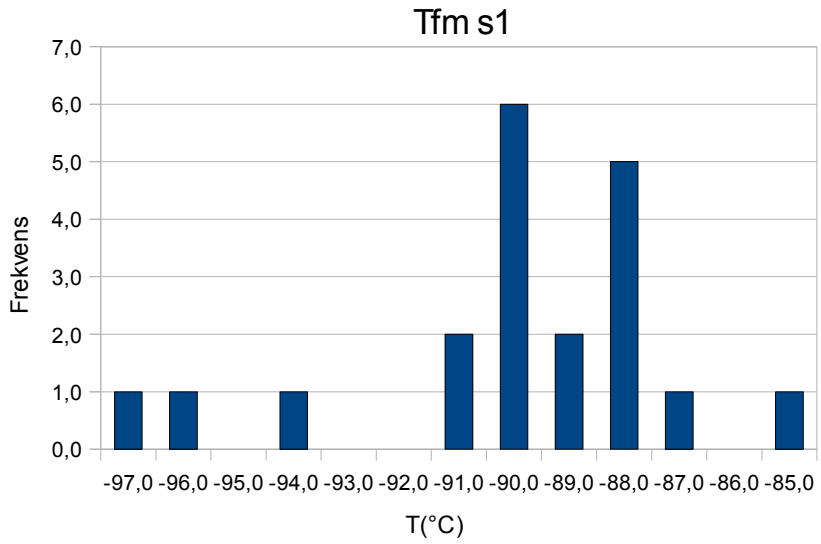
CH_4: 669 / (7,5 x 1,0) = 89,2

x(CH_4) = 89,2 / (89,2+1604) = 5,27 %

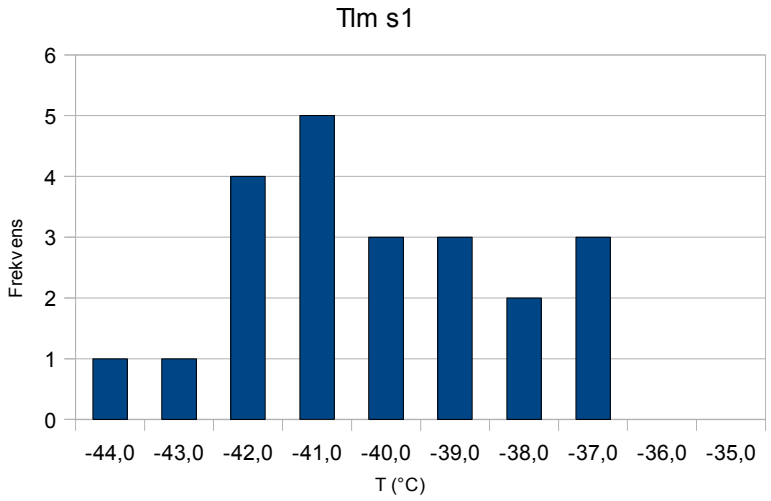
Ved å bruka berre $2v_2$ vert x(CH_4) 5,28 % .

Mikrotermiske analysar vart utført på 53 inneslutningar i temperaturintervallet – 195 – 500 ° C. Fleire av inneslutningane viste ingen endringar ved nedkjøling og oppvarming til romtemperatur. Dei høgsaline inneslutningane viste ingen endring ved nedkjøling, men ved ca – 90 ° C, under oppvarming, byrja eit klatrat (s1) å dannast rundt gassbobla (figur 5-12).

Bobla vert gradvis deformert samtidig som klatratet veks. Ved ca – 65 ° C byrja bobla å trekkja seg saman att. Siste smelte av klatrat skjer mellom – 37 og – 45° C, med overvekt mellom – 37 og – 42 ° C (figur 5-13). Endringane gjennom heile temperaturspekteret er vist i bilete 5-37. I nokre av inneslutningane vart det etter siste smelting av klatrat liggjande ein fase (s2) rundt dottermineral. Denne fasen er dobbeltbrytande, og siste smelting er mellom – 20 og – 32° C (bilete 5-36).



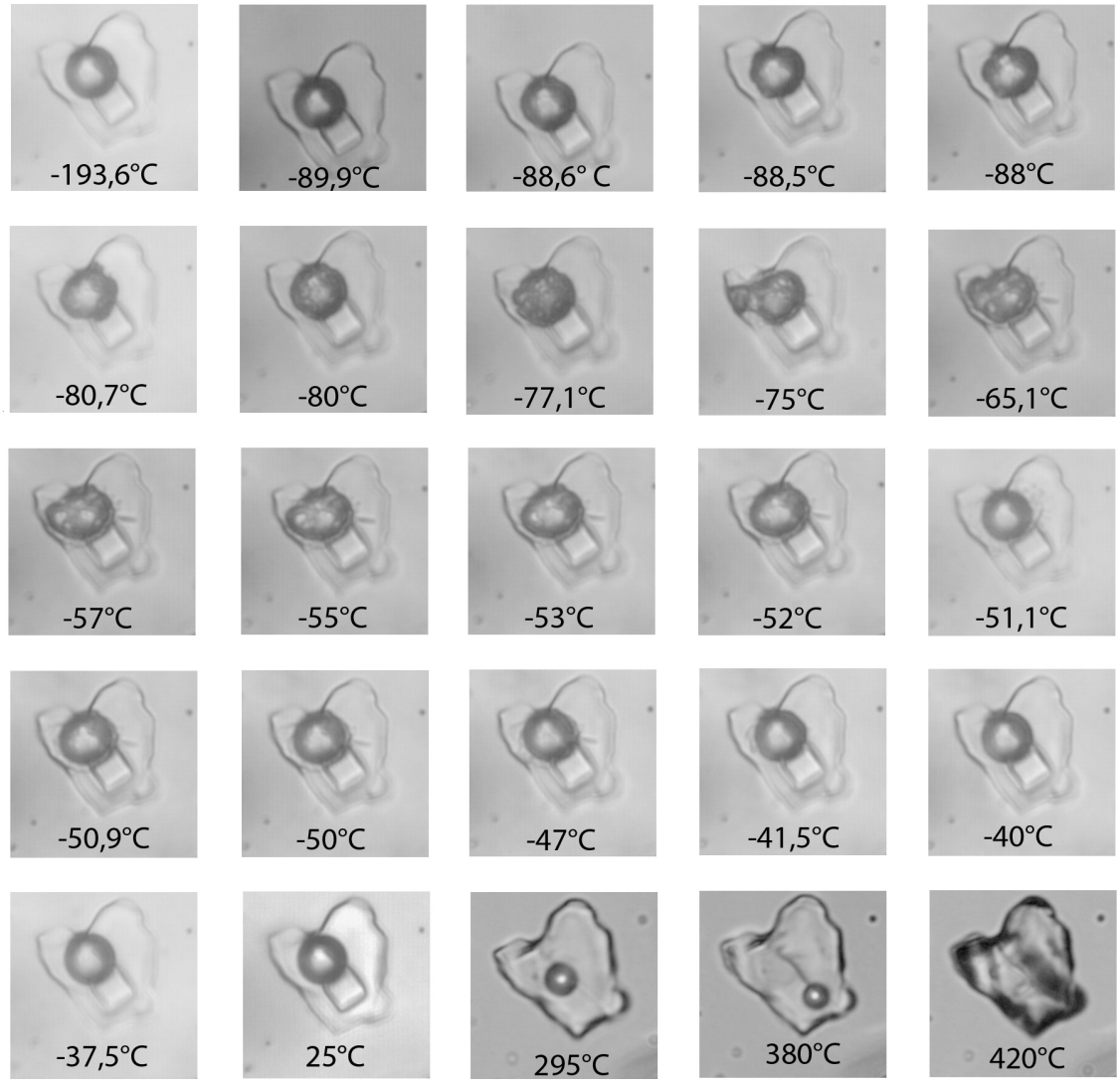
Figur 5-12: Histogram for første smeltetemperatur.



Figur 5-13: Histogram for siste smelte temperatur for s1



Bilete 5-36: Dobbelbrytande fase rundt dottermineral. Biletet er teke med kryssa nicols.

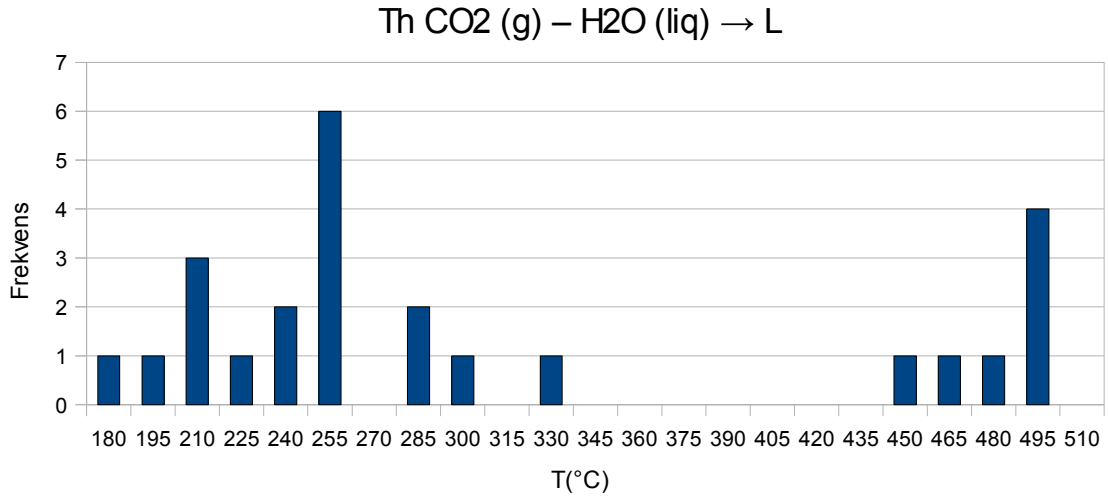


Bilete 5-37: Endringar i inneslutning 4 over det undersøkte temperaturintervallet.

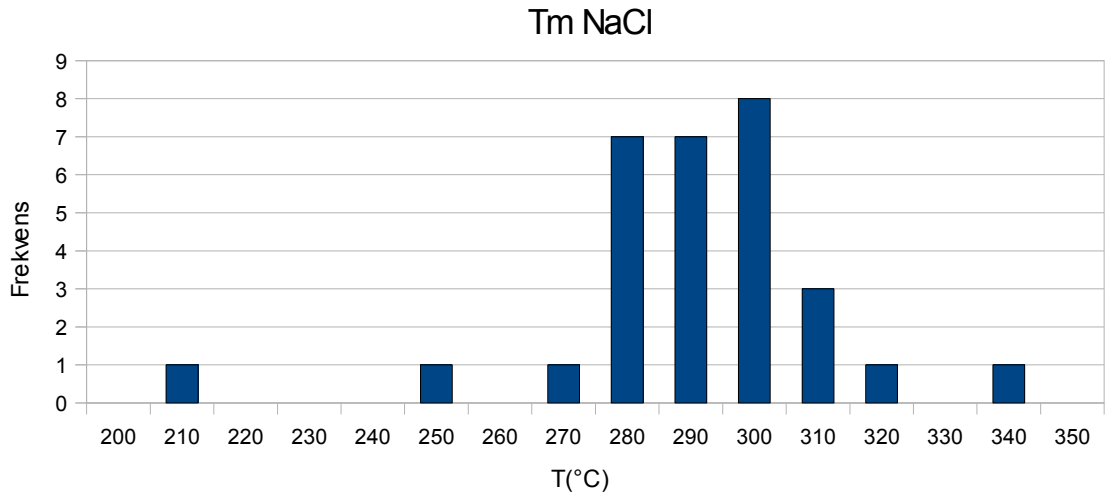
Ein tredje, sterkt dobbelbrytande fase vart observert i to inneslutningar, og smelta ved 19 og 33 ° C. Hydrohalittsmelting var vanskeleg å observera, men ein fase som smelta ved – 2 og – 3 ° C vert anteken å vera hydrohalitt. Dette vart kun observert i få inneslutningar.

To grupperingar skilde seg ut under oppvarming. Ei gruppe inneslutningar der lavdensitetsfasen homogeniserte i væskefasen ved ca 250 ° C, og ei gruppe som totalhomogeniserte over 425 ° C. Smelting av NaCl-krystallen fann stad mellom 270 og 300 ° C (figur 5-15). Fleire inneslutningar dekrepiterte før total homogenisering. Dei fleste dekrepiterte over 340 ° C, medan den lavaste dekrepiteringstemperaturen var 280 ° C. Samla oversikt over alle målingar fins i vedlegg C. Nøyaktige målingar av Th_{tot} er gjort for eit utval inneslutningar, men omtrentlege målingar er gjort for eit større antal. Inneslutningar som dekrepiterer før Th_{tot}, er, med unntak av to inneslutningar som dekrepiterer tett på $Th_{tot,}$ ikkje med i figur 5-14. Figur 5-14 illustrerer difor dei to temperaturgruppene for Th CO_2 (g) – H_2O (liq) → L kvalitativt, og i mindre grad kvantitativt.

Krystallen vart stadig rundare i kantane under oppvarming, og viste ikkje teikn til å verta spissare som hadde vore forventa dersom den hadde bestått av KCl.



Figur 5-14: Histogram over totalhomogeniseringstemperaturar.



Figur 5-15: Histogram over smeltetemperaturar for NaCl-krystall.

Saliniteten for inneslutningar der væske-gass homogeniseringa skjer fleire titals grader seinare enn smeltinga av halittkrystallen kan estimerast innan få vektprosent etter formelen (Sterner et al,1988):

$$\text{Salinitet (vekt \%)} = 26{,}242 + 0{,}4928\ \Psi + 1{,}41\ \Psi^2 - 0{,}223\ \Psi^3 + 0{,}04129\ \Psi^4 + 6{,}295 \times 10^{-3}\ \Psi^5 - 1{,}967 \times 10^{-3}\ \Psi^6 + 1{,}1112 \times 10^{-4}\ \Psi^7 \quad (5.2)$$

Der Ψ er smeteltemperaturen for halitt i grader celsius delt på 100. Set ein inn for $\Psi = 3$, vert saliniteten 38,1 vekt % NaCl, rekna for eit H_2O – NaCl system

Isokorane er rekna for 40 vekt % NaCl og Th = 495, 450, 430 og 250 utifrå formelen (Bodnar og Vityk, 1994):

$$dP/dT\ (\text{bar}/^\circ\text{C}) = a_s + b_s * Th + c_s * Th^2 \quad (5.3)$$

Der Th er homogeniseringstemperaturen i grader celsius, og a_s, b_s og c_s er salinintetsavhengige parameter definert av

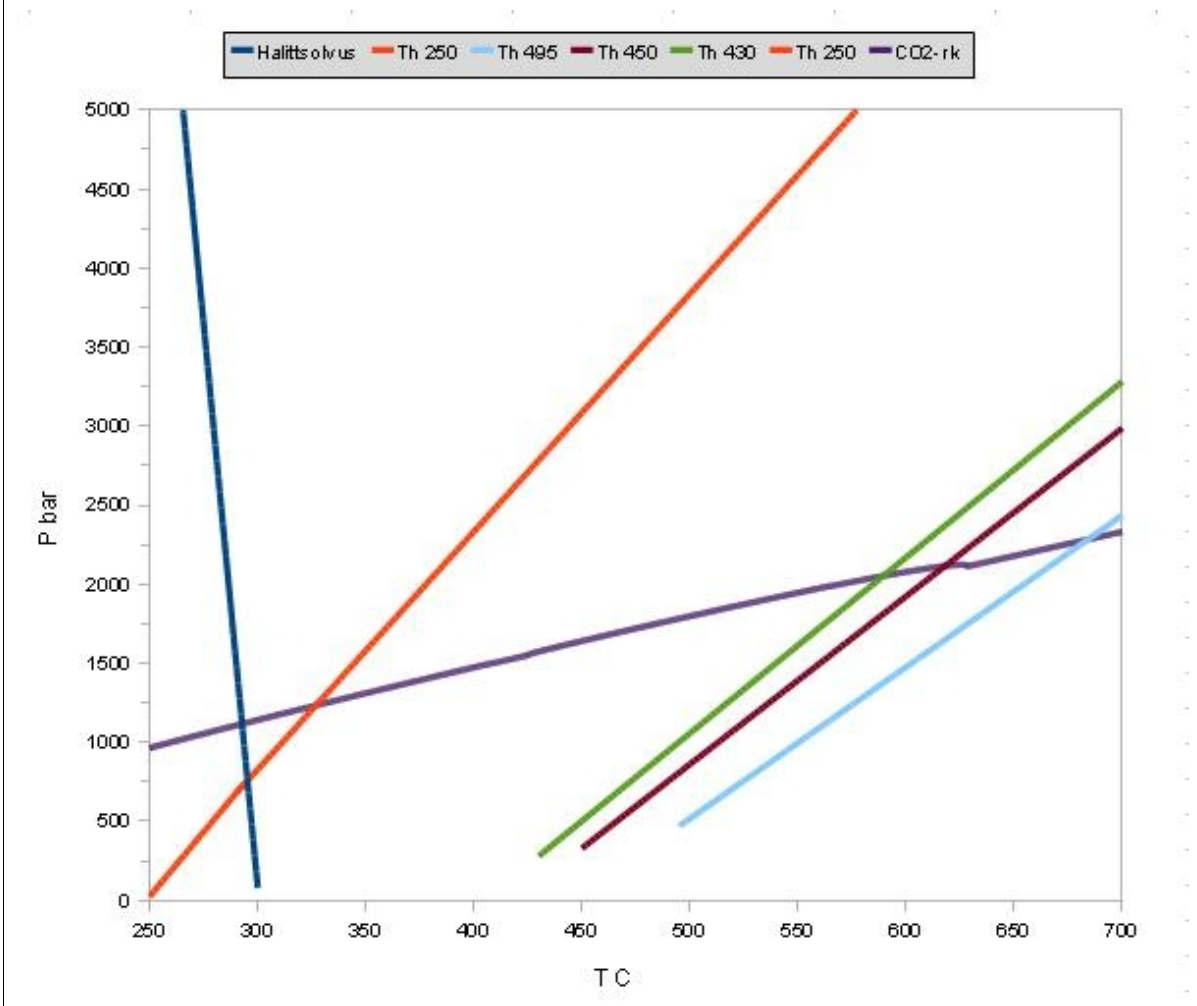
$$a_a = 18{,}28 + 1{,}4413\ S + 0{,}0047241\ S^2 - 0{,}0024213\ S^3 + 0{,}000038064\ S^4 \quad (5.4)$$

$$b_s = 0{,}019041\ S - 1{,}5268 \times 10^{-2}\ S + 5{,}6012 \times 10^{-4}\ S^2 - 4{,}2329 \times 10^{-6}\ S^3 - 3{,}0354\ S^4 \quad (5.5)$$

$$c_s = -\ 1{,}5988 \times 10^{-4} + 3{,}6892 \times 10^{-5}\ S - 1{,}9473 \times 10^{-6}\ S^2 + 4{,}1674 \times 10^{-8}\ S^3 - 3{,}3008 \times 10^{-10}\ S^4 \quad (5.6)$$

Halittsolvus er rekna utfrå formelen (Bodnar, 1994):

$$dT/dP\ (bar/°C) = -\ 38{,}38 + 0{,}90\ S - 0{,}0029\ S^2 \quad (5.7)$$



Figur 5-16: Isokorar for ulike homogeniseringstemperaturar for dei høgsaline inneslutningane, i tillegg til CO_2-inneslutningen og halittsolvus.

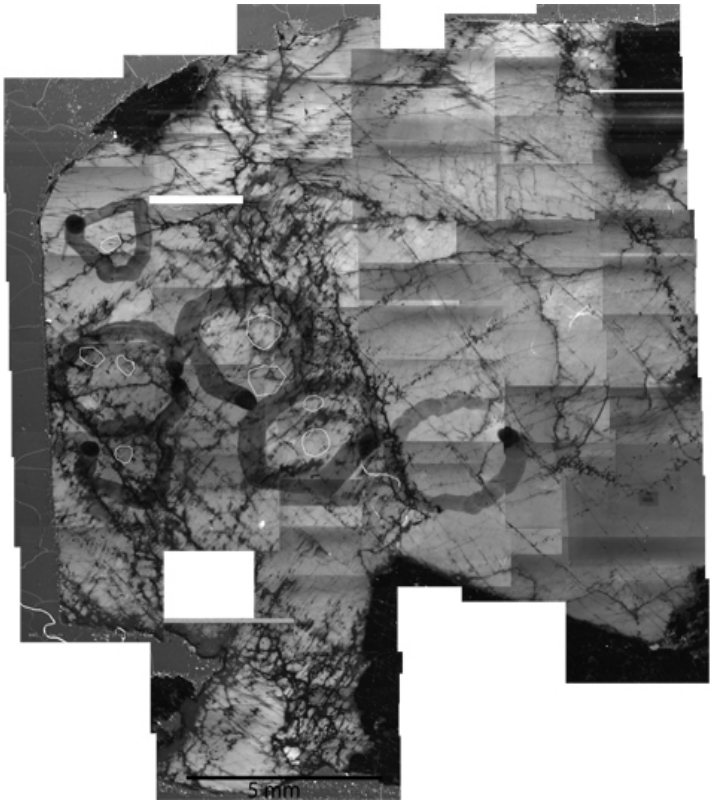
Isokorane for dei ulike høgsaline inneslutningane i tillegg til inneslutning 7E1 er vist i figur 5-16

5.4.2 Prøve NS

Denne prøven er henta frå vertikale kvartsårer i diopsidskarnen på bilete 5-4 .

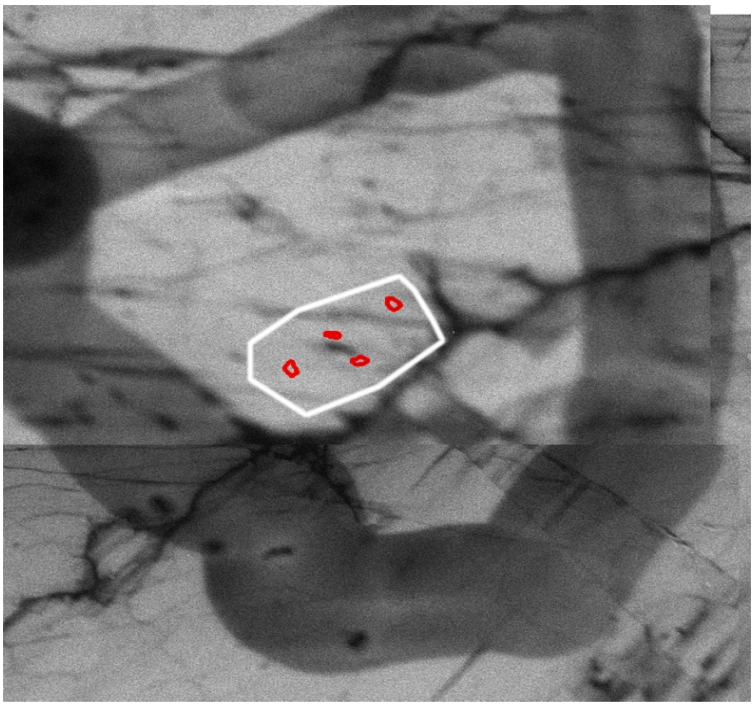
5.4.2.1 Tekstur

Primære væskeinneslutningar ligg i klasar eller som isolerte enkeltinneslutningar. Spor med sekundære inneslutningar kryssar prøven, og fleire sprekker med tilhøyrande sekundære inneslutningar førekjem. SEM-CL-bilete viser ein relativt homogen kvarts, der tre ulike typar kan skiljast ut. Ein mørk i sprekker, ein mellomgrå rundt sprekker, og ein lys grå. Studerte inneslutnigar er henta frå den lyse grå typen, som vert tolka til å vera primær kvarts. Bilete 5-38 til 5-45 viser dei ulike kvartstypane og inneslutningar knytta til to av felta. Studerte

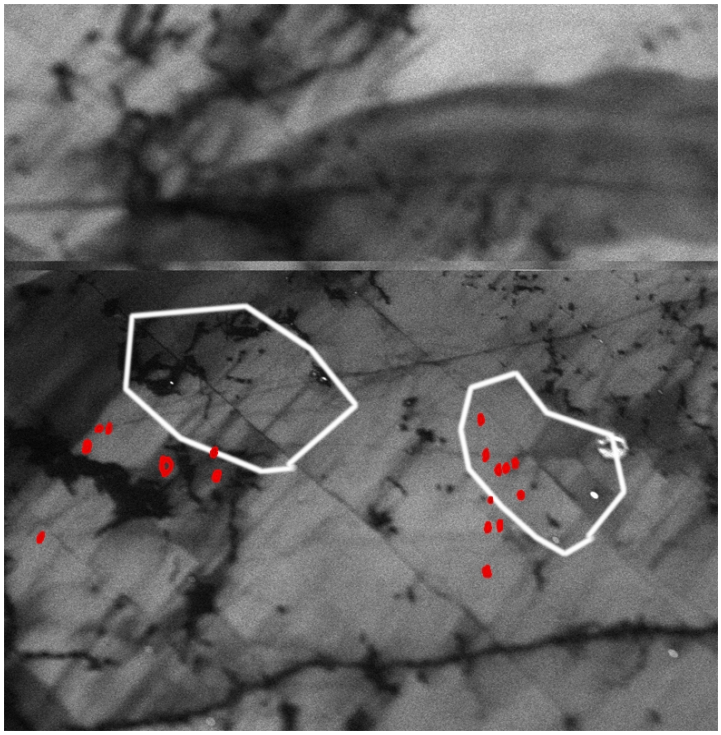


Bilete 5-38: SEM-CL bilete av heile prøven samansett av 49 . Skala er som vist på biletet.

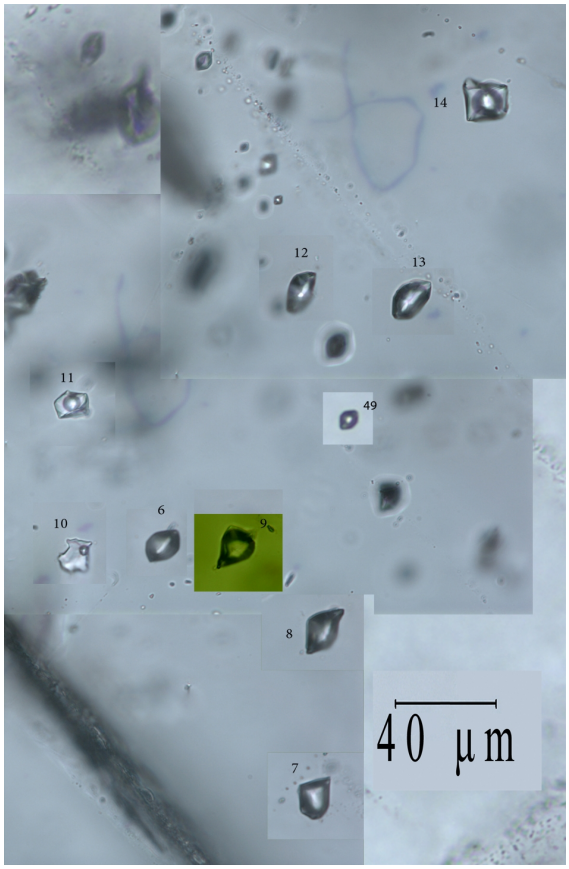
inneslutningar er henta frå områder markert med kvite ringar, og er markterte med raudt. Skala på bileta er 2 mm på tvers dersom ikkje anna er oppgitt.



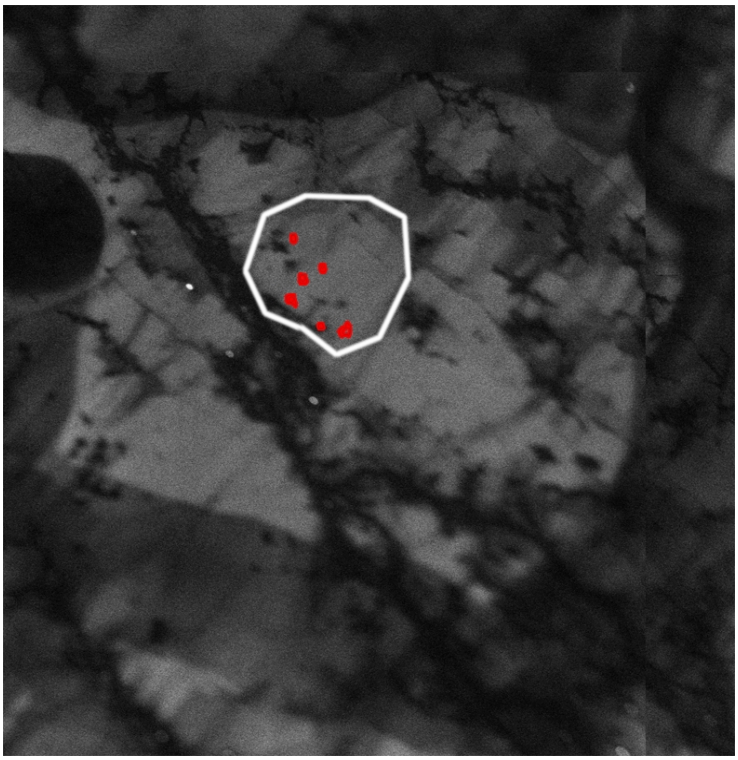
Bilete 5-39: SEM-CL nærbilete av ring 1 med skisserte inneslutningar.



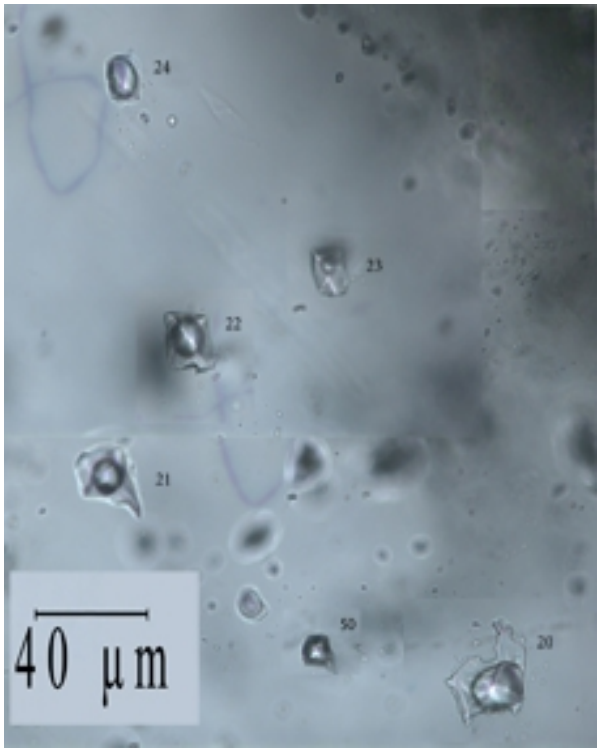
Bilete 5-40: SEM-CL nærbilete av ring 2 med skisserte inneslutningar. Dei kvite ringane er dei same som på oversiktsbiletet. Inneslutningsskissene er oppteikna i ettertid med større presisjon, og ligg difor utanfor.



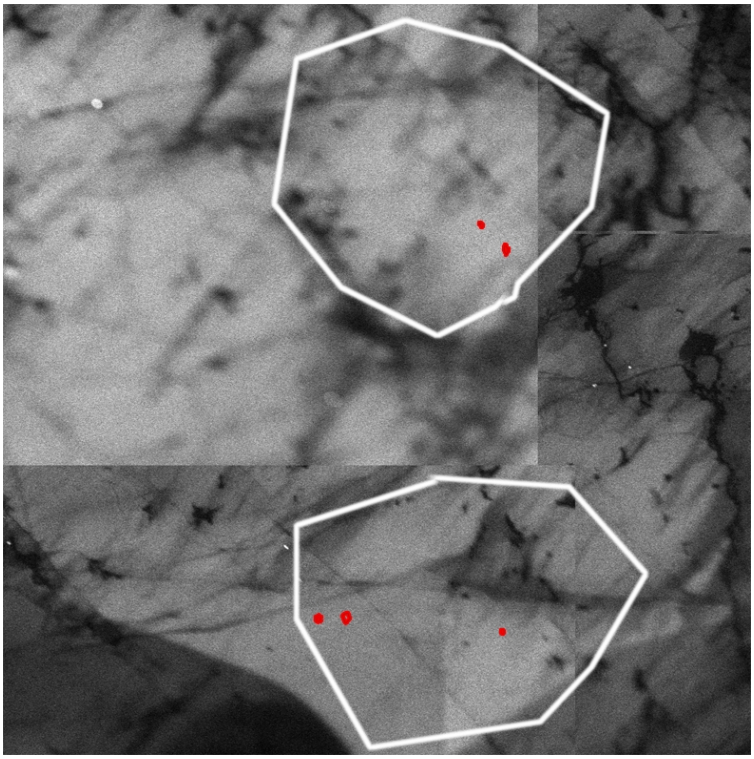
Bilete 5-41: Væskeinneslutningar tilhøyrande høgre ring i ring 2. Den grøne firkanten kjem av feil lysinnstilling på det separate biletet.



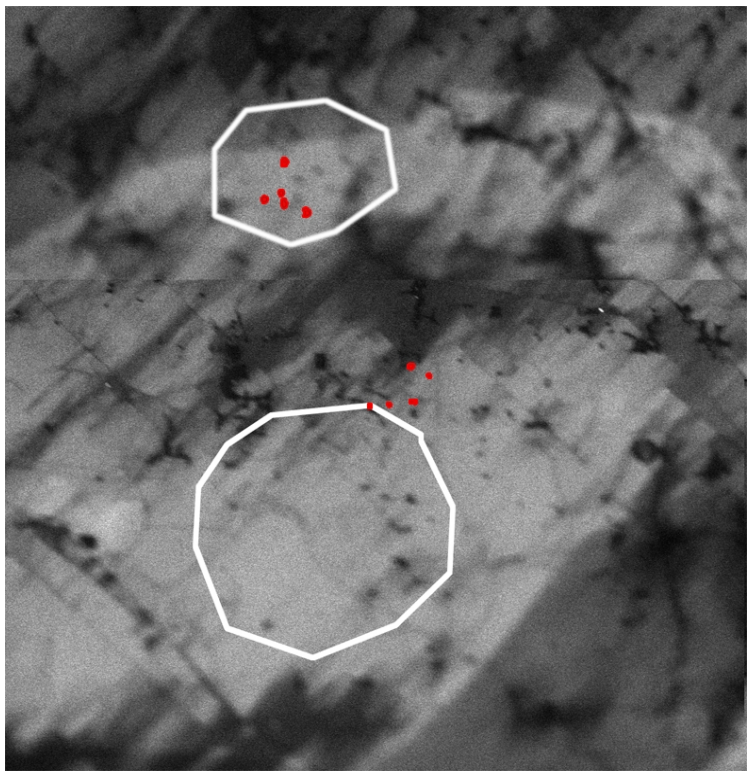
Bilete 5-42: SEM-CL nærbilete av ring 3 med skisserte inneslutningar.



Bilete 5-43: Væskeinneslutningar tilhøyrande ring 3.



Bilete 5-44: SEM-CL nærbilete av ring 4 med skisserte inneslutningar.



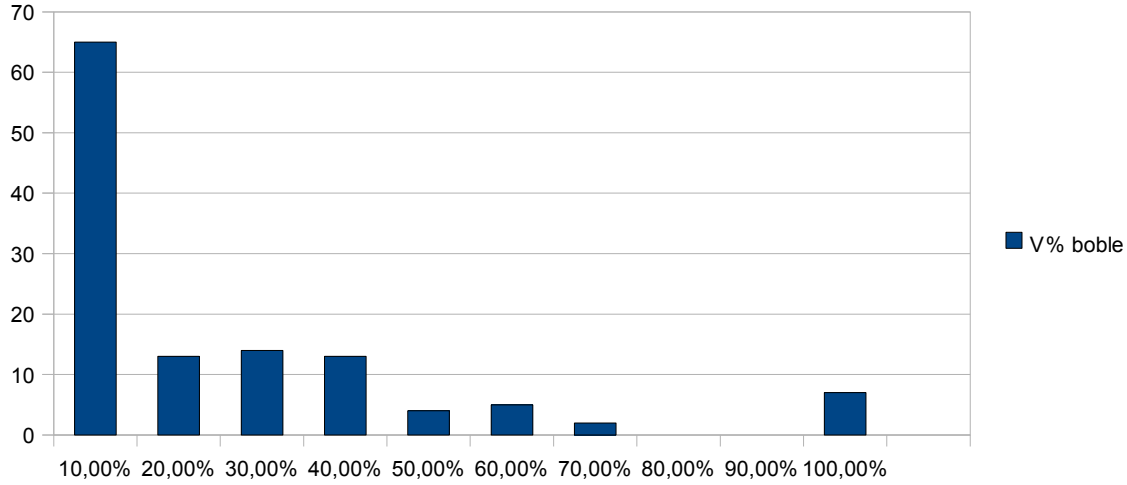
Bilete 5-45: SEM-CL nærbilete av ring 5 med skisserte inneslutningar.

5.4.2.2 Kjemi

To typar inneslutningar er tolka til å vera primære. Begge er to-fase inneslutningar bestående av væske og gass, men med ulik mengde gass. Dei koeksisterer utan nokon indikasjon på generasjonsskilnad. Bilete 5-41 og 5-43 viser dei ulike inneslutningane. Eksempel på gassrike inneslutningar er nr 6 – 9 i bilete 5-41, og vassrike inneslutningar er nr 10 og 11. Storleiken varierer frå 2 – 50 µm, men dei undersøkte inneslutningane ligg som regel mellom 10 og 20 µm.

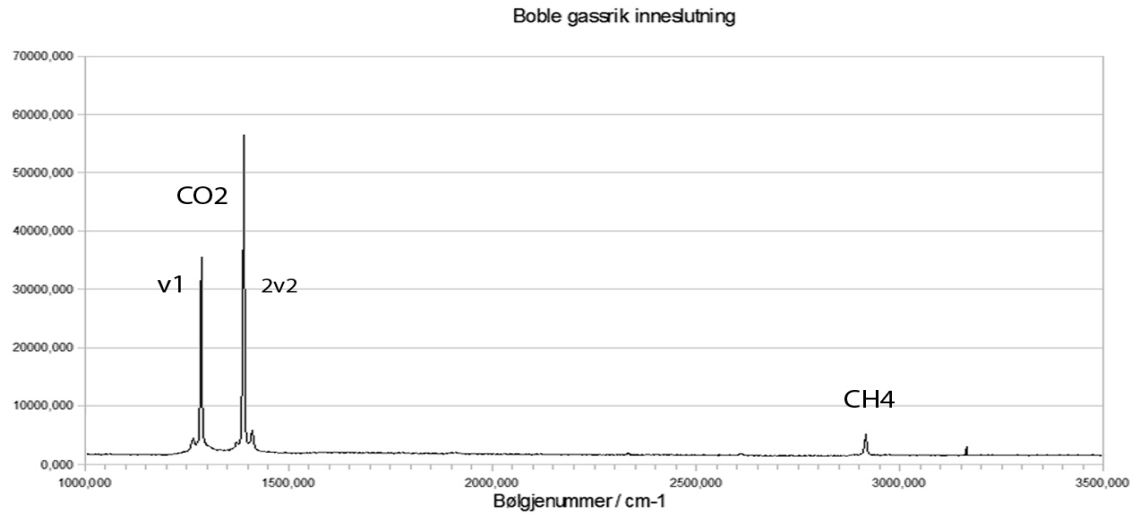
Volumestimata er gjort på same måte som med prøve 155, og er slått saman med ein annan prøve frå same slipet. Totalt er det målt på 123 inneslutningar. Resultata viser dei to ulike typane: Dei vassrike inneslutningane, der gassbobla utgjer mindre enn 20 %, og dei gassrike der gassbobla utgjer meir enn 20 %. Eksempelvis er bobla i inneslutning 6 – 9 i bilete 5-41 rekna til høvesvis 100, 28, 25 og 33 prosent, og 10 og 11 til 2 og 8 prosent. Fullstendig

volumetrisk oversikt over alle inneslutningane i prøven fins i vedlegg D.



Figur 5-17: Histogram over volumprosent gass i inneslutningar i prøve NS

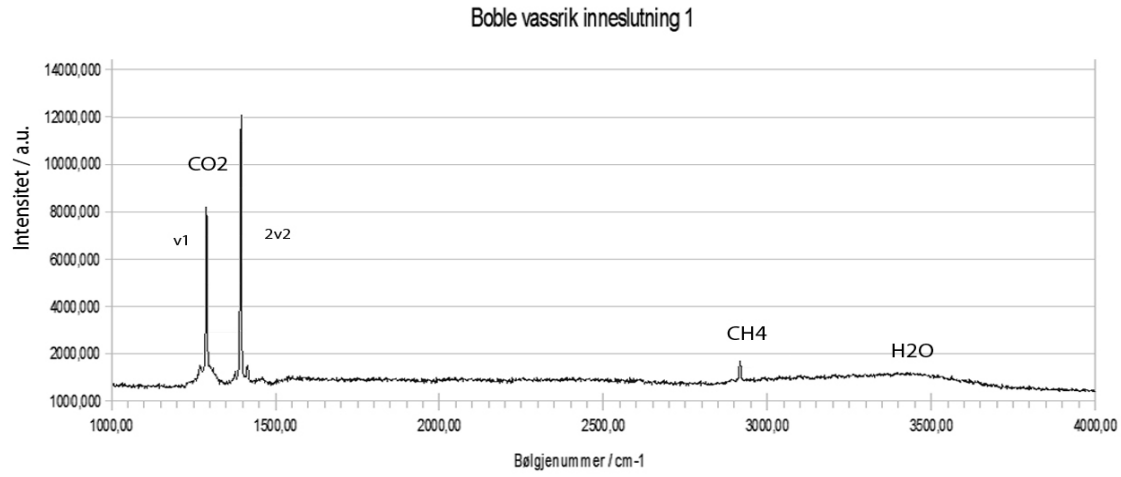
Ramanspektroskopi på ein gassrik inneslutning gav utslag på CO_2, CH_4 og ein liten topp på 3162 cm^{-1} som ikkje passa med dei vanlegaste minerala, og er ukjendt (figur 5-17). Molfraksjonen av CH_4 vart rekna ut til å vera 0,75 % ved bruk av begge reknemåtane for CO_2.



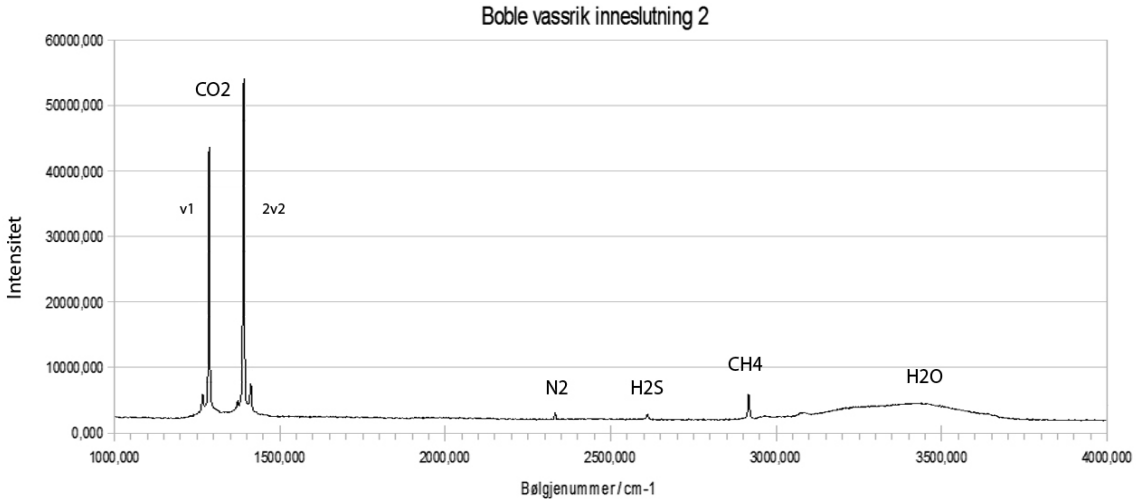
Figur 5-18: Ramanspekter for ein gassrik inneslutning.

Bobla i to vassrike inneslutningar vart undersøkt, der den eine gav utslag på CO_2 og CH_4, samt eit svakt utslag på H_2O (figur 5-18), der CH_4 utgjorde 0,64 %. Den andre gav utslag på CO_2,

CH_4, N_2, H_2S og H_2O figur 5-19, med samansetning på høvesvis 98,25 %, 0,74 %, 0,86 % og 0,15 %



Figur 5-19: Ramanspekter for ein vassrik inneslutning.

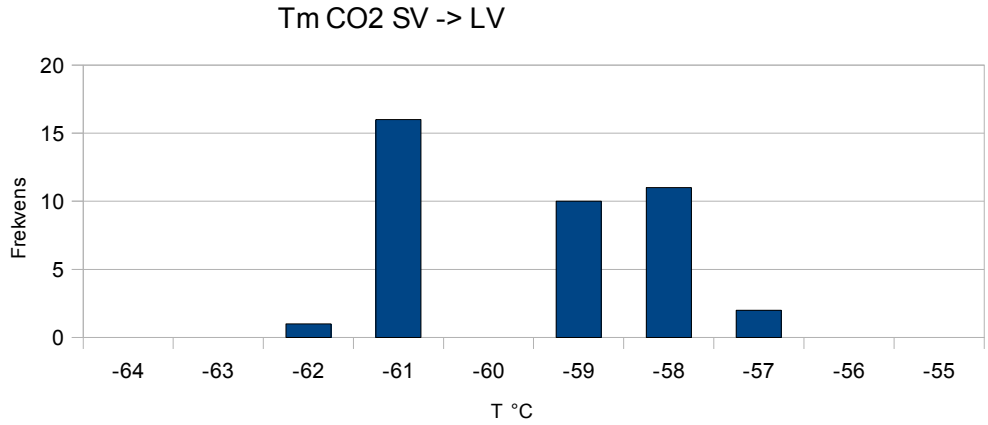


Figur 5-20: Ramanspekter for ein vassrik inneslutning.

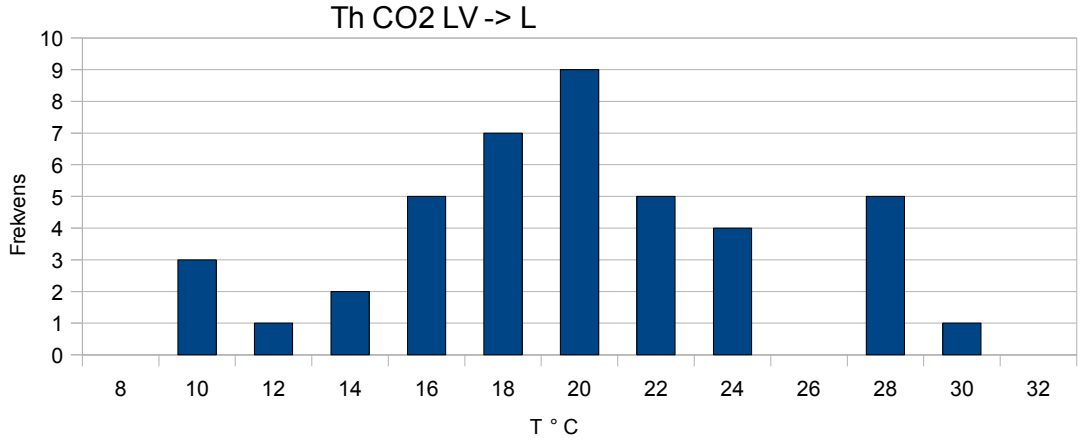
Mikrotermiske analysar vart utført på 48 inneslutningar i temperaturintervallet – 120 – 300 ° C. CO_2 nukleerte mellom – 94 og 102 ° C, og smelta (Tm CO_2 SV → LV) mellom – 57 og – 62 ° C (figur 5-20), uavhengig av om inneslutningen er vass- eller gassrik. Th CO_2 LV → L

fann stad mellom 9,2 og 29,5 ° C (figur 5-21), hyppigast mellom 16 og 24 ° C. Dei høgaste homogeniseringstemperaturane var dominerte av vassrike inneslutningar.

I ein del inneslutningar vart det danna eit klatrat. Dette smelta konsekvent mellom 8 og 9 ° C. Issmelting vart berre observert i tre inneslutningar, og førekom høvesvis ved – 10,5, – 4,0 og – 2,2 ° C. Dei fleste inneslutningane dekrepiterte før totalhomogenisering, og Th_{tot} vart difor berre observert i tre inneslutningar, ved 189, 250 og 261 ° C.

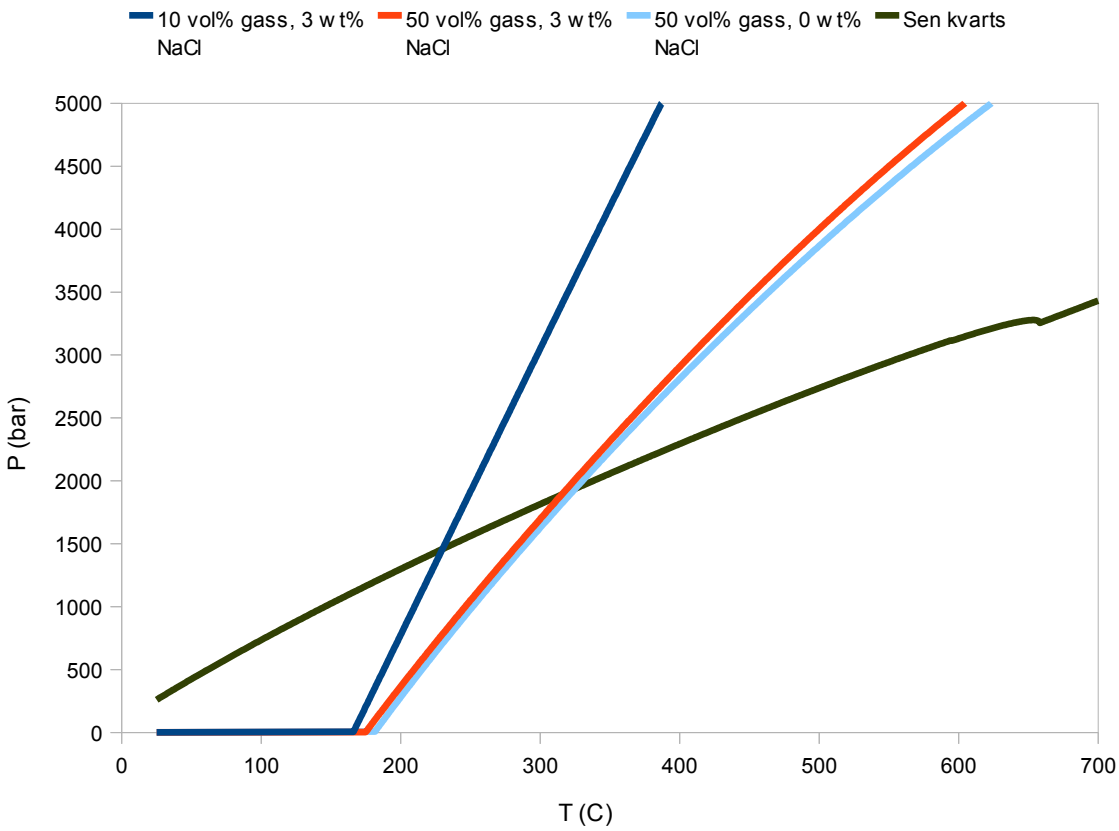


Figur 5-21: Smeltetemperaturar for CO_2



Figur 5-22: Homogeniseringstemperaturar for CO_2

Isokorar for inneslutningar med 10 og 50 volumprosent gass, er rekna ut ved hjelp av programma BULK og ISOC (Bakker, 2003), og er vist i figur 5-22. Gassfasen er rekna med 8 % CH_4. Sen kvarts-isokoren er frå mineraliserte kvartsårer i hornblendegneis og rekna for rein CO_2 med Th = - 4° C



Figur 5-23: Isokorar for ulike inneslutningar i diopsidskarn, samt kvartsårer frå hornblendegneis. Tilstandslikningar brukt er frå Bower og Helgeson (1983), Bakker (1999), Archer (1992) og Bakker (1999)

5.4.3 Dekrepiterte væskeinneslutningar

Mikrosondeundersøkjingar av dekrepiterte væskeinneslutningar henta frå omdanningssona i hornblendegneis, gav utslag på Si, O, Na, Cl, Mg, Al, K, Ca, Fe og Mn. Si og O kjem frå kvartsen, og er tekne bort frå utrekningane. Ein del Cl har dampa av ved dekrepitering, og det er underskot av Cl. Det er rekna med at det før dekrepitasjon var tilstrekkjeleg Cl. Fe er anteke å vera Fe^{2+} sidan Fe^{3+} er lite løyseleg i vassrike løysingar. Av same grunn er Mn anteke å vera Mn^{2+}. Samansetninga er då NaCl, $CaCl_2$, $FeCl_2$, med mindre $MnCl_2$ og KCl i tillegg til

små mengder $MgCl_2$ og $AlCl_3$. Gjennomsnittleg fordeling i molprosent er vist i tabell 5-1.

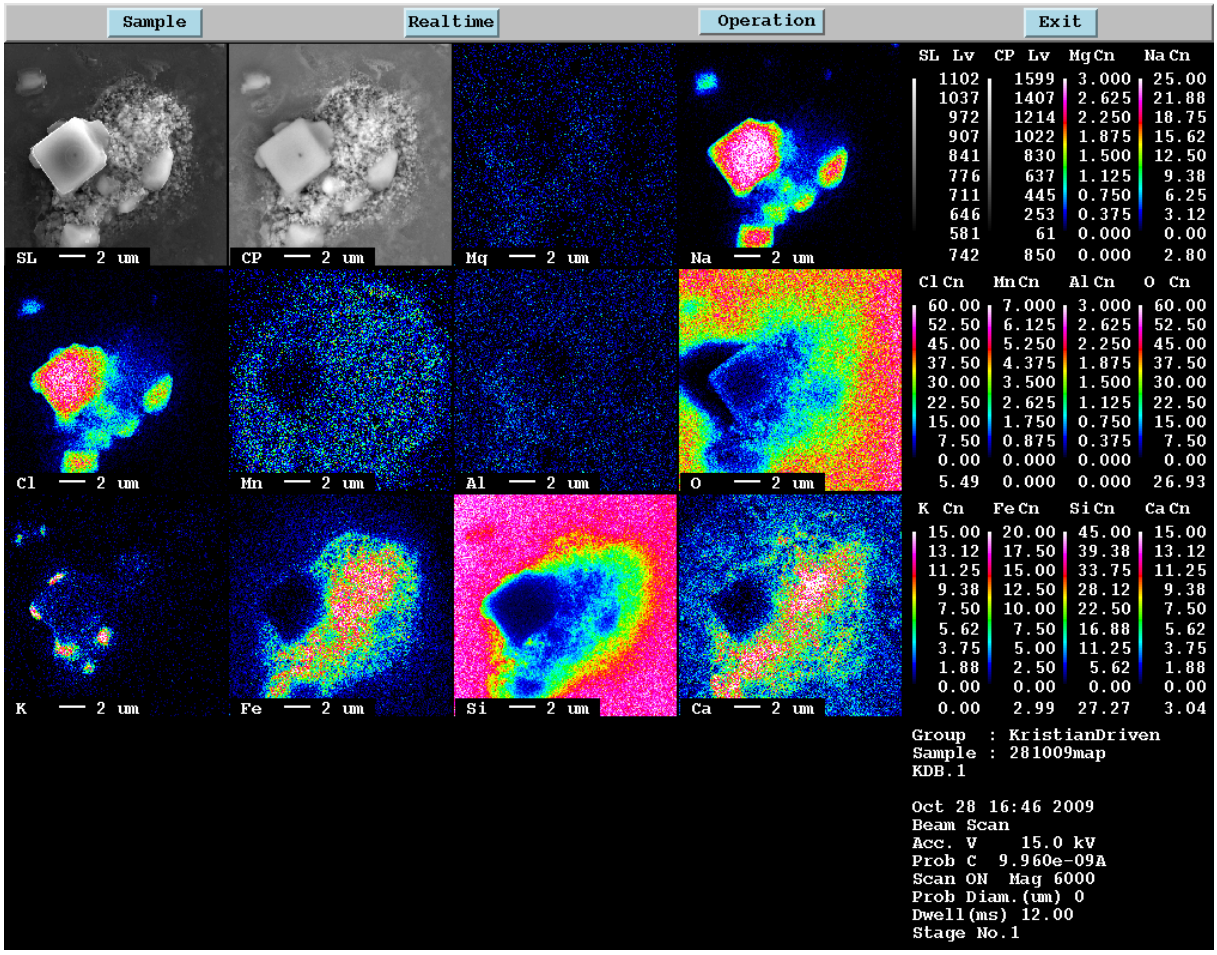
Salt	Andel
NaCl	35,60
CaCl2	31,06
FeCl2	25,42
KCl	4,24
MnCl2	3,35
MgCl2	0,23
AlCl3	0,10
Sum	100

Tabell 5-1: Gjennomsnittleg fordeling i molprosent av saltinnhaldet.

Elementmapping viste den arealmessige distribusjonen av salta på overflata. Den store kubiske krystallen og dei største bitane i bilete 5-46, samt dei største bitane i bilete 5-47, er NaCl. KCl opptrer i mindre flak enn NaCl, og ligg som regel i kontakt med NaCl-bitane. $CaCl_2$ og $FeCl_2$ opptrer i små krystallhaugar fordelt utover inneslutnignen. $MnCl_2$ ligg jamnt fordelt utover. $AlCl_3$ og $MgCl_2$ førekjem i så små mengder at det er vanskeleg å fastslå ei klar arealfordeling. Tabell 5-2 og 5-3 *v*iser saltinnhaldet for høvesvis bilete 5-46 og 5-47.

Salt	Andel
NaCl	64,42
FeCl2	16,06
CaCl2	15,3
KCl	2,41
MnCl2	1,02
AlCl3	0,47
MgCl2	0,32
Sum	100

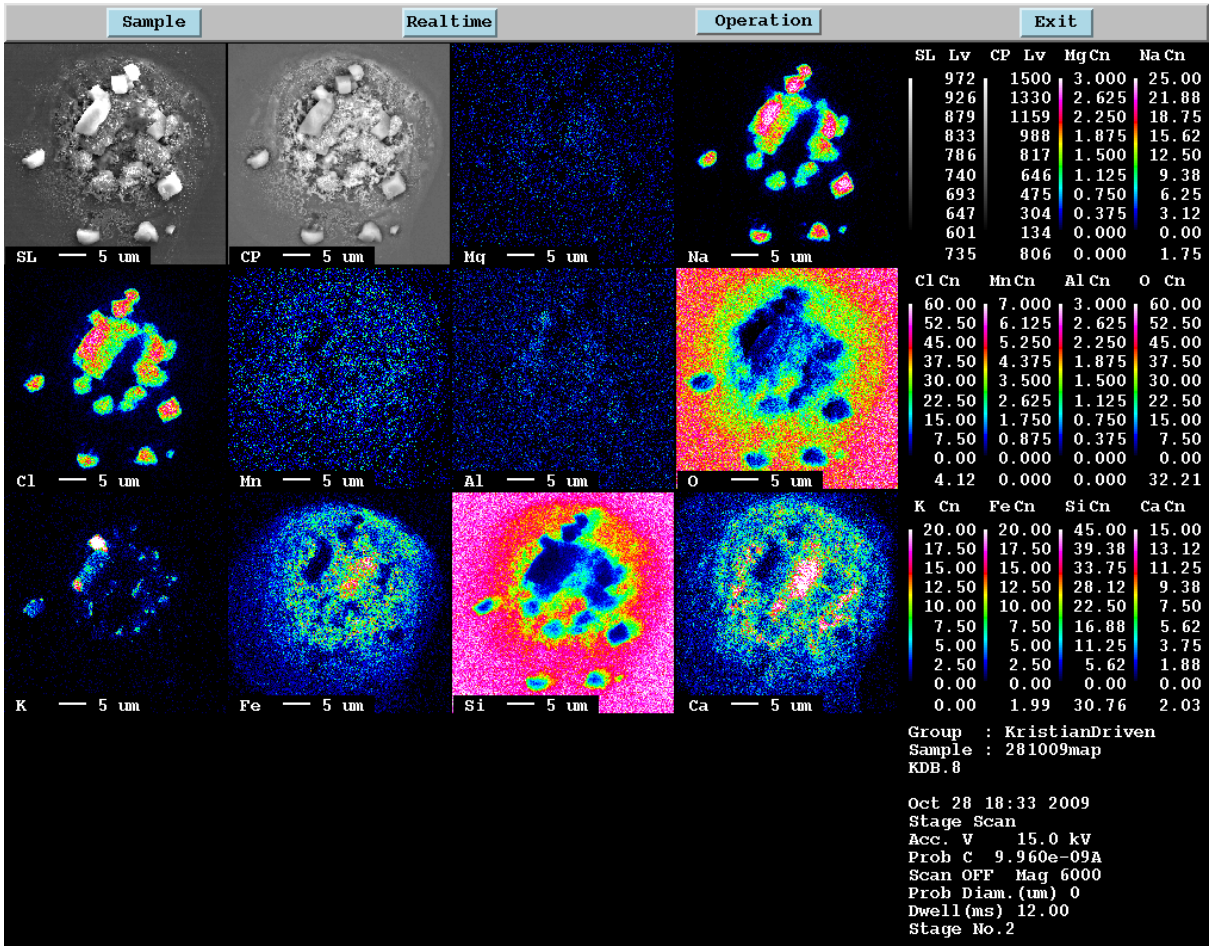
Tabell 5-2: Saltinnahald (molprosent) for salthaug nr 1.



Bilete 5-46: Elementmap for salthaug nr 1.

Salt	Andel
FeCl2	33,77
CaCl2	32,19
NaCl	29,48
MnCl2	2,14
Kcl	2,05
MgCl2	0,38
AlCl3	0
Sum	100

Tabell 5-3: Saltinnhald (molprosent) for salthaug nr 8.



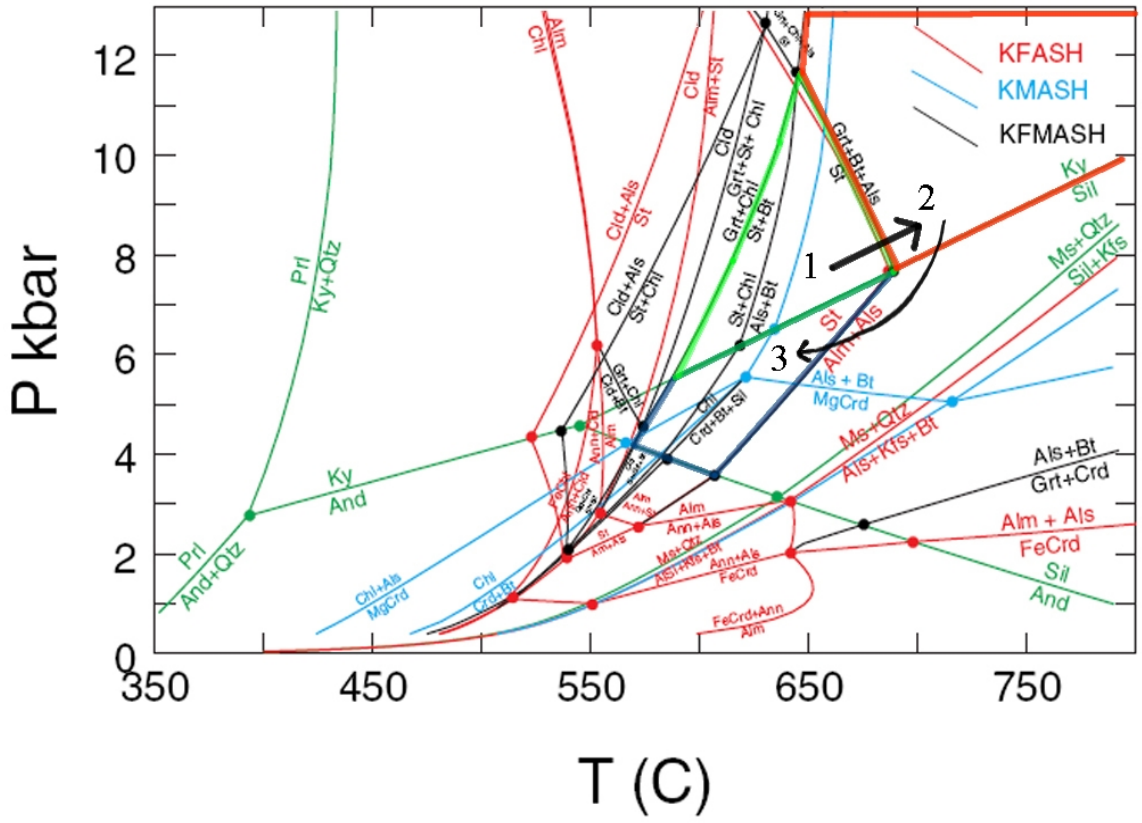
Bilete 5-47: Elementmap for salthaug nr 8.

Kapittel 6 Diskusjon

Diskusjonen vil prøva å belysa forholda under danning av diopsidskarn, og dei hydrotermale systema i samband med omdanningssonen i den øverste hornblendgneisen, samt gje ein oversikt over malmpotensialet.

Eit særs grovt estimat av den kartlagte og tolka diopsidskarnen basert på gjennomsnittlege skarntjukkleikar og horisontbreidder, viser at den utgjer i underkant av 1 million tonn med ein omtrentleg gjennomsnittsgehalt på 0,25 % WO_3.

6.1 Det metamorfe høgdepunkt

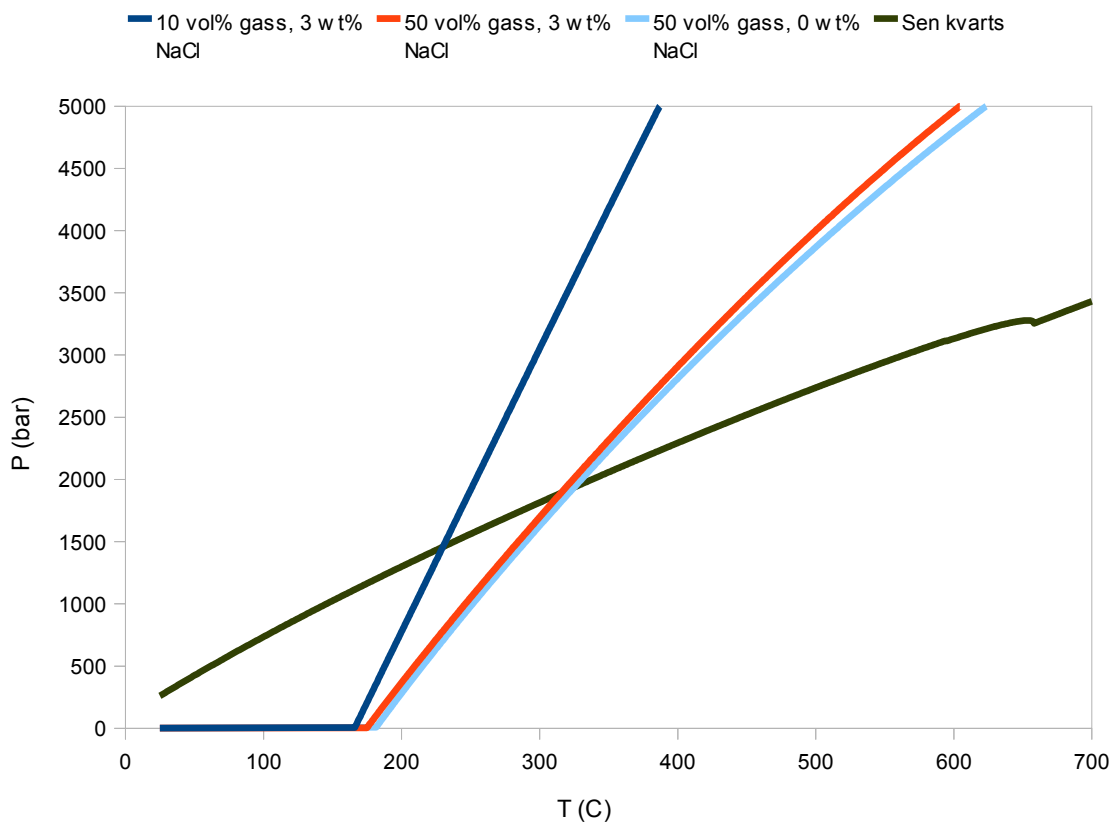


Figur 6-1: Petrogenetisk grid for KFMASH (+Mn, +Ca, +Na) systemet (Spear et al, 2000) med piler som viser endringa i P og T

Kyanitt-granat-glimmerskiferen viser at peak paragenese tilsvarar øvre amfibolitt facies. Staurolitt var først stabilt (felt 1), og ved ein auke i trykk og temperatur gjekk systemet inn i feltet for ky + grt + bt (felt 2). Deretter følgde eit trykk- og temperaturfall som først stabiliserte sillimanitt, og til slutt silimanitt saman med staurolitt. Figur 6-1 viser P-T utviklinga med piler. Utifrå denne figuren kan ein sjå at desse mineralreaksjonane skjer ved minimum om lag 7,5 til 8,5 kbar og 650 til 725 °C.

6.2 P og T for danning av diopsidskarn

Diopsidskarnen har erstatta ein urein marmor i laget med metasediment over Bjellåtindgranitten. Mikroskopiske undersøkjingane viste to stabile mineralselskap: tremolitt, kalsitt og kvarts, og diopsid, scheelitt og kvarts. Det at scheelitt koeksisterer med anhydrøse



Figur 6-2: Isokorar for ulike inneslutningar i diopsidskarn, samt kvartsårer frå hornblendegneis. Tilstandslikningar brukt er frå Bower og Helgeson (1983), Bakker (1999), Archer (1992) og Bakker (1999)

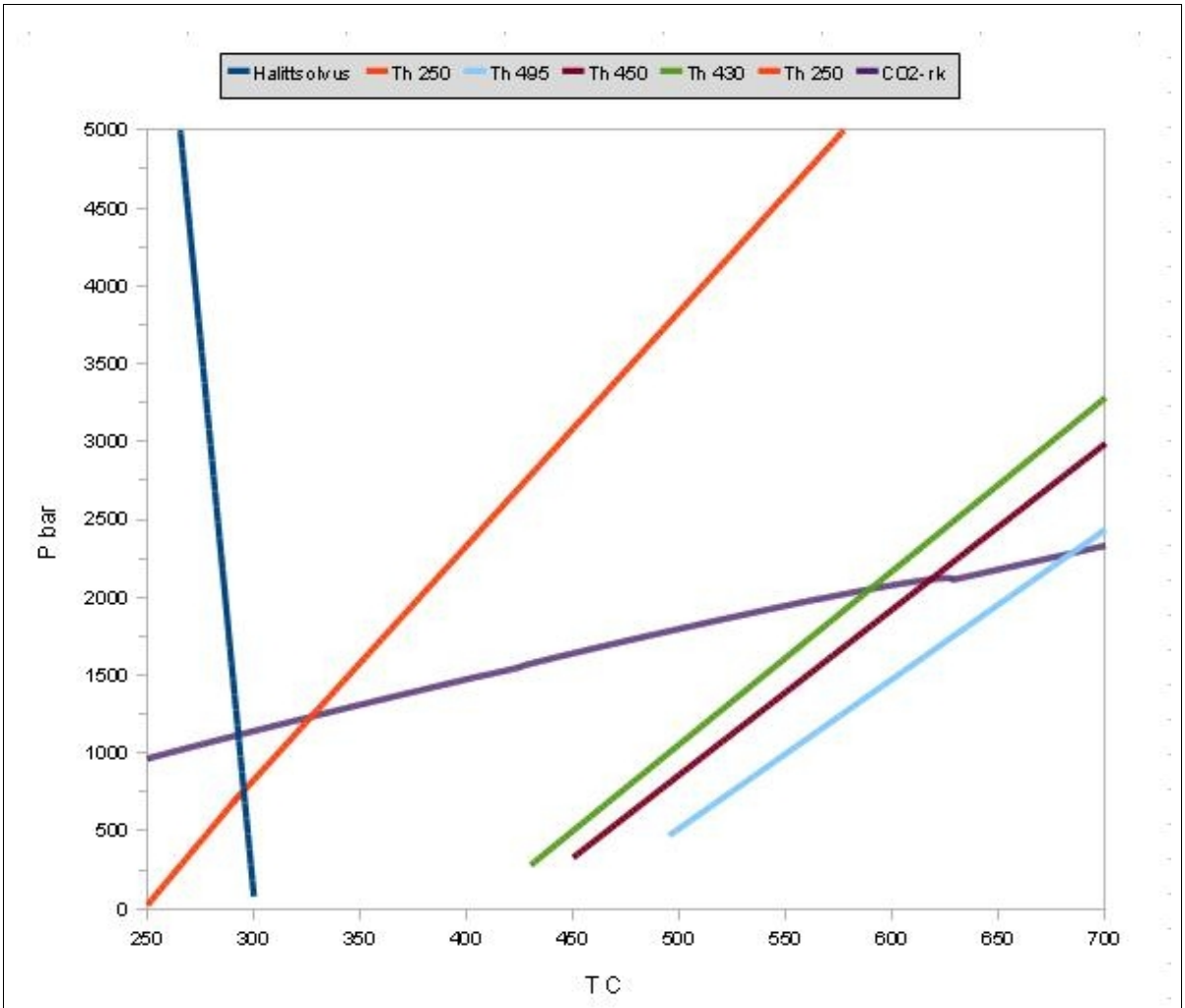
skarnmineral samstemmer med tidlegare undersøkjingar av skapolittskarn. Grovkorna scheelitt, som i diopsidskarnen, vart ikkje funne i andre delar av lagpakken. I felt, og ved makroskopiske undersøkjingar, vart det ikkje observert særskilde soneringar i bergarten, og scheelitt viste heller ikkje utprega tilhøyringheit til noko spesielt mineral. Kvartsårene gjennom diopsidskarnen låg uavhengig av scheelitt. Vertikale kvartsårer, lik dei som går gjennom diopsidskarnen, er observert av Larsen (1988) andre stader i området.

$H_2O - CO_2$ væskeinneslutningar koeksisterer med nesten reine CO_2-inneslutningar, begge med < 1 % CH_4 i gassfasen, målt med raman i nokre få inneslutningar. Mikrotermiske data tyder deriomot på eit metaninnhald rundt 8 mol %. Homogeniseringstemperaturen Th LV(CO_2) → L er mellom 10 og 30 °C for begge typane, med hovudvekt rundt 19, som er brukt til isokorberekningane. Klatratsmelting mellom 8 og 9 °C tyder på ein salinitet på om lag 3 vekt % NaCl. Den høgaste totale homogeniseringstemperaturen for dei vassrike inneslutningane av totalt tre målte, var 261 °C, for ein vassrik inneslutning, og 250 °C for ein inneslutning med om lag 50 volum % gass. Trykket ved innfanging av desse inneslutnignane er då høvesvis 2,1 og 1 kbar, der den vassrike er rekna med 10 vol % gass. Desse væskene er særs like dei Larsen (1988) fann i kvarts og scheelitt i plagioklaspegmatiod, og omtalte som sekundære. Isokoren til CO_2-inneslutningar i mineraliserte vertikale kvartsårer i hornblendegneis omtala som "sen kvarts" av Larsen (1988), er vist saman med isokorane for vassrike (10 vol % gass) og gassrike (50 % gass) i figur 6-2. Den skjer isokoren for den vassrike inneslutnigen ved om lag 1,5 kbar og 220 °C, og den for 50 % gass ved om lag 1,7 kbar og 300 °C. Dette er i det same P-T-området som totalhomogeniseringstemperaturane viste.

6.3 Danning av kvartsåre i hornblendegneis

Kvartsårene i hornblendegneisen er mykje meir komplekse, med ei mengd salt dominert av $CaCl_2$, $FeCl_2$ og NaCl, og total salinitet om lag 40 vekt % NaCl ekvivalent. Reaksjonane ved lave temperaturar skuldast sannsynlegvis metastabile fasar, og den lave klatratsmeltetemperaturen indikerer at gassfasen har lav densitet (Ronald Bakker, pers. med.). Det er eit stort sprang i dei registrerte homogeniseringstemperaturane av gassfasen (Th LV-V)

i inneslutningane, men temperaturen for halittsmelting er den samme, slik at det skiljer seg ut to grupper: ei der gassfasen homogeniser i væskefasen før halittsmelting, og totalhomogenisering difor tilsvarar halittsmelting (Th_{tot} = $Tm_{hallitt}$) (gruppe 1), og ei der gassfasen homogeniser i væskefasen etter halittsmelting, og totalhomogenisering tilsvarar Th LV-V (gruppe 2). Ved ei kontinuerleg utvikling av den fluide fase ved fallande P og/eller T skulle det finnast inneslutningar med homogeniseringstemperaturar som låg mellom dei to ytterpunkta. Inneslutningar som dekrepiterer før totalhomogenisering kan dog tenkjast å representera mellomstadia, då trykket må vera høgt nok til at inneslutningen dekrepiterer ved den gitte temperaturen, og totalhomogenisering skjer ved ein høgare temperatur. Dei to hovudgruppene er ikkje observert saman, med unntak av to inneslutningar i ring 1 som dekrepiterer før Th LV-V ved ca 380 ° C. Begge gruppene har primære trekk ved at dei ikkje følgjer spor, og ligg isolert i klasar. I ring 1 eksisterer gruppe 1 type inneslutningar på ei side



Figur 6-3: Isokorar for ulike homogeniseringstemperaturar for dei høgsaline inneslutningane, i tillegg til CO_2-inneslutningen og halittsolvus.

av ei sprekk, medan inneslutningar som dekrepiterer før Th LV-V (350 - 400 º C) på den andre sida (sjå bilete 5-28). Dei målte gruppe 2 type inneslutningane ligg lengst mot sjølve omdanningssona, nær grensa til kloritt og muskovitt. SEM-CL-bileta viser at gruppe 1 innelsutningane førekjem i den mørke grå kvartsen, medan gruppe 2 type (inkludert dei som dekrepiterer før Th LV-V) førekjem i både den lyse og mørke grå kvartsen. Den konstante saliniteten i tillegg til likskapane i gassinnhald tilseier at inneslutnnigane stammar frå same system, og typen med høgast totalhomogeniseringstemperatur predaterer den andre, under forutsetning at trapping skjer ved fallande P og/eller T.

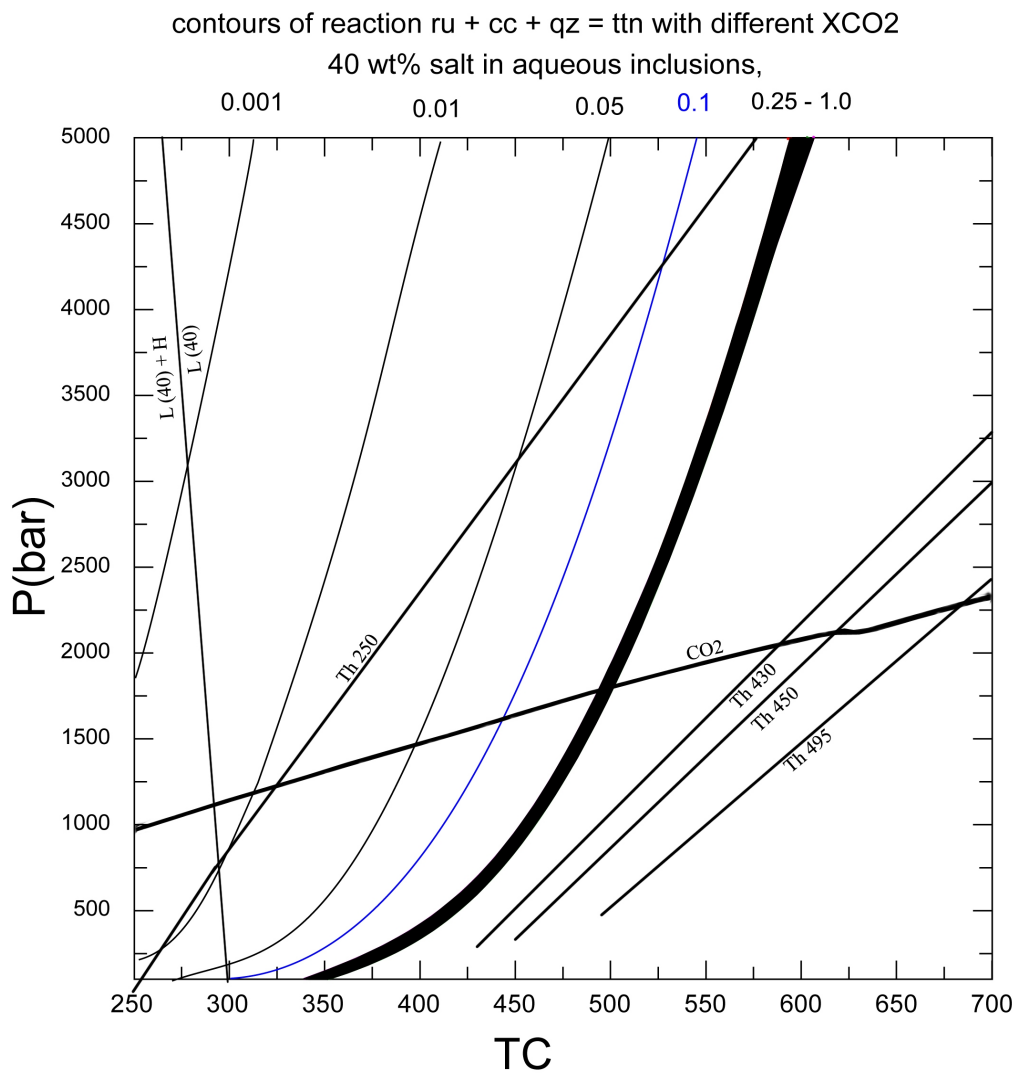
Ei einsleg CO_2-inneslutning ligg saman med typen med høgast homogeniseringstemperatur, og er vist på bilete 5-34. Med utgangspunkt i at systemet har delt seg i to væsker, ei gassrik og ei vassrik, under fallande P-T har trapping skjedd i skjeringa mellom isokorane for Th = 450 og CO_2 som er ca 620 º C og 2 kbar. Det er berre funne ein CO_2-inneslutning med primær karakter saman med dei høgsaline inneslutningane, og det er difor eit vagt grunnlag å basera P-T-forhold ved trapping på.

Dei same kvartsårene inneheld reliktar av titanitt som er omdanna til rutil, kalsitt og kvarts (sjå bilete 5-24 og 5-25) ved reaksjonen:

$$CaTiSiO_5 + CO_2 = TiO_2 + CaCO_3 + SiO_2 \qquad (6.1)$$

titanitt rutil kalsitt kvarts

Likevektsliner til reaksjonen i likning 6.1 ved ulike CO_2-metningar saman med isokorane for dei høgsaline inneslutningane er vist i figur 6-4, der titanitt er stabilt ved høgare temperaturar enn rutil + kalsitt + kvarts. Gruppe 2 type inneslutningane ligg i stabilitetsfeltet til titanitt, uansett CO_2-innhald. Ved fallande temperatur, vil etterkvart rutil bli stabilisert, først med særs CO_2-rike væsker, men etterkvart med minkande CO_2-haldige væsker ettersom isopletane for



Figur 6-4: Likevektsline for reaksjonen rutil + kalsitt + kvarts = titanitt for ulike CO_2-metningar kalkulert av Bjørn Sørensen i Perple_X der titanitt er stabilt på høgre sida av isopletane ved gjeve CO_2-innhald. Isokorar for dei høgsaline inneslutningane er kalkulert utifrå formelen dP/dT (bar/ ° C) = $a_s + b_s * Th + c_s * Th^2$ (Bodnar og Vityk, 1994) der a_s, b_s og c_s er salinitetsavhengige parameter. Halittsolvus er kalkulert utifrå formelen dT/dP (° C/kbar) = - 38,38 + 0.90 S – 0,0029 S^2 (Bodnar, 1994) der S er salinitet i wt % NaCl

reaksjon 6.1 går mot lavare temperatur jo lavare CO_2-innhald i den fluide fase. Såleis kunne rutil ha blitt stabilisert saman med ei fluid med $X(CO_2) < 0,01$, som tilsvarar om lag gruppe 1 type inneslutningane. Skjeringspunktet mellom isokoren for Th = 250 og halittsolvus er ved ca 750 bar, og utgjer minimum trappingtemperatur.

Den samanhengande, vertikale utsjånaden til kvartsårene tyder på at dei tilhøyrer seine ekstensjonshendingar. Dei er komprimerte i ettertid, noko som gjev den slake folda formen.

Det har vore ein stor kjemisk gradient mellom sideberget og væskene, noko som vert gjenspegla i den kraftige omdanningssona. Den tjukke kvartsåra som deler granatglimmerskiferen og den øverste hornblendegneisen kan vera ein del av ei seinare hydrotermal hending utan relasjon til skarnen i området. Dette laget er og det høgaste stratigrafiske laget.

Pegmatitten viser teikn til å vera eit resultat av S-type magmatisme, igjen som eit resultat av avlastingssmelting under oppløfting av gneisdomene. Typiske S-type magmatiske væsker er vassrike og høgsaline (Larsen et al., in review) akkurat som væskene i denne delen av området.

6.4 Relasjonar mellom dei ulike fluida i Bjellåtindområdet

Det er observert og undersøkt mange ulike typar væskeinnslutningar i Bjellåtindområdet. Store skilnader i salinitet, CO_2-innhald og mineraliseringsalder tyder på at det har vore eit stort hydrotermalt system, som har utvikla seg over tid, eller består av fleire hendingar med ulike væsker.

Ei forklaring på dei koeksisterande CO-rike og vassrike inneslutningane i diopsidskarnen kan vera at nedbryting av den opprinnelege marmoren frigav store mengder CO_2 under prograd metamorfose, og at ein vassrik fase vart tilført frå ei ekstern kilde, slik at det under skarndanninga eksisterte to fluide fasar før krystallisering av kvarts, og ei heterogen trapping føregjekk. Derimot er saliniteten lik for inneslutningar med eit gassinnhald mellom 2 og 20 vol %, som tyder på ei homogen væske som under nedkjøling minkar i CO_2-innhald, sjølv om effekten av NaCl på isokoren ved så lave salinitetar er minimal. Det er observert få primære inneslutningar der gassfasen utgjer 100 % Isokorane burde og skjera kvarandre, noko dei ikkje gjer. Klatratsmelting er ikkje observert for inneslutningar med meir enn 20 vol % gass. Utelukkar ein heterogen trapping, og antek at dei vassrike og gassrike inneslutningane representerer same væska, er det her observerert ekstreme ytterkantar frå tilnærma reine CO_2-inneslutningar til tilnærma reine vassinneslutningar. Store mengder CO_2 må ha blitt moblilisert ved nedbryting av marmor, slik at dei tilførte væskene orginalt var vassrike, men CO_2 har blitt tilført. Det opnar for at vassrike, særs CO_2 fattige væsker har stabilisert diopsid

ved relativt lave temperaturar, og ved aukande CO_2-innhald har dei skyve reaksjonen inn i stabilitetsfeltet for tremolitt. Deretter, ved akuande temperatur har diopsid blitt stabilisert att. Problemet med å bruka væskene funne i kvarts til å definera diopsiddanninga, er at dei primære inneslutningane som tidlegare er undersøkt i diopsid har hatt salinitetar mellom 19 og 23 vekt % NaCl, og passar mykje betre med temperaturforhold for stabilisering av diopsid. Det er difor grunn til å tru at dei undersøkte inneslutningane frå dei vertikale kvartsårene ikkje er direkte relatert til diopsidskarndanninga, men er eit resultat av seinare hendingar. Det er sannsynleg at sprekkesystemet som kvartsårene er utkrystallisert i har vore gangveg for dei malmdannande væskene.

Væskene funne i kvartsen i diopsidskarnen er som nemnt i kapittel 6.2 særs like dei Larsen (1988) fann i kvarts og scheelitt i plagioglas pegmatoid, og omtalte som sekundære. Dei prøvane vart henta frå andre sida av passet, og det tilseier at dei same type væskene har vore gjeldande på begge sider av Bjellåtinden, og både i diopsidskarn og plagioklas pegmatiod, og er eit resultat av avblanding mellom CO_2 og H_2O frå ei opprinneleg homogen fluid. Danningsforholda for diopsid var i følge Larsen (1988) minimum 1,6 kbar og 490 º C. Dei vertikale kvartsårerne har dermed blitt danna ved om lag same trykk, men ved vesentleg lavare temperaturar.

Inneslutningane funne i kvartsåra i hornblendegneis er kjemisk særs ulike alle inneslutningar tidlegare undersøkt i området. Med høg salinitet og ein stor kombinasjon av salt, har den ingen klar relasjon til nokon av dei andre inneslutningstypane. Omdanningssonene rundt kvartårene er mykje kraftigare enn andre stader. I tillegg har dei hatt ei omvendt utvikling av dei som vart funne i kvartsårer i diopsidskarn i og med at dei har gått frå å vera særs CO_2-rike, til å vera særs CO_2-fattige i jamvekt med den høgsaline fasen. Noko åresystem i granatglimmerskiferen som ligg mellom dei to hornblendegneislaga er heller ikkje observert. Den ein meter tjukke kvartsåra kan representera eit separat, massivt hydrotermalt system introdusert etter dei første malmdannande hendingane.

6.5 Utviklinga av den fluide fasen i Bjellåtindområdet

Dei opprinnelege væskene har vore lavsaline, CO_2 - H_2O væsker. Desse har eksistert samtidig med skapolitt og scheelitt. Før kvartsen som har vore gjenstand for undersøkjingar i denne oppgåva har krystallisert, har systemet skilt seg i ein vassrik, og ein CO_2-rik fase. Dette vert støtta av koeksisterande vassrike og CO_2-rike væsker gjennomgått i kapittel 5. Larsen (1988) konkluderer med at diopsid er danna i kontakt med ei salin (om lag 20 wt %) vassrik væske. Desse væskene er ikkje funne i kvarts i diopsidskarn, men det tyder på at diopsid er danna etter væskeavblanding, og at saliniteten har minka ved synkande temperatur.

Dei høgsaline væskene i hornblendegneis er ikkje tolka til å vera relatert til CO_2 – H_2O – NaCl – systemet i diopsidskarnen, men å ha eit anna opphav. Desse væskene har vore stabile over eit stort temperaturintervall i jamvekt med ein rein CO_2-fase, som vist i figur 6-4.

6.6 W-førande væsker i Bjellåtindområdet.

Det er i scheelitt kun funne primære inneslutningar som er CO_2-rike. Slike inneslutningar er undersøkte i skapolittskarn og plagioklas pegmatoid, men ikkje i diopsidskarn. Det kan difor ikkje fastslåast, men det er overhengjande sannsynleg av scheelitten i diopsidskarnen er danna av dei same væskene og ved same forhold som dei andre forekomsttypane mellom 450 og 525 º C. Sidan diopsidskarnen vart danna ved temperaturar over 490 º C, vert vidauget for scheelittutfelling i diopsidskarn mellom 490 og 525 º C.

Scheelitten i diopsidskarnen er blåflouriserande som indikerer eit lavt molybdeninnhald, noko som vert understøtta av XRF- og INAA-analysane. Molybdenitt er heller ikkje observert i diopsidskarnen i motsetnad til i dei andre mineraliseringstypane.

Det er ikkje mogleg at W har blitt remobilisert i vertsbergarten og gjenavsett under skarndanninga. Til det er wolframgehalten i dei orginale bergartane altfor liten, fleire 10-

potensar lavare. Stabile isotopdata tyder på eit magmatisk opphav (Larsen et al., in review), men det er faktorar som motseier både I- og S-type magmatisme. Til dømes den manglande polymetalliske kvaliteten typisk for I-type magmatisme, og at dei malmdannande væskene er CO_2-rike, og ikkje vassrike og høgsaline som er typisk for S-type magmatisme (Larsen et al., in review). Teorien om at dei malmdannande væskene stammar frå den oppløyste marmoren, som føreslått av Larsen (1991) samstemmer ikkje med stabile isotopdata, men nedbrytinga av marmoren har frigjort mykje CO_2, og tilført meir CO_2 til systemet. Dette er vist i formel 6.3.

6.6.1 Transport av W og utfelling av scheelitt

Transport av W skjer som ulike oksygen- og hydroksidkompleks (jmf. Kapittel 4). Teke dei transporterande væskene i betrakning, med opptil 14 mol % CH_4 og 10 mol % H_2O, kan transport ha skjedd etter formelen:

$$WO_3 + 7\ CO_2 + CH_4 + H_2O = H_2WO_4 + 7\ CO_2 + CH_4$$
(6.2)

Ved tilførsel av Ca^{2+} som følgje av nedbryting av karbonatbergartar minkar løysingsevna til W (figur 4.5), og utfelling kan ha skjedd etter formelen:

$$H_2WO_4 + 7\ CO_2 + CH_4 + Ca^{2+} + CO_3^{2-} = CaWO_4 + 8\ CO_2 + CH_4 + H_2O$$
(6.3)

I følge eksperimenta til Manning og Henderson (1984) partisjonerer W i karbonatløysingar mot smelta, og ikkje fluid, så sjølve transporten er avhengig av noko vatn. Dei små mengdene H_2O som er påvist i inneslutningar i scheelitt tilseier at store mender væsker har vore naudsynt for å transportera W, eller at mykje av CO_2 er tilført undervegs.

Under forutsetning at scheelitt i diopsidskarn er utfelt ved same reaksjonar som i skapolittskarn og plagioklas pegmatoid, må scheelitt ha utkrystallisert før ei avblanding til ein CO_2-rik, og ein vassrik fase. Dette fordi diopsid er danna i kontakt med ei moderat salin, vassrik væske.

6.7 Samanlikning med væsker i andre førekomstar

Dei store førekomstane gjennomgått i kapittel 4 er alle danna av vassrike væsker. I Xihuashan-førekomsten i Jiangxi provinsen i Kina er CO_2-rike væsker antekne å ha spelt ei viktig rolle i malmdanninga. Hovudmalmminerala er Wolframitt, kassiteritt, molybdenitt, bismutinitt og scheelitt, som karaktiserer fire ulike mineraliseringssteg. Både antekne reine CO_2, med mindre CH_4 og N_2, CO_2-H_2O type inneslutningar ved varierande CO_2-innhald og reine H_2O inneslutningar førekjem som primære inneslutningar, med lave salinitetar (ca 3 vekt %), og representerer fleire generasjonar av væsker. Dei tidlegaste er lavsaline, lavdensitets CO_2-berande vasshaldige inneslutnigar som har sirkulert opp til 420 º C, og lavsaline CO_2-fire H_2O-inneslutningar frå 280 til 400 º C, og er eit resultat av avblanding av ei homogen væske. Transporten av wolfram er anteken å ha skjedd via dei CO_2-rike, vasshaldige væskene (Giuliani et al., 1988).

Den liknande førekomsten i Montagne Noire, Frankrike som har eit metamorft opphav, er og danna av vassrike, CO_2-fattige væsker.

6.8 Vidare arbeid i området

Det er framleis mykje arbeid som står att før sikre konklusjonar om kva som har skjedd i området kan fastslåast med tryggleik. Væskeinneslutningsstudiar av scheelitt i diopsidskarn for å klargjera relasjonen mellom scheelittmineraliseringane er eit viktig punkt. Vidare undersøkjingar av det øverste hornblendegneislaget, og dei sterke omdanningssonene knytta til kvartsårene i det, og ein eventuell link til pegmatitten vil vera særs interessant å klarleik i. I økonomisk hensjåande er vidare omfang av diopsidskarnen viktig, for å klarleggja om det er grunnlag for eventuell drift i området. Dersom den strekkjer seg lenger nordvest for området med skapolittskarn inneber det betydelege tonnasjar. Det tynne laget av diopsidskarn funne heilt på slutten av feltarbeidet, 20 m over den kartlagde horisonten bør undersøkjast for å finna ut om diopsidskarnen opptrer i fleire lag stratigrafisk oppover, eller den har ein domeaktig struktur.

Kapittel 7 Konklusjon

Diopsidskarnen har eit W-innhald på gjennomsnittleg 0,25 % WO_3 i form av grovkorna scheelitt. Eit grovt estimat tilseier at den utgjer i underkant av 1 million tonn, og strekkjer 1,5 km i lengda og opptil 600 meter i breidda i den breiaste delen. Tjukkleiken varierer frå 20 cm til 2 m. Den bestod opprinneleg av tremolittmarmor, og mineralogien består hovudsakleg av diopsid, tremolitt, kvarts, kalsitt og scheelitt. Bergartane i området har gjennomgått øvre amfibolitt facies metamorfose

På grunnlag av væskeinneslutningsstudiar er det vist at dei vertikale kvartsårene gjennom skarnlaget krystalliserte ved minimum mellom 1 og 2 kbar og 250 º C. Desse kvartsårene er seinare enn diopsid – tremolitt omdanninga og scheelittkrystalliseringa, og representerer eit seinare stadie. Væskene er dominert av H_2O og CO_2, med 8 mol % CH_4 og 3 vekt % NaCl, der H_2O- rike inneslutningar dominerer. Det er ikkje observert noko kjemisk sonering gjennom skarnhorisonten. Desse væskene er eit endeledd i ei utvikling der ei opprinneleg lavsalin, CO_2-dominert væske med mindre H_2O skilde seg etter skapolitt- og scheelittdanning i ein CO_2-rik og ein H_2O-rik fase. Wolfram må ha blitt transportert i den opprinnelege væskene, og scheelitt har blitt danna før ei avblanding.

Kvartsårene i omdanningssona i hornblendegneis er danna som eit resultat av seine ekstensjonsprosessar, og er etter krystallisering pressa saman under flattrykking. Væskeinneslutningane funne i desse kvartsårene er vassrike og høgsaline (om lag 40 vekt %) med ei rekkje salt, hovudsakleg NaCl, $MgCl_2$ og $FeCl_3$ med mindre $MnCl_3$ og KCl, og med ein gassfase bestående av CO_2 med 10 mol % CH_4. Inneslutningane viser eit ikkje blandbart fluidsystem som har utvikla seg frå varme, vassrike væsker i jamvekt med ein CO_2-rik fase ved 620 º C og 2 kbar i stabilitetsfeltet til titanitt, til vassrike væsker med $X(CO_2) < 0,01$ ved 750 bar og om lag 300 grader i stabilitetsfeltet til rutil + kalsitt + kvarts. Denne sona er tolka til å postdatera diopsidskarnen. Den må og ha vore nært kjelda ettersom trykket er lavt, og temperaturen høg, og ein potensiell relasjon til pegmatitten bør undersøkjast.

Referansar

Arnek, R., Sasaki, Y. (1974) Equilibrium studies of polyanions. 20. A recalculation of emf data on the reaction of H and WO^{2-} in 3 M $NaClO_4$ av 25 °C. Acta Chem Scand., A28-1 p. 20 – 22.

Aveston, J. (1964) The hydrolysis of tungstate complexes in 3 M LiCl at 50 °C. Inorg. Chem. No. 3 p 981.

Bakker, RJ (2003) Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. Chemical Geology, v. 194 , 3-23.

Barabanov, W.F. (1971) Geochemistry of tungsten. Int. Geol. Rev., 3 p. 332 – 344

Barnes, C.G., Allen, C.M., Barnes, M.A., Vietti, L. (2006) New U-Pb geochronology for the Helgeland nappe complex, orwegian Caledonides: Constraints and conundrums, GSA 2006, Philadelphia

Barnes C.G., Frost C.D., Yoshinobu A.S., MacArthur K., Barnes M.A., Allen C.M., Nordgulen Ø., Prestvik T. (2007) Timing of sedimentation. Metamorphism, and plutonism in the Helgeland Nappe Complex, nort-cemtral Norwegian Caledonides. Geosphere 3/6: 683-703

Bingen B., Stein H. (2003) Molybdenite Re-Os dating of biotite dehydration melting in the Rogaland high t emperature granulites, S Norway. Earth and Planetary Science Letters 208: 181-195

Bodnar, R.J. (1994) Synthetic fluid inclusions. XII. Experimental determination of the liquidus and isochores for a 40 wt.% H_2O – NaCl solution. Geochim. Cosmochim. Acta 58, p. 1053 – 1063

Bodnar, R.J., Vityk, M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H_2O – NaCl fluid inclusions. I De Vivo B. Og Frezzotti M. L. (eds) Fluid inclusions in minerals: Methods and applications. Blacksburg, VA: Virginia Tech. p. 117 – 130

Braathen A, Osmundsen PT, Nordgulen Ø, Roberts D, Meyer G (2002) Orogen parallell extenson of the Caledonides in northern Central Norway: an overview. Norwegian Journal of Geology 82: 225 – 241

Burke, E.A.J. (2001) Raman microspectrometry of fluid inclusions, Lithos 55, p. 139 – 158

Dubessy, J., Poty, B., Ramboz, C. (1989) Advances in C–O–H–N–S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. Eur. J. Mineral. 1, 517–534.

Eide EA, Osmundsen PT, Meyer GB, Kendrick MA (2002) The Nesna shear zone , North-Central Norway: an 40Ar/39Ar record of Early Devonia-Early Carboniferous ductile extension and unroofing. Norwegian Journal of Geology 82: 317 – 339

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J. (1981) Skarn deposits, Economic geology 75th Anniversary volume, p. 317 – 391

Garrabos, Y., Tufev, R., Le Neindre, B., Zalczer, G., Beysens, D. (1980) Rayleigh and Raman scattering near the critical point of carbon dioxide. J. Chem. Phys. 72, p. 4637 – 4651

Gemmel, J.B., Zantop, H.. Meinert, L.D. (1992) Genesis of the Aguilar zinc-lead-silver deposit, Argentina: Contact metasomatic versus sedimentary exhalativ. Economic Geology, v. 87, p. 2085 – 2112

Gerstner, M.R., Bowman, J.R. (1989) Skarn formation at the Macmillan pass tungsten deposit (MacTung) Yukon and Northwest territories. I. P-T-X-V characterization of the methane-bearing, skarn forming fluids. Journal of the mineralogical association of Canada. Vol. 27 Part 4. p 545 – 563

Gilbert, F., Moine, B., Schott, J., Dandurand, J-L., (1992) Modeling of the transport and deposition of tungsetn in the scheelite-bearing calc-silicate gneisses of the Montagne Moire, France. Contrib. Mineral Petrol. 112 p. 371 – 384

Guiliani, G., Li, Y.D., Sheng, T.F. (1988) Fluid inclusion study of Xihuasjan tungsten deposit in the southern Jiangxi province, China. Mineral Deposita 23, p. 24 – 33

Hansen, A.K. (1983) Undersøgelse af Mo-U-W mineraliseringer i Kalvikbinduet ved Somerset, Sørfold kommune, Nordland, northern Norway. NGU rapport nr 1900/30F

Hodgson, C.J., (1975) The geology and geological developement of the Broken Hill lode in the New Broken Hill Consolidated mine, Australia; Part 2, Mineralogy. Geological Survey of Australia, Journal, v. 22, p. 33 – 50.

Ivanova, G.F., Khodakovskiy, I.L. (1972) Tungsten complexes in aqeous solutions. Geokhimia 11. p. 1426 – 1435.

Johnson, C.A., Rye, D.M., Skinner, B.J. (1990) Petrology and stable isotope geochemistry of the metamorphosed zinc-iron-manganese deposit at Sterling Hill, New Jersey. Economic Geology, v. 85, p. 1133 – 1161.

King Island Scheelite LTD 2008: History. Henta 30.11.09 frå http://www.kingislandscheelite.com.au/index.php?id=20

Krog, R (1982) Geokjemisk bekkesedimentundersøkelse i Beiarn – Saltdal-regionen NGU rapport nr 1650/30B

Kwak, T.A.P. (1987) W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Developements in economic geology nr 24

Kwak, T.A.P., Tan, H.T. (1981) The geochemistry of zoning i skarn minerals at the King Island (Dolphin mine). Econ. Geol. 76. p. 468 – 497.

Larsen, R.B. (1988) Laksådalens W-Mo forekomster. Upublisert masteroppgåve. Universitetet i København.

Larsen, R.B. (1991) Tungsten skarn mineralizations in a regional metamorphic terrain in northern Norway: a possible metamorphic ore deposit. Mineralium Deposita 26 p 281 – 289

Larsen, R.B., Stein, H.J. (2007) Re-Os dating of orogenic W-Mo deposits in the mid norwegian caledonides, GSA 2007, Denver.

Larsen Ø., Fossen H., Langeland K., Pedersen R.B. (2003) Kinematics and timing of polyphase post-Caledonian deformation in the Bergen area, SW Norway. Norwegian Journal of Geology 83: 149 – 165

Laurence R. (2005) Introduction to ore-forming processes, Blackwell publishing

Liu, Y., Lu, H-Z., Wang, C., Xu, Y., Kang, W., Zheng, T. (1998) On the ore-forming conditions and ore-forming model of the superlarge multi-metal deposit in Shizhuyuan. Science in China, series D, v. 41. p. 502 – 512.

Lu, H-Z., Liu, Y., Wang, C., Xu, Y, Li, H. (2003) Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyanuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunuan Province, China. Economic Geology 98, 955–974

Maes, S.M., Brown, P.E., Valley, J.w. (2002) Scheelite geochemistry of the Pine Creek pendant: EMPA and stable isotope microanalysis. GSA annual meeting, Denver 2002.

Manning, D.A.C., Henderson, P. (1984) The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems, Contributions to mineralogy and petrology, nr 86.

Mathieson, G.A., Clark, A.H. (1984) The Cantung E zone scheelite skarn orebody, tungsten, Northwest Territories: A revised genetic model. Economic geology vol. 79 p. 883 – 901

Meinert, L.D., (1993) Skarn and skarn deposits. Ore deposit models volume 2, Geoscience Canada reprint series vol. 6. p. 117 – 134

Newberry, R.J., Einaudi, M.T. (1981) Tectonic and geochemichal setting of Tectonic and Ore Deposits. Tucson, Ar., Masch 12 – 20, Proc

Nordgulen Ø, Braathen A, Corfu F, Osmundsen PT, Husmo T (2002) Polyphase kinematics f the late-Caledonian Kolstraumen detchment. Norwegian Journal of Sience 82: 299-316

North American Tungsten Coorporation LTD, www.northamericantungsten.com. Henta 30.11.09

Often, M. (1982) Orienterte undersøkelser og diamantboring av grensesonen Prekambrium/Kaledon i Saltdal – Sørfold- regionen. NGU rapport nr 1650/30A

Osmundsen PT, Braathen A., Roberts D., Meyer GB, Eide EA (2003) The Devonian Nesna shear zone and a djacent gneiss-cored culminations, North-Central Norwegian Caledonides. ournal of the Geological Society, London 160: 137 – 150

Roberts D, Gee DG (1988) An intiduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee, B.A. Sturt (eds) the Caledonide ororgen-scandinavia and related areas: 5-68

Ruthland, R.W.R., Sutherland, D.S. (1967) The chemical composition of granitic gneisses and sparagmitic metasediments in the Glomfjord region, Northern Norway. Geol. Surv. Norw. 47: 359 – 374

Sasaki, Y. (1962) On the formation of isopolywolframites in aqueos solutions. Proc. 7th Int. Conf. Coord. Chem., Stockholm p. 171 – 172.

Sato, K. (1982) Characteristics of tungsten skarns i Japan, two contrasting types. Symposium on Tungsten Geology, Jiangxi, China, Oct. 1981. Hepworth, J.V. And Yu, H.Z., eds., ESCAP/RMRDC and Geological Publishing House, Beijing, China. p. 203 – 210

Seitz, J.C., Pasteris, J.D., Chou, I-M. (1996) Raman spectroscopic characterization of gas mixtures: II. Quantitative composition and pressure determination of the CO2–CH4system. Am. J. Sci. 296, 577–600.

Simpson, S (31.10.2007) Having patience pays off in mining tungsten. Vancouver Sun. Henta 30.11.09

Skår, Ø. (2002) U-Pb geochronology and geochemistry of early Proterozoic rocks of the tectonic basement windows in central Nordland, Caledonides of north-central Norway. Precambrian Research, NGU-rapport nr 116, 265-283.

Solli, A. (1983) Befaringer i Sørfold-Linnajav'ri-området. NGU rapport nr 1850/30D

Spear, Pattison and Cheney (2000) Petrogenetic grids, unpublished

Stendal, H. (1981) Feltundersøgelser af kontaktrelationer mellem den sydlige del af Tysfjord vinduet og de overliggende metasedimenter med henblik på Mo-U mineraliseringar, Sørfold, Nordland. NGU rapport nr 1850/30C

Stendal, H (1982) Feltundersøgelser av kontaktrelationen mellem Tysfjord vinduet og de omliggende metasedimenter med henblik på Mo-U mineraliseringer, Hamarøy, Steigen og Sørfold, Nordland. NGU rapport nr 1900/30E

Stendal, H., Petersen, L.R. (1984) Feltundersøgelser af Heggmovatn vinduets kontaktrelasjoner og af omkingliggende meta-sedimenter for mineraliseringer, Valnesfjord, Nordland. Undersøkelse av Statens bergrettigheder 1984. NGU-rapport 84.004

Stephens, M.B., Gustavson, M., Ramberg, I.B., Zachrison, E. (1985) The caledonides of central north Scandinavia - a techtonostratigraphic overview. The Caledonide Orogen – Scandinavia and related areas. Gee, D.G., Stuart, B.A. (eds.) p 135 – 162. John Wiley, New York.

Sterner, S.M., Hall, D.L., Bodnar, R.J. (1988) Syntethic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H_2O under vapor-saturated conditions. Geochim. Cosmochim. Acta 52, 2451 – 2456

Turner, F.J. (1978) Metamorphic petrology. San Fransisco, McGraw-Hill Book Co.

Van Marcke de Lummen, G., Verkaeren, J. (1986) Physicochemical study of skarn formation in pelitic rock, Costabonne peak area, eastern Pyrenees, France. Contrib Mineral Petrol 93 p. 77 – 88

Wesolowski, D. (1984) Geochemistry of tungsten in scheelite deposits: The skarn ores at King Island, Tasmania. Unpubl Ph.D thesis, Penn State Univ

Wilson M.R. , Nicholson R. (1973) The structural setting and geochronology of the basal granitic gneisses in the caledonide part of Nordland, Norway. Jour. Geol. Sci. Lond., 129, p 365 – 387

Wang, C., Luo, S., Xu, Y., Sun, Y., Xie, C., Zhang, Z., Xu, W., Ren, X.. (1987) Geology of the Shizhuyuan tungsten-polymetallic deposit. Beijing geological publishing house.

Wood, S.A., Vlassopoulos, D. (1989) Experimental determination of the hydrothermal solubility and speciation of tungsten at 500 °C and 1 kbar. Geochimica et cosmochimica acta Vol. 53 p. 303 – 312.

Wood, S.A. (1992) Experimental determination of the solubility of WO_3 (s) and the thermodynamic properties of H_2WO_4(aq) in the range 300 – 600 °C at 1 kbar: Calculation of scheelite solubility. Geochimicia et cosmochimicia acta Vol. 56 p. 1827 – 1836.

Zaw, K., Peters, S.G., Cromie, P., Burrett, C., Hou, Z. (2007) Nature, diversity of deposit types and metallogenic relations of South China. Ore geology reviews 31. 3 – 47

Vedlegg A - XRF-analysar, sporelement

Dei siste to sifra i prøvenummeret tilsvarar dei to siste i INAA-prøvenumra

Prøve	290064 02	290065 05	290066 06	290067 07	290068 08	290069 09	290070 10	290071 04	290072 11	290073 12
SiO2 (%)	97,58%	52,44%	45,64%	33,07%	43,08%	32,49%	33,24%	58,27%	42,63%	32,89%
CaO (%)	1,07%	25,75%	23,98%	37,62%	30,88%	36,39%	39,25%	10,91%	26,46%	38,88%
MgO (%)	0,58%	4,23%	6,82%	1,30%	1,15%	1,63%	1,37%	1,81%	4,02%	1,62%
Fe2O3 (%)	0,58%	3,93%	8,21%	18,72%	15,34%	18,99%	13,19%	2,54%	18,07%	17,72%
Al2O3 (%)	0,08%	11,46%	12,19%	7,39%	7,88%	8,61%	9,98%	15,79%	4,58%	7,15%
Na2O (%)		0,81%	1,07%	0,03%	0,15%	0,04%		2,94%	0,33%	0,08%
K2O (%)	71	0,07%	0,84%		0,01%	66		6,63%	0,06%	
MnO	0,01%	0,06%	0,23%	0,70%	0,57%	0,76%	0,56%	0,12%	0,31%	0,60%
TiO2 (%)		0,50%	0,62%	0,68%	0,48%	0,60%	1,62%	0,38%	2,22%	0,65%
P2O5 (%)	0,05%	0,19%	0,11%	0,15%	0,16%	0,20%	0,63%	0,13%	0,79%	0,13%
Ru										
ZnO		0,01%	0,02%	0,02%	0,02%	0,02%	0,02%	46	0,04%	0,02%
CuO (ppm)	28	36	32		63	46	32	34	48	47
NiO (ppm)	18	73	47	38	49			32	23	33
SrO		0,08%	0,05%	77	0,01%	79	0,02%	0,05%	0,03%	93
CoO ()										
Cr2O3	0,08%	0,05%	0,02%	0,06%	0,09%	0,09%	0,05%	0,03%	0,01%	0,05%
Cl	71	0,04%	0,18%			0,01%		0,20%		0,02%
Pd										
WO3 (%)								0,04%		
SeO2								12		
ZrO2	21	0,04%	0,03%	0,02%	0,02%	0,01%	0,10%	0,04%	0,07%	0,02%
Rb2O			51					0,03%		
SO3 (%)		0,02%	0,01%	0,11%	0,10%	0,02%	0,01%	0,01%	69	0,01%
I (%)										
Tb4O7		0,31%		0,09%	0,08%	0,12%			0,29%	0,12%
Ga2O3 (ppm)		47					27	24		34
PbO (ppm)		40								
Nb2O5 (ppm)		31					72		68	
Y2O3 (ppm)		27					68		68	
Br (ppm)			22					29		
Ag (ppm)				99						
Ba								0,07%		
V2O5									0,02%	94
GeO2									0,02%	
As2O3										
Re										
MoO3										
Nd2O3										
La2O3										
O	52,75%	44,17%	42,87%	38,60%	41,08%	38,69%	39,27%	45,25%	41,04%	38,49%

Prøve	290074 13	290075 15	290076 16	290077 17	290078 18	290079 19	290080 20	290081 21	290082 22	290083 23
SiO2 (%)	33,21%	46,67%	51,81%	55,77%	53,30%	44,95%	58,44%	60,30%	56,81%	54,50%
CaO (%)	35,16%	17,86%	21,12%	21,16%	23,69%	31,80%	20,33%	16,34%	18,19%	20,29%
MgO (%)	2,26%	1,69%	15,21%	16,34%	17,88%	14,92%	14,38%	15,97%	15,96%	15,86%
Fe2O3 (%)	20,84%	14,42%	4,48%	5,31%	4,31%	6,55%	5,37%	5,52%	5,91%	5,95%
Al2O3 (%)	6,58%	13,64%	5,02%	0,77%	0,39%	0,60%	0,60%	1,06%	1,14%	1,06%
Na2O (%)	0,08%	2,33%	0,68%	0,15%	0,07%	0,13%	0,12%	0,14%	0,16%	0,18%
K2O (%)		0,39%	0,80%	0,10%	0,06%	0,10%	0,08%	0,14%	0,15%	0,13%
MnO	0,73%	0,34%	0,15%	0,22%	0,20%	0,28%	0,23%	0,20%	0,22%	0,23%
TiO2 (%)	0,56%	1,14%	0,10%	0,04%	0,02%	0,03%	0,03%	0,06%	0,06%	0,06%
P2O5 (%)	0,24%	0,61%	0,36%	0,05%	0,03%	0,11%	0,07%	0,08%	0,05%	0,07%
Ru										
ZnO	0,03%	0,02%	0,01%	0,01%	0,01%		7	52	42	
CuO (ppm)		0,02%	30	38	39	37	34		36	29
NiO (ppm)	35	32	36	38		32	39	41		
SrO	0,02%	0,03%	0,03%	23	28	97	22	13	21	19
CoO ()										
Cr2O3	0,07%	0,02%	0,02%	0,02%	63	61	0,02%	0,02%	0,01%	0,01%
Cl		0,02%	0,18%	0,02%	0,02%		0,02%	0,02%	0,02%	0,02%
Pd										
WO3 (%)				0,00%		0,46%	0,17%	0,13%	0,12%	0,44%
SeO2							54		40	
ZrO2	0,01%	0,06%	32	8				13		
Rb2O			63							
SO3 (%)	93	0,56%	0,02%	0,02%	0,01%	0,02%	0,07%	0,01%	0,01%	0,02%
I (%)										
Tb4O7	0,16%	0,12%							1,16%	1,15%
Ga2O3 (ppm)		33								
PbO (ppm)										
Nb2O5 (ppm)		61								
Y2O3 (ppm)		60								
Br (ppm)			42							
Ag (ppm)										
Ba										
V2O5	0,02%	0,03%					87			
CeO2										
As2O3		21								
Re						0,03%				0,03%
MoO3						48	0,06%			
Nb2O3										
La2O3										
O	38,60%	43,33%	43,98%	44,36%	43,83%	41,48%	44,78%	45,49%	44,48%	43,85%

Prøve	290084 26	290085 27	290086 28	290087 29	290088 30	290089 31	290090 32	290091 33	290092 34	290093 35
SiO2 (%)	55,60%	35,54%	30,37%	34,08%	33,36%	51,34%	48,35%	53,44%	52,21%	58,02%
CaO (%)	19,35%	31,53%	40,99%	34,61%	38,04%	25,99%	26,09%	21,81%	23,60%	18,85%
MgO (%)	17,44%	1,81%	1,75%	2,40%	1,25%	14,90%	13,56%	17,15%	15,41%	14,36%
Fe2O3 (%)	4,40%	20,26%	18,56%	19,57%	19,92%	6,62%	6,10%	6,09%	6,28%	6,36%
Al2O3 (%)	1,13%	8,88%	6,43%	7,24%	5,52%	0,54%	3,19%	0,50%	1,42%	1,37%
Na2O (%)	0,20%	0,09%	0,06%	0,09%	0,05%	0,10%	0,24%	0,14%	0,18%	0,18%
K2O (%)	0,24%			70		0,06%	1,60%	0,08%	0,36%	0,25%
MnO	0,16%	0,73%	0,71%	0,73%	0,85%	0,29%	0,20%	0,24%	0,26%	0,22%
TiO2 (%)	0,06%	0,57%	0,64%	0,69%	0,50%	0,02%	0,26%		0,07%	0,06%
P2O5 (%)	0,06%	0,12%	0,21%	0,27%	0,27%	0,08%	0,26%	0,05%	0,08%	0,08%
Ru										
ZnO	0,01%	0,03%	0,03%	0,03%	0,03%	0,01%	0,01%		0,02%	36
CuO (ppm)	25	44				27	41	25	27	
NiO (ppm)		38		32	45	50	56	25	42	50
SrO	19	0,02%	0,03%	0,02%	0,02%	25	0,02%	14	67	44
CoO ()										
Cr2O3	0,01%	0,04%	0,03%	0,04%	0,04%	0,01%	0,02%	73	0,02%	0,03%
Cl	0,02%		0,01%		0,02%	0,02%	0,03%		0,02%	0,02%
Pd										
WO3 (%)	0,04%						0,03%	0,44%	0,01%	0,16%
SeO2										41
ZrO2	17	0,02%	0,02%	0,02%	0,02%		58		4	
Rb2O	21						0,02%		16	
SO3 (%)	0,01%	0,02%	0,03%	0,02%	0,02%	0,01%	0,01%	0,02%	0,02%	0,02%
I (%)										
Tb4O7	1,26%	0,13%	0,13%	0,17%	0,09%					
Ga2O3 (ppm)										
PbO (ppm)										
Nb2O5 (ppm)										
Y2O3 (ppm)										
Br (ppm)										
Ag (ppm)			71	75						
Ba										
V2O5		76							0,02%	0,01%
CeO2		0,14%								
As2O3										
Re							39	0,03%		
MoO3									41	
Nb2O3		0,04%								
La2O3		0,04%								
O	44,30%	39,48%	37,78%	38,95%	38,31%	43,08%	42,57%	43,80%	43,49%	44,80%

Prøve	290094 36	290095 37	290096 38	290097 39	290098 40	290099 41	290100 42	290101 43	290102 44	290103 45
SiO2 (%)	56,10%	60,35%	62,93%	50,88%	49,34%	47,99%	43,00%	48,67%	48,36%	51,75%
CaO (%)	21,22%	18,68%	17,10%	26,21%	26,65%	25,80%	35,90%	28,62%	29,38%	25,52%
MgO (%)	15,57%	14,25%	13,48%	15,96%	15,80%	13,94%	13,62%	16,54%	15,56%	16,60%
Fe2O3 (%)	5,51%	5,05%	4,90%	5,41%	5,50%	5,05%	5,51%	4,72%	4,33%	4,80%
Al2O3 (%)	0,85%	0,63%	0,93%	0,73%	0,92%	4,77%	1,01%	0,78%	0,64%	0,77%
Na2O (%)	0,16%	0,10%	0,12%	0,16%	0,13%	0,48%	0,15%	0,15%	0,13%	0,13%
K2O (%)	0,13%	0,10%	0,13%	0,10%	0,15%	1,07%	0,27%	0,13%	0,15%	0,12%
MnO	0,23%	0,19%	0,19%	0,24%	0,21%	0,16%	0,23%	0,18%	0,17%	0,19%
TiO2 (%)	0,03%	0,04%	0,05%	0,04%	0,05%	0,22%	0,09%	0,05%	0,05%	0,04%
P2O5 (%)	0,08%	0,13%	0,04%	0,06%	0,04%	0,28%	0,12%	0,08%	0,05%	0,05%
Ru										
ZnO	0,01%		0,01%	15	0,01%	0,01%	0,01%	0,01%	0,01%	0,01%
CuO (ppm)	38	31		38	37		27	35	44	35
NiO (ppm)	46	40	39	44		43		28		29
SrO	39	24	32	53	78	0,03%	0,02%	83	0,01%	59
CoO ()										
Cr2O3	0,02%	0,03%	0,03%	70	75	0,02%	53	93	0,01%	0,01%
Cl	0,02%	0,02%	0,02%		0,02%	0,14%	0,03%	0,02%		
Pd								58		
WO3 (%)	0,04%	0,38%	0,04%	0,15%		0,00%				
SeO2				50						
ZrO2					4	26	33	1	2	2
Rb2O						0,01%				
SO3 (%)		0,02%	0,04%	0,02%		82	79	84		
I (%)										
Tb4O7					1,15%				1,13%	
Ga2O3 (ppm)										
PbO (ppm)										
Nb2O5 (ppm)										
Y2O3 (ppm)										
Br (ppm)						32				
Ag (ppm)										
Ba										
V2O5	0,01%		64				87			
CeO2										
As2O3										
Re		0,02%								
MoO3				94						
Nd2O3										
La2O3										
O	44,37%	45,21%	45,83%	43,10%	42,57%	42,82%	40,94%	42,62%	42,24%	43,38%

Prøve	290104 46	290105 47	290106 48	290107 49	290108 50a	290109 50b	290110 51	290111 x	STM-1 a	STM-1b	STM-1
SiO2 (%)	56,27%	77,89%	53,27%	58,96%	95,03%	47,95%	53,36%	54,52%	59,75%	59,28%	59,60%
CaO (%)	15,92%	7,60%	22,97%	15,31%	1,73%	29,91%	8,20%	20,97%	1,20%	1,17%	1,09%
MgO (%)	13,08%	10,18%	16,13%	17,85%	2,16%	15,27%	2,03%	17,78%	0,05%	0,04%	0,10%
Fe2O3 (%)	4,37%	2,66%	4,99%	6,12%	0,85%	4,97%	11,40%	5,32%	5,16%	5,18%	5,22%
Al2O3 (%)	7,09%	0,51%	0,75%	1,09%	0,09%	1,10%	16,99%	0,50%	18,78%	19,01%	18,40%
Na2O (%)	1,80%	0,08%	0,15%	0,13%		0,15%	1,84%	0,11%	8,98%	9,15%	8,94%
K2O (%)	0,54%	0,07%	0,09%	0,14%	0,01%	0,25%	4,65%	0,07%	4,99%	5,00%	4,28%
MnO	0,14%	0,09%	0,19%	0,21%	0,02%	0,19%	0,13%	0,23%	0,24%	0,22%	
TiO2 (%)	0,28%	0,02%	0,04%	0,05%		0,07%	0,61%	0,02%	0,14%	0,14%	0,14%
P2O5 (%)	0,29%	0,02%	0,04%	0,06%		0,06%	0,16%	0,04%	0,17%	0,18%	0,16%
Ru											
ZnO	99	64	86	0,01%	21	0,01%	0,02%		0,04%	0,03%	
CuO (ppm)	28	31	35	38	19	30	0,11%	27		28	
NiO (ppm)	45			32	27	44	92	41			
SrO	0,04%	11	39	13		91	0,03%	17	0,09%	0,09%	
CoO ()											
Cr2O3	0,02%	0,05%	0,01%	0,01%	0,08%	0,01%	0,02%	0,01%			
Cl	0,11%	0,03%		0,02%	0,01%	0,02%	0,07%		0,08%	0,10%	
Pd											
WO3 (%)		0,02%	0,17%					0,38%			
SeO2											
ZrO2	0,02%					15	0,03%		0,20%	0,19%	
Rb2O	31						0,02%		0,01%	0,01%	
SO3 (%)	87	0,01%	0,02%		0,02%	74	0,18%	77		0,02%	
I (%)											
Tb4O7		0,74%	1,17%						36		
Ga2O3 (ppm)							43		50	49	
PbO (ppm)											
Nb2O5 (ppm)	21								0,04%	0,04%	
Y2O3 (ppm)									59	55	
Br (ppm)	18										
Ag (ppm)											
Ba							0,09%		0,07%	0,08%	
V2O5							0,03%				
CeO2										0,03%	
As2O3										14	
Re								0,03%			
MoO3											
Nd2O3											
La2O3											
O	45,24%	48,95%	43,54%	45,38%	52,30%	42,34%	44,80%	44,12%	46,04%	45,96%	

Vedlegg B – INAA-analysar

Analyte Symbol	Au	Ag	As	Ba	Br	Ca	Co	Cr	Cs	Fe	Hf	Ir	Mo	Na	Ni	Rb	Sb
Unit Symbol	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppb	ppm	%	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	5	5	2	100	1	0.5	1	2	0.5	0.02	0.5	5	5	0.01	50	20	0.2
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
KD 08-2	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	1	< 1	447	< 0.5	0,42	< 0.5	< 5	< 5	0,01	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-4	< 5	< 5	< 2	400	15	4	5	102	9	1,41	3	< 5	< 5	2,41	< 50	100	0,3
KD 08-5	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	13	9	226	2	2,25	3	< 5	< 5	0,4	< 50	< 20	0,4
KD 08-6	< 5	< 5	< 2	< 100	11	13	19	57	7	4,85	3	< 5	< 5	0,84	< 50	< 20	0,5
KD 08-7	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	21	5	138	< 0.5	9,69	3	< 5	< 5	0,05	< 50	< 20	0,8
KD 08-8	< 5	< 5	2	< 100	< 1	20	2	181	< 0.5	9,15	3	< 5	< 5	0,1	< 50	< 20	0,6
KD 08-9	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	20	2	133	< 0.5	9,98	2	< 5	< 5	0,07	< 50	< 20	0,4
KD 08-10	< 5	< 5	3	< 100	< 1	23	2	138	< 0.5	6,96	14	< 5	< 5	0,03	< 50	< 20	3,7
KD 08-11	< 5	< 5	3	< 100	< 1	17	17	44	< 0.5	10,8	10	< 5	< 5	0,27	< 50	< 20	2,1
standard 1	< 5	< 5	15	< 100	< 1	< 0.5	6	< 2	521	0,44	4	< 5	8	4,09	< 50	2880	11,9
KD 08-12	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	21	2	112	< 0.5	8,87	3	< 5	< 5	0,08	< 50	< 20	0,3
KD 08-13	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	21	5	117	< 0.5	11	2	< 5	< 5	0,11	< 50	< 20	0,7
KD 08-15	< 5	< 5	3	< 100	< 1	12	9	108	< 0.5	9,3	11	< 5	< 5	1,31	< 50	< 20	2,6
KD 08-16	< 5	< 5	< 2	< 100	24	11	8	59	4	2,41	< 0.5	< 5	< 5	0,61	< 50	30	0,3
KD 08-17	< 5	< 5	< 2	< 100	1	11	10	71	< 0.5	3,11	< 0.5	< 5	< 5	0,13	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-18	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	13	7	20	< 0.5	2,12	< 0.5	< 5	< 5	0,07	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-19	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	15	10	24	< 0.5	3,33	< 0.5	< 5	7	0,12	< 50	< 20	< 0.2
Kd 08-20	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	10	88	1	3,12	< 0.5	< 5	209	0,11	< 50	< 20	0,3
KD 08-21	< 5	< 5	< 2	100	< 1	10	10	102	< 0.5	3,47	< 0.5	< 5	< 5	0,13	< 50	< 20	0,3
KD 08-22	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	12	10	50	1	3,35	< 0.5	< 5	< 5	0,14	< 50	< 20	< 0.2
Standard 2	< 5	< 5	68	500	< 1	< 0.5	47	71	7	6,53	5	< 5	140	0,26	340	120	5,3
KD 08-23	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	11	35	< 0.5	3,3	< 0.5	< 5	< 5	0,14	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-26	< 5	< 5	< 2	< 100	1	11	9	63	2	2,73	< 0.5	< 5	< 5	0,16	< 50	< 20	0,3
KD 08-27	< 5	< 5	4	< 100	< 1	20	6	174	< 0.5	11,3	4	< 5	< 5	0,09	< 50	< 20	3
KD 08-28	< 5	< 5	4	< 100	< 1	22	3	117	< 0.5	9,48	2	< 5	< 5	0,08	< 50	< 20	1,9

Analyte Symbol	Sc	Se	Sr	Ta	Th	U	W	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Mass
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Detection Limit	0.1	3	500	1	0.5	0.5	3	40	0.2	3	5	0.1	0.1	0.5	0.1	0.05	
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
KD 08-2	0,2	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	38	< 40	0,3	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	1,85
KD 08-4	12,1	< 3	< 500	< 1	3,9	1,3	270	< 40	19,3	28	10	3,3	1,2	< 0.5	2,1	0,34	1,72
KD 08-5	9,1	< 3	< 500	1	6,4	2,9	9	< 40	26,5	34	14	4,1	1,3	0,8	1,5	0,23	2,27
KD 08-6	18	< 3	< 500	1	6,3	2,8	< 3	< 40	23,4	35	14	4,8	1,2	< 0.5	2,7	0,45	2,04
KD 08-7	9,7	< 3	< 500	< 1	8,5	1,8	9	110	20,7	33	13	3,9	1,4	0,6	1,6	0,26	2,39
KD 08-8	9,6	< 3	< 500	< 1	6,8	2,9	12	80	15,7	27	10	3,3	1,2	< 0.5	2,2	0,36	2,43
KD 08-9	7,7	< 3	< 500	< 1	3,6	0,9	7	80	2,9	7	< 5	2,7	1	< 0.5	1,7	0,25	2,36
KD 08-10	21,3	< 3	< 500	3	7	1,7	14	90	5,3	13	< 5	4,3	1,5	0,9	4,6	0,71	2,31
KD 08-11	24	< 3	< 500	3	12	4,2	8	270	48,8	75	35	10,7	2,2	1,5	3,2	0,45	2,32
standard 1	1,5	< 3	< 500	240	1,8	11,9	68	< 40	1,5	4	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	2,7	< 0.05	1,3
KD 08-12	10	< 3	< 500	1	1	0,9	5	90	1,1	< 3	< 5	1,8	1,2	< 0.5	1,5	0,25	2,39
KD 08-13	13,2	< 3	< 500	< 1	5,5	1,3	6	120	2,9	12	5	2,5	0,8	< 0.5	3,1	0,5	2,25
KD 08-15	12,9	< 3	< 500	4	14,7	10,4	9	< 40	30,2	57	12	4,8	2,3	< 0.5	7,4	1,19	1,9
KD 08-16	1,6	< 3	< 500	< 1	1,8	1	7	< 40	6,6	9	< 5	1	< 0.1	< 0.5	0,5	0,1	1,92
KD 08-17	1	< 3	< 500	< 1	< 0.5	0,6	71	70	2,9	6	< 5	0,5	< 0.1	< 0.5	0,2	0,08	1,8
KD 08-18	0,7	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	7	50	2,2	3	< 5	0,3	< 0.1	< 0.5	0,2	< 0.05	2,02
KD 08-19	0,9	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	2580	50	2	5	< 5	0,5	< 0.1	1,8	1,2	0,12	1,85
Kd 08-20	1,1	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	995	50	1,5	< 3	< 5	0,4	< 0.1	0,9	< 0.1	0,1	1,84
KD 08-21	2,7	< 3	< 500	< 1	0,6	< 0.5	919	60	3,9	7	< 5	0,8	< 0.1	< 0.5	0,7	0,14	1,76
KD 08-22	1,6	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	755	60	2,9	4	< 5	0,6	< 0.1	< 0.5	0,6	< 0.05	1,83
Standard 2	13,8	< 3	< 500	< 1	8,6	39,8	< 3	< 40	41,4	76	20	7,4	1,7	1	3,8	0,62	1,02
KD 08-23	2	< 3	< 500	< 1	1,5	< 0.5	2780	70	1,9	< 3	10	0,4	< 0.1	1,8	1,3	< 0.05	2,08
KD 08-26	1,8	< 3	< 500	< 1	0,7	< 0.5	262	< 40	5,4	10	< 5	0,9	0,5	< 0.5	0,7	0,11	1,81
KD 08-27	9,3	< 3	< 500	< 1	15,1	25,4	18	< 40	242	558	175	32	5,3	< 0.5	2	0,33	2,27
KD 08-28	8,7	< 3	< 500	< 1	3,8	2,3	6	130	10,1	33	14	4,4	1,1	< 0.5	1,8	0,26	2,12

Analyte Symbol	Au	Ag	As	Ba	Br	Ca	Co	Cr	Cs	Fe	Hf	Ir	Mo	Na	Ni	Rb	Sb
Unit Symbol	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppb	ppm	%	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	5	5	2	100	1	0.5	1	2	0.5	0.02	0.5	5	5	0.01	50	20	0.2
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
KD 08-29	< 5	< 5	4	< 100	< 1	17	4	147	< 0.5	10,3	3	< 5	< 5	0,1	< 50	< 20	2,1
KD 08-30	< 5	< 5	2	< 100	< 1	19	6	132	< 0.5	10,6	2	< 5	< 5	0,07	< 50	< 20	0,9
KD 08-31	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	11	43	< 0.5	3,6	< 0.5	< 5	< 5	0,11	< 50	< 20	0,3
KD 08-32	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	10	80	10	3,32	< 0.5	< 5	< 5	0,22	< 50	80	0,6
KD 08-33	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	13	11	30	< 0.5	3,64	< 0.5	< 5	< 5	0,12	< 50	< 20	0,3
Standard 3	< 5	< 5	60	200	< 1	6	13	31	6	2,08	1	< 5	31	2,14	< 50	50	3,8
KD 08-34	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	12	11	84	1	3,45	< 0.5	< 5	13	0,16	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-35	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	10	11	86	< 0.5	3,13	< 0.5	< 5	< 5	0,13	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-36	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	13	10	76	< 0.5	3,06	< 0.5	< 5	< 5	0,15	< 50	< 20	0,3
KD 08-37	< 5	< 5	2	< 100	< 1	10	8	80	< 0.5	2,57	< 0.5	< 5	< 5	0,1	< 50	< 20	0,3
KD 08-38	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	10	9	152	< 0.5	2,88	< 0.5	< 5	< 5	0,14	< 50	< 20	0,3
KD 08-39	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	10	34	< 0.5	2,93	< 0.5	< 5	17	0,15	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-40	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	10	29	< 0.5	3,02	< 0.5	< 5	< 5	0,17	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-41	< 5	< 5	< 2	< 100	17	12	9	62	6	2,44	< 0.5	< 5	< 5	0,55	< 50	70	0,3
KD 08-42	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	16	8	30	1	2,56	< 0.5	< 5	< 5	0,17	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-43	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	7	29	< 0.5	2,47	< 0.5	< 5	< 5	0,14	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-44	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	14	7	50	< 0.5	2,22	< 0.5	< 5	< 5	0,13	< 50	< 20	0,3
Standard 4	< 5	< 5	< 2	< 100	4	11	26	49	< 0.5	2,35	< 0.5	< 5	< 5	1,32	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-45	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	12	8	56	< 0.5	2,58	< 0.5	< 5	< 5	0,13	110	< 20	< 0.2
KD 08-46	< 5	< 5	3	< 100	14	9	9	89	3	2,68	4	< 5	< 5	1,48	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-47	< 5	< 5	< 2	< 100	2	3	5	269	< 0.5	1,55	< 0.5	< 5	< 5	0,06	< 50	< 20	0,3
KD 08-48	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	13	9	47	< 0.5	2,9	< 0.5	< 5	< 5	0,16	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-49	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	9	13	77	< 0.5	3,65	< 0.5	< 5	< 5	0,13	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-50a	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	1	1	376	< 0.5	0,57	< 0.5	< 5	< 5	0,02	< 50	< 20	< 0.2
KD 08-50b	< 5	< 5	< 2	< 100	< 1	16	8	42	1	2,34	< 0.5	< 5	< 5	0,15	< 50	< 20	0,2
KD 08-51	< 5	< 5	4	200	5	3	42	94	7	5,49	3	< 5	< 5	1,58	< 50	120	0,5

Analyte Symbol	Sc	Se	Sr	Ta	Th	U	W	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Mass
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Detection Limit	0.1	3	500	1	0.5	0.5	3	40	0.2	3	5	0.1	0.1	0.5	0.1	0.05	
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
KD 08-30	7,1	< 3	< 500	< 1	5,6	1,2	7	170	8,4	21	7	2,5	1	< 0.5	1,8	0,28	2,32
KD 08-31	4,3	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	23	80	1,2	< 3	< 5	0,4	< 0.1	< 0.5	0,6	0,12	1,73
KD 08-32	5,2	< 3	< 500	< 1	3,1	0,8	189	80	7	15	< 5	1,8	< 0.1	< 0.5	1,7	0,24	1,69
KD 08-33	1,2	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	2770	50	1,1	< 3	< 5	0,3	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	1,87
Standard 3	5,5	< 3	< 500	< 1	4,5	6	< 3	80	19,1	35	7	2,3	< 0.1	< 0.5	1,1	0,18	1,21
KD 08-34	3,5	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	107	70	4,3	8	< 5	0,8	0,4	< 0.5	0,7	0,11	1,68
KD 08-35	2,7	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	1150	50	2,4	< 3	< 5	0,6	0,4	< 0.5	< 0.1	0,07	2,07
KD 08-36	1,3	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	271	70	3,2	4	< 5	0,6	0,1	< 0.5	0,4	0,09	1,95
KD 08-37	0,6	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	2460	50	2,4	5	< 5	0,5	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	1,91
KD 08-38	1,5	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	259	70	2,1	< 3	< 5	0,5	< 0.1	< 0.5	0,4	0,06	1,59
KD 08-39	1,5	< 3	< 500	< 1	< 0.5	1,3	915	60	2,4	< 3	< 5	0,5	< 0.1	0,7	0,6	< 0.05	1,99
KD 08-40	1	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	13	50	1,5	3	< 5	0,4	< 0.1	< 0.5	0,2	0,06	1,95
KD 08-41	3,1	< 3	< 500	< 1	1,3	1,3	76	50	8	10	5	1,3	0,3	< 0.5	0,6	0,09	1,65
KD 08-42	1,3	< 3	< 500	< 1	0,7	< 0.5	5	70	2,8	5	< 5	0,7	0,1	< 0.5	0,3	0,09	1,65
KD 08-43	1	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	28	50	1,5	< 3	< 5	0,4	< 0.1	< 0.5	0,2	< 0.05	1,71
KD 08-44	1	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	11	40	2,4	5	< 5	0,4	0,2	< 0.5	0,3	0,06	1,65
Standard 4	10,7	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	99	50	2,3	5	< 5	0,7	0,2	< 0.5	1	0,1	1,37
KD 08-45	1,8	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	49	60	1,4	< 3	< 5	0,3	< 0.1	< 0.5	0,2	< 0.05	1,79
KD 08-46	5	< 3	< 500	< 1	9	1,9	18	< 40	35,9	48	13	4,8	0,7	< 0.5	2,1	0,27	1,62
KD 08-47	0,8	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	156	40	1,8	< 3	< 5	0,3	0,2	< 0.5	< 0.1	< 0.05	1,58
KD 08-48	1,1	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	1310	50	2,2	< 3	< 5	0,5	0,2	< 0.5	< 0.1	0,05	1,87
KD 08-49	1,5	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	23	60	2,3	4	< 5	0,4	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	1,61
KD 08-50a	0,2	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	37	< 40	0,5	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	1,75
KD 08-50b	1,6	< 3	< 500	< 1	0,5	< 0.5	27	40	1,7	4	< 5	0,4	< 0.1	< 0.5	0,3	0,05	1,87
KD 08-51	17,9	< 3	< 500	< 1	6,5	2,5	9	< 40	17,1	28	6	2,7	0,8	< 0.5	2	0,22	1,66
KD 08-X	0,5	< 3	< 500	< 1	< 0.5	< 0.5	2330	60	3,2	4	< 5	0,6	0,3	1,4	< 0.1	< 0.05	2,06

Vedlegg C – termiske data

Prøve 155

IS #	Ts1 oppstår	Tlm s1	Tls s2	Tlm s3	Tlm ice	Tlm HH	Tm (CO2)	Th CO2-H2O ->	Tm (NaCl)	T dekr	
1											
2											
3	-89,3	-41,0						446,0			
4	-90,0	-39,5							289,5		
5								492,0	296,5	491,5	
6	-90,0	-41,0						492,0	296,5	491,5	
7	-89,3	-37,0	-20,0						285,0		
24	-85,0		-28,5						301,0	380,0	
25	-94,3	-42,0	-25,4						298,0	380,0	
26							-60,6				
27								165,0	278,0		
28								205,0	331,0		
29							-60,5	325,0	301,0		
30							-58,3	280,0	298,0		
31		-42,0						290,0	301,0		
32								203,0	205,0		
33								282	312,0		
34											
35								233,0		286,0	
36								247,0	296,0		
37								241,0	300,0		
38								249,0	300,0		
39								193,0	267,0		
40								201,0	274,0		
N/A 1	-88,3	-41,7									
N/A 2							-59,2				
N/A 3	-88,1	-38,0	-26,0								
N/A 4	-90,5	-39,5									
N/A 5	-90,3	-37,5									
N/A 6											
N/A 7	-90,0	-40,2									
N/A 8	-91,2	-42,0	-32,0								
N/A 9	-87,9	-37,0	-26,0								
N/A 10								491,6			
7E1							-59,0				
7E2									284,0		
7E3									289,2		
7E4								457,0	290,0		
7E5								485,3			
7E6								470,0			
1E1	-97,0	-41,0							293,0	382,0	
1E2	-88,0	-38,0							285,5	370,0	
1E3											
1E4	-88,0	-40,0								296,0	
1E5	-91,0	-45,0								283,0	
1E6	-90,3	-40,0							277,0	400,0	
1E7	-96,0								278,0		
1E8	-88,0	-41,0							276,0	350,0	
1E9		-39,0							275,5	350,0	
1E10		-42,0						230	250,0	332,0	
TB1		-43,0			-3,0						
TB3				33,0	-2,0						
TB4						14,0	-63,2				
X1								211,8	276,0	290	

Prøve NS

IS #	Tn (CO2)	Tm (CO2)	(SV -> LV)	(LV -> Tm)	Tm (ice)	Tn (cla)	Tlm (cla)	Th tot -> L	
	1	-98,0	-58,0					9,0	
	2	-97,7	-59,0	19,5					
	3		-58,0	27,7				8,0	
	4	-96,5	-59,3	20,0					
	5								
	6	-96,5	-58,2						
	7	-96,0	-58,1	17,8					
	8	-94,0	-57,8	15,7					
	9	-96,0	-58,0	16,5					
	10				-4,0				189
	11			27,8		-28,0			
	12	-96,0	-57,9	16,2					
	13	-94,3	-58,0	17,1					
	14	-97,6	-58,5	26,7		-28,0		9,1	
	15	-95,4	-58,5	9,7				8,7	
	16	-94,8	-59,0	22,0					
	17	-94,8	-59,0	18,4					250
	18				-2,2				
	19	-94,7	-58,5						
	20	-95,9	-59,6	10,2				8,3	
	21	-98,5	-59,0	26,8		-29,0		9,0	
	22	-98,3	-59,5	20,7				9,2	
	23	-99,0	-59,1	26,9		-28,3		8,2	
	24	-98,8	-59,6	17,9					
	25								
	26								
	27								
	28				-10,5				
	29	-99,5	-61,0	18,9					
	30	-96,0	-61,0	9,2				8,7	
	31	-102,0	-61,0	14,3				8,3	
	32	-98,3	-61,0	14,1					
	33	-102,0	-61,0	18,8				8,7	
	34							9,0	261
	35	-101,0	-61,4	16,1					
	36	-100,2		29,5					
	48	-96,1	-58,1	22,5					
	49	-96,7	-58,3	20,7					
	50	-95,0	-59,4	18,6					
N/A 1			-62,5	22,5					
N/A 2				19,0					
N/A 3									
N/A 4				24,0					
N/A 5				17,5					
N/A 6		-102,7	-61,1	18,9				9,0	
N/A 7		-101,4	-61,2	14,0				9,0	
N/A 8		-101,8	-61,2	14,1				9,0	
N/A 9		-97,1	-61,2	9,5				9,0	
N/A 10		-100,7	-61,2	14,0				9,0	
N/A 11		-101,0	-61,0	21,5					
N/A 12		-100,0	-61,0	22,3					
N/A 13		-100,0	-61,0	22,0					
N/A 14		-101,0	-61,0	19,5					
N/A 15		-101,0	-61,0	16,0					

Vedlegg D – Volumetriske data

Prøve 155

Prøve 155 ring 7

Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	Høgd z mikron	vha A	Radius vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
	1 liq	131,74	45,10	11	17,42				2294,54			
	1 g	97,02	36,56			5,56	5,82	5,69		771,29	73,64%	33,61%
	2 liq	30,76	20,57	7	11,08				340,97			
	2 g	6,73	9,14			1,46	1,46	1,46		13,03	21,87%	3,82%
	3 liq	227,38	69,53	16	25,33				5760,24			
	3 g	48,25	24,62			3,92	3,92	3,92		252,18	21,22%	4,38%
	4 liq	433,04	85,56	23	36,42				15769,73			
	4 g	77,57	31,18			4,97	4,97	4,97		513,24	17,91%	3,25%
	5 liq	229,47	69,95	15	23,75				5449,96			
	5 g	40,25	22,51			3,58	3,58	3,58		192,45	17,54%	3,53%
	6 liq	318,38	81,38	18	28,50				9073,77			
	6 g	72,80	30,24			4,82	4,82	4,82		467,51	22,87%	5,15%
	7 liq	1653,42	166,19	27	42,75				70683,66			
	7 g	309,47	62,36			9,93	9,93	9,93		4098,11	18,72%	5,80%

Prøve 155 ring 3

Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	Høgd z mikron				V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
	8	864,65	117,98	19	30,08	16,59	18,79	17,69	26011,46	23178,21		
	9 liq	814,41	115,05	24	38,00				30947,69			
	9 g	108,89	37,04			5,89	5,90	5,89		857,09	13,37%	2,77%
	10 liq	829,83	150,39	23	36,42				30219,57			
	10 g	95,50	34,70			5,51	5,53	5,52		704,19	11,51%	2,33%
	11 liq	2409,00	264,45	30	47,50				114427,50			
	11 g	189,26	48,77			7,76	7,77	7,76		1959,72	7,86%	1,71%
	12 liq	2748,05	256,44	30	47,50				130532,42			
	12 g	225,17	53,22			8,47	8,47	8,47		2545,26	8,19%	1,95%
	13 liq	316,60	67,60	13	20,58				6516,60			
	13	176,21	48,60			7,49	7,74	7,62		1848,93	55,66%	28,37%
	13 g	30,74	19,69			3,13	3,14	3,13		128,69	17,45%	1,97%
	14a liq	421,94	77,78	14	22,17				9353,07			
	14a g	49,12	24,85			3,96	3,96	3,96		259,23	11,64%	2,77%
	14b liq	575,12	111,41	16	25,33				14569,63			
	14b g	64,98	28,60			4,55	4,55	4,55		394,86	11,30%	2,71%
	15	456,65	78,27	14	22,17	12,06	12,46	12,26	10122,41	7717,42		
	16 liq	887,75	140,68	25	39,58				35140,03			
	16 g	188,64	48,77			7,75	7,77	7,76		1954,87	21,25%	5,56%
	17 liq	345,87	82,20	11	17,42				6023,87			
	17 g	44,42	23,68			3,76	3,77	3,77		223,59	12,84%	3,71%
	18 liq	1172,40	178,72	17	26,92				31557,07			
	18 g	765,92	106,17			15,62	16,91	16,26		18003,68	65,33%	57,05%
	19 liq	171,87	64,16	11	17,42				2993,32		22,44%	
	19 g	9,71	11,02			1,76	1,75	1,76		22,70	5,65%	0,76%
	20 liq	413,52	99,03	11	17,42				7202,17			
	20 g	308,20	72,19			9,91	11,50	10,70		5130,69	74,53%	71,24%
	21 liq	258,16	61,35	15	23,75				6131,40		83,77%	
	21 g	19,16	15,47			2,47	2,46	2,47		62,86	7,42%	1,03%
	22 liq	63,18	31,83	7	11,08				700,21			
	22 g	9,71	11,02			1,76	1,75	1,76		22,70	15,37%	3,24%
	23 liq	232,10	82,25	13	20,58				4777,41			
	23 g	18,53	15,24			2,43	2,43	2,43		59,93	7,99%	1,25%

Prøve 155 ring 1

Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	Høgd z mikron	vha A	vha O	Radius r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
24	liq	335,50	78,59	15	23,75				7968,20			
24	g	60,63	27,61			4,39	4,40	4,39		355,40	18,07%	4,46%
25	liq	837,86	110,88	17	26,92				22552,37			
25	g	114,70	37,92			6,04	6,04	6,04		923,10	13,69%	4,09%
26	liq	128,44	56,98	12	19,00				2440,38			
26	g	37,63	22,03			3,46	3,51	3,48		177,15	29,29%	7,26%
27	liq	111,46	61,74	8	12,67				1411,78			
27	g	9,52	10,88			1,74	1,73	1,74		21,91	8,54%	1,55%
28	liq	256,47	78,36	15	23,75				6091,21			
28	g	21,05	16,17			2,59	2,58	2,58		72,09	8,21%	1,18%
29	liq	346,47	71,13	15	23,75				8228,64			
29	g	53,63	25,93			4,13	4,13	4,13		295,16	15,48%	3,59%
30	liq	250,49	71,16	13	20,58				5155,82			
30	g	44,87	23,70			3,78	3,77	3,78		225,61	17,91%	4,38%
31	liq	352,02	81,45	17	26,92				9475,21			
31	g	43,56	23,39			3,72	3,72	3,72		216,28	12,38%	2,28%
32	liq	1068,48	157,08	20	31,67				33835,17			
32	g	61,90	27,89			4,44	4,44	4,44		366,68	5,79%	1,08%
33	liq	247,78	62,00	10	15,83				3923,10			
33	g	33,78	20,57			3,28	3,28	3,28		147,42	13,63%	3,76%
34	liq	136,16	46,64	7	11,08				1509,13			
34	g	82,72	34,54			5,13	5,50	5,32		629,04	60,75%	41,68%
35	liq	310,35	65,24	12	19,00				5896,73			
35	g	34,75	20,85			3,33	3,32	3,32		153,67	11,20%	2,61%
36	liq	122,17	40,03	8	12,67				1547,44			
36	g	18,85	15,50			2,45	2,47	2,46		62,25	15,43%	4,02%
37	liq	110,71	39,66	9	14,25				1577,65			
37	g	14,03	13,24			2,11	2,11	2,11		39,40	12,67%	2,50%
38	liq	220,11	61,04									
38	g	39,64	22,26			3,55	3,54	3,55		187,10	18,01%	
39	liq	188,06	65,80	11	17,42				3275,36			
39	g	16,54	14,37			2,29	2,29	2,29	0,00	50,38	8,79%	1,54%
40	liq	146,36	64,30	11	17,42				2549,12			
40	g	8,82	10,43			1,68	1,66	1,67		19,42	6,02%	0,76%

Prøve 155 ring 6

Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	Høgd z mikron	vha A	vha O	Radius r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
42	liq	1374,98	141,72	22	34,83				47895,24			
42	g	208,00	51,11			8,14	8,14	8,14		2256,94	15,13%	4,71%
43	liq	382,89	74,58	12	19,00				7274,95			
43	g	56,00	26,49			4,22	4,22	4,22		314,84	14,63%	4,33%
44		177,66	51,17	9	14,25				2531,60			
45	liq	328,67	74,86	14	22,17				7285,52			
45	g	60,88	27,67			4,40	4,41	4,40		357,68	18,52%	4,91%
46		353,04	69,85	9	14,25				5030,83			
47	liq	222,74	58,83	7	11,08				2468,75			
47	g	64,25	28,37			4,52	4,52	4,52		386,69	28,84%	15,66%
48	liq	350,75	72,94	15	23,75				8330,22			
48	g	69,59	29,54			4,71	4,70	4,71		436,28	19,84%	5,24%
49	liq	211,56	58,01	13	20,58				4354,65			
49	g	82,18	32,74			5,12	5,21	5,16		576,71	38,84%	13,24%
50	liq	675,61	96,41	14	22,17				14975,96			
50	g	98,49	35,17			5,60	5,60	5,60		735,30	14,58%	4,91%
51	liq	1020,90	132,32	20	31,67				32328,37			
51	g	191,27	49,00			7,80	7,80	7,80		1989,50	18,74%	6,15%
52	liq	325,13	76,47	13	20,58				6692,22			
52	g	47,29	24,38			3,88	3,88	3,88		244,88	14,55%	3,66%
53	liq	407,46	83,60	13	20,58				8386,95			
53	g	46,38	24,15			3,84	3,85	3,84		237,85	11,38%	2,84%

Prøve 155 ring 5

Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	Høgd z mikron	vha A	vha O	Radius r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
54	liq	316,11	86,56	15	23,75				7507,52			
54	g	28,16	18,76			2,99	2,99	2,99		111,98	8,91%	1,49%
55	liq	308,38	78,62	11	17,42				5370,88			
55	g	46,29	24,15			3,84	3,85	3,84		237,51	15,01%	4,42%
56	liq	461,04	121,34	15	23,75				10949,65			
56	g	196,30	49,70			7,91	7,91	7,91		2072,52	42,58%	18,93%
57	liq	535,38	113,58	14	22,17				11867,48			
57	g	390,64	86,07			11,15	13,71	12,43		8039,48	72,97%	67,74%

Prøve NS og 160

1 g	86,05	33,19	0		5,23	5,29	5,26		609,31	26,49%	7,40%
2 liq	111,84	39,55	13	20,58				2302,08			
2 g	84,39	33,9	0		5,18	5,40	5,29		620,06	75,45%	26,93%
3 liq	101,47	42,95	12	19,00				1927,89			
3 g	34,97	21,79	0		3,34	3,47	3,40		165,09	34,46%	8,56%
4 liq	926,84	122,53	21	33,25				30817,46			
4 g	605,12	89,25	0		13,88	14,21	14,05		11603,96	65,29%	37,65%
5 g	259,9	61,32	0								
5											
6 g	141,74	44,26	13	20,58	6,72	7,05	6,88		1365,17	100,00%	100,00%
6											
7 liq	167,68	49,61	14	22,17				3716,80			
7 g	119,06	40,26	0		6,16	6,41	6,28		1039,21	71,01%	27,96%
8 liq	188,83	56,39	15	23,75				4484,64			
8 g	124,89	41,3	0		6,31	6,58	6,44		1119,07	66,14%	24,95%
9 liq	186,6	53,39	12	19,00				3545,38			
9 g	130,09	41,67	0		6,44	6,64	6,54		1168,96	69,72%	32,97%
10 liq	149,74	52,79	11	17,42				2608,02			
10 g	17,2	14,7	0		2,34	2,34	2,34		53,68	11,49%	2,06%
11 liq	136,2	44,09	10	15,83				2156,50			
11 g	38,47	21,93	0		3,50	3,49	3,50		178,89	28,24%	8,30%
12 g	160,53	49,41	11	17,42	7,15	7,87	7,51		1772,30	100,00%	100,00%
12											
13 liq	191,45	52,02	12	19,00				3637,59			
13 g	147,01	44,92	0		6,84	7,15	7,00		1434,70	76,79%	39,44%
14 liq	277,5	65,19	10	15,83				4393,67			
14 g	79,1	31,49	0		5,02	5,01	5,02		528,67	28,50%	12,03%
15 liq	148,53	50,46	14	22,17				3292,48			
15 g	48,22	25,65	0		3,92	4,08	4,00		268,22	32,47%	8,15%
16 liq	409,41	76,78	16	25,33				10371,75			
16 g	328,73	67,28			10,23	10,71	10,47		4808,71	80,29%	46,36%
17 liq	322,51	73,32	13	20,58				6638,33			
17 g	252,82	60,54			8,97	9,64	9,31		3375,08	78,39%	50,84%
18 liq	201,1	67,15	15	23,75				4776,17			
18 g	24,79	17,64			2,81	2,81	2,81		92,84	12,33%	1,94%
19 g	407,86	81,58			11,40	12,99	12,19		7591,22	100,00%	100,00%
19					0,00	0,00	0,00				
20 liq	503,46	102,18	11	17,42				8768,51			

				Høgd z			Radius					
Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble	
41 liq		202,93	54,96	13	20,58			4176,98				
41 g		21,68	16,52		2,63	2,63	2,63		76,11	10,69%	1,82%	
42 liq		182,76	60,5	15	23,75			4340,55				
42 g		24,27	17,45		2,78	2,78	2,78		89,93	13,28%	2,07%	
43 liq		144,59	54,41	8	12,67			1831,51				
43 g		8,43	10,24		1,64	1,63	1,63		18,28	5,83%	1,00%	
44 liq		389,11	89,34	11	17,42			6776,95				
44 g		42,06	22,98		3,66	3,66	3,66		205,13	10,81%	3,03%	
45 liq		281,8	65,92	12	19,00			5354,20				
45 g		220,5	54,74		8,38	8,72	8,55		2614,82	78,25%	48,84%	
46 g		147,14	44,51	8	12,67	6,85	7,09	6,97		1415,68	100,00%	100,00%
47 liq		124,48	41,4									
47 g		13,61	13,13	9	14,25	2,08	2,09	2,09		38,02	10,93%	
48 liq		163,87	48,53									
48 g		102,65	38,31			5,72	6,10	5,91		863,80	62,64%	
49 liq		54,9	27,32									
49 g		30,24	20,04			3,10	3,19	3,15		130,55	55,08%	
50 g		116,51	40,95			6,09	6,52	6,31		1049,90	385,29%	
50												

Prøve 160 ring 4 del 1

				Høgd z			Radius					
Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble	
1 liq		152,82	49,95	10	15,83			2419,11				
1 g		84,9	32,82		0	5,20	5,23	5,21		593,16	55,55%	24,52%
2 liq		54,47	27,54	8	12,66			689,76				
2 g		7,31	9,61		0	1,53	1,53	1,53		14,94	13,42%	2,17%
3 liq		39,01	24,37	9	14,25			555,72				
3 g		3,94	7,19		0	1,12	1,15	1,13		6,09	10,11%	1,10%
4 liq		123,9	41,24	9	14,25			1765,25				
4 g		15,15	13,83		0	2,20	2,20	2,20		44,55	12,23%	2,52%
5 liq		264,94	59,76	12	19			5032,74				
5 g		153	43,84		0	6,98	6,98	6,98		1424,22	57,75%	28,30%
6 liq		524,99	84,56	13	20,58			10803,85				
6 g		368,12	69,21		0	10,83	11,02	10,92		5458,43	70,12%	50,52%
7 liq		168,63	51,08	12	19			3203,37				
7 g		46,25	24,15		0	3,84	3,85	3,84		237,33	27,42%	7,41%
8 liq		342,09	71,94	12	19			6498,30				
8 g		203,61	54,17		0	8,05	8,63	8,34		2427,78	59,52%	37,36%

				Høgd z			Radius				
Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
9 liq	374,74	75,1	14	22,16				8305,01			
9 g	187,89	48,66		0	7,74	7,75	7,74		1942,70	50,14%	23,39%
10 liq	156,48	47,05	10	15,83				2477,09			
10 g	52,87	25,75		0	4,10	4,10	4,10		288,88	33,79%	11,66%
11 liq	224,19	55,86	9	14,25				3193,96			
11 g	61,33	27,87		0	4,42	4,44	4,43		363,70	27,36%	11,39%
12 liq	344,42	72,62	11	17,41				5997,33			
12 g	57,53	27,64		0	4,28	4,40	4,34		342,37	16,70%	5,71%
15 liq	322,57	75,72	15	23,75				7659,50			
15 g2	7,78	9,92		0	1,57	1,58	1,58		16,42		
15 g1	85,52	32,83		0	5,22	5,23	5,22		596,70	26,51%	
16 liq	1215,17	138,98	25	39,58				48090,35			
16 g	496,5	79,01		0	12,57	12,58	12,58		8330,82	40,86%	17,32%
17 liq	629,14	108,94	18	28,49				17926,63			
17 g	50,47	25,27		0	4,01	4,02	4,02		271,35	8,02%	1,51%
18 liq	222,24	60,37	17	26,91				5980,70			
18 g	89,91	39,03		0	5,35	6,21	5,78		809,57	40,46%	13,54%
19 liq	158,65	50,63	11	17,41				2762,64			
19 g	25,22	17,82		0	2,83	2,84	2,84		95,45	15,89%	3,46%
20 liq	386,37	78,8	20	31,66				12232,38			
20 g	63,89	28,37		0	4,51	4,52	4,51		385,08	16,54%	3,15%
21 liq	387,93	85,36	15	23,75				9211,30			
21 g	181,56	50,86		0	7,60	8,10	7,85		2026,16	46,80%	22,00%
22 liq	242,95	107,2	13	20,58				4999,65			
22 g	20,67	16,41		0	2,57	2,61	2,59		72,70	8,51%	1,45%
23 liq	182,69	54,17	11	17,41				3181,18			
23 g	42,51	23,15		0	3,68	3,69	3,68		209,13	23,27%	6,57%
24 liq	140,59	48,33	13	20,58				2893,16			
24 g	10,07	11,25		0	1,79	1,79	1,79		24,06	7,16%	0,83%
25 liq	150,12	49,56	9	14,25				2138,80			
25 g	64,2	29		0	4,52	4,62	4,57		399,60	42,77%	18,68%
26 liq	726,47	122,43	16	25,33				18399,91			
26 g	218,76	52,52		0	8,35	8,36	8,35		2441,41	30,11%	13,27%
27	73,02	32,59	13	20,58	4,82	5,19	5,01	1502,74	525,18		
28 liq	316,26	81,35	10	15,83				5006,46			
28 g	26,32	18,19		0	2,90	2,90	2,90		101,66	8,32%	2,03%
29 liq	411,53	103,13	12	19				7817,48			
29 g	112,18	39,21		0	5,98	6,24	6,11		955,21	27,26%	12,22%
30 liq	307,53	67,59	8	12,66				3894,56			
30 g	194,28	53,46		0	7,87	8,51	8,19		2299,55	63,17%	59,05%

				Høgd z			Radius					
Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble	
31 liq		582,89	113,8	15	23,75			13840,77				
31 g		40,25	22,51		0	3,58	3,58	3,58	192,45	6,91%	1,39%	
32 liq		602,23	102,37	16	25,33			15253,23				
32 g		138,65	41,73		0	6,65	6,65	6,65	1228,50	23,02%	8,05%	
33 liq		805,3	138,36	14	22,16			17847,10				
33		361,24	70,66		0	10,73	11,25	10,99	5555,10		31,13%	
33 g		21,68	16,41		0	2,63	2,61	2,62	75,32	2,69%		
35 g		199,89	51,78	7	11,08	7,98	8,24	8,11	2214,97	2234,69		
36 liq		328,63	68,18	12	19			6242,58				
36 g		191,91	50,48		0	7,82	8,04	7,93	2086,13	58,40%	33,42%	
37 liq		604,26	102,28	15	23,75			14348,03				
37 g		171,44	46,42		0	7,39	7,39	7,39	1690,01	28,37%	11,78%	
40 liq		171,72	58,44	11	17,41			2990,21				
40 g		36	21,26		0	3,39	3,39	3,39	162,47	20,96%	5,43%	
41 liq		331,23	71,68	12	19			6292,12				
41 g		75,21	30,94		0	4,89	4,93	4,91	495,81	22,71%	7,88%	
42 liq		156,91	58,34	10	15,83			2483,90				
42 g		16,08	14,17		0	2,26	2,26	2,26	48,32	10,25%	1,95%	
43 liq		356,4	92,79	14	22,16			7898,58				
43 g		76,21	30,94		0	4,93	4,93	4,93	500,71	21,38%	6,34%	
44 liq		264,85	91,64	12	19			5031,03				
44 g		22,01	16,65			2,65	2,65	2,65	77,83	8,31%	1,55%	
45 liq		322,68	76,58	13	20,58			6640,39				
45 g		221,34	52,75			8,40	8,40	8,40	2479,56	68,60%	37,34%	
47 liq		394,15	80,66	15	23,75			9359,16				
47 g		23,20	17,03			2,72	2,71	2,72	83,80	5,89%	0,90%	
48 liq		251,91	60,68	12	19			4785,26				
48 g		165,03	45,49			7,25	7,24	7,25	1593,27	65,51%	33,30%	
49		197,85	56,56	10	15,83	7,94	9,01	8,47	3131,93	2545,61		
50 liq		551,64	107,28	18	28,49			15718,34				
50 g		42,86	23,21			3,69	3,70	3,70	211,24	7,77%	1,34%	
51 liq		361,73	72,05	12	19			6871,40				
51 g		192,78	53,55			7,84	8,53	8,18	2292,78	53,29%	33,37%	
52 liq		292,38	78,24	10	15,83			4628,42				
52 g		33,59	20,53			3,27	3,27	3,27	146,37	11,49%	3,16%	
53 liq		351,91	70,14	9	14,25			5013,72				
53 g		199,39	50,16			7,97	7,99	7,98	2125,74	56,66%	42,40%	

Prøve 160 ring 4 del 2

				Høgd z		Radius					
	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
54	liq	1330,27	156,75	22	34,83				46328,12			
54	g	745,89	103,7			15,41	16,51	15,96		17029,66	56,07%	36,76%
55	liq	153,31	50,02	12	19				2912,24			
55	g	100,2	40,83			5,65	6,50	6,08		938,86	65,36%	32,24%
56	liq	1138,61	135,75	23	36,41				41455,47			
56	g	156,16	44,31			7,05	7,06	7,05		1469,52	13,72%	3,54%
57	liq	1756,36	222,95	20	31,66				55606,36			
57	g	352,68	66,58			10,60	10,60	10,60		4986,73	20,08%	8,97%
58	liq	736,96	113,89	16	25,33				18665,65			
58	g	563,91	93,59			13,40	14,90	14,15		11865,65	76,52%	63,57%
59	liq	625,89	108,46	15	23,75				14861,64			
59	g	422,14	83			11,59	13,22	12,41		7993,57	67,45%	53,79%

Prøve 160 ring 4 del 3

				Høgd z		Radius					
	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
Inneslutning	Fase	Areal	Omkrins	z								
60	liq	603,19	99,83	12	19				11458,12			
60	g	145,91	43,62			6,82	6,95	6,88		1364,37	24,19%	11,91%
61	liq	336,09	68,11	12	19				6384,33			
61	g	214,17	54,13			8,26	8,62	8,44		2516,17	63,72%	39,41%
62	liq	213,86	58,71	11	17,41				3723,87			
62	g	40,25	22,51			3,58	3,58	3,58		192,45	18,82%	5,17%
63	liq	141,97	45,38	8	12,66				1797,90			
63	g	102,81	38,48			5,72	6,13	5,93		870,83	72,42%	48,44%
64	liq	93,52	40,87	13	20,58				1924,49			
64	g	8,55	10,32			1,65	1,64	1,65		18,69	9,15%	0,97%
65	liq	91,94	42,44	13	20,58				1891,95			
65	g	9,38	10,79			1,73	1,72	1,72		21,41	10,20%	1,13%
66	liq	178,28	65,13	14	22,16				3951,04			
66	g	8,15	10,08			1,61	1,61	1,61		17,42	4,57%	0,44%
67	liq	64,18	46,55	9	14,25				914,36			
67	g	3,7	6,8			1,09	1,08	1,08		5,33	5,76%	0,58%

Prøve 160 ring 4 del 4

				Høgd z		Radius					
	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
Inneslutning	Fase	Areal	Omkrins	z								
68	liq	107,82	44,25									
68	g	20,23	15,94			2,54	2,54	2,54		68,47	18,76%	
69	liq	254,07	74,31									
69	g	49,54	25,09			3,97	3,99	3,98		264,62	19,50%	
70	liq	95,23	35,92									
70	g	73,09	31,4			4,82	5,00	4,91		496,16	76,75%	
71	liq	85,32	34,77									
71	g	6,1	8,68			1,39	1,38	1,39		11,19	7,15%	

Prøve 160 ring 4 del 5

					Høgd z		Radius						
	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble	
Inneslutning	Fase	Areal	Omkrins	z									
	72 liq	44,64	25										
	72 g	7,36	9,65				1,53	1,54	1,53		15,11	16,49%	
	73 liq	74,67	32,9										
	73 g	10,59	11,53				1,84	1,84	1,84		25,93	14,19%	
	74 liq	33,93	21,68										
	74 g	3,92	7,03				1,12	1,12	1,12		5,86	11,56%	
	75 liq	382,05	96,67										
	75 g	83,43	32,35				5,15	5,15	5,15		572,93	21,84%	
	76 liq	167,39	73,37										
	76 g	7,66	9,85				1,56	1,57	1,57		16,05	4,58%	
	77 liq	308,29	72,92										
	77 g	29,41	19,23				3,06	3,06	3,06		120,05	9,54%	
	78 liq	224,19	69,48										
	78 g	31,68	19,93				3,18	3,17	3,17		133,96	14,13%	
	79 liq	211,14	59,34										
	79 g	20,29	15,94				2,54	2,54	2,54		68,64	9,61%	
	80 liq	63,93	32,01										
	80 g	11,45	11,96				1,91	1,90	1,91		29,02	17,91%	
	81 liq	120,99	48,55										
	81 g	8,15	10,08				1,61	1,61	1,61		17,42	6,74%	
	82 liq	63,42	37,59										
	82 g	9,36	10,79				1,73	1,72	1,72		21,37	14,75%	
	83 liq	50,95	30,1										
	83 g	3,12	6,33				1,00	1,01	1,00		4,22	6,12%	
	84 liq	103,54	44,89										
	84 g	12,48	12,66				1,99	2,02	2,00		33,72	12,05%	
	85 liq	72,58	37,68										
	85 g	3,7	6,8				1,09	1,08	1,08		5,33	5,10%	
	86 liq	20,12	16,98										
	86 g	1,56	4,45				0,70	0,71	0,71		1,48	7,75%	
	87 liq	70,68	31,57										
	87 g	7,22	9,61				1,52	1,53	1,52		14,80	10,21%	
	88 liq	52,84	26,91	15	23,75					1254,69			
	88 g	5,68	8,44				1,35	1,34	1,34		10,18	10,75%	0,81%
	89 liq	53,17	28,92										
	89 g	3,94	7,03				1,12	1,12	1,12		5,89	7,42%	
	90 liq	63,42	29,91										
	90 g	33,26	21,93				3,25	3,49	3,37		160,65	52,44%	
	91 liq	207,13	63,57	20	31,66					6557,70			
	91 g	43,66	23,45				3,73	3,73	3,73		217,46	21,08%	3,32%
	92 liq	59,28	31,9	10	15,83					938,37			
	92 g	11,45	11,96				1,91	1,90	1,91		29,02	19,32%	3,09%

				Høgd z		Radius					
Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
93 liq		335,31	71,86								
93 g		52,95	25,79			4,11	4,11	4,11	289,93	15,79%	
94 liq		296,41	64,39								
94 g		218,47	54,06			8,34	8,61	8,47	2548,49	73,70%	
95 liq		55,2	33,66								
95 g		5,2	7,97			1,29	1,27	1,28	8,74	9,42%	
96 liq		44,46	26,03								
96 g		9,38	10,79			1,73	1,72	1,72	21,41	21,09%	
97 liq		41,97	27,17								
97 g		2,32	5,39			0,86	0,86	0,86	2,65	5,52%	
98 liq		57,65	30,35	12	19			1095,16			
98 g		16,69	14,54			2,31	2,31	2,31	51,60	28,94%	4,71%
99 liq		74,83	34,75								
99 g		40,25	24,5			3,58	3,90	3,74	219,12	53,80%	
100 liq		32,37	21,56								
100 g		18,82	16,49			2,45	2,63	2,54	68,37	58,16%	
101 liq		43,55	28,32	15	23,75			1034,12			
101 g		2,32	5,39			0,86	0,86	0,86	2,65	5,32%	0,26%
102 liq		29,58	20,73								
102 g		7,93	10,08			1,59	1,61	1,60	17,06	26,81%	
103		17,09	16,02			2,33	2,55	2,44	60,97		
104 liq		53,75	27,44								
104 g		28,27	19,6			3,00	3,12	3,06	120,05	52,59%	
105 liq		78,41	36,68	11	17,41			1365,42			
105 g		11,32	11,96			1,90	1,90	1,90	28,77	14,43%	2,11%
106 liq		36,62	22,95	8	12,66			463,79			
106 g		5,53	8,44			1,33	1,34	1,34	9,97	15,09%	2,15%
107 liq		22,79	18,9	9	14,25			324,67			
107 g		1,92	4,92			0,78	0,78	0,78	2,01	8,41%	0,62%

Prøve 160 ring 2

					Høgd z		Radius					
Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
	1 liq		256,67	83,29	15	23,75	9,04	13,26	11,15	6094,63	5806,69		
	1 g		30,12	19,46		0	3,10	3,10	3,10	0,00	124,46	11,73%	2,04%
	2 liq		141,99	45,92	15	23,75	6,72	7,31	7,02	3371,58	1447,35		
	2 g		22,7	16,88	15	23,75	2,69	2,69	2,69	539,01	81,34	15,99%	2,41%
	3 liq		208,62	59,3	15	23,75	8,15	9,44	8,80	4953,68	2850,12		
	3 g		16,69	14,54	17	26,91	2,31	2,31	2,31	449,01	51,60	8,00%	1,04%
	4 liq		169,95	61,72	17	26,91	7,36	9,83	8,59	4573,47	2655,65		
	4 g		6,1	8,68	23	36,41	1,39	1,38	1,39	222,24	11,19	3,59%	
	5 liq		267,14	73,86	17	26,91	9,22	11,76	10,49	7189,00	4836,10		
	5 g		22,72	16,88	25	39,58	2,69	2,69	2,69	899,22	81,40	8,51%	1,13%
	6 liq		175,83	60,72	16	25,33	7,48	9,67	8,58	4453,40	2640,29		

				Høgd z		Radius						
	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	mikron	vha A	vha O	r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
6	g	17,42	14,77	14	22,16	2,36	2,35	2,35	386,06	54,59	9,91%	1,23%
7	liq	212,9	67,53	11	17,41	8,23	10,75	9,49	3707,18	3582,20		
7	g	25,75	18,29		0	2,86	2,91	2,89	0,00	100,83	12,10%	2,72%
8	liq	459,05	90,05		0	12,09	14,34	13,21	0,00	9661,69		
8	g	59,88	27,43	16	25,33	4,37	4,37	4,37	1516,62	348,76	13,04%	
9	liq	275,63	83,65		0	9,37	13,32	11,34	0,00	6112,56		
9	g	27,45	18,52	15	23,75	2,96	2,95	2,95	651,68	107,79	9,96%	
9	s	33,5	23,58	10	15,83	3,27	3,76	3,51	530,37	181,17		27,80%
10	liq	557,78	156,07	20	31,66	13,33	24,85	19,09	17659,38	29125,23		
10	g	32,37	20,16		0	3,21	3,21	3,21	0,00	138,55	5,80%	0,78%
11	liq	238,89	76,14	12	19	8,72	12,12	10,42	4538,03	4740,86		
11	g	27,31	18,52	13	20,58	2,95	2,95	2,95	562,03	107,39	11,43%	2,37%
12	liq	283,18	71,71	12	19	9,50	11,42	10,46	5379,27	4788,32		
12	g	33,19	20,4	15	23,75	3,25	3,25	3,25	788,14	143,67	11,72%	2,67%
13	liq	341,72	70,01	15	23,75	10,43	11,15	10,79	8114,19	5259,26		
13	liq	209,82	52,56	15	23,75	8,17	8,37	8,27	4982,25	2369,50		29,20%
13	g boble	61,93	27,9	12	19	4,44	4,44	4,44	1176,40	366,89	29,51%	7,36%
14	liq	272,95	69,4	16	25,33	9,32	11,05	10,19	6913,38	4425,85		
14	g	90,09	34,7	13	20,58	5,36	5,53	5,44	1853,88	674,28	33,00%	9,75%
15	liq	216,86	75,38	15	23,75	8,31	12,00	10,16	5149,39	4386,35		
15	g	41,81	22,98	13	20,58	3,65	3,66	3,65	860,47	204,23	19,28%	3,97%
16	liq	221,01	63,69			8,39	10,14	9,27		3330,02		
16	g	47,14	24,38			3,87	3,88	3,88		244,26	21,33%	
17	liq	1019,82	137,13			18,02	21,84	19,93		33138,03		
17	g	478,59	79,95			12,35	12,73	12,54		8251,86	46,93%	
18	liq	273	70,01			9,32	11,15	10,24		4490,28		
18	g	15,77	14,07			2,24	2,24	2,24		47,09	5,78%	
19	liq	138,739	54,647			6,65	8,70	7,67		1892,38		
19	g	33,950	20,631			3,29	3,29	3,29		148,64	24,47%	
20	liq	791,735	141,744			15,88	22,57	19,22		29748,13		
20	g	47,137	24,383			3,87	3,88	3,88		244,28	5,95%	
21	liq	92,961	44,702			5,44	7,12	6,28		1036,74		
21	g	6,416	8,909			1,43	1,42	1,42		12,09	6,90%	
22	liq	262,063	77,569			9,14	12,35	10,74		5191,92		
22	g	19,559	15,708			2,50	2,50	2,50		65,30	7,46%	
23	liq	325,306	72,173			10,18	11,49	10,84		5326,14		
23	g	138,204	41,732			6,63	6,65	6,64		1225,54	42,48%	
24	liq	159,456	48,208			7,13	7,68	7,40		1697,43		
24	g	62,597	28,368			4,46	4,52	4,49		379,24	39,26%	
25	liq	436,422	87,105			11,79	13,87	12,83		8841,48		
25	g	189,953	50,320			7,78	8,01	7,90		2060,49	43,53%	
26	liq	601,225	115,310			13,84	18,36	16,10		17470,25		
26	g	43,640	23,445			3,73	3,73	3,73		217,38	7,26%	
27	liq	212,364	61,426			8,22	9,78	9,00		3054,66		
27	g	25,885	18,052			2,87	2,87	2,87		99,27	12,19%	
28	liq	190,599	60,447			7,79	9,63	8,71		2764,72		
28	g	44,642	23,679			3,77	3,77	3,77		224,43	23,42%	
29	liq	179,773	51,032			7,57	8,13	7,85		2022,40		
29	g	38,761	22,038			3,51	3,51	3,51		181,25	21,56%	
30	liq	135,509	43,321			6,57	6,90	6,73		1278,33		
30	g	38,851	22,038			3,52	3,51	3,51		181,57	28,67%	
31	liq	190,310	55,633			7,79	8,86	8,32		2412,92		
31	g	47,405	24,383			3,89	3,88	3,88		245,32	24,91%	
32	liq	152,907	47,256			6,98	7,52	7,25		1596,48		
32	g	40,187	22,507			3,58	3,58	3,58		192,21	26,28%	

Prøve 160 ring 1

Inneslutning	Fase	Areal	Perimeter	Knepp	Høgd z mikron	Radius vha A	Radius vha O	Radius r	V liq (mikron^3)	V g (mikron^3)	A% boble	V% boble
	1 liq	31,54	22,57			3,17	3,59	3,38	161,87			
	1 g	3,92	7,03			1,12	1,12	1,12	5,86		12,43%	
	2 liq	36,58	26,78			3,41	4,26	3,84	236,80			
	2 g	5,26	8,21			1,29	1,31	1,30	9,20		14,37%	
	3 liq	58,45	34,31			4,31	5,46	4,89	489,33			
	3 g	3,36	6,56			1,04	1,05	1,04	4,71		5,76%	
	4 liq	395,88	79			11,23	12,58	11,90	7062,01			
	4 g	149,29	43,37			6,90	6,91	6,90	1375,84		37,71%	
	5 liq	52,82	26,69			4,10	4,25	4,18	304,83			
	5 g	7,57	9,85			1,55	1,57	1,56	15,91		14,34%	
	6 liq	68,85	36,22			4,68	5,77	5,22	597,14			
	6 g	22,79	16,88			2,69	2,69	2,69	81,58		33,10%	
	7 liq	42,64	29,66			3,68	4,72	4,20	311,06			
	7 g	9,36	10,78			1,73	1,72	1,72	21,37		21,94%	

Vedlegg E – UTM-koordinat for lokalitetar og prøvar

Name	Latitude" (lat)	Longitude" (lon)	Prøve
KD08-1	66 55.177	+13 54.940	KD0801
KD08-17	66 55.315	+13 55.187	
KD08-2	66 55.025	+13 54.656	KD0802
KD08-24	66 55.278	+13 55.042	
KD08-3	66 55.063	+13 54.887	Kd0803
KD08-4	66 55.257	+13 54.464	Kd0804
KD08-5	66 55.262	+13 54.406	Kd0805
KD08-6	66 54.979	+13 54.398	Kd0806
KD08-7-15	66 54.907	+13 54.017	KD0807
KD0803	66 55.392	+13 55.468	
KD0849	66 55.349	+13 55.408	
LEIR	66 55.137	+13 55.257	
LOC08-1	66 55.455	+13 55.489	
LOC08-2	66 55.439	+13 55.443	
LOK KD08-4	66 55.304	+13 55.087	
LOK KD08-5	66 55.342	+13 55.196	
LOK KD08-6	66 55.305	+13 55.132	
LOK KD08-7	66 55.012	+13 54.323	
LOK KD08-8	66 55.016	+13 54.286	KD0826
LOK KD08-9	66 55.000	+13 54.242	
LOK KD0810	66 54.998	+13 54.227	
LOK KD0811	66 54.923	+13 54.059	
LOK KD0812	66 54.907	+13 54.042	KD0827
LOK KD0813	66 54.871	+13 54.001	
LOK KD0814	66 54.762	+13 53.727	
LOK KD0815	66 54.953	+13 54.235	
LOK KD0816	66 55.139	+13 54.786	
LOK KD0817	66 55.224	+13 54.926	KD0832
LOK KD0818	66 55.239	+13 54.979	KD0831
LOK KD0819	66 55.254	+13 55.020	
LOK KD0820	66 55.258	+13 55.033	
LOK KD0821	66 55.265	+13 55.052	KD0833
LOK KD0822	66 55.269	+13 55.064	KD0834
LOK KD0823	66 55.281	+13 55.108	KD0835
LOK KD0824	66 55.293	+13 55.129	
LOK KD0825	66 55.295	+13 55.126	
LOK KD0826	66 55.298	+13 55.146	Kd0836
LOK KD0827	66 55.303	+13 55.180	
LOK KD0828	66 55.316	+13 55.192	KD0837
LOK KD0829	66 55.313	+13 55.187	
LOK KD0830	66 55.317	+13 55.192	KD0838
LOK KD0831	66 55.320	+13 55.199	
LOK KD0832	66 55.329	+13 55.230	
LOK KD0833	66 55.336	+13 55.268	
LOK KD0834	66 55.349	+13 55.280	KD0839
LOK KD0835	66 55.392	+13 55.471	KD0840
LOK KD0836	66 55.394	+13 55.481	
LOK KD0837	66 55.405	+13 55.507	
LOK KD0838	66 55.422	+13 55.554	KD0841
LOK KD0839	66 55.452	+13 55.598	KD0850
LOK KD0840	66 55.463	+13 55.614	KD0842
LOK KD0841	66 55.476	+13 55.627	
LOK KD0842	66 55.487	+13 55.629	KD0843
LOK KD0843	66 55.483	+13 55.607	
LOK KD0844	66 55.481	+13 55.591	
LOK KD0845	66 55.475	+13 55.560	KD0844
LOK KD0846	66 55.472	+13 55.550	
LOK KD0847	66 55.463	+13 55.520	KD0845
LOK KD0848	66 55.443	+13 55.472	KD0846
LOK KD0849	66 55.439	+13 55.451	KD0847
LOK KD0850	66 55.432	+13 55.425	
LOK KD0851	66 55.415	+13 55.394	KD0848
LOK KD0852	66 55.435	+13 55.440	KD0850
LOK KD0853	66 55.299	+13 54.911	
LOK KD0854	66 55.295	+13 54.898	
LOK KD0855	66 55.304	+13 54.915	Kd0851
LOK KD0856	66 55.281	+13 55.118	
LOK KD0857	66 55.151	+13 54.511	