

EN MALMGEOLOGISK OG GEOKEMISK UNDERSØGELSE AF MINERALISERINGER
OG BJERGARTSOMDANNELSER I PERMISKE GRANITER I RØRVIK-RØYSÅSEN-
BJØRNVANN OMRÅDET; HURUMLANDET; OSLOFELTET.

af VIGGO JENSEN



Tekstbind

Asgårdsvej 6, den 6 august 1984

SPECIALE VED KØBENHAVNS UNIVERSITET

INDHOLDSFORTEGNELSE.

Forord

Sammendrag

Kapitel 1 Indledning

1.1 Oslofeltets geologi.....	side 3
1.2 Drammensgraniten.....	7

Kapitel 2 Kortbladet Rørvik med tilgrænsende områder.

2.1 Undersøgelsens omfang.....	9
2.2. Områdets beliggenhed og topografi.....	9
2.3 Bjergartstyper.....	10
2.4. Omdannelser i graniten.....	11
2.5. Tidligere kendte mineraliseringer.....	11

Kapitel 3 Bjergartsbeskrivelser

3.1. Anvendte metoder.....	13
----------------------------	----

Type 1 graniter

3.2 Grovkornet biotitgranit.....	13
3.2.1. Petrografi.....	14
3.3. Mellem til grovkornet biotitgranit.....	16
3.3.1. Petrografi.....	16
3.4. Fin til mellemkornet biotitgranit.....	18
3.4.1. Petrografi.....	18

Type 2 graniter

3.5. Finkornet biotitgranit.....	21
3.5.1. Petrografi.....	21
3.6. Porfyrisk finkornet biotitgranit.....	23
3.6.1. Petrografi.....	24
3.7. Petrografisk undersøgelse af opake mineraler i granit.....	27
3.8. Modalanalyser.....	28
3.9. AQP trekantsplot.....	28

Kapitel 4 Hydrotermale omdannelser og mineraliseringer

4.0. Indledning.....	30
4.1. Silificering.....	30
4.1.1. Petrografi.....	32
4.2. Greisen.....	34
4.2.1. Petrografi.....	35
4.2.2. Relative minealaldre.....	43

4.3.	Kvarts-sericit omdannelse.....	side 43
4.3.1.	Petrografi.....	44
4.3.2.	Relative mineralaldre.....	49
4.4.	Albitisering.....	50
4.4.1.	Petrografi.....	50
4.4.2.	Relative aldersfordelinger.....	53
Kapitel 5 Geokemiske undersøgelser		
5.1.	Mikrosondeundersøgelser af opake mineraler.....	54
5.2.	Bjergartsprøver analyseret ved røntgenfluorescens.....	56
5.2.1.	Laboratoriemetoder.....	56
5.2.2.	Analyseresultater.....	57
5.2.3.	Grafiske plots.....	59
5.3.	Røntgenfluorescensanalyser på plantemateriale.....	61
5.3.1.	Prøvetagningen.....	61
5.3.2.	Laboratoriemetoder.....	62
5.3.3.	Statistiske parametre.....	63
5.3.4.	Anomalier.....	64
5.4.	Kanalprøveanalyser fra Grimsrud skjerp.....	66
Kapitel 6 Diskussion		
6.1.	Graniter.....	67
6.2.	Hydrotermale omdannelser og mineraliseringer.....	70
6.3.	Biogeokemisk undersøgelse.....	75
Kapitel 7	Konklusioner	side 81
Referencer		side 83

FIGURERBIND

81 Figurer

14 Tabeller

BILAG

2 Geologiske kort, planche 1 og planche 2

FORORD

Dette projekt indledtes som et prospekteringsarbejde for Folldal-
verk A/S i sommeren 1980. I den efterfølgende sommer (i en 3 ugers
periode) blev der endvidere indsamlet supplerende bjergartsprøver,
og indsamlet plantemateriale til en biogeokemisk undersøgelse.
Dette var forårsaget af at forfatteren fik lov til at bruge sine
resultater fra sommeren 1980 til en speciale opgave.

Det skal hermed rettes en tak til Folldalverk A/s ved chefgeolog
Dr H. Heim, for at give forfatteren lejlighed til at arbejde i
Rørvikområdet.

Der skal endvidere rettes en tak til R.Trønnes og Dr.F.Vokes
for at introducere forfatteren i områdets geologi.

En tak skal endvidere rettes til mine specialevejledere Dr. M.
Ghisler og H. Stendal.

Analyseresultaterne fra mikrosondeundersøgelsen er udført under
vejledning af J.Rønsbo, mens det store antal prøver ved XRF under-
søgelsen er udført af J.Bailey, som der hermed rettes en tak til.

SAMMENDRAG.

I et karteret 28 km² stort område centralt i Drammensgraniten findes to hovedtyper granit og eventuelt endnu en tredje type. Disse graniter er alle stærkt differantierede og Mo-W specialiserede, men ikke Sn specialiserede.

Silificering (som kvarts-molybdenitårer) og wolframitmineraliserede greisenårer i sværme, er koncentreret i 2 områder 1) Rørvik mine området 2) nord for Bjørnvann.

Andre omdannelsestyper er albitiseringer (senmagmatiske) og kvarts-sericit omdannelser, som formodentlig er en greisenomdannelse.

Flere nye mineraliseringer er fundet i denne undersøgelse, hvoraf wolframit i greisen nok er den økonomisk mest interessante. Cassiterit er formodentlig også fundet for første gang i Oslo Feltet. Pyrargyrit og sølvholdig galena er også identificeret.

En biogeokemisk undersøgelse af *Betula verrucosa*, *Calluna vulgaris* og *Pteridium aquilinum* viser at disse er udmærkede prøvetagningsmedier (bortset fra den sidst nævnte) og flere interessante anomalier blevet fundet ved en statistisk behandling af resultaterne.

KAPITEL 1 INDLEDNING

1.1. Oslofeltets geologi.

Formålet med dette kapitel er kort at opsummere Oslofeltets geologi, tektoniske udvikling og metallogenese, mens Drammens-granitens geologi beskrives mere indgående.

Permisk rifting.

Den Øvre Palæozoiske Oslo Graben omgivet af Mellem-Sen Proto-rozoiske gnejser og migmatiter fra det Baltiske Skjold er idag blottet ca. 200 km i NNØ-SSV-lig retning og har en bredde på ca. 40 km. Den nordlige del af riften er domineret af N-S gående forkastninger og den sydlige del af SV-NØ gående forkastninger med en mulig submarine forlængelse under Skagerrak (Husebye & Ramberg 1977). Oslo Graben repræsenterer endvidere en postuleret riftzone og en mulig "failed arm" på den Dansk-Polske Depression, og med et "Triple Point" NV for Jylland (Husebye & Ramberg 1977).

Den Permiske extensionstektonik har "genbrugt" NNV-SSØ gående Sveconorwegiske retninger og NØ-SV gående retninger fra Bamble "shear zonen", og Oslo rift systemet bliver af Schönwandt & Petersen (1983) klassificeret som en passiv rift. Riften som er en naturlig forlængelse af Bamble "shear zonen" er udvidet ved regionale N-S højregående sideværts forkastninger i re-aktiverede svaghedszoner i kappen (Schönwandt & Petersen 1983) og danner en serie "en echelon" N-S gående indsynkningsbassiner afgrænset af kappeblokke hvor indsynkningen er mere begrænset. Selve riften består af 2 "en echelon" segmenter, den sydlige Ringerik-Vestfold segment bestående af Vestfold Graben og Østfold horsten, og den nordlige Akershus segment bestående af den vestlige Randsfjord horst og den østlige Hurdal graben (figur 1.1.1). Den magmatiske aktivitet er begrænset til de to graben strukturer og udviser en strukturel zonerings af Kambro-Silure sedimenter, vulkanitter, subvulkanske og plutoniske bjergarter som i det sydlige segment bliver ældre mod vest og i det nordlige segment mod øst, og er centreret symmetrisk omkring en N-S gående axialzone okkuperet af Kambro-Silure sedimenter og Drammens-Finnemarka biotitgranitkomplekserne og med senere intrusioner af gabbroide "neck" (Oslo essexiter) (figur 1.1.2).

Tektonisk og magmatisk udvikling.

Dannelsen af Oslo Graben begyndte og kulminerede i Perm og kan inddeles i 5 stadier (Ramberg & Larsen 1977) (figur 1.1.3).

Stadie 1 prærift stadiet er præget af gentagne intrusioner, deformationer, forkastninger og mylonitiseringer som følger et NV-SØ og NØ-SV-ligt mønster, og dannelsen af et Sen Carbon-Tidlig Permisk "aulacogen" (snævert sedimentationstrug) med klastiske og vulkanske sedimenter fra Asker gruppen.

Stadie 2 er præget af initial basalt (B1) vulkanisme der begyndte i Skien området hvor flere hundrede "flows" er observeret og som tynder ud og bliver yngre mod nord, hvor der i Kelsås området kun er observeret en enkel "flow".

Den petrokemiske sammensætning varierer fra undermættede alkali olivinbasalter og basaniter i Skien området med et normativt nefelinindhold på ca. 8%, mens sammensætningen mere nordpå ved Holmsstrand kun er lettere undermættet (normativ nefelin ca. 2.5%), og helt nordpå i Kroghskogen, hvor basalten endvidere er yngre, som en overmættet kvarts tholeiitisk basalt.

Stadie 3 er præget af rhombeporfyr (RP) sprække vulkanisme, som tilsyneladende starter på samme tid flere steder i riften, og "rift valley" dannelse med normalforkastninger og vertikale forsætninger på ca. 3 km (Oslo Fjord forkastningen), og med rhombeporfyr fanglomerater transporteret fra nord og øst. De tidlige batholitkomplekser Drammensgranitten og Finnemarka-graniten er "emplaced" i dette stadie.

Stadie 4 er domineret af vulkaner og caldera indsynkninger arrangeret i et regulært mønster parallelt med hovedforkastninger og med en gennemsnitlig afstand på ca. 28 km $\pm$ 10 km mellem vulkanerne, hvilket indikerer kappetykkelser på intrusions-tidspunktet på ca. 23 km. Det viser sig stratigrafisk at vulkanismen bliver yngre mod nord. Intrusionen af gabbroide til syenit-dioritiske subvulkanske "necks" (Oslo essexiter) og vulkanske "vent" breccier er formodentlig senere end calderaindsynkningen (Ramberg & Larsen 1977).

Stadie 5 er præget af store batholitintrusioner, i nord intruderer Hurdal-Nordmarka syenit batholitten, og i syd Larvik-Skrim batholitterne som hovedsagelig har en monzonitisk sammensætning. Geologisk kortlægning af larvikitdistriktet har endvidere afsløret plutoniske ringkomplekser som skærer hinanden og bliver yngre mod vest, og som er karakteristiske

for dybere snit i riftmiljøer (Petersen 1978).
 Monzonitterne og rhombeporfyrilavaerne og enkelte mere udviklede bjergarter stammer fra fraktionerede krystalliserede kappeudledte alkalibasalter (Neumann 1978).

Magmatiske aldre: Fundet af fossiler under og mellem de nedre B1 lava "flows" viser Nedre Permiske aldre (Henningsmoen 1978). Rb/Sr "whole rock" aldre på de nedre B1 lava "flows" er 292 ± 8 mill. år, og på den yngste Trygva granit 247 ± 4 mill. år, og indikerer en periode på 40-45 mill. år præget af magmatisk aktivitet. Målingerne viser endvidere at den magmatiske aktivitet vandrer mod nord både i batholitkomplekserne og calderaerne, som i Ringerik-Vestfold segmentet viser aldre mellem 280-275 mill. år (calderaerne), og nordpå i Akershus segmentet mellem 274-250 mill. år (Sundvoll 1978). K/Ar målinger viser signifikante "peaks" ved 265 mill. år og 230 mill. år og indikerer forøget magmatisk aktivitet på disse tidspunkter.

Post rift diabasgange er intruderet i Øvre Perm og Trias (219 ± 6 mill. år), endvidere er delvis æoliske sandsten på Brumunddalens RP lava "flows" formodentlig af triassicst alder, mens en fortsat indsynkning og "Wrench faulting" fortsætter hen i Mesozoikum.

Metallogenese.

Mineraliseringerne er i det efterfølgende hovedsagelig beskrevet udfra Ihlen & Vokes (1978). Mineraliseringerne i Oslo Graben er i de fleste tilfælde relateret til tektoniske lineamenter og har enten endokontakt til intrusionen som kvarts-molybdæn forekomsterne i Drammensgranitten og porfyr-molybdæn i Glitrevann Calderaen, eller Exokontakt som skarnforekomsterne eller kvarts-breccie og sølv-calcit årener udenfor kontaktaureolen i prækambriske eller Nedre Palæozoiske bjergarter. Morfologisk kan mineraliseringerne inddeles i 6 typer.

Type A er magmatiske segregationforekomster som f.eks. P-Ti-Fe jacupirangit legemerne ved Kodalen i Vestfold (i larvikit), som har en gennemsnitlig modalsammensætning på 17-18% apatit, 40% ilmenemagnetit, 9% ilmenit, 30% pyroxen og 5% amphibol og biotit. Et andet eksempel er ilmenit og magnetit forekomsterne i Oslo Essexitterne eller i ultramafiter i det nordlige magma-

tiske kompleks ved Østre Toten.

Type B er intramagmatiske kvarts-molybdæn årer i Drammensgraniten og i mindre grad i Finnemarka og Holterkollen graniten eller galena, sphalerit, chalcopirit og fluorit årer i ekeritmassivet syd for Drammen. En Re/Os alder på 235 mill. år på molybdæn fra Sørumsåsen i Drammensgraniten viser en ret sen alder for mineraliseringerne.

Type C er perimagmatiske årer domineret af bornit, chalcosit og chalcopirit mineraliseringer. Disse findes i mindre kvarts-årer og imprægnationer koncentreret ved kontakten mellem kvarts-porfyr gange og vulkanske bjergarter (Alunsjø og Skien område). Smaragder i diskordante pegmatiter findes ved syden af Mjøsa søen og gedigent kobber findes i B1 basalter i Jeløya og i Horten-Holmestrand området.

Type D er de nylige fundne porfyr-molybdæn mineraliseringer i Glitrevann calderaen og i Nordli-Hurdal komplekset (Geyti & Schönwandt 1979, Schönwandt & Petersen 1983) som er associeret med bimodale A-type graniter med et karakteristisk lav Sr isotop initialforhold (< 0.705) som er indikativ for primære magmaer af kappe eller nedre skorpemateriale. Både Oslo Graben og Rio Grande riften med de berømte molybdænforekomster Climax og Henderson er dele af større molybdænprovinser henholdsvis Den Sydnorske Molybdænprovins og Colorado Molybdænprovinsen, som har kappesegmenter beriget på molybdæn (figur 4.4.5).

Type E er kontakt metasomatiske forekomster, der ofte findes ved kontakten sedimenter/granitintrusioner eller er rumligt relateret til diabasgange eller kvartsporfyr og/eller kvarts-syenitgange.

Jernmalme og sølvholdige bly-zink malme er de vigtigste af denne type, endvidere er wolframmalme (scheelit) og manganmalme tilstede. Jernmalme med magnetit og hæmatit har været brudt siden det 16. århundrede og brydningen ophørte i dette århundrede, malmene er koncentreret i området Skreia-Feiring og Drammensområdet. Sølvholdige bly-zink forekomster er koncentreret omkring Drammensområdet, hvor Konnerudkollen er den mest kendte mine. Det faktum, at næsten alle bly-zink mineraliseringer i Oslo Graben er centreret omkring Drammensgranitten indikerer at basemetallerne zink, bly, sølv og kobber stammer fra graniten (Bugge 1978).

Type F er åremineraliseringer i Prækambriske bjergarter og i

overliggende Kambriske sedimenter koncentreret indenfor en 20-25 km bred aureole omkring De Permiske intrusioner, og i forbindelse med større riftstrukturer langs med Skagerraks og Kattegats kyster.

To generationer af årer kan identificeres: 1) 0.1-1 m brede kvarts-breccie årer med gentagen brecciering og mineraliseringer ofte fluorit-calcit rige og med malmmineralerne pyrit, sphalerit, galene og chalcopirit. Kvarts-breccie årerne kan følges adskillige kilometer og har en meget varierende lødighed og bliver i flere lokaliteter skåret af permiske diabasgange. 2) Yngre mineraliseringer end 1 er 0.1-30 cm brede E-V gående calcit-sølvårer, der hovedsagelig findes i Kongsbergområdet og som blev brudt indtil 1958. Årerne indeholder gedigent sølv, sphalerit, chalcopirit, galena, argentit, og Co-Ni arsenider og er både chloritiserede, seriticerede og argilliticerede.

1.2. Drammensgraniten

Drammensgraniten udgør den største biotitgranit batholit i Oslo Graben. Den er mod vest og i nord omgivet af Kambro-Silure sedimenter, og mod øst af Prækambriske gnejser. Drammensgraniten blev tidligere tolket som en af de yngste intrusiver i Oslo riften, men en Rb/Sr alder på 284 ± 13 mill. år viser en tidlig intrusionsalder (Sundvoll 1978), hvilket endvidere senere er bekræftet udfra geologiske feltrelationer. Disse relationer bliver af Ramberg & Larsen (1978) henført til rift-valley dannelsen og RP sprækkevulkanismen (stadie 3).

Gaut (1981) inddeler Oslo Grabens biotitgraniter i 2 hovedgrupper (figur 1.2.1): 1) biotitgraniter (BI) (Drammenstypen), som er de ældste plutoniske bjergarter, og 2) biotitgraniter (BII) som er blandt de yngste intrusive bjergarter. Inddelingen er baseret på aldersrelationerne mellem biotitgraniterne og de omgivende permiske bjergarter.

Ved Glitrevann postdateres calderadannelsen i forhold til Drammensgraniten, da xenoliter af denne findes i en porfyrisk syenitringgang og ved at Drammensgraniten bliver skåret af senere ringsprækeforkastninger.

Finnemarka graniten (BI) i nord bliver skåret af kvartsporfyriske ringgange (BII); og er altså også ældre end Glitrevann calderaen, endvidere må calceradannelsen ved Drammen i Drammensgraniten nødvendigvis også være yngre end værtsbjergarten.

Ihlen et al. (1982) inddeler Drammensgraniten i 9 intrusions-typer (figur 1.2.2) ved texturelle, mineralogiske og kemiske forskelle, men nævner dog at inddelingen er vanskelig p.g.a. intermediære varianter og gradvise overgange mellem typerne. Den efterfølgende beskrivelse er hovedsagelig baseret på denne publikation.

Petrologisk består biotitgraniten af perthitisk alkalifeldspat (orthoklas), natrium holdig plagioklas, kvarts, chloritiseret biotit og som ass.pyrit, Fe-Ti-oxider, titanit, zirkon, apatit og fluorit samt spor af topaz og calcit.

Kemisk klassificeres biotitgraniten som en alkaline Ca fattig normativ granit. Sporelementindholdet antyder, at de mest differentierede graniter er koncentreret centralt i komplekset sammen med hydrothermale omdannelser i granitten og mineraliseringer (figur 1.2.3). Af hydrothermale omdannelser er der observeret albitisering, leromdannelse, kalifeldspat omdannelse, sericit-chlorit-epidot omdannelse (en enkelt nord for Rørvik minen) og kvarts-sericit-pyrit-topaz omdannelser (greisen) hovedsagelig i det vestlige porfyriske område.

Mineraliseringerne, som er observeret i Drammensgraniten kan inddeles i Tidlige 1) kvarts +/- topaz + pyrit +/- wolframit +/- bismuthenit årer (Røysjø), 2) dissemineret magnetit, hematit, ilmenit, rutil, ilmeno-rutil (Nb-holdig) (Sæterdalen, Røysjø) og 3) sene kvarts +/- fluorit +/- molybdæn årer, der tidligere blev brudt økonomisk (Rørvik, Røysjåsen, Sæterdalen og Sørumsåsen).

Kontakt metasomatiske forekomster ved exokontakten til Drammensgranitten er koncentreret i Kjenner-Asker området og Konnerudkollen området, hvor følgende malmtyper findes 1) magnetitmalm i granatskarn, 2) Cu-Bi mineraliseringer ofte associeret med magnetitmalm, 3) sphalerit-galena malm der endvidere kan inddeles i: a) tidlig dissemineret sphalerit i hedenberggit skarn, b) senere sphaleritårer som hovedsagelig findes i granatskarn og hornfels med malmmineralerne galena, chalcopirit, bornit og Pb-Cu-Bi sulfider og ass.bismuth, molybdæn og tetradymit.

KAPITEL 2 KORTBLADET RØRVIK MED TILGRÆSENDE OMRÅDER

2.1. Undersøgelsens omfang.

Undersøgelsen omfatter en kartering af granittyper, hydrothermale omdannelser og mineraliseringer i et ca. 28 km² stort område centralt i Drammensgraniten (omkring Rørvik mine).

Den petrografiske undersøgelse er baseret på 42 tyndslib og polerede tyndslib, og 57 polerprøver. Et tilsvarende antal håndstykker er endvidere anvendt.

Den geokemiske undersøgelse omfatter: 1) mikrosondeanalyser på opake mineraler (9 polerprøver), 2) XRF analyser på 45 bjergartartsprøver, og 3) XRF analyser på 105 plantematerialeprøver.

2.2. Områdets beliggenhed og topografi.

Området er beliggende centralt i kortbladet Drøbak 1814 II (1:50000) i UTM zonebetegnelsen 32V og 100 km² kvadranten NM og indenfor zonekoordinaterne fra syd til nord 66¹¹-66²¹ og fra øst mod vest 5⁷⁸-5⁸⁴. Det geografiske skæringspunkt mellem nordlig bredde 59°40' og østlig længde 10°25' ligger ca. 1 km SV for Rørvik (Planche 1).

Karteringen er foretaget på Økonomisk kartverk 1:5000 og følgende kort er karterede: CL 040-5-4 (hele kortbladet), CL 040-5-3 (næsten hele kortbladet), CL 040-5-2 (nederste fjerdedel af kortbladet) CL 039-5-1 (østlige del af fjorden), CL 039-5-2 (hele kortbladet), CL 039-5-3 (østlige del af fjorden), CL 039-5-4 (næsten hele kortbladet), CL 038-5-2 (øverste del af kortbladet).

Et rentegnet tolket geologisk kort 1:10000 med en højdekurve-ækvidistance på 25 m er herefter blevet konstrueret (Planche 1), hvor bjergartstyper, hydrothermale omdannelser, mineraliseringer, nedlagte miner og skjerps er påført. Prøvetagningsnumre og detailområdernes placering og størrelse (Hurum gruber, (Rørvik), Grimsrud skjerp, og prøvetagningsområderne 1 og 2) er indtegnet på Planche 2. Relevante dataer i henhold til UTM koordinationssystemet gives som kortreferencer med øst og nord-værdier indenfor 10 m nøjagtighed (= 1 mm på kortet), f.eks. er koordinaten til SV hjørnet af Grimsrud skjerp (8063, 1665). Topografien må klassificeres som stærk kuperet, med højdeforskelle fra 0 m-307,5 m (ved Vardeåsen), og med stejle gradienter på bjergsiderne og de N-S gående granitrygge der er

karakteristiske for området.

Blotningsgraden er varierende fra 0% i skovområderne f.eks. nord for Jerdal og i dalene i området, mens den er en del større på bjergsiderne og granitryggene, et forsigtigt skøn på blotningsgrad er ca. 5%-10%.

2.3. Bjergartstyper.

Området er karteret udfra granitvarianter beskrevet i Ihlen et al. (1981), og der er i området observeret 2 hovedgranit-typer.

Type 1 graniter er grovkornede, mellem-grovkornede og fin-mellemkornede mineralogisk og teksturelt ens biotitgraniter, indbyrdes med gradvise overgange og som er blevet udkarteret alene p.g.a. kornstørrelsesforskelle. Modalsammensætningen (4 prøver) er 30-53% kvarts, 23-38% kalifeldspat, 21-43% plagioklas og 2-4% accesorie (hovedsagelig biotit, muskovit og opake mineraler (magnetit)).

Type 2 graniter er finkornede aplitiske biotitgraniter og porfyrisk finkornede biotitgraniter ofte med skarpe grænser og intrusive apofyser gående ind i type 1 graniter. Modalsammensætningen (4 prøver) er 43-55% kvarts, 23-36% kalifeldspat, 16-23% plagioklas og 1,5-8,5% accesorie (hovedsagelig biotit, muskovit, (chlorit) og opake mineraler (magnetit)).

Type 1 graniter er den alt dominerende type i området, mens type 2 graniter findes som mindre intrusive områder i type 1 granit og er kun i kortbladets NØ-lige hjørne dominerende. Enkelte afvigelser fra Ihlen et al. (1981) er observeret f.eks. findes der i området en miarolitisk-granofyrisk fin-mellemkornet granit, en finkornet aplitisk biotitgranit og en karakteristisk feldspat-kvarts porfyrisk finkornet granit som ikke bliver beskrevet i publikationen, endvidere vil en sammenligning med det geologiske kort figur 1.2.3 (fra Ihlen et al. 1981) afsløre væsentlige forskelle.

Pegmatit gange/legemer er set flere steder i type 1 graniterne, mens større 1 m brede og ca. 30 m lange "gange" kun er observeret omkring Fæstningen (8155, 1655) og vest for Sætervann (8205, 1890), endvidere findes molybdæn i en pegmatit nær vandkanten nord for Selvigstranda (8093, 1440).

Prækambriske bjergarter:

Biotitgnejs findes i kortbladets NØ-lige hjørne og er stedvis vanskelig at kartere p.g.a. en utydelig foliation; der er endvidere set flere gnejsxenoliter nær kontakten i type 1 graniter nær gnejs/granitgrænsen f.eks. (8213, 1937), (8280, 1950).

Metabasitgange op til 15 m brede og 250 m lange er observeret i biotitgnejsens SV-lige udbredelse.

2.4. Omdannelser i graniter.

Silificering, greisen, kvarts + sericit omdannelse og albitisering er karakteristiske omdannelsesfænomener registreret i området, hvor endvidere bestemte mineraliseringer er relateret til, og bliver mere udførligt beskrevet i kapitel 4. Andre mindre betydningsfulde omdannelsesfænomener og mineraliseringer bliver kort nævnt her.

Kaolinisering som formodentlig er supergent dannet findes i enkelte områder i cm-dm skala langs sprækker f.eks. ved (8140, 1515). I et større 3-5 m stort område nord for Røjsåsens mine er kaoliniseringen muligvis hydrotermalt dannet (8215, 1220).

Kalifeldspat omdannelse i dm skala er observeret et sted i området i forbindelse med en molybdænførende pegmatit (8093, 1440).

Leromdannelse findes spredt i området og er formodentligt tektonisk dannet (nedknusningsler), og findes som op til 0,5 m brede og flere meter lange vertikale "gange" som i Rørvik området har N-S gående retninger (8088, 1625), og ved mineindgangen ved Sørumsåsen Ø-V gående retninger. Flere uregelmæssige nedknusningszoner er observeret ved Follestad stenbrud (8285, 1785).

Mangansprækkebelægninger, som i albitiserede bjergarter findes som belægninger på silikater, er formodentlig supergent dannet (pers.komm. Vokes 1981).

Glimmerlignende hematitsprækkebelægninger (specularit) findes i et større område i den finkornede granit nord for Sætervann (8250, 1900).

2.5. Tidligere kendte mineraliseringer.

Kvarts + molybdenit årer er tidligere blevet brudt i økonomisk sammenhæng i Rørvik og Røjsåsens miner (Bugge 1963, noter fra bergmansk arkivet). I Rørvik mine (8086, 1589) blev der af A/S Det Norske Bergselskab i 1918 brudt 71,1 tons malm med en

lødighed mellem 1-20% MoS_2 .

Under den anden verdenskrig, hvor interessen for molybdenit atter var skærpet, blev der i perioden 1941-1945 brudt 4050 tons malm med en lødighed på mellem 0,1-1,27% MoS_2 . I 1952-1954 overtog A/S Knaben molybdængruben brydningsrettighederne, hvor der i 1952 blev brudt 900 tons malm, som blev opkoncentreret til 80 tons koncentrat med en lødighed på 2,05% MoS_2 . Tre undersøgelsesboringer i 1953 påviste at produktionen som ellers så lovende ud ikke ville være tilfredsstillende, og arbejdet blev indstillet i 1954. A/S Folldalverk og LKAB (Sverige) borede og opmålte minen i 1981-1982, men forfatteren er ikke vidende om resultaterne fra denne forundersøgelse, men en brydning er formodentlig ikke aktuel. Detailkortet Hurum Gruber (figur 2.5) viser med stiplede linier minegangen (stoller, Orter) udbredelse op til 1943, hvoraf de inderste gange var de rigeste med en malm på mellem 1,25%-1,27% MoS_2 . De 8 røske er indtegnet med dobbeltlinier og nummererede, endvidere er der i røsk 2 og 7 (hvor begyndelses- og slutmetrene er påført) blevet indsamlet plantemateriale til en biogeokemisk undersøgelse.

I Røjsåsens mine (8215, 1213) blev der i tiden 1942-1945 produceret 2450 tons malm med en varierende lødighed mellem 0,16%-0,39% MoS_2 , fra en 135 m Ø-V gående minegang, og produktionen blev opgivet i 1946.

Flere forundersøgelser efter molybdenit er blevet foretaget i området, f.eks. i Grimsrud skjerp, Fæstningen (8154, 1645) og Follestad skjerp (8201, 1771), hvor en 140 m lang forundersøgelses minegang blev lavet efter NNV-SSØ gående 0,5-1,0 cm store kvarts + molybdenit "sværme", men ingen reel brydning blev foretaget.

Follestad skjerp er i dag total oversvømmet på grund af en senere opdæmning og er beliggende i sydenden af Sætervann søen, og kun enkelte spor efter brydningen er idag efterladt.

Ihlen et al. (1981) beskriver kvarts-pyrit-sphalerit-galena-årer med grønne omdannelseszoner beliggende ca. 1 km nord for Rørvik mine, og er formodentlig de samme som beskrevet under kvarts + sericit + chlorit omdannelserne, endvidere beskriver de en kvarts-sericit omdannelse med dissemineret sphalerit, som er den samme fundet ved Lunds skjerp (figur 2.5) (pers.komm. Vokes og Trønnes (1981)), som her er klassificeret som greisen.

KAPITEL 3 BJERGARTSBESKRIVELSE

3.1. Anvendte metoder.

De efterfølgende bjergartsbeskrivelser af Drammensgranitens forskellige typer er baseret på 13 tyndslib og et tilsvarende antal håndstykker. Stavning af mineralnavne følger Noe-Nygård (1966). Anorthitbestemmelser i plagioklaser er bestemt udfra maximal udslukningsvinkel af α' og spaltefladen 010 (Battey 1972, figur side 290). Orthoklas vægtprocent er bestemt udfra diagrammet vægtprocent-optiske vinkel $2V_x$ (Battey 1972, side 284). Mikroperthit typer er klassificeret udfra figurer i Spry (1969) og Deer, Howie og Zussman (1969). De opake mineraler er beskrevet udfra Ramdohr (1980).

Farvning af håndstykker med flussyre og cobaltnitrat (Friedman, i Carvey (1971)), hvor kalifeldspat farves gul har været en stor hjælp ved identificeringen af kalifeldspat og plagioklas. Farvning af kalifeldspat (mikroperthit) i tyndslib mislykkedes desværre, selvom farvningstiden blev forøget.

Modalanalyser af tyndslibene findes i Tabel 3.1 og Tabel 4.0 (skønnet modalanalyse). Til den skønnede modalanalyse er anvendt figuren (S.Andersen) fra øvelsesnoter H.Zeck (1974). Modalværdierne er opsummeret til 100%, hvorved urimelige nøjagtige talværdier er opstået for nogle af mineralerne, f.eks. (52228) p.g.a. 1% muskovit reduceres den før skønnede 45% kalifeldspatværdi til 44%. De opake mineralers modal-sammensætning findes i tabel 4.1 og bliver yderligere beskrevet i 3.7.

TYPE 1 GRANITER:

3.2. Grovkornet biotitgranit.

Den grovkornede biotitgranit er en ækvivalent til den grovkornede ækvigranulære granit i Ihlen et al. (1981) og findes i et ca. 1.5 km^2 stort kileformet område fra Grimsrudbukta i syd til den prækambriske biotitgnejs i nord, endvidere også i et øst-vest gående 150 m x 2 km langt bælte langs granit/gnejs grænsen i nord. Mindre områder findes NØ for Sætervann og i kortrammen øst for Sandungen. I det kileformede område findes en 500 m x 200 m porfyrisk finkornet granitintrusiv, hvor den østlige grænse i den grovkornede granit består af vekslende horisontale eller svagt vestdykkende op til 3 m tykke lag af porfyrisk finkornet granit som mod øst tynder ud og forsvinder.

3.2.1. Petrografi.

Bjergarten har et lys rødlig udseende og granitisk tekstur. Kornstørrelsen varierer fra 4 mm til 10 mm, med en gennemsnitlig kornstørrelse på omkring 5 mm. Figur 3.2.1 viser texturen og kornstørrelsen af den grovkornede biotitgranit. Farvning af kalifeldspat viser, at dette mineral volumenmæssig er større end kvarts og plagioklas. Som accesorie er observeret biotit, muskovit og chlorit.

Mineralogi:

Mineralogien er baseret på et tyndslib 49987.

Kvarts findes som 1 mm x 1 mm til 10 mm x 10 mm anhedrale uregelmæssigt formede ofte sammenhængende korn med ondulerende udslukning, og med lobate, kurvede og i færre tilfælde lige korngrænser.

Mikroperthit og plagioklas er i få tilfælde observeret som inklusioner i kvarts, mens My store mineral-væskeinklusioner giver kvarts et ujævnt stribet udseende.

Mikroperthit findes som 0,7 mm x 1 mm til 5 mm x 7 mm anhedrale og subhedrale korn bestående af 50-70% kalifeldspat og 30-50% plagioklas. Den perthitiske sammenvoksning findes som stave, som uregelmæssige bånd hovedsagelig vinkelret på kornets langsakse, og som replacering. Enkelte Carlsbad tvillinger er observeret.

Polysyntetiske tvillinger efter albitloven er i de fleste tilfælde udviklet i plagioklasdelen.

Alkalifeldspatens optiske vinkel $2V_x = 45^\circ - 50^\circ$, mangelen på kombinationstvillingerne albit-periklin, som ses i mikroklin og anorthoklas, sandsynliggør at det er en orthoklas, og dermed at mikropertiten er en afblandingsstruktur af orthoklas-lavtemperatur albit. Orthoklas vægtprocenten er målt til 82-86%.

Plagioklas findes som 0,1 mm x 0,1 mm til 1,5 mm x 3 mm anhedrale til subhedrale korn, som 1) plagioklasperthit, 2) større uregelmæssige eller næsten tavleformede korn med polysyntetiske tvillinger efter albitloven. 4 målinger viser et anorthit-indhold målt fra randen på 20-28% (oligoklas) og $2V_x = 85^\circ - 90^\circ$, 3) albitrand på mikroperthit og plagioklasen, som dog er udviklet i mindre grad.

Sericitering er kun svagt fremskreden og kun set i kernen af større plagioklaskorn.

Biotit findes som 0,2 mm x 0,2 mm til 0,8 mm x 1,2 mm subhedrale - anhedrale uregelmæssig formede korn og som euhedrale tavleformede korn. Biotit er stærk pleokroitisk med $X = \text{lysgul}$, $Y = 2 = \text{grønbrun}$. $2V_x = 5^\circ - 10^\circ$ og kan derved adskilles fra phlogopit, som har mindre optisk aksevinkel ($< 5^\circ$).

Biotit danner mindre aggregater med 2-4 biotitkorn sammenvokset med fluorit og opake mineraler, og har inklusioner af zirkon, allanit og apatit.

Chloritisering, som starter fra randen og langs spalteflader, er kun svagt fremskreden.

Chlorit findes som My store op til 0,05 mm x 0,05 mm farveløse og flaskegrønne interstitielle vifteformede og uregelmæssigt formede replaceringsprodukter.

Muskovit (sericit) findes som My store til 0,05 mm x 0,05 mm farveløse interstitielle vifteformede-radiære aggregater, og som nåle-næsten tavleformede korn i plagioklas.

Fluorit findes op til 0,5 mm x 0,5 mm farveløse (med violette domæner) interstitielle korn som ofte er sammenvokset med biotit og opak/oxider.

Zirkon findes som enkelte 0,04 mm x 0,06 mm farveløse euhedrale vækstzonerede tetragonale prismer og som bipyramider. Enkelte krystaller har metamikt kerne.

Epidot findes som 0,05 mm x 0,05 mm farveløse til lysgule subhedrale til anhedrale korn med stor dobbeltbrydning (ca. 0,04). Epidot og formodentlig allanit er set som inklusioner i biotit.

Opake mineraler findes som My store op til 0,8 mm x 0,8 mm store subhedrale spredte korn, og som poikilitiske korn med zirkon, epidot og apatit inklusioner.

Af oxiderne kan rutil skelnes, og den findes som farveløse til rødbrune sammenhobninger med biotit, opake mineraler og fluorit. Hæmatit findes som My store inklusioner i alkali-feldspaten. De opake mineraler bliver yderligere beskrevet i 3.7.

Apatit findes som enkelte 0,3 mm x 0,1 mm til 0,3 mm x 0,3 mm euhedrale listeformede korn og enkelte inklusioner med hexagonal snit.

Titanit findes som enkelte 0,1 mm x 0,1 mm anhedrale korn med kornkontakt til opake mineraler og som spredte korn.

3.3. Mellem til grovkornet biotitgranit.

Den mellem-grovkornede biotitgranit er ækvivalent til en tilsvarende benævnt i Ihlen et al. (1981), og dækker i alt ca. 7-8 km² i 2 sydlige områder mellem Drammensfjorden og Sandungen, i kortrammen øst for Sandungen, og i et mere uregelmæssigt nordligt område nord for Grimsrudbukta og øst og vest for Sætervann. På begge sider af Svartvann findes et mindre intrusiv i den prækambriske gnejs som formodentlig skyldes en mindre "opbulning" af graniten i en mulig svagt norddykkende granit/gnejs grænse, endvidere findes der også i et nordligt område af mellem-grovkornet granit langs denne grænse.

3.3.1. Petrografi

Bjergarten har et lys rødlig udseende og granitisk tekstur. Kornstørrelsen varierer fra 2 mm - 4 mm med enkelte korn helt op til 5 mm - 6 mm. Figur 3.2.1. viser texturen og kornstørrelsen af den mellem til grovkornede biotitgranit. Farvning af kalifeldspaten viser, at dette mineral volumenmæssig dominerer over kvarts og plagioklas. Som accesorie er observeret biotit, muskovit og chlorit.

Mineralogi:

Mineralogien er baseret på et tyndslib 49986.

Kvarts findes som 0,5 mm x 0,5 mm til 3 mm x 4 mm anhedrale uregelmæssigt formede ofte sammenhængende korn med ondulerende udslukning og med lobate, kurvede og i færre tilfælde lige korngrænser. Større kvartskorn har ofte muskovit, biotit, zirkon og mikroperthit inklusioner. My store mineral-væske-inklusioner giver kvartsen et ujævnt stribet udseende.

Mikroperthit findes om 1,5 mm x 1,5 mm til 4 mm x 4,5 mm subedrale til anhedrale uregelmæssig formede korn. Enkelte Carlsbad tvillinger er set. Perthiten består af 50-70% kalifeldspat og 30-50% plagioklas. Den perthitiske sammenvoksning findes som stave, som uregelmæssige bånd hovedsagelig vinkelret på kornets langsakse, og som replacering fra randen. Polysyntetiske tvillinger er som regel udviklet i plagioklasdelen. Albitisering ses som en 0,1 mm til 0,3 mm bred rand på næsten alle mikroperthitkornene.

$2V_x = 50^\circ$ som er målt i kalifeldspat passer til at være en orthoklas med en orthoklas vægtprocent på ca. 82%, perthit afblandingen til at være en orthoklas- lav temperatur albit.

Plagioklas findes som 0,05 mm x 0,05 mm til 0,8 mm x 1,2 mm subhedrale til anhedrale korn som 1) plagioklasperthit, 2) større og mindre uregelmæssig formede og næsten tavleformede spredte korn udviklet med polysyntetiske tvillinger efter albitloven og i færre tilfælde efter periklinloven. Fire målinger viser et anorthitindhold fra 20% ved randen til 25% i kornets kerne (oligoklas) og $2V_x = 90^\circ$. 3) albitrand på mikroperthit og oligoklas. Når randen er ca. 0,2 mm til 0,3 mm bred eller intergranular er kakkelbordstextur ofte udviklet (figur 3.3.1.).

En begyndende sericitering er observeret i kernen af oligoklas. Biotit findes om 0,2 mm x 0,2 mm til 1 mm x 0,8 mm subhedrale til anhedrale uregelmæssigt formede korn og som euhedrale tavleformede korn. Biotit er stærkt pleokroitisk med $X =$ lys gul og $Y = Z =$ grønbrun. Det har ikke været muligt at måle den optiske aksevinkel. Biotit danner mindre aggregater med 2-5 biotitkorn sammenvokset med fluorit og opake mineraler, og har inklusioner af fluorit, epidot, opake mineraler og zirkon. Chloritisering som starter fra randen og langs spalteflader er kun svagt fremskreden. I flere tilfælde er et myrmekitisk lignende mønster af kvarts? i klorit set på randen af biotitkornene.

Chlorit findes som My store op til 0,05 mm x 0,05 mm farveløse og flaskegrønne replaceringsprodukter på randen af biotit, på spalteflader i plagioklas og mikroperthit, og endelig sammenvokset med intergranular muskovit.

Muskovit (sericit) findes som My store til 0,8 mm x 1 mm farveløse korn, som i få tilfælde er intergranular udviklet med opake inklusioner, men ellers som nåle- næsten tavleformede sericitkorn i plagioklas.

Fluorit findes op til 0,5 mm x 0,5 mm farveløse (med violette domæner) interstitielle korn, som ofte er sammenvokset med biotit, opake mineraler og oxider.

Zirkon findes som enkelte op til 0,1 mm x 0,1 mm store farveløse euhedrale vækstzonerede tetragonale prismer og bipyramider i biotit.

Epidot findes som enkelte 0,1 mm x 0,1 mm svag pleokroitiske farveløse til lys gule euhedrale og anhedrale korn hovedsagelig som inklusioner i biotit.

Opake mineraler findes som My store til 1,2 mm x 1,2 mm anhedrale til euhedrale spredte korn og som inklusioner og sammenvoksninger med biotit.

Rutil findes som sammenhobninger af flere korn i og sammen med biotit. Hæmatit findes spredt i kalifeldspat. Malmineralerne er yderligere beskrevet i 3.7.

3.4. Fin til mellemkornet biotitgranit

Den fin-mellemkornede biotitgranit er en ækvivalent til en tilsvarende benævnt i Ihlen et al. (1981) og findes centralt i kortbladet i et næsten homogent ca. 11 km² område og i mindre uregelmæssige domæner i den finkornede biotitgranit øst for Sætervann (ca. 1 km²), og vest for i den mellem-grovkornede granit. En miarolitisk-granophyrisk variant findes i et ca. 3 km² område nord-vest for den grovkornede granit nord for Grimsrudbukta, hvor endvidere albitisering også er dominerende.

3.4.1. Petrografi

Bjergarten har et lys rødlig udseende og har granitisk tekstur. Kornstørrelsen varierer fra 1 mm til 3 mm, men kan have enkelte feldspat-kvarts phenokryster op til 5 mm store.

Figur 3.2.1 viser texturen og kornstørrelsen af den fin- til mellemkornede biotitgranit.

En variant af den fin til mellemkornede biotitgranit har afrundede kvartskorn, er miarolitisk udviklet med op til flere cm store aflange eller sprækkelignende muskovitudfyldninger, eller kvarts + muskovit i kernen og flankeret af op til 4 mm store euhedrale kalifeldspat krystaller ved randen.

Farvning af denne bjergart afslører grafisk sammenvoksning mellem kvarts og kalifeldspat langs med de førnævnte miaroler og sprækker.

Volumenmæssig dominerer kalifeldspat over kvarts og plagioklas, mens der som accessorie er observeret muskovit, biotit og chlorit.

Mineralogi:

Mineralogien er baseret på 2 tyndslib, 49985 med granitisk tekstur, og 52264 med miarolitisk-granophyrisk tekstur.

Kvarts findes om 0,1 mm x 0,1 mm til 7 mm x 7 mm anhedrale uregelmæssigt formede sammenhængende korn med ondulerende udslukning og med lobate, kurvede og i færre tilfælde lige korngrænser. Den gennemsnitlige kornstørrelse er mellem 1 mm til 2 mm.

I 49985 er der observeret flere kvartssammenvoksninger som omgiver og eller delvis "afsnører" perthit, plagioklas eller biotit, og de samme mineraler findes også som inklusioner i kvarts. Enkelte aflange afrundede perthitinklusioner, har samme optiske orientering som mindre naboperthiter, og er sandsynligvis et og samme korn, som er blevet REPLACERET af en senere kvartstilvækst.

I 52264 dominerer mikrografisk sammenvoksning med perthit og i færre tilfælde med plagioklas bjergartens tekstur.

Den mikrografiske kvarts består af mindre sfæriske, aflange og uregelmæssig formede afrundede og stærkt indbugtede korn som 1) er koncentreret i et enkelt perthitkorn, 2) eller spreder sig væk fra et 1 mm til 2 mm stort kvartskorn og bliver koncentreret i alle de omkringliggende perthiter.

Observationer viser at kornstørrelsen på mikrografisk kvarts i tilfælde 1 stiger mod perthitkornets rand, og i tilfælde 2 væk fra det større kvartskorn (figur 3.4.1).

Samhørende mikrografisk kvarts kendes ved, at de har samme optiske orientering.

Mikroperthit findes som 1,5 mm x 1,5 mm til 2,5 mm x 2,5 mm anhedrale og subhedrale korn, hvoraf enkelte har Carlsbad tvillinger.

Perthiten består af 50-70% kalifeldspat og 30-50% plagioklas. Den perthitiske sammenvoksning fidnes som stave, som uregelmæssige bånd hovedsagelig vinkelret på kornets langsakse, som replacering fra randen sammenvokset med bandede og som fligede enklaver i kornet (figur 3.4.2).

Målinger af den optiske aksevinkel $2V_x = 45^\circ$ i kalifeldspaten, i begge slibene, passer til at være en orthoklas med en orthoklas vægtandel på ca. 86%, perthitafblandingen til at være en orthoklas-lav temperatur albit.

Polysyntetiske tvillinger er altid udviklet i plagioklasdelen. Albitrand er udviklet på enkelte mikroperthiter. Plagioklasdelen i mikroperthiten er svagt sericiteret.

Plagioklas findes som 0,2 mm x 0,2 mm til 1,2 mm x 1,2 mm anhedrale til subhedrale korn som 1) plagioklasperthit, 2) større uregelmæssigt formede eller næsten tavleformede korn med polysyntetiske tvillinger efter albitloven og i færre tilfælde efter periklinloven. 8 målinger viser et anorthitindhold fra 20% ved randen til 27% i kernen af kornet (oligoklas), $2V_x = 90^\circ$. 3) albitrand på perthit og oligoklas.

En begyndende sericitering begynder fra centrum af de zonerede plagioklaskorn.

Biotit findes som spredte 0,1 mm x 0,3 mm til 1 mm x 1 mm subhedrale og anhedrale uregelmæssigt formede korn og som euhedrale tavleformede korn. Biotit er stærk pleokroitisk med $X = \text{lysgul}$, $Y = Z = \text{rødbrun}$. $2V_x = 5^\circ - 10^\circ$ og kan derved adskilles fra phlogopit, som har mindre optisk aksevinkel ($< 5^\circ$).

I 49985 er flere relikte biotitkorn beliggende mellem kvarts-sammenvoksninger. I et tilfælde har en biotitinklusion samme optiske orientering som en intergranular biotit reliket beliggende ca. 1 mm derfra, og er muligvis et og samme korn. Endvidere er der observeret kinking i et biotitkorn.

I 52264 er set flere tilfælde af muskovitreplacering, hvorved biotitrelikter ses som 0,1 mm x 0,1 mm store inklusioner i muskovit.

Biotit har inklusioner af zirkon og opake mineraler, og danner ofte aggregater af 2-5 biotitkorn sammenvokset med fluorit og opake mineraler. Chloritiseringen som starter fra randen og langs spalteflader er kun svagt fremskreden. I flere tilfælde er et myrmekitisk lignende mønster af kvarts? i chlorit set på randen af biotitkornene.

Chlorit findes som My store til 0,1 mm x 0,1 mm farveløse og flaskegrønne replaceringsprodukter på randen af biotit og på spalteflader i plagioklas og mikroperthit.

Muskovit findes som My store replaceringsprodukter i plagioklas, og (52264) som op til 2 mm x 2 mm store interstielle udfyldninger med og uden zirkon-biotitinklusioner.

Fluorit findes som op til 1,5 mm x 1,5 mm farveløse interstielle udfyldninger, der ofte er sammenvokset med opake mineraler og biotit.

Zirkon findes som enkelte 0,1 mm x 0,1 mm farveløse ofte vækst-zonerede tetragonale prismer og bipyramider i biotit og muskovit.

Epidot findes som enkelte op til 0,1 mm x 0,1 mm svagt pleokroitiske farveløse til lysgule anhedrale korn, der er sammenvokset med opake mineraler.

Opake mineraler findes som op til 0,4 mm x 0,4 mm euhedrale-anhedrale korn spredt rundt om i slibet og ofte som sammenhobninger sammen med biotit og fluorit.

Hæmatit findes spredt i kalifeldspaten.

Malmmineralerne er yderligere beskrevet i 3.7.

TYPE 2 GRANITER:

Den finkornede aplitiske biotitgranit, som stedvis indeholder spredte kvarts- feldspatphenokryster, og den porfyriske finkornede biotitgranit er begge formodentlig ækvivalenter til kvarts-feldspat"porphyries" i Ihlen et al. (1981). De to varianter ses ofte intimt sammenvoksede og er blevet adskilt p.g.a. arten og mængden af phenokryster, mens grundmassen formodentlig er den samme.

3.5. Finkornet biotitgranit

Den finkornede aplitiske biotitgranit findes spredt i den fin-mellemkornede granit i NNV-SSØ og NNØ-SSV gående aflange intrusiver, stedvis med vertikale eller horisontale ujævne skarpe græsner og apofyser i værtsgraniten. I kortbladets NØ-lige hjørne findes et ca. 4 km² område domineret med finkornet granit og med uregelmæssige domæner eller "øer" af fin-mellemkornet granit og porfyrisk finkornet granit. Øst for Sætervann findes en halvcirkelformet ca. 1,5 km lang og ca. 150 m bred intrusion i den mellem-grovkornede granit, hvor der endvidere også er mange uregelmæssige porfyriske indslag.

3.5.1. Petrografi

Bjergarten har et lys rødlig udseende og har aplitisk tekstur. Kornstørrelsen er mindre end 1 mm. Enkelte spredte 2 mm - 3 mm store feldspat-kvarts phenokryster ses dog i sjældne tilfælde. En gråhvid variant med op til 1 mm store spredte biotitsammenhobninger og op til 4 mm spredte radiære molybdenit aggregater er observeret.

En anden variant med en tæt homogen grundmasse er observeret få steder, men bliver ikke yderligere beskrevet.

Figur 3.2.1 viser texturen og kornstørrelsen af den finkornede biotitgranit.

Farvning af kalifeldspat viser, at dette mineral volumenmæssig dominerer over kvarts og plagioklas. Som accesorie er observeret biotit og molybdenit mineralisering.

Mineralogi:

Mineralogien er baseret på 2 tyndslib, 49984 med aplitisk tekstur og 49960 gråhvid med aplitisk tekstur og med molybdenit.

Kvarts findes som 0,1 mm x 0,1 mm til 1 mm x 1 mm anhedrale uregelmæssigt formede korn med lobate og kurvede korngrænser og enkelte subhedrale korn med lige korngrænser.

I 49984 findes der mikrografisk sammenvoksning i 1-3% af perthit kornene (figur 3.5.1).

I 49960 er ingen mikrografiske strukturer observeret, men derimod sammenvoksede kvartskorn med mange mikroperthit, plagioklas og biotit inklusioner, og intergranulære mikroperthit og plagioklas korn, som er helt eller delvis afsnøret af kvarts, noget som kan tyde på en senere kvartstilvækst (figur 3.5.2).

Mikroperthit findes som 0,5 mm x 0,5 mm til 1 mm x 1 mm subhedrale til anhedrale uregelmæssigt formede korn. Enkelte Carlsbad tvillinger er set. Perthiten består af 50-70% kalifeldspat og 30-50% plagioklas. Plagioklas delen findes som stave, som ujævne bånd hovedsagelig vinkelret på kornets langsakse, som replacering fra randen og fra domæner i perthit-kornet. Ved sammenvoksning med båndene får plagioklasdelen et fliget udseende. Replaceringen bevirker, at plagioklas kan udgøre op til 60-80% af mikroperthiten, som bør omklassificeres til mikroantiperthit (figur 3.5.3).

Den optiske aksevinkel $2V_x = 50^\circ$, er målt i begge slibene, og passer til at være en orthoklas, perthitafblandingen til at være en orthoklas-lav temperatur albit. Diagrammet i Battey (1972) side 284, viser en orthoklasandel på 82%.

Plagioklas findes som 0,2 mm x 0,2 mm til 1 mm x 1 mm subhedrale til anhedrale korn, som 1) plagioklasperthit, 2) som uregelmæssige eller næsten tavleformede korn med polysyntetiske tvillinger efter albitloven og i færre tilfælde efter periklinloven. 6 målinger viser et anorthitindhold fra 20% ved randen til 26% i kornets kerne (oligoklas), $2V_x = 85^\circ-90^\circ$. Albitrande er ikke blevet observeret.

En begyndende sericitering starter fra centrum af de zonerede korn.

Biotit findes som 0,2 mm x 0,2 mm til 0,8 mm x 0,8 mm subhedrale til anhedrale uregelmæssigt formede korn og som euhedrale næsten tavleformede korn. Biotit er stærk pleokroisk med $X = \text{lys gul}$ og $Y = Z = \text{grønbrun eller rødbrun}$. Målinger af den optiske aksevinkel $2V_x = 5^\circ-10^\circ$ og adskiller biotit fra phlogopit, som har en mindre optisk aksevinkel ($< 5^\circ$).

Biotit har inklusioer af opake mineraler og af zirkon (radioaktiv haloes).

Chlorit findes som My store til 0,05 mm x 0,05 mm farveløse og flaskegrønne replaceringsprodukter i sprækker og i feldspaters spalteflader.

Muskovit (sericit) findes som op til 0,03 mm x 0,03 mm store replaceringsprodukter i plagioklas.

Fluorit findes som op til 0,5 mm x 0,5 mm store farveløse og stedvise violette interstitielle korn ofte med opake inklusioner.

I 49960 er en enkelt 2 mm x 2 mm stor inklusion i sammenvokset kvarts observeret.

Zirkon findes som enkelte 0,1 mm x 0,1 mm farveløse ofte vækstzonerede tetragonale prismer og bipyramider i biotit.

Epidot findes i 49960 som enkelte op til 0,1 mm x 0,1 mm svag pleokroitiske farveløse til lysgule anhedrale korn.

Opake mineraler findes som op til 0,1 mm x 0,1 mm subhedrale til anhedrale spredte korn og som inklusioner i biotit og fluorit.

Rutil findes som inklusioner i biotit.

Hematit findes som rødfarvede My store inklusioner i kalifeldspaten.

Malmmineralerne er yderligere beskrevet i 3.7.

3.6. Porfyrisk finkornet biotitgranit.

Den porfyrisk finkornede biotitgranit kan inddeles i 2 typer p.g.a. arten og størrelsen af phenokrysterne 1) en kvarts-feldspat porfyrisk finkornet biotitgranit og 2) en feldspat-kvarts porfyrisk finkornet biotitgranit.

Den kvarts-feldspat porfyriske finkornede biotitgranit (ca. 0,5 km²) findes kun i den nordøstlige del af området som aflange domæner i den finkornede granit og i den mellem til grovkornede granit vest for Svartvann, endvidere i et halvcirkelformet intrusiv øst for Sætervann.

Den feldspat-kvarts porfyriske variant (figur 2.2.1) findes hovedsagelig i NNV-SSØ gående aflange intrusiver, og er kun observeret i 2 domæner nær Drammensfjorden, i et nordligt område omkring Grimsrudbukta hovedsagelig i den grovkornede og mellem-grovkornede granit, og i et sydligt område øst og syd for Selvigstranda i mellem-grovkornet granit, og dækker ialt omkring 0,25 km².

3.6.1. Petrografi.

Bjergarten har en lys rødlig til lys gråligrød udseende, og har en aplitisk grundmasse med en kornstørrelse mindre end 1 mm. De 2 varianter som kan adskilles bliver beskrevet hver for sig i det efterfølgende.

Kvarts-feldspat porfyrisk biotitgranit. Kvartsphenokrysterne som er ækvidimensionale med subhedrale til anhedrale kornformer, hvoraf enkelte kan have et kvadratisk udseende, kan blive op til 4 mm - 5 mm store. Feldspat phenokrysterne er euhedrale - subhedrale, tavleformede og op til 4 mm - 6 mm store korn. Millimeter store biotitaggregater spredt rundt i grundmassen giver bjergarten et sortprikket udseende.

Figur 3.2.1 viser texturen og kornstørrelsen af den kvarts-feldspat porfyrisk biotitgranit.

Feldspat-kvarts porfyrisk biotitgranit. Bjergarten er domineret af op til 5 mm - 30 mm store uregelmæssigt formede, tavleformede eller afrundede feldspat phenokryster, hvoraf flere varianter kan skelnes: 1) Homogen feldspat, 2) Homogen feldspat med tavleformede rødbrune jordede inklusioner, ofte omgivet delvis eller totalt (zoneret?) af samme rødbrune jordede materiale, som formodes at være et jernoxid-lermineral omdannelsesprodukt af feldspat. 3) Total omdannet jernoxid-leromdannet feldspat, som igen kan være forvitret væk efterladende bjergarten vesikulær.

Kvarts phenokrysterne findes som 4 mm - 5 mm store uregelmæssigt formede ækvidimensionale subhedrale - anhedrale korn. Farvning af kalifeldspat viser, at kalifeldspatphenokryster dominerer over plagioklasphenokryster, der findes som sammenvoksninger med kalifeldspat og som spredte korn. Endvidere er kalifeldspat set som inklusioner i plagioklas.

Figur 3.2.1 viser texturen og kornstørrelsen af den feldspat-kvarts porfyriske biotitgranit (bemærk kalifeldspatinklusionen i det store plagioklaskorn). Phenokrystkoncentrationen kan være så stor, at grundmassen mellem nogle af kornene er intergranular.

Millimeter store biotitaggregater spredt rundt i grundmassen giver bjergarten et sortprikket udseende, enkelte aggregater kan blive op til 5 mm store.

Mineralogi:

Mineralogien er baseret på 2 tyndslib, 49936 som er kvarts-

-feldspat porfyrisk med aplitisk grundmasse, og 49963 som er feldspat-kvarts porfyrisk med aplitisk grundmasse. Beskrivelsen er yderligere bekræftet ved 5 andre tyndslib. En skønnet modalanalyse af disse slib findes i Tabel 4.1.

Kvarts findes som 0,1 mm x 0,1 mm til 7 mm x 7 mm korn med en gennemsnitlig kornstørrelse på 0,4 mm i grundmassen. Kornene er subhedrale til anhedrale med lobate, kurvede og i få tilfælde lige korngrænser, og har ondulerende udslukning. Kvartsphenokrysterne består enten af et enkelt kvartskorn med få inklusioner, eller som aggregater af sammenvoksede kvartskorn med aflange og delvis sammenhængende intergranulære mikroperthit, plagioklas, biotit og muskovit relikter (figur 3.6.1). My store mineral-væskeindeslutninger giver kvarts-kornene et uregelmæssigt stribet udseende.

I 1-7% af mikroperthitkornene findes der mikroskopisk sammenvoksninger med kvarts.

Mikroperthit findes i grundmassen som 0,3 mm x 0,3 mm til 0,8 mm x 0,8 mm subhedrale til anhedrale uregelmæssigt formede korn og som 5 mm x 7 mm subhedrale phenokryster, som ofte har en rand af plagioklas. Kalifeldspat med og uden plagioklas afblandinger er observeret.

Plagioklas perthitterne, som er af typen uregelmæssige bånd og som replacering, udgør fra 0-40% af kalifeldspaten. Phenokrysterne findes som spredte korn eller sammenhobninger af 3-7 korn med en plagioklasperthitandel på 30-50%, og af typen stave, bånd og replacering.

Den optiske aksevinkel $2V_x = 50^\circ$ er målt i kalifeldspatdelen, både i grundmassen og i phenokrysterne, passer til at være en orthoklas, og perthitafblandingen til at være en orthoklas-lav temperatur albit. Diagrammet i Battey (1972) viser en orthoklasandel på 82%.

Plagioklas findes som 0,1 mm x 0,1 mm til 0,5 mm x 0,5 mm subhedrale til anhedrale uregelmæssigt formede korn i grundmassen og som aggregater bestående af sammenhobninger af op til 0,8 mm x 1,5 mm tavleformede svagt bøjede krystaller, som er saussuritiseret og sericiteret, og i flere tilfælde sammenvokset med mikroperthit.

Kernen af et sådan plagioklasaggregat består ofte af sammenhobninger af chloritiseret biotit med rutilinklusioner, opake mineraler og enkelte epidotkorn.

Målinger af anorthitindholdet i plagioklas viser følgende: Plagioklasphenokryster, 4 målinger fra 30-34% anorthit (andesin). Plagioklaser i grundmassen, 6 målinger fra 23-25% anorthit (oligoklas).

Endvidere findes plagioklas som plagioklasperthit og som albitrand på enkelte mikroperthitkorn.

Biotit findes som 0,2 mm x 0,2 mm til 0,8 mm x 1,2 mm sub-hedrale til anhedrale uregelmæssige formede korn og som eu-hedrale næsten tavleformede korn. To varianter biotit er observeret:

Variant 1 er stærk pleokroitisk med $X = \text{lys gul}$, $Y = Z = \text{rødbrun}$, $1V_x = \text{ca. } 10^\circ$, og findes spredt i grundmassen og som sammenhobninger af 2-3 biotitkorn sammen med fluorit og opake mineraler og med zirkoninklusioner (haloes).

Variant 2 er stærk pleokroitisk med $X = \text{farveløs}$, lys gul , $Y = Z = \text{grønbrun}$ $2V_x = 5^\circ - 10^\circ$, og findes enten spredt i grundmassen, eller som op til 4 mm x 5 mm biotitaggregater bestående af sammenhobninger af titals af biotitkorn, som i kernen af aggregatet har sievetekstur med inklusioner af rutil, epidot, allanit, opake mineraler, zirkon og apatit. Biotit i plagioklasaggregater er som før nævnt stærkt kloritiseret. Variant 1 biotit findes ikke i alle slibene modsat variant 2 som altid er tilstede.

Den optiske aksevinkel, som er større end 5° , vil udelukke at mineralet er phlogopit, mens den pleokroitiske farveløse og lys gule farve passer bedst på dette mineral.

Chlorit findes som op til 0,5 mm x 0,5 mm farveløse og flaskegrønne replaceringsprodukter på randen af biotit, ofte udviklet i et myrmekitisk lignende mønster med kvarts? i chlorit, og som sprækkefyldninger og i feldspaternes spalteridser.

Biotit i plagioklasaggregater er replaceret af en pleokroitisk farveløse til grøn chlorit med anomale mørkeblå og mørk violette interferensfarver.

Muskovit (sericit) findes som My store nåle-tavleformede replaceringsprodukter i plagioklas orienteret efter plagioklasens krystallografiske retninger, og som op til 0,1 mm x 0,1 mm store skeletagtige sammenvoksninger.

Fluorit findes som op til 1 mm x 1 mm store farveløse og stedvise violette interstitielle korn ofte sammen med opak mineraler og biotit.

Zirkon findes som op til 0,1 mm x 0,1 mm farveløse ofte vækstzonerede tetragonale prismer og bipyramider i biotit.

Epidot findes som op til 0,1 mm x 0,1 mm anhedrale uregelmæssigt formede korn, som er svag pleokroitisk farveløs til lys gul med maximal dobbeltbrydning på ca. 0,40. Epidot og formodentlig allanit som er gulbrun og bevirker radioaktiv halo, findes som inklusioner i biotit. Epidot er endvidere set intergranular mellem stærkt omdannede plagioklaser sammen med sericit.

Opake mineraler findes som op til 0,15 mm x 0,15 mm euhedrale til anhedrale spredte kor, som inklusioner i biotit, og som sammenhobninger sammen med biotit og fluorit.

Rutil findes som inklusioner i biotit.

Hæmatit findes som My store inklusioner i feldspater.

Malmmineralerne er yderligere beskrevet i 3.7.

3.7. Petrografisk undersøgelse af opake mineraler i granit.

De efterfølgende malmmineraler som alle er observeret i granitvarianterne findes kun som accesorie ($< \frac{1}{2}\%$).

Tabel 4.1 giver en modalsammensætning af disse mineraler.

Mineralogi:

Magnetit findes som 0,05 mm x 0,05 mm til 0,4 mm x 0,4 mm subhedrale ækvidimensionale eller uregelmæssige formede rødgrå isotrope korn. Hæmatit^{te}placering (martitization) fra randen og langs sprækker er set fra begyndende stadier til total replacering, efterladende hæmatit som pseudomorf efter magnetit (figur 3.7.1). Mærkelig nok er det ikke alle magnetitkornene som replaceres, enkelte efterlades uangrebne. Magnetit (og hæmatit) findes spredt rundt i slibet, og som kornede aggregater sammen med rutil og zirkon.

Ved 1000 x forstørrelse i olie er der i flere korn observeret My store aflange tilspidsede ilmenit? exsolutions inklusioner arrangeret i 3 retninger (figur 3.7.2).

Hæmatit findes som replaceringsprodukter som beskrevet i det foregående, endvidere som My store blebs spredt rundt i slibet (i kalifeldspat).

Rutil findes som op til 0,3 mm x 0,5 mm anhedrale bireflektante anisotrope korn med lys gule til gulbrune indre reflekser.

Kornene findes spredt rundt i slibet, som kornede aggregater af 2-3 rutilkorn eller som marginale korn i magnetit-hæmatit aggregater. Hæmatit inklusioner og uregelmæssige sammenvoksninger med samme er set i flere tilfælde.

I slib 49947 er rutil set som delvis afrundede stavformede aflange korn afgrænsende en formodentlig reliket korngrænse. Inden for randen findes relikter af hæmatit som er afgrænset af rutilnåle orienteret i 3 retninger (figur 3.7.3).

Pyrit findes som op til 4 mm x 5 mm store anhedrale til subhedrale spredte korn, som aggregater og som poikilitiske korn. Goethitreplacering som starter fra randen og langs sprækker kan være total, og efterlader goethit som pseudomorf efter pyrit (figur 3.4).

Goethit findes som replaceringsprodukt efter pyrit som før nævnt, men findes også som sprækkeudfyldninger i bjergarten.

3.8. Modalanalyser.

Modalanalysen er udført ved hjælp af en automatisk punkttæller og 1000 punkter er blevet talt i alle slibene.

Resultaterne ses i Tabel 3.1.

Til identificering mellem kalifeldspat og plagioklas, som kan være problematisk, er følgende optiske kendetegn blevet anvendt:

1) plagioklas har højere interferensfarve og større lysbrydning end kalifeldspat. 2) Plagioklas har i de fleste tilfælde polysyntetiske tvillinger efter albit-periklinloven. 3) Albit har udviklet karakteristiske rektangulære eller tenformede tvillinger, hvor længden kun når op på nogle få gange bredden. Endelig får albit før udslukning det såkaldte skakbræt eller kakkelbordstextur (Battey 1955). Endvidere har kalifeldspaten et "snavset" udseende p.g.a. My store mineralinklusioner (hæmatit), modsat plagioklasen, der virker renere bortset fra tilfælde hvor kernen er sericiteret. En forveksling kan dog forekomme mellem kvarts og albit uden tvillinger.

Både den absolutte og den relative usikkerhed ved modalanalysen kan aflæses udfra nonogrammet i Tabel 3.2.

For Drammensgranitens vedkommende som er en homogen bjergart, anser jeg modalanalysen for repræsentativ.

3.9. AQP trekantplots.

Modalanalysens resultater er plottet i et alkalifeldspat-kvarts-plagioklas (AQP) trekantdiagram efter Streckeisen (figur 3.9).

Det ses i figuren at den grovkornede biotitgranit (49987) og den mellem til grovkornede biotitgranit (49986) plotter sammen med prøver taget af Gaut (1982), mens resten af granitprøverne fra denne undersøgelse er mere kvartsrige (> 40%). Alle prøverne

fra denne undersøgelse plotter i granitfeltet.

Den miarolitiske - granophyriske variant af den fin til mellemkornede biotitgranit (52264) klumper sig sammen med den finkornede biotitgranit (49984) og de porfyriske finkornede biotitgraniter (49943) og (49936).

Den fin til mellemkornede biotitgranit (49985) taget ved Rørvik mine, og den grå finkornede biotitgranit med molybdenit aggregater er de mest kvartsrige i denne undersøgelse med henholdsvis ca. 55% og ca. 58% kvarts.

Silificeringen, som er observeret i flere af tyndslibene, er mest udpræget i disse slib, og er sandsynligvis årsag til det forøgede kvartsindhold.

KAPITEL 4 HYDROTHERMALE OMDANNELSER OG MINERALISERINGER

4.0. Indledning.

De hydrothermale omdannelser danner karakteristiske gangbjergarter og malmmineralparageneser, som er uløseligt forbundet til hinanden og bliver derfor beskrevet sammen i dette kapitel. Fire hovedomdannelsesstyper er observeret i området og bliver beskrevet i følgende rækkefølge: 1) Silificering, som omfatter alle molybdenitmineraliseringer og kvartsgange med pyrit og/eller arsenopyrit, 2) Greisen, som er inddelt i 3 varianter p.g.a. indholdet af kvarts, topaz, grøn biotit, og oxychlorit, og medfører malmmineralerne wolframit, cassiterit, pyrrhotit, bismuth, bismuthenit, pyrrhotit, chalcopyrit, galena, sphalerit, pyrit, markasit og arsenopyrit, 3) Sericit og kvarts omdannelser med malmmineralerne sphalerit med chalcopyrit-pyrrhotit-pyritblebs og galena med $\pm$ pyrargyritexsolutioner, 4) Albitisering med malmmineralerne hæmatit og psilomelan.

Beskrivelserne er baseret på tyndslib, polerede tyndslib og polerprøver, som er systematiseret under omdannelsesstyper, og hvor mineralogien enten findes som en skønnet modalprocent i gennemfaldende lys i Tabel 4.0, eller som en talt modalprocent i tabel 4.2-4.4. Malmmineralerne findes i Tabel 4.1, og er talt ved hjælp af et 25 punkts rudenet monteret i okkularret, ca. 100-1000 punkter er talt i hver prøve. Der er endvidere blevet brugt et tilsvarende antal håndstykker (som antal slib) til beskrivelserne.

4.1. Silificering.

Silificering er karakteriseret af et forøget kvartsindhold i graniten som f.eks. i den gråhvide finkornede biotitgranit med molybdenit aggregater (49960), men er i området næsten kun set som kvartsårer $\pm$ malmmineralerne molybdenit (og/eller pyrit og/eller arsenopyrit). Molybdenitmineraliseringerne er de vigtigste i området og er inddelt i 5 varianter: 1) Kvartsårer, 2) greisen, 3) intramagmatiske, 4) pegmatitiske, 5) sprækkebelægninger $\pm$ kvarts.

Kvarts $\pm$ molybdenit $\pm$ fluoritårer findes i 1 mm - 2 cm brede årer arrangeret enkeltvis eller i sværme á 4-8 stk koncentreret indenfor 2-3 m og kan følges fra 2 m - ca. 50 m i terrænet. Kvartsårerne som ikke i alle tilfælde er molybdenitmineralise-

ret, tynder ofte ud og forsvinder. I flere tilfælde er der observeret, at en ny kvartsåre "en echelon" begynder få cm-dm derfra. I Rørvikområdet er der som eneste sted observeret 2-3 cm brede symmetriske kvarts ± molybdenit ± fluoritårer omgivet af en 2-4 cm bred silificeret zone, som også er observeret "en echelon". Denne type årer kan være usædvanlig beriget på molybdenit, som set nede i Rørvik mine, hvor flere ca. 10 cm lange og 2 cm brede massive molybdenit klumper ses i mineloftet. Den gult fluoricerende fluorit kan være en stor hjælp ved en registrering af mineraliseringerne.

Kvarts ± molybdenit ± fluoritårerne er koncentreret i 2 store områder med mere eller mindre spredte mineraliseringer: 1) Omkring Rørvik området fra mineåbningen (markeret på kortet) og i et 850 m x 200 m bredt NNV-SSØ gående bælte. 2) Nord for Bjørvann i et NV-SØ gående 500 m langt og 150 m bredt bælte. Mineraliseringer er også set omkring Røjsåsens mine, nord og syd for Sætervann og omkring Selvigstranda.

Fladenormalerne til kvartsårerne er plottet i et wulffnet (figur 4.1.1) og viser sammen med det geologiske kort (Planche 1), at koncentrationen af NNV-SSØ til NV-SØ gående årer med et SV-ligt dyk på mellem 60-80° hovedsagelig findes i et ca. 4.5 km x 1 km bredt bælte fra Grimsrubbukta i nord over Rørvik området til Selvigstranda i syd. Et andet område, med ØV gående årer med et sydlig dyk, findes ved Røjsåsens mine, mens et tredje område, med NV-SØ gående årer og med SØ dyk, findes nord for Bjørvann.

Molybdenit i greisen er den næstvigtigste forekomst måde og findes hovedsagelig relateret til greisen type 2 (se 4.2.). Den intramagmatiske variant er kun observeret ved Fæstningen (8153, 1645) på SØ siden af en ca. 20 m bred opbulning i den finkornede granit i en ca. 5 m x 3 m bred zone i en tilsyneladende uomdannet granit, mens løsblokke fra en røsk samme sted viser molybdenit aggregater i en gråhvid granit (49960). I strandkanten nord for Selvigstranda findes molybdenit, som eneste sted i området, i en kvarts-feldspat pegmatit (8093, 1440).

Molybdenit sprækkebelægninger er set nord for Grimsrubbukta (8005, 1717) og i en løsblok fra Follestad stenbrud (8285, 1785), som endvidere viser harniskstribning. I Rørvik minen er der endvidere observeret molybdenit-belagte ("shearplaner") flader som formodentlig også har været udsat for tektonisk påvirkning.

Kvarts + pyrit årer er observeret få steder, men er sjældne, endvidere er der set en enkelt ca. 10 cm bred kvarts + dissemineret pyrit og arsenopyritåre, med 1 cm brede massive arsenopyritsubårer, nord for Bjørvann (8394, 1683).

4.1.1. Petrografi

Makroskopisk beskrivelse.

Kvartsårer med molybdenit og + pyrit er den almindeligste mineraliseringstyper (har været genstand for økonomisk brydning) og findes som millimeter til ca. 2 cm brede kvartsårer med op til 10% af tilsyneladende uorienterede bladede molybdenitaggregater eller korn. Makroskopisk er kontakten til graniten skarp, men alkalifeldspatfarvning afslører, at en overgangszonzone tilsyneladende uden kalifeldspat (silificering) er tilstede (49936). Ved Rørvik mine er der set flere 2-3 cm brede symmetriske kvarts + molybdenit + pyrit årer med 2-4 cm brede overgangszoner med et stigende kvartsindhold mod åren (figur 4.1.2). Åren består yderst af et tyndt finkornet lag (ler) ofte med dissemineret pyrit og enkelte molybdenitkorn. Dernæst af op til 1 cm store ofte bøjede og knækkede molybdenitkorn, som hovedsagelig er orienteret vinkelret på åren. Inderst består åren af op til 1,5 cm store ofte tandformede kvartskorn som er vokset sammen fra hver sin side af åren som en typisk kamtextur. Enkelte euhedrale zonerede op til 0,5 cm store gult fluoriserende fluorit korn er set sammenvokset med molybdenit, men findes også som mindre intergranulære korn i overgangszonen.

I greisen mineraliseringerne findes molybdenit som diskordante millimeter brede kvarts + molybdenit årer, eller som op til 2 cm store spredte bladede molybdenitaggregater. En løsblok fundet i Grimsrud skjerp består af kvarts og op til 30% spredte 0,5 cm store radiære molybdenit aggregater, og er formodentlig relateret til greisen mineraliseringerne (49924). I flere af prøverne er molybdenit forvitret til molybdænoxyd, endvidere er en gult fluoriserende fluorit altid tilstede.

I den intramagmatiske variant, i en tilsyneladende uomdannet granit findes 0,2 cm - 1 cm store bladede aggregater og/eller radiære rosetter (49959-60), der endvidere indeholder op til 1% af en gult fluoriserende fluorit.

I den pegmatitiske variant findes molybdenit sammen med feldspat

og kvarts som op til 4 cm store bladede aggregater eller som radiære rosetter og kan udgøre op til 30% af bjergarten.

Mikroskopi.

Den mikroskopiske undersøgelse er baseret på 2 tyndslib (Tabel 3.1) og 13 polerprøver (Tabel 4.1), og beskriver en kvarts + molybdenitåre, den intramagmatiske variant og kvartsåren med dissemineret pyrit + arsenopyrit og massiv arsenopyrit.

I slib 49936 skærer en ca. 3 millimeter bred kvarts + molybdenitåre en kvarts feldspat porfyrisk granit. Kvarts + molybdenitåren består af op til 3 mm store uregelmæssigt formede sammenvoksede kvartskorn med interlobate korngrænser og med mange My store mineral-væskeinklusioner. Intergranular perthit, plagioklas og biotit er stedvis tilstede. Bladformet molybdenit er tilfældigt orienteret i åren, men er for det meste orienteret langs med kvartskornenes sammenvoksningsplaner ofte på tværs af åren, men er også koncentreret langs med årer og ved kontakten mellem åren og overgangszonen.

En 1,5 millimeter bred overgangszone på begge sider af åren er silificeret med et stigende kvartsindhold og et faldende indhold både på størrelsen og arten af inklusioner og intergranular perthit, plagioklas og biotit mod åren, og det formodes at en sådan overgangszone er tilstede i alle kvarts + molybdenitårerne, men kan kun observeres mikroskopisk som her, eller når åren bliver tilstrækkelig bred (52228). I 49960 har molybdenit både kontakt med kvarts, perthit og plagioklas og kan ikke adskilles som en separat fase, og er derfor klassificeret som intramagmatisk.

Malmminerale:

Molybdenit kan udgøre op til 15% af bjergarten i kvartsårerne og findes som op til 4 mm x 7 mm store bladede korn ofte udtværet p.g.a. poleringen eller som tynde aflange fligede (figur 4.1.3) ofte bøjede, kinkbandede eller frakturerede korn som ofte danner uregelmæssige- eller rosetformede aggregater (figur 4.1.4). I 49924 findes molybdenit som 0,5 cm store aggregater bestående af fjerformet molybdenit som ifølge Ramdohr (1980) er sjælden (figur 4.1.5).

Rutil er i flere af prøverne set som intergranulære korn sammenvokset med molybdenit eller som i 49911 mellem kornene (figur 4.1.6) eller som My store inklusioner i molybdenit. Kvarts + pyrit + arsenopyritåren består af op til 8% dissemineret 0,1 mm - 0,2 mm store euhedrale til anhedrale pyrit-korn og enkelte arsenopyritkorn (figur 4.1.7). I nogle områder er kornene større og sammenvoksede med mange pyrrhotit, rutil, magnetit og zirkon inklusioner og/eller sammenvoksninger, og er ofte zoneret med silikat inklusioner nær randen. Den massive arsenopyritåre har mange silikatinklusioner, er stærkt opsprækket og består inderst af en tynd pyritzone med enkelte markasitkorn (figur 4.1.8), endvidere er der i den disseminerede zone observeret enkelte chalcopyrit, sphalerit, bismuthenit og cassiterit korn.

4.2. Greisen.

Greisen omdannelser og mineraliseringer er ikke før blevet registreret i området. I denne undersøgelse er greisenomdannelser påvist ved hjælp af mikroskopering af både tyndslib og polerprøver. Tre greisen varianter er blevet adskilt mineralogisk, nemlig 1) kvarts(63%)-grøn biotit(15%)-topaz(15%), 2) kvarts(65%-8%)-topaz(53%-17%)-oxychlorit(10%-3%) og 3) kvarts(75%)-topaz(23%).

Greisenvariant 1 er den mest udbredte i området, mens variant 2 er den mest malmmineraliserede som desværre kun er observeret få steder. Variant 3 er kun set et sted. I den efterfølgende beskrivelse bliver varianternes udbredelse og udseende beskrevet hver for sig, mens den mikroskopiske undersøgelse beskriver mineralerne under et.

Greisen variant 1 findes som 1-10 cm brede regelmæssige årer hovedsagelig koncentreret i sværme, indbyrdes med få cm afstand og i 10-15 m brede bælter op til 50 m lange. Greisen mineraliseringerne findes i de sammen hovedområder som er beskrevet under molybdenitmineraliseringerne. Fladenormalerne er plottet i figur 4.1.1 og har stort set de samme retninger og hældninger, som dog i området nord for Bjørnvann er mere varierende. Omkring Rørvik er årerne regelmæssige og begynder/ender "en echelon".

I Bjørnvann området findes årerne som 1-2 cm brede regelmæssige NV-SØ'gående og ca. 50° SØ dykkende årer, og som mere uregelmæssige op til 0,5 m brede årer i op til 3 skærende retninger.

Årerne tynder ud og forsvinder ofte inden for få meter, mens nye årer "en echelon" begynder få cm-dm derfra (figur 4.2.1). Endvidere er greisen observeret nord for Selvigstranda (8093, 1445).

Greisen bliver i flere tilfælde skåret af kvarts + molybdenit årer (figur 4.2.2).

Variant 2 greisen, som kan inddeles i 2 undervarianter (se 4.2.1), er observeret i Grimsrud skjerp (8063, 1664) og Lunds skjerp (8091, 1597) (se figur 2.4.1 og detailområdet Hurum gruber) og nord for Selvigstranda (8093, 1448). I Grimsrud skjerp (figur 4.2.3) består den skitserede omdannede granit hovedsagelig af greisen variant 2 blottet i en uregelmæssig N-S gående (25 m lang x 1 m bred) zone med en østlig kontakt til granit. Den vestlige kontakt er dækket af jord og bjergartsstykker og godt gennemrodet af "rockhunters" p.g.a. forekomsten af cm store ædeltopazkrystaller. Den omdannede zone formodes at være fra 3-5 m bred. Centimeter store berylkrystaller er observeret mellem kanalprøve 21-22 m og er set i flere skjerpe i Rørvik mine området (f.eks. ved prøve 52213), endvidere er beryl observeret ved Røjsåsens mineåbning.

Variant 3 greisen er beskrevet udfra en løsblok fundet nord for Bjørnvann (8395, 1680), men formodes at være mere udbredt f.eks. omkring Rørvik mine området.

Rustzoner (sprækker) er specielt mangfoldige i Rørvik mineområdet, og er formodentlig sulfidførende greisen årer eller muligvis kvarts + sericit + chlorit årer (fladenormalplot se figur 4.1.1).

4.2.1. Petrografi.

Makroskopisk beskrivelse:

Variant 1 greisen findes som gråsorte-grønsorte millimeter tykke til ca. en halv meter tykke biotit + kvarts + topaz (kan ikke skelnes makroskopisk) + pyritårer som i flere tilfælde er set skærende hinanden i 2-3 retninger. Flere millimeter tynde årer er meget pyritrige, og kunne klassificeres som kvarts + pyrit årer, hvis ikke der havde været grøn biotit og topaz tilstede. I flere af årerne ses karakteristiske op til 3 mm brede "subårer" der ved randen er flankeret af biotit vinkelret på fladen og som i kernen kun består af topaz (figur 4.2.4). Ved bjergartsgrænsen mellem mere finkornede og mere grovkornede bjergarter er det i flere tilfælde observeret, at

åren i den grovkornede del pludselig bliver betydelig bredere og mere grovkornet relativt set i forhold til den mere finkornede bjergart, noget der formodentlig skyldes ændrede porositets/permeabilitetsforhold. Tavleformede op til 2 cm store biotitsammenhobninger i og marginalt med åren er ikke ualmindelige, og er muligvis biotitpseudomorfose efter feldspat. Millimeter - 2 cm brede kvarts + molybdenitårer skærer i flere tilfælde greisen årene.

Variant 2 greisen er den mest heterogene og er karakteriseret ved en delvis-total leromdannelse, euhedrale op til 0,5 cm store farveløse topazkrystaller, sulfidmineraliseringer, der kan udgøre ca. 50% af bjergarten og en gennemgående rustdannelse i sprækker og som en intergranular film på korn. Op til ca. 2 mm store lyse lermineralskæl er næsten altid til stede.

Greisen 2a har ofte et smuldrende udseende, og består udelukkende af euhedrale topazkrystaller i en grågrøn-gråsort intergranular jordet lermasse (kaolin chlorit og oxychlorit), og enkelte større euhedrale pyrit galene eller arsenopyritkorn. Gossan er ofte udviklet muligvis p.g.a. dennes høje porositet/permeabilitet og/eller beliggenhed langs med større sprækker. Molybdenit rosetter er ofte til stede.

En uregelmæssig zonerings eller overgang til greisen variant 2b (se efterfølgende) er set i flere prøver fra Grimsrud skjerp, men det har været umuligt tidsmæssigt at relatere dem indbyrdes. Greisen 2b består af kvarts + leromdannelsesprodukter og topaz, som generelt er vanskeligt at observere makroskopisk. I Grimsrud skjerp ses pyrrhotit, pyrit som imprægnationer og sprækkeudfyldninger, men også dissemineret og som spredte korn i bjergarten sammen med sphalerit og galena. I Lunds skjerp findes pyrit og sphalerit som spredte korn i en granular gulgrøn fintil mellemkornet bjergart med enkelte større kvartspheokryster. Sort sphalerit med tydelige spalteflader og i mindre mængde pyrit, findes her som spredte uregelmæssige 1 cm store aggregater og tavleformede korn. Kornene er muligvis pseudomorf efter feldspater. Der er i samme bjergart set en millimeter bred diskordant molybdenitåre, som et sted danner en 0,5 cm stor molybdenit aggregat, der muligvis er en pseudomorf struktur.

Variant 3 greisen er en porøs granular finkornet hvid-hvidgrå udseende bjergart bestående af kvarts og ca. 10% dissemineret pyrit og enkelte molybdenitkorn. Det hvide udseende skyldes

leromdannelse formodentlig kaolinisering. Topaz kan ikke observeres makroskopisk.

Mikroskopi:

Den mikroskopiske undersøgelse er baseret på 11 tyndslib/polerede tyndslib og 41 polerprøver/polerede tyndslib. Rækkefølgen af mineraler følger Tabel 4.2 og 4.1.

Kvarts (8-79%) er det vigtigste bjergartsdannende mineral bortset fra i 2a greisen, og findes som 0,2 mm x 0,2 mm til 3 mm x 3 mm ækvidimensionale anhedrale interlobate sammenvoksede korn, eller som euhedrale korn med "tripple points" (52250) som kan være dominerende og danne en polygonal granular tekstur mellem "større" topaz korn. Epitaxisk vækst er observeret i enkelte kvartskorn, hvor relikte korngrænser er bevaret ved mineral-væskeinklusioner, endvidere er euhedrale hexagonale (?) krystalflader altid udviklet i porehulrum. Kvartstilvækst ses endvidere ved at større korn i flere tilfælde har perthit, plagioklas inklusioner. En intergranular goethit-chlorit film ses på alle kvarts (og topaz) kornene både i omdannelses- og i en mere diffus overgangszone.

Topaz (1-53%) er i variant 2a det vigtigste bjergartsdannende mineral og findes i de andre varianter intergranular eller som spredte "større" korn eller årer. Kornstørrelsen er varierende fra 0,1 mm til 3,5 mm, og kornene findes som farveløse subhedrale ækvidimensionale og/eller som liste-tavleformede euhedrale korn med spalteridser efter (001). I greisen 3 (49978) findes topaz som op til 0,4 mm store intergranulare nåleformede sphærolitiske aggregater, hvor de ydre nåle ses som inklusioner i kvarts (figur 4.2.5), en lignende sphærolit ses i Spry (1969, plate VI d). I greisen 1 danner topaz "subårer" flankeret af grøn biotit (se grøn biotit), endvidere er wolframitinklusioner observeret i denne variant og i "stor" mængde i greisen 2a (figur 4.2.6).

Flere målinger af den optiske aksevinkel $2V_x = 65^\circ - 67^\circ$ og er ifølge Trøger (1971, fig. 133.2) tæt ved det teoretisk mulige fluorindhold, og topazen kan derved kaldes en fluortopaz.

Lermineralreplacering ses i alle topazkornene som uregelmæssige op til 0,1 mm brede sprækker eller som interstitielle op til millimeter store områder, hvor topaz ofte ses som relikte øer (se lermineralomdannelse).

Grøn biotit (0-24%) findes kun i greisen 1 som 0,1 mm x 0,1 mm

til 1,5 mm x 1,5 mm euhedrale-subhedrale ofte vækstzonerede pleokroitiske korn, hvor $X = \text{farveløs, lysgullig, } Y = Z = \text{grøn (ofte med mørk rand), sortgrøn og med en optisk akse-vinkel } 2V_x = 5^\circ - 10^\circ$. Grøn biotit, replacerer fra randen og langs spalteridser, den primære biotit delvis i en diffus overgangszone og totalt i omdannelseszonen, og danner i flere tilfælde pseudomorfe strukturer efter den primære biotit. Den almindeligste kornform er enten næsten tavleformet eller vifteformet, mens korn skåret vinkelret på den optiske akse som regel er mere uregelmæssigt formede og ofte har tydelig hexagonale vækstzoneringer. Sammen-voksede biotitkorn er intimt sammenvokset med topaz og kvarts, ofte nærmest netagtigt (figur 4.2.7). Grøn biotit danner randen af en 2-3 mm bred subåre med "tandformet" topaz som vokser ud fra hver sin side af åren (52239, 49979), og minder meget om en kamtextur (figur 4.2.8).

I en overgangszone (slib 52234 og 52237) er kernen i oligoklas replaceret af grøn biotit og i flere tilfælde er næsten hele randen bevaret tilsyndeladende uomdannet (figur 4.2.9). Det samme fænomen med relikte oligoklasrande ses i et 5 mm x 4 mm stort aggregat bestående af 0,2 mm x 0,2 mm sammenhobninger af grøn biotit og større delvis replacerede primære biotiter og oligoklasrande.

Den grønne biotit indeholder rutil-epidot-zirkoninklusioner, som bevirker radioaktive haloer, endvidere er zonerede cirkelrunde gråsort haloer ofte set.

Oxychlorit (0-10%) findes som op til 0,3 mm fibrøse intergranulare vifte-negformede aggregater ofte intimt sammenvokset med chlorit og leromdannelsesprodukter, og replacerer muskovit. Oxychlorit er pleokroitisk farveløs-lysgreen og har en maximal dobbeltbrydning på ca. 0,012 Hexagonale til næsten cirkelrunde korn, som er skåret vinkelret på den optiske vinkel, er $2V_x$ målt til ca. $0-5^\circ$ (se Data; Deer, Howie & Zussman (1969) side 231). Grøn biotit, oxychlorit, chlorit og andre lermineraller replacerer den primære biotit (52250).

Chlorit (1-7%) findes som tætte replaceringsprodukter i sprækker og sammenvoksninger med oxychlorit, og kan kendes ved en lavere dobbeltbrydning og mindre kornstørrelser (My store).

Opake mineraler (bliver beskrevet nærmere under malmmineraller). Wolframit ses (52229) som tilspidsede listeformede euhedrale

korn som inklusioner i topaz, oxychlorit-leromdannelse og i fluorit udfyldte sprækker, og er endvidere (52239) set som inklusioner i kvarts og i randen af grøn biotit. Sphalerit ses som mørke rødbrune interstitielle sprækkeudfyldninger med inklusioner af leromdannede topazkrystaller (49908), og sammenvokset med oxychlorit og leromdannelsesprodukter (52229). Markasit og pyrit ses som poikilitiske opsprækkede eller euhedrale korn med topaz og kvartsinklusioner. Rutil ses som næsten opake inklusioner i biotit og oxychlorit. Goethit ses som sprækkeudfyldninger og som en intergranular film på korn i overgangszonen og omdannelseszonen, endvidere som imprægnationer i leromdannelsesprodukter og farver disse gulbrune.

Muskovit (0-2%) findes (49908) som sammenhobninger af op til 0,5 mm x 0,5 mm store næsten tavleformede korn som fra randen er delvis replaceret af oxychlorit eller som intergranulare relikte øer eller replacerede rande (52229). Muskovit ses i et slib som intergranulare pleokroitiske farveløse-lysgrønne viftenegformede korn som replaceres fra randen og langs spalteridser af oxychlorit (52214).

Muskovit er ikke observeret i type 1 greisen.

Fluorit (03%) findes som op til 2 mm x 3,5 mm store interstitielle farveløse eller violette sprække og hulrumsudfyldninger som (52229) er gennemskåret af goethitsprækker, men er ellers sammenvokset med opake mineraler og oxychlorit.

Zirkon (0-< $\frac{1}{2}$ %) findes som enkelte op til 0,1 mm x 0,1 mm store inklusioner i biotit og oxychlorit.

Epidot (0-< $\frac{1}{2}$ %) findes som enkelte op til 0,2 mm x 0,2 mm store subhedrale farveløse inklusioner i grøn biotit.

Leromdannelsesprodukter (< $\frac{1}{2}$ -13%) findes som farveløse, lysgullige og lysgrønne submikroskopiske til 10 My store fibrøse tavleformede, ofte boglignende aggregater med en maximal dobbeltbrydning på ca. 0,005-0,007. Enkelte radiære aggregater med lavere dobbeltbrydning er observeret. Leromdannelsen som replacerer topaz (figur 4.2.10) findes også som større uregelmæssige områder mellem topazkornene. Lermineralerne er formodentlig Kaolinit eller Dickit, som ofte danner boglignende aggregater og er kendt for at replacere topaz (Deer, Howie & Zussman (1969) side 47). Chlorit er formodentlig det lysgrønne leromdannelsesprodukt, som dominerer i visse områder, og er ofte sammenvokset med oxychlorit, endvidere er enkelte zeoliter formodentlig også tilstede som radiære aggregater.

Malmmineraller:

Arsenopyrit (0-2%) er kun observeret i greisetype 2 og findes som 0,1 mm x 0,1 mm til 0,7 mm x 0,7 mm euhedrale ofte rhombeformede korn med eller uden tvillingedannelse, og er ofte domineret af mange silikatinklusioner. Arsenopyrit har endvidere inklusioner af sphalerit, chalcopirit, pyrrhotit og markasit (replaceret pyrrhotit), pyrit.

Bismuthenit-bismuth (0-<25 korn) er set i enkelte prøver som op til 0,25 mm x 0,25 mm store anhedrale uregelmæssigt-formede korn med eller uden bismuth inklusioner. I pyrit er set en enkelt bismuthinklusion replaceret fra randen af bismuthenit (52266) (figur 4.2.11). Ramdohr (1980) side 712 skriver "at bismuth ofte er replaceret af bismuthenit" og her er replaceringen sandsynligvis på et begyndende stadie. Bismuth er endvidere set som en inklusion i topaz (49928).

Cassiterit (0-<1%) findes som 0,02 mm x 0,02 mm til 1 mm x 2 mm anhedrale til subhedrale intergranulære korn i alle greisen varianterne. Cassiterit har ofte rødbrune indre reflekser, er zoneret med silikatinklusioner ved nogle korngrænser, og har altid udviklet simple tvillinger (figur 4.2.12). Rutilinklusioner er set i flere prøver og sammenvoksninger med samme, endvidere er cassiterit set som inklusioner i pyrit-markasit og sphalerit (49908).

Chalcopirit (0-<1%) findes som op til 0,4 mm x 0,4 mm store anhedrale spredte korn og som intrigante sammenvoksninger med pyrrhotit, galena og sphalerit, og som inklusioner i pyrit og arsenopyrit, og endvidere som enkelte My store exsolution-blebs i sphalerit.

Covellin (0-< $\frac{1}{2}$ %) findes som et omdannelses-produkt på randen og langs sprækker af sphalerit, galena og chalcopirit. Ved en mere fremskreden replacering efterlades modermineralet som relikter, mens covelling koncentrerer ved den relikte korngrænse. I flere tilfælde er goethit og covelling sammenvokset og er muligvis dannet samtidig.

Galena (0-< $\frac{1}{2}$ %) findes som op til 0,2 mm x 0,2 mm store spredte korn, som tilvækst- eller replaceringsrande på pyrrhotit (figur 4.2.13), sammenvokset med pyrrhotit, chalcopirit og sphalerit, og endvidere som inklusioner i sphalerit og pyrit.

Goethit (0-9%) optræder i de fleste af prøverne som et omdannelsesprodukt specielt på randen og langs spalteridser og

sprækker i pyrit. Ved en total replacering ses goethit som pseudomorf efter pyrit, enten som en jordet - colloform masse eller som en netagtig struktur efter pyrit. Goethit ses som en intergranular film på silikat-korn både i omdannelseszonen og i overgangszonen.

Magnetit (0- <25 korn) og hæmatit (0- $<\frac{1}{2}\%$) er set som enkelte spredte korn og er blevet beskrevet i 3.7.

Markasit (0-7%) er kun observeret som et omdannelsesprodukt, som bliver beskrevet under pyrrhotit.

Molybdenit (0-10%) er set i flere af prøverne som molybdenit-årer bestående af op til 1 mm lange bladede tilfældigt orienterede korn og aflange aggregater, som ofte er bøjede, frakturerede eller kinkbåndet. Molybdenit findes også som fjerformede aggregater (figur 4.1.5). Molybdenit er set som inklusioner i pyrit (figur 4.2.14) og viser hermed aldersrelationerne mellem disse 2 mineraler. Molybdenit indeholder ingen inklusioner, men er i flere tilfælde sammenvokset med rutil som endvidere er det eneste andet malmmineral set i molybdenit årerne.

Pyrit (0-50%) er volumenmæssigt det vigtigste mineral i alle greisentyperne. Pyrit findes som op til flere cm store subhedrale-euhedrale korn som ofte er sammenvoksede og poikilitiske, som imprægnationscement bestående af anhedral og euhedral pyrit ofte med en trappetrinslignende tekstur, og endvidere som et replaceringsprodukt som bliver beskrevet under pyrrhotit. I greisen 3 (49978) er pyrit næsten det eneste malmmineral (ca. 7%), og ses som mindre end 1 mm disseminerede sub-anhedrale korn, som i flere tilfælde er interstitielt udviklet i forhold til topaz (figur 4.2.15.).

Zoneret pyrit med silikatinklusioner nær korngrænsen er set i flere af prøverne og indicerer muligvis en senere pyrit-tilvækst (figur 4.2.16). Pyrit har ofte blebs af chalcopyrit, sphalerit, galena og pyrrhotit. Pyritinklusioner i arsenopyrit og arsenopyritreplacering (?) der i flere tilfælde ses som større euhedrale tilvækst rande på pyrit viser aldersrelationerne mellem disse mineraler, endvidere skal det nævnes, at egetræsbarktekstur ikke er observeret i som inklusioner i pyrit. (se pyrrhotit).

Pyrrhotit (0-8%) er i type 2 greisen nok det vigtigste malmmineral og findes der som op til 2-3 cm store poikilitiske homogene korn, eller som intergranulare korn ofte intrigant

sammenvokset med chalcopirit og i mindre grad med galena og sphalerit. Uomdannede pyrrhotit inklusioner er set i topaz (49928, figur 4.2.17), endvidere er op til 0,1 mm store pyrrhotitblebs og uregelmæssigt formede inklusioner ofte med en eller flere lige korngrænser set som inklusioner i pyrit. Pyrrhotitinklusioner er endvidere almindelige i sphalerit enten som relikte korn eller som exsolutioner (se sphalerit).

Markasit og markasit + pyrit repalcering i begyndede stadier til total replacering er set i næsten alle prøverne. I det begyndende stadie replaceres pyrrhotit fra randen og langs sprækker i en konveks replaceringsfront (figur 4.2.18) eller i et flammeformet mønster. Ved en mere fremskreden replacering efterlades pyrrhotit som relikte øer omgivet af granular markasit eller pyrit og/eller af op til 0,1 mm store aflange anhedrale markasitkorn og euhedral pyrit, der endvidere ofte danner en tynd rand ved den relikte korngrænse. En egetræsbark lignende tekstur (figur 4.2.19) (en lignende tekstur kan ses i Ramdohr (1980) side 417) består udelukkende af granular markasit + pyrit, og er i type 1 greisen det eneste vidnesbyrd på, at pyrrhotit har dannet selvstændige korn. Arsenopyrit er i flere tilfælde (52227) sammenvokset med eller har inklusioner af delvis til totalt omdannet pyrrhotit og er sandsynligvis dannet efter replaceringen (figur 4.2.20).

Rutil (0-1%) findes i næsten alle prøverne som leucoxen eller som (kun set i greisen) op til 1 mm store aggregater bestående af euhedrale listeformede korn, som er tilfældigt orienteret eller vifteformet udviklet. Grøn biotit indeholder i flere tilfælde op til 10% af op til 0,05 mm store nåleformede eller mere uregelmæssigt formede aflange rutilkorn. Kornene er orienteret i og langs spalteflader og er formodentlig dannet samtidigt med biotiten. Rutil er endvidere set som inklusioner i pyrit, sphalerit og cassiterit.

Wolframit (0-6%) findes som 0,06 mm x 0,01 mm til 0,6 mm x/0,1 mm store euhedrale listeformede korn som i flere tilfælde er vækstzonerede og sammenvoksede. Kornene er orienteret tilfældigt og koncentreret i mindre domæner i greisen 2 og 1. Wolframit er set som inklusioner i pyrit omgivet af en goethitrand (figur 4.2.21) (49922, 49966). Wolframit er endvidere set som inklusioner i en 2 mm bred sphaleritåre (52217C).

Sphalerit (0-9%) findes som op til flere cm store poikilitiske

korn, som for det meste er homogene og i færre tilfælde heterogene med exolutions- og (sjældnere) seriattextur af pyrrhotitblebs eller enkelte pyrrhotit + chalcopiritblebs.

Sphalerit er også set som tilvækstrande eller replaceringsrande på pyrrhotit og sammenvokset med pyrrhotit, chalcopirit og galena, og er endvidere set som inklusioner i arsenopyrit og pyrit. En enkelte 2 mm bred sphaleritåre er observeret.

4.2.2. Relative mineralaldre:

Mineralernes relative aldre i greisen type 1 og type 2, hvor alle mineralerne dog ikke er repræsenteret, er grafisk fremstillet i figur 4.2.22. De relative aldre er udelukkende baseret på mikroskopiske iagttagelser, såsom inklusioner, ligevægtssammenvoksninger og replaceringer som beskrevet under mikroskopian.

Magnetit, hæmatit og delvis rutil bortset fra rutil i grøn biotit formodes at være dannet under granitfasen og have overlevet omdannelsesprocesserne, mens de efterfølgende mineraler formodes at være dannet under greisen omdannelsen eller supergent dannet. Wolframit, cassiterit, bismuthenit-bismuth og pyrrhotit menes at være dannet før kvarts, topaz og grøn biotit, dernæst er pyrrhotit og chalcopirit dannet og galena og sphalerit med pyrrhotit-chalcopiritexsolutioner samtidig eller lidt senere. Pyrit og markasit replacering af pyrrhotit bliver efterfulgt af arsenopyrit, som er samtidig eller før molybdenitårer, som igen bliver efterfulgt af en pyritpuls, der fanger molybdenit som inklusioner og eventuelt bevirker zonationer på før dannede pyritkorn. De sidst dannede mineraler er goethit og covellin (replaceringer).

4.3. Kvarts-sericit-chloritomdannelse.

Kvarts (5-79%)-sericit (12-87%)-chlorit (1-7%) omdannelser findes som 1 cm - 10 cm NNV-SSØ gående 70°-80° dykkende (figur 4.1.1, Planche 1) brede årer, ofte i sværme, som set i nord for Rørvik (8053, 1672), hvor 8 årer er koncentreret inden for 3 m. Årerne tynder ud efter ca. 10 m. Store (ca. 0,5 m) løsblokke totalt omdannet fundet samme sted antyder, at omdannelsen har været mere omfattende (52263, 52273-74). Ved Lunds skjerp er omdannelsen set som 0,3 m brede uregelmæssige årer, hvor en enkelt har en massiv 1-2 cm bred sphaleritåre i kernen (52219).

Omdannelserne er endvidere set flere steder i mineområdet, nord for Bjørnvann, syd for Selvigstranda (8107, 1290), øst for Sandungen (8402, 1340), nord for Grimsrubbukta, øst for Sætervann (8215, 1884), (8084, 1945) og ved Follestad stenbrud (8219, 1803), (8285, 1785 (løsblok)).

4.3.1. Petrografi.

Makroskopisk beskrivelse:

Den typiske sericit omdannelse er en finkornet lysgrøn-sortgrøn sprækkeomdannelse (cm-dm) med en karakteristisk prikket skinnende glans af muskovitskæl på brudflader og med enkelte spredte kvartsphenokryster. I flere tilfælde bliver omdannelseszone mørkere væk fra granitkontakten og malmmineralindholdet af dissemineret sphalerit, galena og i mindre grad pyrit stiger, og kan danne en op til 2 cm bred sphalerit-pyritåre (figur 4.3.1) (52216). En enkelt 1 cm bred galena-sphalerit-pyritåre viser sig ved nærmere gennemsyn at være breccieret med kvarts fragmenter i en galenamatrix (52269). Overgangszonen til graniten er distinkt, men uregelmæssig, endvidere er omridset af feldspater endnu genkendelig i denne zone.

I delvis omdannede graniter (52263, 52273-74) findes mørkgrøn tavleformet (op til 0,5 cm) sericit pseudomorf efter plagioklas, i en lysgrøn finkornet grundmasse med spredte kvartskorn og ± lysgrønne kalifeldspatphenokryster. Der ses også talrige spredte 0,5 cm store druser delvist udfyldt med op til 1 mm store hexagonale stalakistisk lignende muskovitkrystaller og enkelte 1 mm store rødbrune euhedrale wulfenit (?) krystaller. En rødbrun 2 cm x 2 cm sammensat vækstzoneret (?) feldspatkrystal omgivet af en mm tyk korona af mørkgrøn sericit + kvarts ses også (52274). Feldspaten er formodentlig blevet bevaret mod videre omdannelse p.g.a. en impermeabel coronarand. Uregelmæssige millimetertykke sphalerit-galena-kvartsårer og disseminerede spots og druseudfyldninger af sphalerit, galena, pyrit og fluorit, kan udgøre op til ca. 15% af bjergarten. En olivengrøn finkornet bjergart med spredte 0,5 cm store druser, hvoraf nogle er fluoritfyldte (6%), består næsten udelukkende af sericit (87%) og kun lidt kvarts (6%) (49923). Da topaz (0,5%) er observeret, og da bjergarten er fundet ved Grimsrud skjerp sammen med greisen burde den muligvis være relateret til denne type. Ved Folle-

stad stenbrud er kvarts-sericit omdannelsen afgrænset af en sprække med harniskstribing, og endvidere er der også observeret mineralorienteringer parallel med sprækken (49988-89). En millimeter tyk molybdenitåre som tilsyneladende forsvinder i omdannelseszonen er også observeret (52216).

Mikroskopi:

Den mikroskopiske undersøgelse er baseret på 12 tyndslib/polerede tyndslib og 18 polerprøver/polerede tyndslib. Rækkefølgen af mineraler følger Tabel 4.3 og 4.1.

Kvarts (56-79%) er enten primær dannet (granitfasen) eller sekundær dannet sammen med eller umiddelbart efter muskovit (sericit) og er de vigtigste gangmineraler i denne omdannelses-type.

Den primære kvarts ses som op til 3 mm x 3 mm store anhedrale uregelmæssigt formede korn med ondulerende udslukning. Kornene er ofte opsprækkede og har et stribet udseende p.g.a. væske-mineralinklusioner. Den sekundær dannede kvarts kendes på, at den har lige udslukning og mange sericitinklusioner, endvidere er kornene mindre (0,1 mm x 0,1 mm til 0,5 mm x 0,5 mm) og har som regel lige korngrænser ofte med tripple points og i flere tilfælde med et hexagonalt tværsnit. Epitaxisk vækst på primær kvarts er set i flere tilfælde, hvor den relikte korngrænse er blevet bevaret som et tyndt bånd af mineralinklusioner, og hvor den sekundære kvarts er let genkendelig ved et stort indhold af sericitinklusioner (figur 4.3.2). I 52274 ses en "snavset" udseende let omdannet perthitisk phenokryst, hvor sekundære kvarts med lige korngrænser og mange sericit inklusioner danner en 0,1 mm - 2 mm tyk rand sammen med sericit.

Muskovit (sericit) (12-87%) ses som My store til 0,1 mm lange interstitielle vifte formede til sphærolitiske aggregater (figur 4.3.3) eller som sub-anhedrale op til 1 mm x 1 mm næsten tavleformede korn. Muskovit er farveløs eller pleokrotisk farveløsliggrøn med en optisk aksevinkel $2V_x = 45^\circ$. Den grønne farve skyldes muligvis et forøget Fe(II) indhold jævnfør Deer, Howie & Zussman (1969, side 203).

Ved en begyndende til svag fremskreden sericit omdannelse bliver plagioklas totalt til delvis omdannet til sericit, mens kalifeldspat tilsyneladende forbliver uomdannet. Biotit bliver fra randen replaceret af muskovit, hvorved biotiten i flere tilfælde efterlades som relikte "øer" i muskovitkornene.

Nåle-vifteformede og enkelte næsten tavleformede sericit korn orienteret i 2-3 retninger danner sammen med sekundærkvarts pseudomorfose efter plagioklas. En tynd sekundær kvartsrand viser i enkelte tilfælde plagioklaskornets relikte korngrænse. I kalifeldspat replacerer nåle-vifteformet sericit plagioklas-perthiten totalt eller delvis, og ses som bånd eller mindre domæner. Druser (4 mm x 5 mm) er i flere tilfælde udfyldt med sphalerit (52274). Hulrummene er omkranset af op til 1 mm x 1 mm store tavleformede hexagonale og vækstzonerede eller vifteformede korn, som ofte har en fliget rand af samme mineral (figur 4.3.4). Den totalt sericitiseret prøve (49923) består næsten udelukkende af muskovit, og her er druserne udfyldt med fluorit, mens grundmassen består af 0,2 mm x 0,2 mm korn med hexagonalt tværsnit og med et mere "grumset" og zoneret udseende (p.g.a. mineralinklusioner) end muskovitkornene der omkranser druserne.

Den typiske totalt omdannede bjergart består af en op til 1 cm bred overgangszone, hvor feldspater stadig kan genkendes. Indholdet af sericit forøges mod den totalt omdannede åre, hvor den granitisk tekstur er blevet erstattet af en netlignende tekstur af nåle-vifteformet sericit mellem større primære og mindre sekundære kvartskorn (figur 4.3.5).

Chlorit (<1-7%) er kun observeret i få slib som op til 0,2 mm x 0,2 mm intergranulare sammenvoksninger med sericit, eller som mindre nåleformede korn eller radiære aggregater. Chloriten er som regel pleokroitisk grøn-mørkgrøn og har en dobbeltbrydning på ca. 0,01.

Fluorit (0-6%) findes som op til 0,2 mm x 0,2 mm intergranulare farveløse-violette korn ofte sammenvokset med muskovit, chlorit og opake mineraler. Farveløs fluorit findes som sprække-druseudfyldninger og har endvidere violette lameller eller trigonale felter i sig (49923).

Zirkon (0-<1%) findes som enkelte euhedrale vækstzonerede tetragonale prismer som regel i domæner sammen med opake mineraler.

Malmmineraler findes som intergranulare ofte poikilitiske korn og som sprække-druseudfyldninger og er altid sammenvokset med og har inklusioner af sericit og/eller kvarts. Sphalerit er enten rødbrun som set ved Rørvik minen eller farveløs (49988-90). Rutil er næsten opak og som regel sammenhobet sammen med opake mineraler. Malmmineralerne bliver yderligere beskrevet senere.

Karbonat (0-11%) findes som intergranulare lysbrune "grumsede" eller farveløse korn med sericit og kvartsinklusioner (49989, 52218).

Topaz (0-<1%) er kun set i et slib (49923) som 1,5 mm x 1,5 mm anhedrale korn sammenvokset med fluorit, sericit og kvarts. Kun enkelte epidot korn er observeret.

Malmmineraller:

Cerussit replacerer galena og bliver beskrevet under galena. Chalcopyrit (0-< $\frac{1}{2}$ %) og pyrrhotit (0-< $\frac{1}{2}$ %) er kun set som exsolutioner i sphalerit, og som inklusioner i pyrit, og bliver beskrevet nærmere under disse mineraler.

Covellin (0-< $\frac{1}{2}$ %) findes som replaceringsrande på sphalerit og galena og består af My store nåleformede krystaller, der som regel er orienteret vinkelret på den relikte korngrænse. Ved en fremskreden replacering opstår en atoll lignende tekstur, hvor covellin er koncentreret som en tynd rand ved den relikte korngrænse, mens det oprindelige mineral, som er tydeligt formindsket, er efterladt som relikte øer midt i kornet (figur 4.3.6).

Galena's (0-30%) form og udbredelse er stort set identisk med sphalerit's (se sphalerit), dog har galena oftere poikilitiske kornformer udviklet. Galena (og sphalerit i mindre grad) er set med hanekams lignende texturer (figur 4.3.7) eller fligede korngrænser som skyldes interstitielle sammenvoksninger med neg-vifteformet sericit (49988-90). Interlobate og kurvede ligevægtssammenvoksninger mellem galena og sphalerit er almindelige og indicerer samtidig vækst (eller replacering), endvidere er der ofte i de samme korn isolerede galena inklusioner i sphalerit, som formodentlig er relikter. Galena har ofte pyritinklusioner og er selv inklusioner i pyrit, og da begge mineraler er yderst villige til at replacere hinanden ifølge Ramdohr (1980) side 654/803, er det umuligt udfra inklusioner at finde ud af den relative aldersfordeling. Pyrargyrit inklusioner eller exsolutioner er set i flere af prøverne (52269, 49918) og bliver beskrevet under pyrargyrit. Galena er i flere af prøverne replaceret af cerussit langs korngrænser og sprækker, og er flere steder set som relikte øer omgivet af cerussit. Ved en total replacering kan kun cerussit observeres. I 52269 som i håndstykket virker breccieret, opstår en granular lignende tekstur ved en delvis

cerussit-replacering (figur 4.3.8), og indikerer eventuelt, at galena er rekrySTALLiseret (Ramdohr (1980) side 653).

Goethit ($0 < \frac{1}{2}\%$) findes som replaceringsprodukter hovedsagelig efter pyrit, som en botryodal eller jordet masse, eller som et pseudomorf netværk efter mineralet (pyrit), endvidere findes goethit som sprækkeudfyldninger og som en intergranular film på nogle af silikatkornene.

Magnetit ($0 < \frac{1}{2}\%$), rutil ($0 < \frac{1}{2}\%$) og hæmatit ($0 < 1\%$) er observeret i næsten alle prøverne som enkelte spredte korn, og er beskrevet under granit. Enkelte magnetitkorn er endvidere set som inklusioner i sphalerit og er sammenvokset med pyrit, men kan også godt være et replaceringsprodukt. Hæmatit er (52206 og 49913) det eneste malmm mineral, som er under omdannelsen og findes som op til 0,4 mm lange listeformede, ofte buede korn, og/eller som aggregater af samme mineral. Radiære nåleformede hæmatit aggregater som inklusioner i pyrit er set i en prøve (52219).

Molybdenit ($0 < \frac{1}{2}\%$) er set som en diskordant 1 mm bred kvarts + molybdenit åre (52221b). Molybdenit, som er stærkt bøjet, kinkbåndet og delvis fraktureret, ses som inklusioner i sekundær kvarts og muskovit, og i enkelte pyritkorn, og indikerer hermed, at kvarts + sericit omdannelsen er senere end molybdenitåren. Den relikte åregrænse kan stedvis ses som tynde bånd med My store mineralinklusioner tværs gennem kvarts-muskovit-sphalerit.

Pyrit ($0-8\%$) findes som exsolutioner og som 0,2 mm x 0,2 mm sub-anhedrale inklusioner i sphalerit (figur 4.3.9) og endvidrer som større euhedrale sammenvoksninger formodentlig dannet både som replaceringer og som sprækkefyldninger.

Pyrit sammenvokset med sphalerit indeholder ofte inklusioner af sphalerit, galena, chalcopirit og sjældnere sphalerit + pyrrhotit og indikerer alene udfra arten af inklusioner, at pyrit har replaceret sphalerit, noget som ifølge Ramdohr (1980) side 516 godt kan forekomme (figur 4.3.10). Pyrit zoneret med galenainklusioner uden cerussitreplaceringer (49918) viser, at pyrit er dannet før og efter galena (eller har replaceret denne), men før cerussitreplaceringen (figur 4.3.11). Ved Follestad stenbrud er pyrit ikke observeret i nogen af prøverne, i modsætning til alle andre prøver, hvor pyrit er blevet observeret (49988-90).

Pyrargyrit ($0 < \frac{1}{2}\%$) findes som 0,05 mm x 0,02 mm store aflange afrundede blebs (exsolutioner (?)) eller som triangulære

inklusioner, som kan udgøre op til 20% af galenaen i isolerede domæner. Pyrargyrit har dybrøde indre reflekser og er i få tilfælde sammenvokset med et mere anisotropt mineral (proustit?) eller har dannet tvillinger som virker mere anisotrope? (figur 4.3.12).

Sphalerit (0-22%) er sammen med galena de vigtigste mineraler i denne omdannelsestype og findes som sammenvoksninger og inklusioner i galena og pyrit, som op til 2 cm store anhedrale spredte korn ofte poikilitiske med kvarts + sericitinklusioner i varierende mængde, og med fligede rande og som millimeter tynde uregelmæssige sprækkeudfyldninger som regel med diffuse overgange til gangbjergarterne (kvarts + sericit). Sphalerit er enten homogen og/eller heterogen med inklusioner og/eller exsolutioner af andre malmmineraler (figur 4.3.13). Sphalerit er set som anhedrale disseminerede op til 1 mm store homogene korn domineret af hvide og lysgule indre reflekser og med eller uden kurvede ligevægts sammenvoksninger af galena (49988-90). Sphalerit observeret alle andre steder i området er non transparent eller har rødbrune-mørkebrune indre reflekser, og er heterogen med exolutionsblebs, som i flere tilfælde udgør op til ca. 30% af sphaleriten, og i enkelte spredte mindre korn helt op til ca. 50% (figur 4.3.14). Exsolutionerne findes som emulsionsafblandinger ofte med seriat tekstur og består af op til 0,05 mm store tabulare eller afrundede blebs af chalcopirit og/eller sjældnere af pyrrhotit og/eller sammenvoksede chalcopirit + pyrrhotit, hvor pyrrhotit i flere tilfælde har et hexagonalt tværsnit (figur 4.3.15).

4.3.2. Relative mineralaldre.

Mineralernes relative aldersfordeling i kvarts + sericit omdannelsen er grafisk fremstillet i figur 4.3.16.

De relative aldre er udelukkende baseret på mikroskopiske iagttagelser såsom inklusioner, ligevægtssammenvoksninger og replaceringer, som beskrevet under mineralogien. Magnetit, hæmatit og rutil formodes at være dannet under granitfasen, dog er listeformede hæmatitkorn dannet senere. Kvarts + sericit omdannelsen er senere end molybdenitåren, mens de efterfølgende malmmineraler, som er interstitielt udviklet, er dannet senere. Pyrit er set som inklusioner i galena og er altså ældre, mens galena som inklusion og sammenvokset med sphalerit + chalcopirit-pyrrhotit(blebs) er tidligere dannet eller samtidig med

denne. Pyritreplaceringen er senere end sphaleriten. Pyrrhgyrit som kan være relikte inklusioner eller exsolutioner er enten dannet før eller samtidig med galena. Tilslidst bliver mineralerne udsat for forvitring og replaceret af cerussit, covellin og goethit.

4.4. Albitisering

Albitisering, som ofte er manganmineraliseret (Mn signatur på kortbladet), findes hovedsagelig i den miarolitiske-granophyriske granitvariant og i finkornet granit i uregelmæssige NNØ-SSV gående områder, i syd fra 8040, 1860 til i nord 8085, 1955, og i et mindre område omkring 8125, 1940. I et mindre albitiseret område (4340, 1790) er der i et ca. 7 m langt x 2 m bredt N-S gående område blottet en hæmatit-albitbjergart (49974). En 0,3 m x 10 m uregelmæssig albitiseret breccie er set i Follestad stenbrud (8285, 1785).

4.4.1. Petrografi.

Makroskopisk beskrivelse:

Albitisering som albitrande på feldspater er en almindelig omdannelse (som beskrevet under bjergartsbeskrivelserne), men kan desværre kun ses mikroskopisk.

Makroskopisk kan en mere fremskreden albitisering (52257) genkendes ved, at bjergarten får et rødbrunt plettet udseende i en hvidgrå "grundmasse", og indeholder kvarts i mindre mængde og lidt muskovit. Kalifeldspat farvning afslører om kalifeldspat er til stede eller ej, og er en uvurderlig hjælp til identificering af denne omdannelsestype.

En total albitiseret bjergart har et gråhvidt udseende, og består udelukkende af feldspat (albit) og spredte millimeter store rødbrune spots og tynde gråsorte mineraludfyldte sprækker og pletter, som tilsyneladende er svagt orienteret (52246). Manganbelægninger, som farver bjergarten sort, er set i flere prøver som forvitringsskorper og mineral film på silikater, og som tynde uregelmæssige sprækker i feldspater. I flere prøver er set intergranular hæmatit.

En sortplettet feldspatrig bjergart (albit) (49973) består for ca. 40% vedkommende, af spredte op til 0,5 mm hæmatit (specularit) aggregater, hvoraf enkelte er næsten tavleformede og er muligvis pseudomorf efter kalifeldspat (figur 4.4.1). Den eneste breccie observeret i området (49992-3) består

bjergartsfragmenterne af finkornet rødbrun feldspat (albit) i en mælkehvid - stedvis grønsort tæt karbonatmatrix (calcit).

Mikroskopi:

Den mikroskopiske undersøgelse er baseret på 5 tyndslib/pole-rede tyndslib og 8 polerprøver/polerede tyndslib. Rækkefølgen af mineraler følger Tabel 4.4 og 4.1.

Plagioklas (2-88%), som er det vigtigste mineral i denne omdannelsestype, findes som 0,05 mm x 0,05 mm til 2,0 mm x 2,5 mm store ækvidimensionale og uregelmæssigt formede anhedrale korn med kurvede, indbugtede og interlobate korngrænser.

Kornene har et "grumset" udseende p.g.a. mineral-væskeinklusioner og er ofte gennemskåret af tynde sprækker. I 49969 er kalifeldspatperthiter delvis eller totalt placeret af plagioklas og i flere tilfælde næsten total omdannet og har et brun-sort "grumset" udseende. I flere prøver består feldspaten kun af plagioklas (52246, 52257), hvoraf 3 typer kan adskilles: Type 1 har kraftig ondulerende udslukning, og minder af udseende meget om kvarts og har ofte blåfarvede udslukningsfarver (p.g.a. stress?). Nær udslukning ses vækst-mosaik substrukturer som set i Spry (1969, plate Ia), og endvidere subkornsdannelser (op til 0,1 mm) ved korngrænserne og i et "netagtigt" mønster gennem kornene. I enkelte af kornene ses svagt dannede kakkeltbordstexturer og polysyntetiske tvillinger. Mineralet har lidt større dobbeltbrydning end andre plagioklaser, og målinger af den optiske aksevinkel viser, at mineralet er to-akset med $2V_x = 80^\circ - 90^\circ$ og med en aksedispersion rød > hvid (de optiske dataer passer til albit).

Type 2 (som muligvis er et andet snit af type 1) viser nær udslukning kakkeltbordstexturer (figur 4.4.2), som ser ud til at være deformerede og bøjede, og som igen er afbrudt af et netagtigt mønster af op til 0,1 mm store subkorn. Enkelte Carlsbadtvillinger kan genkendes ved farveforskelle i kornene. Type 3 findes som subhedrale korn med polysyntetiske tvillinger efter albitloven. Kornene er ofte bøjede (op til 60°) og frakturerede, endvidere ses kinkbånding og forsætninger af tvillingelamellerne.

Kvarts (0-37%) findes (49969) som primære op til 1,5 mm x 1,5 mm anhedrale uregelmæssigt formede korn med ondulerende udslukning og opsprækket, og med stribninger af mineral-væske-

inklusioner. Sekundær dannet kvarts ses som interstitielle udfyldninger og sprækkefyldninger mellem albitkorn, og er karakteriseret ved et "renere" udseende, lige udslukning, og indbyrdes lige til svagt bugtede korngrænser (52246, 52257). Chalcedon er observeret få steder sammenvokset med karbonat. Karbonat (0-76%) findes for det meste som interstitielle jordede aggregater mellem albitkornene og som sprækkeudfyldninger. I få tilfælde er op til 0,4 mm x 0,4 mm store euhedrale korn udviklet, hvoraf enkelte har polysyntetiske tvillinger. Dele af breccien består næsten kun af karbonat (49993).

Opake/oxid mineraler findes som sprækkefyldninger ofte udviklet i et rodnets agtigt mønster, eller som jordede-kornede aggregater ofte sammen med epidot og karbonat.

Epidot (0-4%) findes som 0,05 mm x 0,05 mm til 0,5 mm x 0,5 mm spredte eller sammenvoksede korn. 2 former kan adskilles; 1) er sub-anhedral svag pleokroitisk lys citrongul med høj lysbrydning (ca. 1,8) og lav dobbeltbrydning (ca. 0,007) og med enkelte tvillinger. Kornene er gennemskåret af korte brede og lige sprækker som ofte er udfyldt og omgivet og intimt sammenvokset med opake mineraler (rutil) og type 2 epidot.

2) er pleokroitisk gulgrøn-grøn med en maximal dobbeltbrydning på ca. 0,04, og findes som interstitielle og jordede - vifteformede aggregater af nåle-tabulare krystaller (?), der ofte er sammenvokset med opake mineraler og karbonat.

Chlorit (<1-8%) findes som interstitielle replaceringsprodukter i sprækker og i feldspaters spalteredser.

Muskovit (0-<1%) (sericit) findes som replaceringsprodukter i feldspater.

Biotit (0-1%) findes kun i et slib (49969, delvis albitiseret) som op til 1 mm x 2 mm store pleokroitiske lysgule-gråbrune, grønbrune eller farveløse-lysgrønne korn, der ofte er chloritiseret fra randen og langs spalteflader.

Zirkon (0-<1%) er set som enkelte spredte korn.

Fluorit (0-<1%) er set få steder interstitielt.

Malmmineraler:

Goethit (0-2%) er observeret som et forvittringsprodukt i sprækker og en intergranular film på silikater.

Hæmatit (< $\frac{1}{2}$ -21%) er det vigtigste malmmineral i denne omdannelsesstype, og findes hovedsagelig som tilfældigt orienterede-

eller vifteformede til radiære aggregater bestående af op til 0,5 mm x 2 mm store tabulære ofte poikilitiske korn med mange silikatinklusioner (figur 4.4.3). Mindre op til 0,05 mm x 0,02 mm nåleformede radiære aggregater er i flere tilfælde set "vokse" på større tabulære korn. Enkelte tvillinger efter (1011) er observeret, endvidere er magnetit afblandinger eller inklusioner som kan udgøre ca. 30% af kornet blevet set. I hæmatitkornene (49973) findes der op til 10 µm store blebs af et hvidgråligt anisotropt, bireflektant ca. 40% reflekterende mineral med en hårdhed meget mindre end hæmatits (figur 4.4.4). Mikrosondeanalyser viser høje Pb, Cu, Ag værdier, og høje Fe værdier p.g.a. kontaminering fra hæmatit, og gør det derved vanskeligt at fastslå mineralets identitet (se 5.1). I brecciens karbonatmatrix findes hæmatit som euhedrale op til 0,05 mm x 0,5 mm store tabulære eller cigarformede spredte eller sammenvoksede korn, der ofte er sammenvokset med eller findes som inklusioner i pyrit eller rutil.

Psilomelan (0-5%) findes som submikroskopiske til 10 µm store korn hovedsagelig som sprækkefyldninger som ofte har et rodnets lignende mønster, og som intergranular film og sprækkefyldninger på og i feldspater. Uregelmæssige jordede aggregater minder i visse tilfælde om isblomster (figur 4.4.5). Psilomelan aggregater har ofte kompaktionslignende sprækker, som tyder på, at mineralet er afsat som en gel, endvidere er psilomelan ofte sammenvokset med hæmatit og rutil.

Pyrit (0-3%) og sphalerit (0-< $\frac{1}{2}$ %) er kun observeret i brecciens karbonatmatrix som spredte op til 0,3 mm store korn og for pyrits vedkommende som sammenvoksninger med hæmatit.

Rutil (< $\frac{1}{2}$ -1%) er observeret i alle prøverne og er som regel sammenvokset med hæmatit og/eller pseilomelan.

4.4.2. Relative aldersfordelinger.

Hæmatit og pyrit som for det meste er interstielt udviklet i forhold til silikaterne er muligvis dannet senere eller samtidig med albitiseringen, mens den Pb, Cu, Ag-holdige inklusion i hæmatit må være dannet før hæmatit. Psilomelan kan være dannet samtidig med hæmatit og rutil, men kan også være supergent dannet.

KAPITEL 5 GEOKEMISKE UNDERSØGELSER

I dette kapitel bliver de geokemiske undersøgelser beskrevet nærmere. Følgende undersøgelser er foretaget: 1) mikrosonde-analyser på opake mineraler, 2) røntgenfluoriscensanalyser (XRF) på bjergartsprøver af graniter, omdannede graniter og mineraliseringer, 3) røntgenfluoriscensanalyser på indsamlet plantemateriale af *Betula verrucosa*, *Calluna vulgaris* og *Pteridium aquilinum*, 4) kanalprøveanalyser (atomabsorption) (?) fra Grimsrud skjerp indsamlet af A/S Folldalverk i 1980.

5.1. Mikrosondeundersøgelse af opake mineraler.

Formålet med mikrosondeundersøgelsen er 1) identificering af mere eller mindre dubiøse opake mineraler, 2) at få kvantitative analyser af udvalgte mineraler. Analysearbejdet er udført under vejledning af J. Rønsbo på Institut for Mineralogi ved Københavns Universitet på en JEOL 733 Superprobe med et Link energidispersiv analysesystem (ZAF 4+/FLS) og analyseret ved 15 Kv og 200 Na.

Kvalitative analyser (identificering):

Cassiterit (52220C) indeholder kun Sn som eneste element, men kan ifølge Ramdohr (1980) have spor af Fe^{++} , Nb og Ta.

Molybdenit (49922, 49960) består udelukkende af Mo og S. Ifølge Sutolov (1978) kan der forekomme spor af Ge, Re og Se. I selenmolybdenit er der rapporteret op til ca. 25% Se.

Psilomelan (49954) indeholder Mn, Ca, K, Zn og Fe. Ifølge Ramdohr (1980) er den kemiske formel på psilomelan $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}$. Calcium kan eventuelt være kontamineret fra calcit, som i tyndslib er set sammenvokset med psilomelan, hvis dette er tilfældet, passer de analyserede elementer bedre til cryptomelan $(\text{K}_2, \text{Ba}, \text{Pb})(\text{Mn}, \text{Fe}^{++}, \text{Cu}, \text{Zn})\text{Mn}_8\text{O}_{16}$.

Wolframit (49922) indeholder W, Fe og Mn. Det havde været ønskeligt at få en kvantitativ analyse på dette mineral, men dette var desværre umuligt p.g.a. en manglende wolframstandard (pers.komm. J. Rønsbo).

Et ukendt mineral, der findes som blebs i hæmatit (49973), består af Pb, Fe, Ag og Cu. Fe er muligvis kontamineret fra hæmatit. Det har ikke været muligt at fastslå mineralets identitet udfra Ramdohr (1980).

Kvantitative analyser:

Kvantitative analyser er udført på følgende mineraler:

Chalcopyrit (en prøve, en analyse), Hæmatit (en prøve, 2 analyse), Markasit (en prøve, en analyse), Pyrargyrit (en prøve, 3 analyser), Pyrit (2 prøver, 4 analyser), Pyrrhotit (2 prøver, 7 analyser), Rutil (en prøve, 2 analyser), Sphalerit (3 prøver, 7 analyser), endvidere 2 analyser af et ukendt Nb-Ta mineral i Rutil. Analyseresultaterne sammen med mineralet og omdannelsestype findes i Tabel 5.1.a både som vægtprocent og mol, og er analyseret ved det energidispersive system (EDS). De kemiske formler er alle taget fra Ramdohr (1980).

Chalcopyrit (CuFeS_2) indeholder endvidere 0,2 mol ZnS i overensstemmelse med Ramdohr (1980).

Hæmatit (Fe_2O_3) kan ifølge Ramdohr (1980) indeholde Ti og Mg, men er ikke blevet målt her.

Markasit (FeS_2) kan ifølge Ramdohr (1980) endvidere indeholde Ni, som ikke er målt her.

Pyrargyrit (AgSbS_3) kan ifølge Ramdohr (1980) endvidere indeholde As som ikke er målt her. Det ses, at den beregnede kemiske formel indeholder ca. 0,3 mol mere Ag end standardformlen.

Dette skyldes formodentlig interferens mellem S og Ag.

Pyrit (FeS_2) kan ifølge Ramdohr (1980) indeholde Ni i "større" mængde, men er ikke blevet målt her. 0,01-0,02 mol ZnS er målt i en prøve (52269).

Pyrrhotit (FeS) indeholder ifølge Ramdohr (1980) ca. 1/8 mindre Fe i naturlige mineraler, og dette er i overensstemmelse med de beregnede kemiske formler som her har 0,88-0,91 mol Fe. 0,01 mol ZnS er målt i 2 analyser.

Rutil (TiO_2) indeholder 0,01-0,02 mol Nb, mens Fe og Sn ikke er til stede (Ramdohr 1980). Back scanning af rutilkornet afslørede spredte My store stavformede korn af et fremmed mineral (figur 5.1). Kornene kan ikke skelnes i malmmikroskopet. Analyser af mineralet viser høje Nb værdier (12-24 wt%). Tydelige Ta "peaks" er blevet registreret, men p.g.a. en manglende Ta standard og Si interferens, findes ingen analyser af dette mineral. Et groft skøn kan fås ved at gange Si værdien med 3 (pers.komm. J.Rønsbo), hvorved Ta værdien bliver ca. 4-9 wt%. Ti er muligvis kontamineret fra rutil. Mineralet er ikke blevet identificeret.

Sphalerit (ZnS) indeholder endvidere fra 0-21,8 mol FeS og 0,01-0,02 mol Mn i fuld overensstemmelse med Ramdohr (1980).

I kvarts-sericit omdannelsen er jernindholdet varierende fra 0-1 mol (49968) til 21,4-21,8 mol (52219). I greisen varierer

FeS indholdet fra 19,2-19,8 mol (52227).

Interferens^e mellem Pb, S og Ag umuliggør kvantitative galena analyser på EDS. Da Ag "peaks" blev observeret i flere af prøverne, blev galena analyseret for sølvindholdet på krystalspektrometret (WDS) og standardiseret med en galena med et kendt lavt sølvindhold (< 100 ppm) (pers.komm. J.Rønsbo). Tabel 5.1.b viser analyseresultaterne fra denne undersøgelse. Det ses at i galena fra kvarts sericit omdannelsen udgør sølvindholdet fra 0,01-0,036 wt%. Sølvindholdet i greisen prøven udgør gennemsnitlig 0,682 wt%. Back scanning og forstørrelser op til 3600 gange af den sidste prøve afslørede ingen separate faser af andre sølvholdige mineraler.

5.2. Bjergartsprøver analyseret ved røntgenfluoriscens.

Formålet med undersøgelsen er at få analyser fra graniter, omdannede graniter og mineraliseringer, og at sammenligne udvalgte elementer udfra litteraturen.

Hovedelementanalyser og 19 udvalgte sporelementer (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, As, Bi, W, S, Th, Pb, Ga, Zn, Ba, Cu, Sn, Ta) er analyseret. Analyserne er foretaget på pulvertabletter ved røntgenfluoriscens (XRF) på Petrologisk Institut (J.Bailey), Københavns Universitet på en Philips PW 1400 og med en teknik anbefalet af Norris & Chappel (1977). Sn og Ta er analyseret på en Philips PW 1410/20. Værdierne er korrigeret for baggrundsinterferens fra røntgenrøret og spektrallinier fra prøverne. Matrix variationen er korrigeret ved brug af hovedelement kompositionen. USGS standarder (G-2, GSP-1, AGV-1, W-1, BCR-1, PCC-1) er brugt til kalibrering. AGV-1 er blevet kørt som blindprøve.

5.2.1. Laboratoriemetoder.

Cirka 0,5-1 kg prøve er knust manuelt i en jernmørtel. Derefter er prøven delt ved diagonalmetoden til en passende prøvestørrelse. Bjergartsprøven er herefter finmalet (2 mikron) i en agatmørtel for at (undgå kontaminering) i ca. en time. Bjergartsmelet er derefter presset til 1,5 gram tabletter i en hydraulisk presse.

5.2.2. Analyseresultater:

Analyseresultaterne findes i tabel 5.2.a, for hovedlementerne, sporelementerne og for hver bjergartstype. Tabel 5.2.b viser den absolutte usikkerhed på hovedelementerne som opgivet (J. Bailey). Sporelementerne analyseret på internationale standarder ved XRF Lab. er sammenlignet med publicerede resultater. Detektionsgrænser for hver enkelt element er også medtaget. Hovedelementanalyserne bliver normalt analyseret på forglaset prøvemateriale (GGU). Her er prøverne analyseret på pulverpræparater, hvorved analyseresultatet for hovedelementerne bliver unøjagtige, f.eks. ses det i tabellen at silicium varierer med $\pm 5-10\%$, Al_2O_3 med $1-3\%$, Na_2O , K_2O hver med $\pm 0,5\%$. Sporelementerne bliver normalt analyseret på pulverpræparater ved XRF laboratoriet, København. Det ses i tabel 5.2.b at analyseresultaterne fra XRF laboratoriet stort set er identiske med Gladney et al. og Abbey (1983).

Til tabel 5.2.a. skal det bemærkes at følgende værdier afviger væsentlig fra type 1 og type 2 graniter, og at hovedelementer er angivet i masseprocent og sporelementer i ppm:

Al_2O_3 er forhøjet i enkelte greisenomdannede graniter specielt variant 2b (op til 43%), og i en enkelt kvarts-sericit omdannet granit (19%).

Fe_2O_3 er stærkt forhøjet i greisenomdannet granit og i mindre udstrækning i kvarts-sericit omdannede graniter. I albitiserede graniter er Fe_2O_3 uforandret, men stærkt forhøjet i mineraliserede albitiserede graniter.

MnO er generelt set lidt forhøjet i greisen og kvarts-sericit omdannet granit og stærkt forhøjet i mineraliserede albitiserede graniter (20%).

MgO er lidt forhøjet i greisen og kvarts-sericit omdannet granit og forhøjet i manganmineraliseret granit.

Y er kun i en analyse fra en greisen omdannet granit variant 2b stærkt forhøjet (229 ppm).

As er stærkt forhøjet i greisen variant 2 og i en enkelt kvarts-sericit omdannet granit, og mineraliseret granit. Arsenopyrit åren indeholder ca. 10% As.

Bi er forhøjet i enkelte omdannede graniter og stærkt forhøjet i galenaåren (52269) og hematit-albitomdannet granit.

S er forhøjet i omdannede graniter.

Pb er forhøjet i greisen variant 2, kvarts-sericit omdannet granit specielt galenaåren med ca. 10% Pb og mineraliseret albitiseret granit.

Ga er forhøjet i ^{variant 1} alle greisen omdannede graniter.

Zn er varierende i graniterne (4-114 ppm), forhøjet i greisen varianterne specielt variant 2 (med max 0,8% Zn), kvarts-sericit omdannede graniter (max. 9% Zn) og mineraliserede albitiserede graniter.

Cu er stærkt forhøjet i greisen specielt variant 2 og enkelte variant 1 og varierende i kvarts-sericit omdannede graniter.

U er ^{1,0%} forhøjet i flertallet af omdannede graniter.

Ta varierer i graniterne fra 4-20 ppm og viser ingen variation i de få analyser fra omdannede graniter.

Tabel 5.2.2. viser gennemsnitsværdier og range (minimal-maksimalværdi) for elementerne CaO, Na₂O, K₂O, K/Na forholdet, sporelementerne Rb, Sr, Rb/Sr forholdet og Mo, W, Sn og Nb. Der er ved beregningerne af den aritmetriske middelværdi ikke taget hensyn til ekstremværdier.

5.2.2.

Det ses i tabellen at: *de aritmetriske gennemsnitsværdier er:*

CaO i graniter varierer fra 0,2% i den miarolitiske-granophyriske granit og den Mo mineraliseret grå finkornede granit til 0,4% i granit type 1. Forhøjede og varierende værdier findes i greisen specielt variant 2a (2,3%), i kvarts-sericitomdannet granit og mineraliseret albitiseret granit.

Na₂O varierer fra 3,3% i den Mo mineraliserede grå granit til 4,9% i den miarolitiske-granophyriske granit. I granit type 1 er værdierne lavere end i finkornet granit. Formindskede værdier ses i greisen og kvarts-sericit omdannet granit, mens forhøjede værdier kun er målt i mineraliserede albitiserede graniter.

K₂O er større end Na₂O og varierer fra 4,6%-5,0% i graniterne dog med en lav værdi (3,9%) i Mo mineraliseret grå granit. Formindskede og varierende værdier findes i greisen varianterne og mineraliserede kvarts-sericit omdannede graniter. ^{(5,22(4,5-5,269))} I kvarts-sericitomdannet granit og albitiseret granit er værdierne stort set uforandret. K/Na forholdet er ens (1,2) for alle graniterne undtagen den miarolitiske-granophyriske granit (1). Forhøjede forhold ses i greisen (op til 9) og kvarts-sericit omdannet granit, mens forholdet i albitiseret granit stort set svarer til graniterne (1,1).

Rb varierer i graniterne fra 311 ppm i porfyrisk granit til 417 ppm i finkornet granit. I greisen er værdierne varierende med formind-

skede og forhøjede værdier. I kvarts-sericit omdannede graniter og albitiserede graniter er værdierne generelt forhøjede, mens de er formindskede i de mineraliserede prøver.

Sr er generelt meget lav^{*} både i graniter og de omdannede graniter. En undtagelse findes i de mineraliserede albitiserede graniter hvor værdierne derimod er stærkt forhøjede (233ppm).

Rb/Sr forholdet er varierende i graniter, lavest i porfyriske graniter og type 1 graniter (20-36), lidt højere i den finkornede granit (138) og højest i den miarolitiske-granophyriske granit og Mo mineraliseret grå granit (395). Forholdet er varierende i de omdannede graniter.

Mo varierer fra 3-14ppm i graniterne, dog er ekstremværdien 107ppm (52212) ikke medtaget til beregningen af den aritmetriske middelværdi. I den Mo mineraliserede grå granit er Mo 106ppm.

I kvarts-molybdenitåren (52268) er målt 4,3% Mo.. I greisen er Mo varierende og forhøjet (op til 1,6% Mo) og svagt forhøjet i kvarts-sericit omdannet granit.

W er varierende fra 5-8ppm i graniter, let forhøjet i kvarts-molybdenitåren, og forhøjet i greisen (op til 0,8% W). Forhøjede værdier findes endvidere i hæmatit-albitbjergarten (283ppm W).

Sn varierer fra 2-5ppm i graniter og har forhøjede værdier i greisen (op til 89ppm Sn). Forhøjede Sn værdier findes endvidere i en kvarts-sericit omdannet granit (43ppm Sn) og i hæmatit-albitbjergarten (17ppm Sn).

Nb varierer fra 62-82 ppm i graniter med forhøjede værdier i den miarolitiske-granophyriske granit og den Mo mineraliserede grå granit (149ppm Nb). I omdannede graniter er værdierne varierende, kun i greisen variant 2b findes stærkt forhøjede værdier (381ppm Nb).

Tabel 5.2.3. viser anbefalede kemiske værdier for specialiserede graniter og "forgænger" graniter fra Tischendorf (1977). Ydeligere kommentarer hertil findes under diskussionen (se denne).

5.2.3. Grafiske plots.

Elementerne K og Rb fra graniter i Rørvik området er grafisk fremstillet i et scatterplot (figur 5.2.1.) med K masseprocenten plottet som en aritmetrisk ordinat og Rb angivet i ppm som logaritmisk abscisse. Figuren med originalværdierne er taget fra Tischendorf (1977). Tischendorf (1977) klassificerer granitlegemer som normalgraniter (RG), forgængere (AG) og specialiserede graniter (ZG, JG).

Det ses på figuren at prøver fra Rørvik området plotter i et distinkt område forskellig fra originalværdierne og over de specia-

* Se bl. for gennemsnitsværdier af graniter er Sr 285 ppm
(Taylor 1968, i Gove et al. 1983, side 100)

liserede graniter(ZG), og indbyrdes med en stor spredning. Gennemsnitsværdierne fra graniterne og albitiserede graniter har dog en tendens til at samles omkring værdien $K=4,7\%$ og $Rb=410\text{ppm}$. Den Mo mineraliserede grå granit(49960) repræsenterer den laveste K værdi. Den miarolitiske-granophyriske granit(52264) ses at plotte med en rimelig høj K værdi og Rb værdi. Evolutionen af normalgraniter og specialicerede graniter udviser forskellige positive og negative korrelationsforhold som det ses på figuren(dobbelt pilene). En regressionsanalyse på de enkelte prøver fra Rørvik er blevet udregnet v.h.a. en Texas lommeregner type T1 programmable 58C ved mindste kvadraters metoden(standard program). Regressionslinien $Y=b+aX$ beregnet udfra $Y=\log Rb$ og $X=\text{masseprocenten } K$ er indtegnet stiblet på figuren. Hældningskoefficienten(a) er beregnet til 0,067 og korrelationskoefficienten til +0,36 altså ikke en imponerende god korrelation.

Gennemsnitsværdier fra graniter i Rørvik af elementerne Rb, Ba og Sr er blevet plottet i et trekantdiagram(figur 5.2.2.) taget fra Mathis et al.(1982) hvor resultater fra tinbærende pegmatiter fra SW Nigeria er bevaret. Diagrammet er inddelt i fire områder hvor det ses at prøver fra Rørvik området plotter i område IV, som er stærkt differantierede graniter, sammen med mineraliserede pegmatiter, mineraliserede yngre biotitgraniter fra Jos Plateau, Nigeria (JM) og mineraliserede rapakivi graniter fra Finland(RT). Den mineraliserede albitiserede granit plotter derimod i dioritfeltet (I) og adskiller sig hermed distinkt fra resten af graniterne.

5.3. Røntgenfluoriscensanalyser på plantemateriale.

Formålet med den biogeokemiske undersøgelse er 1) udfra almindeligt forekommende planter/træer at finde velegnede medier til biogeokemiske undersøgelser, 2) udfra de indsamlede dataer at finde detailelement anomalier. Til undersøgelsen er der indsamlet prøver fra *Betula verrucósa* (vortebirk) herefter benævnt birk, *Calluna vulgaris* (hede-lyng) herefter benævnt lyng og *Pteridium aquilinum* (ørnebregne) herefter benævnt bregne.

5.3.1. Prøvetagningen.

Plantepróverne er indsamlet i perioden 31.8.81 til 9.9.81 altså i slutningen af vækstsæsonen. Plantepróver af birk i Glostrup, Danmark er indsamlet i maj måned året efter.

Ca. 100 gram frisk plantemateriale er taget til hver prøve. Birkepróverne er taget af toårsgrene på ungtræer, mens hele planten-planter er taget til lyngpróverne og bregnepróverne. Plantepróverne er indsamlet i detailskala i 2 prøvetagningsområder og langs 2 profilinier og bliver nærmere beskrevet. Detailområdernes placering er ^(se senere) indtegnet på planche 2.

Jordbundsudviklingen er i alle områderne ringe og kun et tyndt jorddække ligger over graniten. I de østlige områder (prøvetagningsområde 1 og 2) er jorddækket dog tykkere (0-1 m). I alle prøvetagningsområderne er det de mest almindeligt forekommende plantearter, der er indsamlet til undersøgelsen. I prøvetagningsområde 1 (figur 5.3.1) er der indsamlet 27 birkepróver (próve 45-71) (se tabel 5.3.a). Området er ca. 2063 m² stort og er udmålt v.h.a. målebånd, mens højdekurverne, som har en ækvidistance på 1 m, er udmålt med håndniveau. Kurverne er kun gældende indenfor området, da der ikke er gjort forsøg på at koble dem til terrænkoten. Blotninger, hydrothermale omdannelser og bjergartspróver taget i området er endvidere medtaget.

I prøvetagningsområde 2 (figur 5.3.2) er der taget 17 bregnepróver (próve nr. 72-91) og 3 birkepróver (próve nr. 73, 81 og 86). Området dækker ca. 1925 m² og er udmålt på samme måde som foregående område.

I røsk 2 (figur 2.4.1), som er ca. 83 m lang og orienteret vest-øst, er der indsamlet 9 birkepróver (próve nr. 25, 26, 28, 30, 33, 34, 36, 38, 40, 43 og 44), 9 lyngpróver (próve nr. 24,

27, 29, 31, 32, 35, 39, 41, 42) og en enkelt bregneprøve (prøve nr. 37).

I røsk 7 (figur 2.4.1), som er 62 m lang og orienteret ca. vest-øst er der taget 9 birkeprøver (prøve nr. 1, 3, 6, 7, 9, 12, 13, 15, 16), og 9 lyngprøver (prøve nr. 2, 4, 5, 8, 10, 11, 14, 17, 18).

Enkelte prøver af birk, lyng og bregne er indsamlet udenfor disse områder. Birkeprøve nr. 92, 93 og lyngprøve nr. 94, 95 er taget på affaldsdyngerne ved Rørvik mine (som bjergartsprøve 52268 (8090, 1617)). I to andre områder uden kendte mineraliseringer er birkeprøve nr. 19 (8005, 1855) og nr. 22 (8155, 1401), lyngprøve nr. 20 (8005, 1855) og nr. 23 (8155, 1401) og bregneprøve nr. 21 (8155, 1401) og nr. 96 (8005, 1855) blevet indsamlet.

For at sammenligne analyseværdierne for human forurening er der indsamlet 9 birkeprøver (prøve nr. GL 1-GL 9) fra et kendt blyforurenet område i Glostrup ved København, Danmark (Miljøministeriet 1976, 1979).

5.3.2. Laboratoriemetoder:

Prøverne er efter hjemkomst tørret i 24 timer ved ca. 105°C. Herefter er ca. 50 gram prøve vejlet og derefter forasket. Indledende foraskningsforsøg viste, at en langsom temperaturtilvækst var nødvendig for at undgå at prøven brød i brand. Efter indhøstede erfaringer blev prøverne forasket i en programmerbar ovn, hvor temperaturen, over en 12 timers periode, trinvis kunne hæves fra 25°C-450°C. Prøverne blev herefter forasket i 24 timer. Efter nedkøling blev asken vejlet med det samme for at undgå hygroskopisk vægtforøgelse. Planteasken blev herefter presset til 0,2 gram tabletter og analyseret for Mo, Sr, Rb, Pb, Zn, Cu og W på Petrologisk Institut (J. Bailey) ved røntgenfluoroscens på en Philips PW 1400 ved brug af samme teknik som anbefalet af Norris & Chappel (1977). Analyseresultaterne, sammen med det beregnede glødetab, findes i tabel 5.3.a, hvor prøverne er klassificeret under plantearter og prøvetagningsområder.

Detektionsgrænser, og internationale standarder analyseret ved Petrologisk institut, København (XRF lab.) og sammenlignet med resultater fra litteraturen findes i tabel 5.3.b. og vil kunne givet et skøn over nøjagtigheden af analyseresultaterne.

5.3.3. Statistiske parametre:

De statistiske parametre er enten grafisk udmålt eller beregnet v.h.a. en Texas lommeregner type TI programmable 58C.

Birk: da antallet af prøver er 54 stk. er de statistiske parametre belyst grafisk. Den grafiske fremstilling er foretaget efter Lepeltier (1969) og omfatter histogrammer og kumulative frekvensfordelingskurver plottet logaritmisk på sandsynlighedspapir. Det viser sig herefter om populationen er lognormalfordelt, positiv eller negativ skæv og om der er sammenblandinger af flere populationer. Fastlæggelsen af baggrundsværdien (b) er udmålt ved 50% fraktilen (medianen), mens tærskelværdien (t) udmåles ved 97,5% fraktilen.

Det ses på det grafiske plot (figur 5.3.3), på sandsynlighedspapiret og på histogrammet, at elementerne Sr, Rb, Zn, Cu(?) og W er tilnærmet lognormalt fordelt og består af 2 populationer. Sr og Cu(?) består af 2 sammenfaldende populationer, mens Rb og W består af en "større" positiv skæv population og en "mindre" population af lave værdier. Pb og Zn består hver af en "større" positiv skæv population og en "mindre" population af forhøjede værdier. Molybdæn hvor kun 40 prøver er over detektionsgrænsen er endvidere plottet aritmetrisk på sandsynlighedspapir til normalitetstest. Værdier under detektionsgrænsen, som er 5 ppm, er medregnet i undersøgelserne og har fået tildelt den halve værdi som er 2,5 ppm. På det logaritmiske plot på sandsynlighedspapir ses det at Mo er lognormalfordelt (en ret linie), derimod viser histogrammet at frekvenserne stort set er de samme i intervallerne. På histogrammet ses endvidere en stor population af lave værdier, som repræsenterer prøver under detektionsgrænsen. Ved at plotte Mo værdierne aritmetrisk på sandsynlighedspapir og som histogram, viser det sig at Mo sandsynligvis er normalfordelt med en tilnærmelsesvis "klokkeformet" kurve på histogrammet, og plotter som 2 rette linier på sandsynlighedspapiret, og består af en "større" positiv skæv population og en "mindre" population af forhøjede værdier. De statistiske parametre for Mo er fremkommet udfra denne kurve. Tærskelværdien, som repræsenterer den nedre grænse af en normal population er som før nævnt udmålt ved skæringen mellem den

rette linie (fra den "større" population) og 97,5% fraktilen. Dette er i flere tilfælde sket ved at forlænge linien (stiplet på figur 5.3.3) til skæringspunktet.

For birk i Glostrup, lyng og bregne hvor kun 9 prøver, 22 prøver og 20 prøver er indsamlet, er de statistiske parametre blevet beregnet v.h.a. en lommeregner. Tærskelværdien (t) er beregnet udfra formelen $t = \bar{x} + 2S$, hvor $\bar{x}$ er den aritmetriske middelværdi, og S er standardafvigelsen. Baggrunden (b) er beregnet udfra modus. Analyseresultaterne under detektionsgrænsen er medregnet, og har fået tildelt den halve værdi, som er 2,5 ppm for Mo, og 5 ppm for Pb, Cu og W. Der er ikke taget hensyn til ekstremværdier.

De statistiske parametre t , b , range (mindste-største værdi), $\bar{x}$ og S findes i tabel 5.3.2. Antal prøver større end detektionsgrænsen (n') er også medtaget i tabellen og må være det første kriterie ved udvælgelsen af plantearter til en biogeochemisk undersøgelse (ved denne analysemetode og i dette område). Det ses i tabellen, at ca. 25% af Mo analyserne på birk i Rørvik er under detektionsgrænsen, mens kun en enkelt lyngprøve er under denne grænse. Det modsatte er tilfældet med W analysen, hvor alle birkeprøverne fra Rørvik er over detektionsgrænsen, mens kun en lyngprøve er over. For bregne viser det sig at ingen Pb og W værdier og kun enkelte Cu og Mo værdier er over detektionsgrænsen. Det bemærkes endvidere at de statistiske parametre og elementværdierne er forskellig for hver planteart og for birk i Rørvik og Glostrup. Specialt skal det bemærkes at baggrundsværdien for birk er ca. 20 x større i Glostrup end i Rørvik området, og at Rb/Sr forholdet for birk, lyng og bregne i Rørvik området er > 1 og < 1 i Glostrup.

5.3.4. Anomalier.

De efterfølgende anomalier er fremkommet når analyseværdierne overskrider tærskelværdien. Prøverne er indsamlet i 4 mineraliserede områder og må for visse elementers vedkommende f.eks. Mo, W, Cu og Zn og Pb være forøget i forhold til de regionale værdier. Baggrundsværdien og tærskelværdien må som følge heraf også være forøgede (anomale). Baggrundsværdien og tærskelværdien, som er beregnet udfra summen af alle analyserne fra 4 forskellige områder, kan i det enkelte detailområde godt være enten forhøjet eller formindsket. Der er i det efterfølgende

ikke taget hensyn til denne effekt. Ekstremværdierne, som er medtaget i beregningerne, vil også kunne forrykke parametrene b og t. Alle elementerne er blevet plottet i de respektive detailområder og præsenteres enten som ækvikoncentrationskort eller som profiler, og bliver beskrevet hver for sig.

Prøvetagningsområde 1 (figur 5.3.4), hvor kun birk er indsamlet, er ækvikoncentrationslinier blevet udtegnet for hver enkelt element. Det ses at for Mo findes der to anomalier i kortets nordlige del (skraveret), mens kurvebilledet i resten af området har et roligt forløb. Sr og Rb har ingen anomalier og har et roligt-jævnt kurveforløb. Pb har en anomali forårsaget af en prøve (nr. 60), som må betragtes som en ekstremværdi, men har ellers et roligt kurvebillede. Zn, som ingen anomali har, har et mere uroligt kurvebillede forårsaget af prøverne 61, 63 og 68. Cu har ingen anomali og ellers et roligt kurvebillede, som kun brydes af en prøve, der formodentlig er en ekstremværdi (prøve nr. 55). W har ingen anomalier, men et meget uroligt kurvebillede centralt i kortet forårsaget af prøverne 55, 61 og 62.

Prøvetagningsområde 2 (figur 5.3.5). Kun bregneprøver beliggende i en N-S gående linie mellem prøve nr. 72-89 er medtaget i undersøgelsen. Bregneprøverne 90 og 91, beliggende øst for denne linie og tæt på granitblotningen, er ikke medtaget. Prøve nr. 83, beliggende ca. 2 m vest for linien, er dog medtaget. Det ses på profillinien at kun Sr, Pb og Zn er repræsenteret med analyser over detektionsgrænsen, men under tærskelværdierne. Kun Mo har en prøve (nr. 89) ækvivalent med tærskelværdien. Pb og W er overhovedet ikke repræsenteret.

Røsk 2 (figur 5.3.6.a og b). Både birk og lyng er indsamlet og bliver beskrevet. Birk (figur 5.3.6.a): Alle elementerne er repræsenteret med analyser over detektionsgrænsen. Den *(i forlængelse af og mellem de to detektoriske linjer)* stiplede linie på figuren repræsenterer et ca. 30 m langt interval hvor ingen prøver er blevet indsamlet. Det ses på profilet at Sr, Rb og Pb anomalier findes mellem 2,5 m - 23 m, mens Mo og W anomalier findes mellem 59-74 m. Ingen Cu anomalier findes. Lyng (figur 5.3.6.b): det ses at ingen W prøver er repræsenteret over detektionsgrænsen, mens Cu, Zn, Pb, Mo, Rb og Sr er repræsenteret, men under tærskelværdierne.

Røsk 7 (figur 5.3.7.a og b). Birk og lyng er indsamlet og bliver beskrevet i det efterfølgende. Birk (figur 5.3.7.a):

Alle værdierne er over detektionsgrænsen. Mellem 0-20 m findes der Rb, Mo, Pb, Zn og W anomalier, og ved 51 m yderligere et Rb anomali. Lyng (figur 5.3.7.b): W er det eneste element som ikke er repræsenteret med prøver over detektionsgrænsen. Zn, Mo, Rb og Sr er alle repræsenteret men under tærskelværdierne. Mellem 0-14 m findes der Cu og Pb anomalier, i samme interval er Zn, Sr og Rb tæt på tærskelværdien.

5.4. Kanalprøveanalyser fra Grimsrud skjerp.

Kanalprøveanalyser fra Grimsrud skjerp (260 stk.) indsamlet af A/S Follidalverk i perioden 28.7-11.8 1980 bliver kun kort beskrevet i det efterfølgende. Kanalprøverne er året efter indtegnet i figur 4.2.3 samtidig med skitseringen af omdannelserne. Analyseresultaterne af Cu og Mo er formodentlig fremkommet ved atomabsorption og findes i tabel 5.4. Kanalprøveanalyserne, som er en lang kontinuerlig prøvetagningsrække er på figur 4.2.3 inddelt i hele metre, og underinddelt med bogstavsymboler i tabellen (8-13 prøver), f.eks. opgives det at prøve nr. 11B er den anden prøve taget ved 11 meter mærket. Ingen centimeter afstand fra metermærket er opgivet ved prøverne. Det ses i tabellen at Cu værdierne varierer fra 8-491 ppm, og Mo varierer fra 43-15553 ppm. Det ses ved at sammenligne tabelværdierne med figuren at de høje Cu og Mo værdier findes i de samme intervaller, der er indtegnet som hydrotermalt omdannet granit. Mo har endvidere forhøjede værdier i områder benævnt "shear zoner", f.eks. prøve nr. 8G, 9H, 9L-M og 10K.

Den aritmetriske middelværdi ($\bar{x}$) og standardafvigelsen (S) er beregnet for alle analyserne uden hensyn til ekstremværdier v.h.a. en Texas lommeregner type TI Programmable 58C. Cu har middelværdien 62 ppm og standardafvigelsen 73 ppm. Tærskelværdien (t) er beregnet ud fra formlen $t = \bar{x} + 2S$ og er 208 ppm. Det ses i tabellen at 15 analyser er over t værdien (2A, 2D-F, 13A-C, 13E, 16I, 17C-E, 22B-C og 22K). Det ses også at "anomalierne" befinder sig ved prøver taget i den hydrotermalt omdannede granit bortset fra prøverne 16I og 22K. Mo har $\bar{x} = 537$ ppm, $S = 1341$ ppm og $t = 3219$ ppm. Prøver over t værdien er (2H, 3F, 4H, 9H, 10H og 21f-G). Det ses på figuren, at "anomalierne" befinder sig i den hydrotermalt omdannede granit og i "shear zonen".

KAPITEL 6 DISKUSSION.

6.1 Graniter.

Feltrelationer og petrologien antyder at 2 hovedgranittyper findes i det karterede område. Type 1 graniter består af grovkornede, mellem til grovkornede og fin til mellemkornede biotitgraniter som er ækvivalenter til graniter med samme betegnelse i Ihlen et al. (1982). Graniterne er teksturelt og mineralogisk ens, som det kan ses ved den petrografiske beskrivelse i denne undersøgelse. Det har også kun været muligt at udkartere disse udfra kornstørrelsesforskelle. Feltrelationerne afslører at kun gradvise overgange eksisterer mellem varianterne.

Type 2 graniter består af finkornede aplitiske biotitgraniter og 2 varianter porfyrisk finkornede biotitgraniter, som alle formodentlig er ækvivalenter til kvarts-feldspat "porfyries" i Ihlen et al. (1982). Grundmassen i de porfyriske varianter er aplitisk og da feltrelationer i flere tilfælde har afsløret domæner af phenokryster som ser ud til at være relateret til den finkornede granit, er de porfyriske varianter måske kun finkornede graniter med et forøget phenokrystindhold. Det skal dog bemærkes at den feldspat-kvarts porfyriske granit kun er set i 2 områder øst for Drammensfjorden, og at graniterne makroskopisk adskiller sig distinkt fra andre graniter set i området. Petrografisk adskiller type 2 graniter sig fra type 1 graniter ved mindre kornstørrelser og et generelt større kvartsindhold. Den fin-mellemkornede biotitgranit (49985) fra Rørvik mineområde indeholder et forhøjet kvartsindhold, som formodentlig skyldes en senere silificering. Mikrografiske sammen voksninger af kvarts i mikroperthit er kun set i type 2 graniter, og er et vigtigt adskilleskriterium.

En miarolitisk-granophyrisk fin til mellemkornet variant, som i denne undersøgelse er klassificeret som en type 1 granit, adskiller sig distinkt fra alle graniter i området, og er en mulig tredje granittype.

Grafiske teksturer udvikles generelt i H_2O rige magmaer. Eksperimenter foretaget af Burnham (1967) og nævnt i White et al. (1981) på knust og forglasset pegmatitmateriale og kun tilsat H_2O udkrystalliserer ved afkøling alkalifeldspat, kvarts og muskovit. Ved tilsætning af alkaliklorit udkrystalliserer smelten en grafisk sam-

menvoksning af alkalifeldspat og kvarts. Dette antyder at type 2 graniter er ydkrystalliseret ud fra mere H_2O og clorrig magmaer en type 1 graniter. Den miarolitiske-granophyriske granit som er totalt domineret af mikrografiske sammenvoksninger er muligvis ud-krysstalliseret ud fra mere H_2O og Clorrig magmaer eller senere end type 2 graniter. Mutschler & Wright (1981) foreslår at miarolitiske-granophyriske graniter observeret i granitplutoner i Colorado bliver dannet ved en isothermisk bratafkølet krystallisation forårsaget ved et pludseligt trykfald, og at opløsninger som bliver frigivet har "båret" molybdæn opad i granitplutonet. Ved at følge denne tankegang antydes det at den miarolitiske-granophyriske granit har forårsaget molybdenitmineraliseringer i de omgivende graniter.

Gaut (1981) inddeler Oslofeltets biotitgraniter i BI og BII graniter hvoraf BI graniterne bl.a. er repræsenteret af Drammensgraniten. Han skriver at mikrograniter og porfyriske mikrograniter findes som intrusive kvarts-porfyriske gange og irregulære legemer i BI graniterne, og at disse intrusiver ofte er relateret til shearzoner. I det karterede område findes type 2 graniter oftest som NNW-SSØgående og NNØ-SSV gående aflange intrusiver, men det har ikke været muligt at afgøre om de er relateret til shearzoner. Det skal dog bemærkes at hovedforkastninger i hele Oslofeltet er orienteret i de samme retninger. Gaut (1981) observerer også to generationer kvarts i graniter fra Drammensgraniten, hvilket denne undersøgelse også kan bekræfte bl.a. i den miarolitiske-granophyriske granit og den silificerede type 1 granit.

Schönwandt & Petersen (1982) skriver at geokemiske dataer viser at Mo relaterede graniter i Oslofeltet (bl.a. Drammensgraniten) tilhører en stærkt udviklet suite af subalkaline graniter, med et ekstremt lavt MgO og CaO indhold, et lavt Fe -indhold og et højt SiO_2 indhold (ca. 75%), mens K_2O (ca. 5%) er større end Na_2O (ca. 3-4%) indhold. Disse geokemiske karakteristika er de samme for udviklede Rapakivi suite bjergarter eller A-type graniter, som findes i an-orogene-extensionsmiljøer. Disse geokemiske karakteristika findes også i de geokemiske dataer fra denne undersøgelse, dog er usikkerhederne for SiO_2 indholdet for stort til at kunne bruges her.

Ishihara (1981) inddeler granitoider i en magnetit serie og en ilmenitserie. Magnetitserien er bl.a. karakteriseret ved accesorie magnetitindhold på mellem 0,1-0,2%, hvor magnetit, som ofte er martitiseret, alene udgør ca. 90% af de opake oxider. Magnetit er til gengæld ikke registreret i ilmenitserien. Da magnetit, som oftest

er martitiseret, er det dominerende oxid fra graniter fra Rørvik området, indicerer dette at graniterne tilhører magnetitserien. Ihlen et al. skriver at den fin til mellemkornede granit og den aplitiske kvarts-feldspat "porfyries" er de mest differantierede af Drammensgranitens granittyper. Disse er beliggende centralt i Drammensbatholiten og det er også her at de fleste malmmineraliseringer og hydrotermalt omdannede graniter forefindes. Karteringen i Rørvikområdet centralt i Drammensbatholiten viser at grovkornede, og mellem til grovkornede graniter også er forekommende her.

Trekantplots af elementerne Ba-Rb-Sr (figur 5.2.2) viser at alle graniter fra denne undersøgelse plotter i feltet "stærkt differenterede graniter" sammen med mineraliserede rapakivgraniter fra Finland og mineraliserede pegmatiter og biotitgraniter fra Nigeria. En nylig publiceret undersøgelse (Olerud & Sandstad, 1983) fra Skrukkeliaområdet i det nordlige Oslofelt, viser at graniter derfra er mere Sr og Ba holdige end graniter fra denne undersøgelse. Kun en enkelt prøve fra granittypen "granite porphyry I" plotter sammen med prøver fra denne undersøgelse. Graniter fra Skrukkelia området er også mere Sr holdige end graniter fra Nigeria og Finland (rapakivgranit). Prøver fra denne undersøgelse plotter stort set alle nær Rb hjørnet, men et svagt differantionstrend kan dog anes ved at den finkornede granit og i særdeleshed den miarolitiske-granophyriske granit og Mo mineraliseret gråfinkornet granit er stærkt beriget på Rb (og formindsket på Sr i mindre grad) end andre graniter. Et K-Rb scatterplot fra Tischendorf (1978) viser at granitprøver fra denne undersøgelse plotter i et distinkt aflangt område over specialiserede graniter fra Erzgebirge. Korrelationskoefficienten beregnet på prøver fra Rørvik viser en lav korrelation og hermed vil et postuleret differentiationstrend være usikker. Rb/Sr forholdet viser at den miarolitiske-granophyriske granit og den Mo mineraliserede grå finkornede granit er de mest differentierede i området, sammen med den finkornede granit.

Tischendorf (1978) klassificerer granitlegemes som normalgraniter, forgænger graniter og specialiserede graniter. Specialiserede graniter er rumligt og genetisk relateret til mineraliseringer, hovedsagelig tin, wolfram, molybdæn og columbit. Forgænger graniter er beriget på bestemte elementer men ikke nok til at forårsage økonomisk interessante mineraliseringer. Specialiserede graniter kan dannes udfra forgænger graniter, ved magmatisk diffraktion og anatexis, og har et større element indhold end forgængere.

Tischendorf(1978) anbefaler nogle "kritiske værdier" karakteristisk for specialiserede graniter og forgænger graniter. Det skal dog bemærkes at talværdierne kun er vejledende, men at sandsynligheden for at en granit er mineraliseret blot stiger med stigende elementindhold. Nogle af Tischendorf(1978) anbefalede værdier for specialiserede graniter og forgænger graniter er samlet i tabel 5.2.3. Ved at sammenligne disse værdier med gennemsnitsværdier fra denne undersøgelse (tabel 5.2.2.) viser det sig at alle graniterne er Mo-W specialiserede, noget som også giver sig udtryk i ved forhøjede Mo-W resultater i omdannede graniter (greisen og silificering) og molybdenit-wolframitmineraliseringer. Ingen af de undersøgte graniter er Sn specialiserede eller forgænger graniter, dog findes forhøjede Sn værdier i greisen, kvarts-sericit omdannelsen (en prøve) og hæmatit-albitgraniten (en prøve), endvidere er cassiterit set i enkelte greisen prøver. Alle prøverne, på nær den porfyriske finkornede granit, er specialiserede med hensyn til Rb. Den porfyriske granit er til gengæld en forgænger granit med hensyn til dette element.

Ved siden af geokemisk sporelement specialisering vil metasomatiske og autometamorfe processer influere graniten, og forårsage hydreringer, omdannelser og rekrySTALLISATIONER af mineraler. Pijpekamp(1982) beskriver vigtige petrologiske kendetegn for potentielle tin forekomster. Disse petrologiske karakteristika formodes at kunne anvendes til Mo-W forekomster. Vigtige kendetegn er grafiske sammenvoksninger, amoboide og suturede korngrænser, poikiloblastiske korn og pseudomorfose. Andre vigtige kendetegn er en stor grad af sericit-saussurit omdannelser, pseudomorfose og omdannelse af biotit (chloritisering) og exsolutioner af opake mineraler i biotit. Perthiter skal være af replaceringstypen, "interlocking type" eller findes som stave. Den mikroskopiske undersøgelse fra graniter i Rørvik området viser at disse karakteristiske kendetegn er til stede, dog i varierende grader. Dette antyder også at graniter fra Rørvik området er specialiserede.

6.2 Hydrotermale omdannelser og mineraliseringer.

Specialiserede graniter er beriget på incompactible elementer såsom Rb, U-Th, Nb, Sn, W, Mo og F, og ofte associeret med mineraliseringer specielt af de sidst nævnte. Denne undersøgelse viser både ved den geokemiske undersøgelse og den petrografiske undersøgelse, at Drammensgraniten i Rørvik området er beriget på Mo-W og mineraliseret med molybdenit og wolframit. Disse mineraliseringer er kon-

centreret i 2 større områder domineret med kvarts-molybdenit årer (silificering) og greisen omdannelser og mineraliseringer (Rørvik mineområde og nord for Bjørnvann). Et mindre område af samme beskaffenhed findes ved Selvig Stranda. Ved Follestad skjerp er set rustzoner, som er eventuelle greisen omdannelser, og en undersøgelse her vil muligvis afsløre wolframmineraliseringer? Kvarts-molybdenit årer er set mange andre steder i det karterede område tilsyneladende uomdannet. Ved Røjsåsens mine er lodrette kvarts-molybdenit årer tilsyneladende den eneste omdannelsestype og mineralisering som kan observeres. Ved Fæstningen er der som det eneste sted i området observeret spredte molybdenitaggater i en uomdannet og silificeret grå granit. Dette tyder på at molybdenit både kan være relateret til greisen og findes som rene kvarts-molybdenitmineraliseringer.

Greisen omdannelserne er petrografisk blevet adskilt i 3 varianter på grund af gangmineralerne kvarts-topaz-oxychlorit-grøn biotit. Geokemisk er inddelingen mere usikker på grund af meget varierende elementforhold. Det skal dog bemærkes at type 2 greisen er ekstremt beriget på Mo, og type 2+1 på W. Tin mineraliseringer, er ved den mikroskopiske undersøgelse, identificeret i type 2 greisen som spredte cassiteritkorn, og er blevet bekræftet ved mikrosondeundersøgelsen. Cassiterit er formodentlig ikke registreret før i hele Oslo feltet. Geokemisk er Sn værdierne mindre opmuntrende, men forhøjede værdier er dog set i alle greisen og en enkelt kvart-sericit omdannelse granit fra Rørvik mineområdet.

Nb mineraliseringer er ikke identificeret endnu, dog er forhøjede Nb værdier målt i greisen variant 2b (381ppm) og i den Mo mineraliserede grå finkornede granit (149ppm). Mikrosondeundersøgelser fra rutil fra den sidst nævnte prøve, har afsløret et Nb-Ta rigt uidentificeret mineral, som formodes at forårsage disse forøgede Nb værdier. Malmmineralparageneserne i greisen omdannelserne er ifølge den mikroskopiske undersøgelse som følgende: Wolframit-cassiterit-bismuthenit-bismuth-pyrrhotit, rutil-topaz-kvarts-grøn biotit, pyrrhotit-chalcopirit, galena, sphalerit, pyrit, arsenopyrit, molybdenit-pyrit og tilsidst de supergent dannede mineraler covellin-goethit. Oxychlorit som kun findes i greisen 2, har formodentlig placeret muskovit i et sent stadie. Fluorit som er interstielt udviklet i forhold til kvarts og topaz er formodentlig også sent dannet. Pyrit er tolket dannet efter chalcopirit, sphalerit og galena, idet disse mineraler findes som blebs i pyrit. Da disse mineraler ifølge Ramdohr (1980) side 796 ikke kan forekomme som exsolutioner i pyrit

er de blevet tolket som relikte inklusioner. Pyrrhotitblebs i pyrit er og-så tolket som relikte inklusioner. Pyrrhotit kan dog i visse tilfælde replacere pyrit, men replacering må nødvendigvis så starte langs korngrænser eller sprækker, og noget lignende er ikke set i disse prøver. Mikrosondeundersøgelser foretaget på galena har afsløret et usædvanligt højt sølvindhold som er på ca. 0,7 wt% Ag.

Mineralparageneser fra greisen i Rørvik området er i god overensstemmelse med topaz greisen årer fra SØ Missouri(USA), observeret af Lowell&Gasparrini(1982), og fra wolfram mineraliseringer i Dayu distriktet, Jiangxi(Kina).^(Tanelli, 1982) Alle mineraler observeret i denne undersøgelse er ikke repræsenteret og mindre variationer er forekommende. De relative mineralaldre viser også mindre variationer, f.eks. er wolframit og cassiterit dannet efter gangmineralerne kvarts og topaz i SØ Missouri, mens det modsatte er observeret i denne undersøgelse. I de to nævnte undersøgelser er greisen mineraliseringerne inddelt i et tidligt oxidstadie (med wolframit og cassiterit) og et senere sulfidstadie. I Dayu distriktet(Kina) er et senere karbonatstadie tilstede. I Rørvik området kan en lignende inddeling foretages, i et tidligt oxidstadie domineret af wolframit-cassiterit, og et senere sulfidstadie med pyrrhotit-chalcopyrit-galena-sphalerit-arsenopyrit-pyrit. Molybdenit er dannet sent i Rørvik området i modsætning til Dayu distriktet(Kina) hvor molybdenit er samtidig med wolframit og cassiterit.

Ifølge Pokolov(1974) og Ontoev(1978) er molybdenit et tidligt dannet mineral efterfulgt af wolframitmineraliserede greisen omdannelser i W-Mo-Sn forekomster, hvor endvidere molybdenit er det eneste økonomiske mineral. I porfyr-molybdan forekomster findes wolframitmineraliserede greisenårer (ofte med grøn biotit) i dybere nivauer, og er senere dannet end molybdenit mineraliseringerne (Mutschler&Wright(1981)). Det samme er observeret i dybere nivauer i porfyr-molybdan forekomsten, Malmbjerget(Grønland, hvor sværme af greisenårer skærer tidligere dannede molybdenitmineraliseringer (pers.kom. Schönwandt, 1984)). Denne undersøgelse viser at molybdenit er senere dannet end greisen mineraliseringerne. Dette er i fuld overensstemmelse med observationer gjort af Ihlen et al. (1982) fra deres undersøgelse i Drammensgraniten.

Kvarts-sericit omdannelser er rumligt adskilt fra greisenomdannelser men findes som regel i de samme områder. Endvidere findes kvarts-sericit omdannelserne også som sværme af uregelmæssige årer.

Ihlen et al. (1982) beskriver ca. 10 cm brede grønne kvarts-pyrit-sphalerit-galena årer med sericit og chlorit fundet omkring 1 km nord for Rørvik mine. Denne omdannelsestype er nu fundet flere andre steder i det karterede område, og bliver i denne undersøgelse kaldt kvarts-sericit omdannelse på grund af dominansen af primær og sekundær dannet kvarts og vifteformet sericit. Sulfidmineraliseringer er ofte tilstede og findes som dissemineret type eller som tynde årer. Mineralparageneserne er ifølge den mikroskopiske undersøgelse som følgende: Kvarts-sericit, hæmatit-pyrit-galena-pyrargyrit-sphalerit-chalcopirit-pyrrhotit-pyrit og de supergent dannede mineraler cerussit-covellin-goethit. Nogle enkelte bemærkninger skal der dog tilføjes. For sphalerit skal det nævnes at exsolutioner af chalcopirit-pyrrhotit er koncentreret i et eller flere domæner ofte omgivet af homogen sphalerit (uden exsolutioner), noget der antyder at kornene er zonerede. Sammen voksede sphaleritkorn kan kun erkendes ved at mindst 2 exolutionsdomæner omgivet af homogen sphalerit er tilstede, og ved at orienteringen af de serierte teksturer i domænet udgør 1-3 retninger (krystallografiske retninger?) som er forskellig fra orienteringer set i nabokorn. Ifølge Ramdohr (1980) side 507 indikerer hvide og lyse indre reflekser jernfattige sphaleritvarianter, mens jernrig sphalerit har mørke indre reflekser. Ramdohr (1980) skriver også at et højt jernindhold favoriserer chalcopiritexsolutioner. Mikrosondeundersøgelsen bekræfter disse påstande idet den lyse sphalerit indeholder et lille jernindhold (0-1 wt% FeS) mens sphaleriten med mørke eller manglende indre reflekser og med exsolutioner er meget jernrig (19,2-21,8 wt% FeS). Pyrargyrit er i denne undersøgelse tolket som relikte inklusioner og exsolutioner. Ramdohr (1980) side 788 skriver at pyrargyrit ofte replacerer galena, mens det modsatte ikke er tilfældet, og er ofte set som mere eller mindre dubiøse exsolutioner i galena. Da pyrargyrit i denne undersøgelse både har udseende som exsolutioner ofte med serierte teksturer og som næsten triangelære inklusioner kan begge dannelsesmåder formodentlig være lige rigtige. Mikrosondeundersøgelsen har afsløret at galenaen med pyrargyrit blebs gennemsnitlig har et sølvindhold på ca. 0,04 wt% Ag, og at galena associeret med den lyse homogene sphalerit har et endnu lavere sølvindhold.

Ifølge Lindgrens klassifikation (1933) passer greisenmineralparage

nesen til hypotermale forekomster som er dannet af hydrotermalt "varmt" vand ved stort tryk (dybde) og temperaturer ved 300°C - 500°C . Malmmineralparagenesen fra kvarts-sericit omdannelsen passer til Lindgrens mesotermale forekomster (200°C - 300°C). Væske-gasinklusioner fra kvarts-molybdenitårer og fra kvarts-sericit omdannet granit viser temperaturer på ca. 450°C (Ihlen et al. (1982) som altså ligger indenfor de hypotermale forekomsters temperaturinterval.

Temperaturerne målt i kvarts-sericit omdanner granit er højere end tilladt for de mesotermale forekomster, selvom temperaturerne kun er vejledende (Park & Macdiarmid, 1975). Mineralparagenesen kvarts-sericit er ikke til hinder for at denne omdannelsestype blot er en ny greisenvariant, muskovit er bl.a. meget almindelig i greisenårer. Ved at følge denne tankegang er denne nye greisenvariant domineret af malmmineraler, der tilhører sulfidstadiet, som skulle være senere dannet. I flere kvarts-sericit omdannede graniter findes endvidere calcit, noget som antyder at det seneste stadie ifølge Tanelli (1982) er til stede. I Grimsrud skjerp er kvarts-sericit omdannet granit intimt sammenvokset med greisenvariant 2, og endvidere er topaz observeret i denne bjergart. Det forhøjede Sn indhold i den analyserede kvarts-sericit bjergart kan også bedre forklares udfra en greisenomdannelse.

Ved Røysåsen er væske-gastemperaturer målt til 550°C - 600°C . Dette antyder at kvarts-molybdenit mineraliseringer, som ikke er associeret med greisen mineraliseringer er dannet ved højere temperature. Albitiserede graniter er udbredte i større eller mindre uregelmæssige områder i miarolitiske-granophyriske og finkornede graniter. Omdannelsestypen er idendificeret på grund af dens blege og rødbrune

plettede udseende (Ihlen et al., 1982). Farvning af kalifeldspat har vist sig at være en uvurderlig hjælp til at fastslå feldspaters idenditet og dermed om bjergarten er albitiseret.

Mikroskoperingen har afsløret deformationer af mineralkorn og dannelsen af sekundær interstielt kvarts. Den eneste breccie observeret i det karterede område har vist sig at være albitiseret.

Geokemisk adskiller albitiserede graniter sig ikke fra type 1 og type 2 graniter. Derimod adskiller mineraliserede albitiserede graniter sig distinkt fra de almindeligt forekommende graniter, f.eks. med et gennemsnitligt højt Na_2O indhold (6,8%) og et lavt K_2O indhold (0,2%) Rb er stærkt formindsket (10ppm), mens Sr er bemærkelsesværdigt stærkt forøget (233ppm).

Ifølge Manning (1982) kan albitisering dannes senmagmatisk i fluorrige granitmagmaer, eller være hydrotermalt omdannet. Da albiti-

sering hovedsagelig findes associeret med de mest differantierede graniter(den miarolitiske-granophyriske granit og den finkornede granit)observeret i området,kan begge muligheder ikke udelukkes at være rigtig, dog er deformationer af mineral Korn og brecciedannelsen formodentlig senmagmatisk.

De metasomatiske, senmagmatiske-hydrotermale omdannelser, silificering, albitiseringer og greisen er typiske omdannelses "assemblages" beskrevet fra flere Mo-W-Sn forekomster f.eks af Stemprok (1974),pokolov(1974) og Cada&novak(1974). Andre typiske omdannelsefænomener er kalifeldspat omdannelse og tourmalinisering, som dog ikke er bemærket i det undersøgte område, bortset fra en ubetydelig kalifeldspat omdannelse relateret til en mineraliseret pegmatit. Et andet karakteristisk træk ved disse forekomster er at mineraliseringerne forekommer som sværme af mindre årer, som f.eks beskrevet fra Cornwall(Jackson et al.,1982), Korea(Chil-Sup.So et al., 1983) og fra Nigeria(Imeokparia,1982). Da både albitiseringer og sværme af kvarts-molybdenit og greisen årer er fundet i det undersøgte område og at wolframit er et vigtigt mineral associeret til greisen er det nærliggende at klassificere forekomsterne som Mo-W forekomster.

Rana(1974) i Mutschler&Wright(1981) foreslår at greisen zonerne i graniter fra Mount Antero, Colorado repræsenterer eroderede "rødder" af en Climax type porfyr-molybdæn forekomst. Ved at følge denne tankegang kunne greisenmineraliseringerne i der karterede områder repræsentere eroderede "rødder" af porfyr-molybdæn forekomster af samme type som fundet ved Glitrevann calderaen og Nordli-Hurdal komplekset.

Det skal bemærkes at der ikke er gjort forsøg på at beregne lødigheder i de fundne mineraliseringer.

Det anses dog at molybdenit stadigvæk er det eneste økonomiske mineral i området, men at wolframit og eventuelt sølv vil være vigtige biprodukter ved en eventuel brydning.

6.3 Biogeokemisk undersøgelse.

Et større antal planteprøver af birk(betula verrucosa), lyng(Calluna vulgaris) og bregne(Pteridium aquilinum)er blevet indsamlet i fire adskilte prøvetagningsområder.

Forskellige planteorganer optager elementer i varierende mængde, og

det er derfor vigtigt at det er de samme planteorganer der indsamles og sammenlignes ved sådanne undersøgelser. Rose et al. (1979) og Brooks (1983) anbefaler for trærs vedkommende brugen af to års-grene, hvilket denne undersøgelse for birks vedkommende også bruger. Af praktiske hensyn er hele planten-planter indsamlet af lyng og bregner, idet en udvælgelse af "organer" ville være for tidskrævende og give en for lille prøvemængde.

Plantematerialet er forasket ved 450°C , som foreslået af Rose et al. (1979). Ved temperaturer over 500°C er der risiko for at flere elementer totalt eller delvis "fordamper", hvorved undersøgelsens kvalitet forringes betydeligt (Brooks, 1983). Planteasken er analyseret ved røntgenfluorisens på 0,2 g tabletter. Alene udfra den lille prøvemængde vil der opstå usikkerheder, som det ses i tabel 5.3.b.. Det anses dog at analyseresultaterne stort set er tilfredsstillende, bl.a. udfra sammenligninger med Lounamaa, 1967 (se senere). Lepeltier (1969) anbefaler en grafiek metode til at bearbejde et større antal prøver. I denne undersøgelse er denne metode brugt for birks vedkommende, hvorved en baggrundsværdi (50% fraktilen) og en tærskelværdi (97,5% fraktilen) er fremkommet. En forudsætning for denne statistiske fremgangsmåde, er at populationen eller populationerne er lognormaltfordelt. For Mo vedkommende, viste det sig at den "klokkeformede" kurve, der er karakteristisk for normalfordelinger bedst fremkom ved at bruge en aritmetrisk inddeling i histogrammet. Dette antyder (og uden bevis) at Mo er normalfordelt. De statistiske parametre for Mo er fremkommet udfra den den sidst nævnte fremgangsmåde. Da antallet af prøver af birk fra Glostrup, lyng og bregne er forholds lille, er de statistiske parametre beregnet ved hjælp af en lommeregner. Alene udfra den lille prøvemængde og ved at der ikke er taget hensyn til ekstremværdier, vil der opstå en del usikkerhed.

Lounamaa (1967) har analyseret nåletræer og løvfældende træer fra det sydlige Finland. Undersøgelsen er bl.a. foretaget på 2 års grene fra *Betula verrucosa* i (rapakivi) granitområder, og er hermed sammenlignelig med analyser fra denne undersøgelse. Lounamaa (1967) finder at middelværdien for Cu er 270 ± 47 ppm med en range på 30-1000 ppm. I mineraliserede områder er middelværdien dog 690 ± 71 ppm. I denne undersøgelse er middelværdien (50% fraktilen) udregnet til 123 ppm med en range på 47-290 ppm altså lavere end opgivet fra Finland, selvom prøverne i denne undersøgelse er indsamlet i mineraliserede områder. Denne formindskede Cu værdi i Rørvik området skyl-

desmuligvis et lavere Cu indhold i graniter fra Rørvikområdet (nd-10ppm), sammenlignet med indholdet i graniter fra Finland (<10-67ppm), som opgivet af Lounamaa(1967).

Middelværdien for Zn i Finland fra birk er opgivet til 4100 ± 340 ppm med en range på 600-6000ppm, og i mineraliserede områder >10000ppm. I Rørvik er middelværdien beregnet til ca. 7000ppm Zn altså højere end i Finland, men i god overenstemmelse med de høje værdier målt i mineraliserede områder. Lounamaa(1967) bemærker endvidere at Zn opnår de højeste værdier i 2 årsgrene fra *Betula verrucosa* sammenlignet med blade fra samme træ, og at Zn værdien er bemærkelsesværdig høj sammenlignet med andre træer/planter. Denne iagttagelse kan også gøres i denne undersøgelse, hvor det bemærkes at birk har et stærkt forøget Zn indhold sammenlignet med lyng(583ppm) og bregne(244ppm), og bemærkelsesværdigt nok også for birk i Glostrup(2489ppm).

I Finland har Mo en middelværdi på $6,8 \pm 1,5$ ppm og en range på <3-60 ppm, og i mineraliserede områder 30-3000ppm. I Rørvik er middelværdien 10ppm og en range <5-42ppm. Værdierne afviger altså ikke væsentlig fra prøver taget i Finland. Prøver indsamlet på affalddyngerne ved Rørvik mine(prøve nr.92-93) er beriget på Mo(38-40ppm) i modsætning til prøver taget i formodede umineraliserede områder (<5ppm). Det samme forhold gør sig gældende for lyngprøvetaget fra de Mo holdige affalddynger(91-760ppm), sammenlignet med prøver taget i formodede umineraliserede områder(<5-8ppm). Det skal også bemærkes at flere Mo analyser fra birk ligger under detektionsgrænsen., mens de fleste lynganalyser for Mo er over detektionsgrænsen. Dette antyder at lyng er mere egnet til Mo analyser end birk er. Lounamaa(1967) bemærker også at prøver taget senere i vækstsæsonen generelt har lidt lavere elementværdier end prøver taget tidligere i vækstsæsonen. Dette forhold forrykker ikke denne undersøgelses kvalitet idet prøverne alle er indsamlet inden for en uge. For prøver indsamlet i Glostrup i maj måned året efter kan sæsonvariationer have en vis indflydelse, som dog anses som minimal her.

Pb indholdet i birk fra Finland er 120 ± 19 ppm med en range på <10-600ppm. I mineraliserede områder er målt værdier på 6000ppm. I alle tilfælde har to årsgrene et større Pb indhold end blade. I Rørvik området er Pb indholdet gennemsnitligt målt til 120ppm med en range på 45-1000ppm, og altså i god overenstemmelse med resultater fra Finland. De høje Pb værdier fra mineraliserede områder i Finland skyldes formodentlig tilstedeværelsen af galena

mineraliseringer. Luftforurening (støvpartikler) fra nærliggende miner og smelteovne kan bevirke anomale resultater, noget som ikke kan udelukkes at forekomme i flere af prøverne fra Finland. For at vurdere hvor modtagelig birk er overfor luftforurening er der blevet indsamlet 9 prøver fra et kendt blyforurenede område i Glostrup, Danmark. Flere uafhængige undersøgelser viser at Glostrup området bl.a. er stærkt blyforurenede p.g.a. emission fra en sekundær smelteovn (P. Bergsøe & Søn), og en høj trafikintensitet (bly fra benzin) (Miljøministeriet, 1976, 1979). Undersøgelser af laver indsamlet fra det samme område som birk i denne undersøgelse, viser at maksimalværdier fra laver i Glostrup er ca 36 gange forhøjet med hensyn til Pb end "uforurenede" laver indsamlet i en skov i midt-sjælland (Pilegård, 1976 i Miljøministeriet 1976). En sammenligning mellem birk fra Rørвик området og fra Glostrup viser at maksimalværdien i Glostrup er ca. 82 gange forhøjet i forhold til baggrundsværdien fra Rørвик. Denne kraftige forhøjelse antyder at birk er let modtagelig overfor luftforurening (Pb), men at dette formodentlig ikke er tilfældet ved prøver indsamlet fra Rørвик området p.g.a. områdets isolerede beliggenhed, og analyseresultaternes lave Pb værdier. Det skal dog bemærkes at det havde været ønskeligt om uforurenede prøver indsamlet i Danmark havde været brugt til sammenligningen, idet metalindholdet optaget i planterne er afhængig både af klima-jordbundsforhold. For prøver indsamlet i Glostrup, formodes det at den største mængde af Pb skyldes blystøv fra luftnedfald.

W i birk fra Rørвик har gennemsnitlig 64ppm W med en range på 15-110ppm. Der findes desværre ingen analyser fra dette element fra den Finske undersøgelse. Brooks (1983) opgiver i tabelform 0,05ppm som en gennemsnitsværdi i planter. Qien et al. (1974) har analyseret træer og planter i et greisenmineraliseret område ved Barrytown, New Zealand. Analyser fra bølge arterne *Nothofagus truncata* og *Nothofagus menziesii* viser gennemsnitsværdier på 2,2-8,4ppm W, medens bregnearterne *C. medullaris* og *D. squarrosa* viser gennemsnitsværdier på 5,6-7,3ppm W. Desværre er de fleste bregne-lyngprøver fra denne undersøgelse under detektionsgrænsen, hvorved en sammenligning umuliggøres. For Birk alene antydes det at Rørvikområdet er beriget på W p.g.a. forhøjede analyseværdier i birkeprøverne fra Rørвик sammenlignet med prøver taget i Glostrup.

Det skal bemærkes at forholdet mellem Rb og Sr gennemsnitlig er mindre end 1 for alle prøver taget i Rørvikområdet, mens det modsatte forhold $Rb > Sr$ ses i prøver indsamlet i Glostrup. Disse for-

hold opstår sandsynligvis ved at planter i Rørvik vokser på granit-områder som er beriget på Rb og formindsket på Sr, mens planter i Glostrup vokser på mere kalkrige jorde (marin kalk) med et anderledes Rb/Sr forhold.

Jens Frederiksen, 1984 (upubliseret special, K.U) har analyseret 2 årsgrene fra *Betula pubescens* fra Raumyr Mo-skjerp beliggende i det nordlige Oslofelt, Norge. Prøverne (54 stk) er indsamlet i august måned 1981. Plantematerialet er behandlet på samme måde som prøver i denne undersøgelse, og en sammenligning er derfor oplagt. Følgende elementværdier opgives:

Cu har en gennemsnitsværdi på 143 ppm med en range på 87-230 ppm.

Zn har en gennemsnitsværdi på 6321 ppm med en range på 3183-11492 ppm.

Mo har en gennemsnitsværdi på 6 ppm med en range på <5-60 ppm.

Pb har en gennemsnitsværdi på 320 ppm med en range på 133-671 ppm.

W har en gennemsnitsværdi på 14 ppm med en range på <10-52 ppm.

Det ses at for elementerne Cu, Zn og Mo er der god overensstemmelse med resultater fra denne undersøgelse (tabel 5.3.2.). I Raumyr er Pb værdierne forhøjet i forhold til Rørvik området. Dette skyldes formodentlig tilstedeværelsen af spredte galenamineraliseringer i hele området (pers. komm. J. Frederiksen 1984). Til gengæld er W værdierne fra Raumyr gennemsnitlig lavere end målt i Rørvik området. Dette underbygger forfatterens påstand om forhøjede W værdier i plantematerialet i Rørvik området.

Anomalier i de fire prøvetagningsområder er alle fremkommet udfra en statistisk beregnet tærskelværdi. Denne tærskelværdi er beregnet udfra summen af prøver taget i fire mineraliserede prøvetagningsområder. Dette betyder at baggrundsværdien og tærskelværdien kan være enten forhøjet eller formindsket i det enkelte prøvetagningsområde i forhold til dominansen af forhøjede eller formindskede prøveværdier fra andre områder. Der bliver i denne undersøgelse ikke taget hensyn til denne effekt.

I prøvetagningsområde 1 er der kun fundet anomalier for Pb og Mo. Pb anomali skyldes en enkelt anomal prøve og bliver ikke diskuteret nærmere. Mo uvdiser to anomaliområder, som begge formodentlig skyldes forlængelsen af kvarts-molybdenitåre, som er observeret i granitblotningen. W giver med den beregnede tærskelværdi ingen anledning til anomalier selvom wolframitmineraliseringer er blevet observeret i granitblotningerne. Det urolige kurvebillede skyldes sandsynligvis wolframitmineraliseringernes påvirkning, og en beregning af tærskelværdien alene udfra prøver indsamlet i dette område vil formodentlig afsløre flere anomalier.

I prøvetagningsområde 2 er kun en enkelt bregneprøve tæt på et Mo anomali.

I røsk 2 findes Pb,W,Mo anomalier for birkeprøver, men ingen anomalier for lyngprøverne. Pb anomali er opstået udfra to prøver (nr 28 og 36) hvor ingen galenamineraliseringer er blevet registreret. W anomali og Mo anomali er formodentlig opstået ved den nu kendte greisenmineralisering omkring 59m mærket i røsk 2.(49908, 52217,52220). Mo anomalierne er formodentlig forårsaget af de mm tynde kvarts-molybdenitårer set i greisen. Et Rb anomali ses i røsk 2, hvor det bemærkes at de forhøjede Rb værdier findes ved lave Mo,Pb W og Zn værdier. Dette kan være et udtryk for at Rb indholdet er lavest i omdannede graniter med mineraliseringer, og at dette forhold smitter af på planterne.

I røsk 7 viser analyser fra både birk og lyng Pb,Zn Cu og birk endvidere W anomalier. Ingen mineraliseringer er blevet observeret ved disse anomalier, noget som tyder på at enten udviser plantematerialet et falsk anomali eller og er mineraliseringen blevet overset. Det sidste tilfælde er formodentlig rigtigt idet plantematerialet har udvist anomalier ved de kendte mineraliseringer bl.a fra røsk 2. Bemærkelsesværdigt er det at ingen anomalier opstår (dog et Cu anomali) i den østlige del af røsk 7, som er beliggende syd for og nedenfor nogle affalddynger fra minen.

En mulig årsag til wolfram anomalierne observeret i Rørvik mine området, er at wolframit er associeret med sulfider (bl.a. sphalerit og pyrit), og er omgivet af en goethitrand. En kombination af denne "forvitring" og de porøse bjergarter (greisen) forårsager eventuelt at W er til rådighed for planterne. Denne forvitring af wolframit og de porøse bjergarter er formodentlig ikke så udpræget ved Bjørnvann området (prøvetagningsområde 1).

KAPITEL 7 KONKLUSIONER:

I det karterede 28 km² område centralt i Drammensgraniten, findes 2 hovedtyper graniter type 1 og type 2 granit. Type 2 granit har ofte intrusiv kontakt til type 1 granit og er udviklet med mikrografiske teksturer. En eventuel 3 granittype er en miarolitisk-granophyrisk granit. Geokemiske data viser at alle graniterne er stærkt differenterede, dog er den finkornede granit (type 2) og den miarolitiske-granophyriske granit de mest differenterede.

Alle graniter i området er Mo-W specialiserede, men ikke Sn specialiserede. Denne specialisering er også idendificeret petrografisk. De hydrotermale omdannelser og mineraliseringer er rumligt og genetisk relateret til hinanden. De vigtigste mineraliseringer er kvarts molybdenit årer (silificering) og wolframitmineraliserede greisen årer. Greisen mineraliseringerne er blevet inddelt i 3 varianter, mens en eventuel 4 variant består af kvarts-sericit omdannet granit. Malmmineralparageneserne kan inddeles i et tidligt oxidstadium og et senere sulfidstadium.

Albitisering er relateret til de mest differantierede graniter og er muligvis senmagmatisk dannet.

Af nye mineraliseringer er wolframit meget vigtig. Formodentlig som første sted i Oslo Feltet er cassiterit mineraliseringer blevet idendificeret. Pyrargyrit er også nyt i området, endvidere er galena fra greisen meget sølvholdig.

Greisen mineraliseringerne og kvarts-molybdenit årerne er rumligt associeret til hinanden i 2 større områder 1) Rørvik mineområdet 2) nord for Bjørnvann. I modsætning til de fleste kendte Mo-W forekomster, og greisenårer fra dybere niveauer fra porfyr-molybdænforekomster er molybdenit sent dannet i Drammensgraniten.

Omdannelsestyper i Rørvikområdet såsom greisen, albitisering og kvarts-molybdenit årer er karakteristiske fra Mo-W forekomster, og det er hermed nærliggende at sammenligne forekomsterne. En interessant tanke er det at greisenårerne muligvis er eroderede rødder af porfyr-molybdæn forekomster som de fornyligt fundne ved Glitrevann calderaen og Nordli-Hurdal komplekset.

Ved en eventuel brydning vil molybdenit stadigvæk være det økonomiske mineral, mens et vigtigt biprodukt vil komme fra wolframit.

Den biogeokemiske undersøgelse viser at:

Analyseresultaterne fra birk for elementerne Cu, Zn, Mo og Pb er i

god overenstemmelse med resultater fra Finland og Raunmyr, Norge. Planterne i Rørvik området sandsynligvis er beriget på W. Birk er let modtagelig for luftforurening, specielt Pb. To årsgrene fra birk er et velegnet prøvetagningsmedie for undersøgelser af Pb, Zn, Cu, W og i mindre grad, men dog brugelig for Mo. Lyng er velegnet til Pb, Zn, Cu, og Mo, men er uegnet for W undersøgelser, Medens bregne kun kan bruges til Zn undersøgelser. Flere elementanomalier er fundet ved birk og lyng prøverne beregnet udfra statistiske parametre. Flere af disse anomalier kan forklares udfra tilstedeværende mineraliseringer. Derimod er et anomaly fundet fundet i Røsk 7 muligvis forårsaget af en ukendt mineralisering

REFERENCER

- Battey, M.H. 1955: Alkali metasomatism and the petrology of some keratophyres. *Geol.Mag.* Vol. 58, No. 2, pp. 104-126.
- Battey, M.H. 1975: Mineralogi for student (323 p.). Longmans.
- Boissavy-Vinau, M. & Roger, G. 1980: The TiO_2/Ta ratio as an indicators of the degree of differentiation of tin granites. *Mineral.Deposita*, vol. 15, nr. 2, pp. 231-236.
- Brooks, R.R. 1983: Biological methods of prospecting for minerals. Part 3. *Biogeochemistry in mineral exploraiton*, pp. 109-266, Wiley.
- Bugge, A. 1963: Norges molybdæn forekomster. *Norges geol. Unders.* no. 217.
- Bugge, A. 1978: Norway: Mineral deposits of Permian age. *In: Mineral deposits of Europe.* pp. 243-249.
- Cada, M. & Novak, J.K. 1974: Spatial distribution of greisen types at the Cinovec-South tin deposits. *Metallization Associated with Acid Magmatism (ED) Stenprok*, vol. 1, pp.383-388.
- Chil-Sup SO et atl. 1983: The Dae Hwa Tungsten-Molybdenum Mine, Republic of Korea. A geochemical Study. *Econ.Geol.* vol. 78, pp. 920-930.
- Deer, Howie & Zussman 1969: An introduction to the rock forming minerals. 528 p. Longmans.
- IMEOPPARIA 1982: Abundance and distribution of tungsten in the Afu Yaunger Granite Complex of Central Nigeria. *J.Geochem,Explor.* vol. 17, no. 2, pp. 93-108.
- Friedman, G.M. 1971: Staining (chapter 22). *In: Carvey (Ed) Procedures in sediment petrography*, pp. 511-530, Wiley.
- Gaut, A. 1981: Field relations and petrography of the biotite granites of Oslo Region. *Norges geol.Unders.* 367, pp. 39-64.
- Geyti & Schönwandt 1979: Bordvika - A Possible Porphyry Molybdenum occurrence within the Oslo Rift, Norway. *Econ.Geol.* vol. 74, pp. 1211-1220.
- Henningsmoen, G. 1977: Sedimentary rocks associated with the Oslo region lavas. *The Oslo Paleorift (EDS) Dons & Larsen Norges geol.Unders.*, nr. 337, bull. 45, pp. 17-24.
- Husebye & Ramberg 1977: Geophysical Investigations. *The Oslo Paleorift: Dons & Larsen (EDS) Norges geol.Unders.* nr. 337, bull. 45, pp. 41-53.
- Ihlen & Vokes 1977: Metallogeny. *The Oslo Paleorift: Dons & Larsen (EDS) Norges geol.Unders.* nr. 337, bull. 45, pp. 75-90.

- Ihlen, P.M. et al. 1982: Mineralization, Wall rock alteration and zonation of ore deposits associated with the Drammen granite in the Oslo region, Norway. *Metallization Associated with Acid Magmatism* (ED) Evans, John Wiley, pp. 111-136.
- Ishihara, S. 1981: The Granitoid Series and Mineralization. *Econ.Geol. 75th Anniversary Volume*, pp. 458-484.
- Jackson, N.J. et al. 1982: Hydrothermal activity in the Sc. Just mining district, Cornwall, England. *Metallization Associated with Acid Magmatism*. (ED) Evans, pp. 137-179, Wiley.
- LEPELTIER, C. 1969: A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Econ. Geol. Vol. 64* pp 538-550.
- Lounamaa, L. 1967: Geochemical prospecting in Fennoscandia. (ED) Kvalheim, pp. 287-317, Wiley.
- Lowell, G.R. & Casparini, C. 1982: Composition of arsenopyrite from Topaz greisen veins in Southeastern Missouri. *Mineral. Deposita*, vol. 17, nr. 2, pp. 229-238.
- Neumann, E.R. 1977: Petrology at the plutonic rocks. The Oslo Paleoprovince (EDS) Dons & Larsen, *Norges geol. Unders. nr. 337*, bull. 45, pp. 25-34.
- Noe-Nygaard, A. 1966: Mineralogi, 3. udgave. 184 p. Munksgaard.
- Manhöv, S.C. & Andreeva, L. 1974: Tungsten-Molybdenum mineralizations connected with Tertiary magmatism of the Bulgarian-Yugoslav border region. *Metallization Associated with Acid Magmatism* (ED) Stempok, vol. 1, pp. 53-59.
- Manning, D.A.C. 1982: An experimental study of the effects of fluorine on crystallization of granitic melts. *Metallization associated with acid magmatism* (ed) Evans, pp 191-203
- Matheis, E. & Furieta, O. 1982: Trace element distribution in tin-bearing pegmatites of southwestern Nigeria. *Metallization Associated with Acid Magmatism*, pp. 205-220, Wiley.
- Miljøministeriet 1976, 1979: Blyforurening.
- Mutschler et al. 1981: Granite molybdenite systems. *Econ. Geol. Vol. 76*, pp 874-897.
- Olerud & Sandstad 1983: Geology of Skrukkelia molybdenite deposits, Northwestern margin of the Oslo Graben, Norway. *Norges. Geol. Unders. Bull. 73*, pp 1-20.
- Ontuev, D.O. 1978: Relation of multi-stage deposits of tungsten, molybdenum and tin to the history of granitoid formation. *Metallization Associated with Acid Magmatism* (ED) Stempok, vol. 3, pp. 97-108.
- PARK & DIARMID 1975: Ore deposits, Third edition. Freeman pp 529.

- Petersen, J.S. 1977: Composite plutonic ring-complexes: A structural characteristic of rift zone plutonism, In Neumann & Ramberg (EDS) *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, Proc.Nato. ASI OSLO, 217-229.
- Pijpekamp, B.van de 1982: Petrological criteria for establishing the tin potential in granitoid complexes. *Metal.Ass. with Acid.Magm.* pp. 273-278, Wiley.
- Pokalov, V.T. 1974: Formation and distribution of molybdenum deposits. *Metallization Associated with Acid Magmatism* (ED) Stemprok, vol. 1, pp. 372-376.
- Quin et al 1974: Biogeochemical exploration for tungsten at Barrytown, Newzealand. *Jour. Geochem. Expl. Vol 3*, pp 43-51
- Raate, G. 1978: Distribution of Th, U, K in the plutonic rocks of the the Oslo region, Norway. In: Neumann & Ramberg (EDS) *Petrology and Geochemistry of continental rifts*, pp. 185-192, Reidel.
- Ramberg & Larsen 1977: Tectonomagmatic evolution. The Oslo Paleorift: Dons & Larsen (EDS). *Norges geol.Unders. nr. 337, bull. 45*, pp. 55-73.
- Ramdohr, P. 1980: The Ore minerals and their intergrowths. vol. 1 & vol. 2, 1205 p., Pergamon Press.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. & Webb, J.S. 1983:
- Schönwandt, H.K. & Petersen, J.S. 1983: Conetinental rifting and porphyryr-molybdenum occurrences in the Oslo region, Norway. *Tectonophysics* 94, pp. 609-631.Elsevier.
- Sillitoe, R.H. 1980: Types of porphyry molybdenunum deposits. *Min.Mag.* June 1980.
- Spry, A. 1969: Metamorphic textures. 350 pp. Pergamon Press.
- Sundvoll, B. 1978: Rb/Sr Relationship in the Oslo igneous rocks. In: Neumann & Ramberg (EDS) *Petrology and Geochemistry of continental rifts*, pp. 181-184, Reidel.
- Sutulov, A. (Ed.) 1978: International molybdenum en cyclopaedia 1778-1978. Vol. 1, Ressoruces and Production, Intermet. Publications.
- Stemprok, M. 1974: Concentration of some metals from Acid magmas. *Metallization Associated with Acid Magmatism* (ED) Stemprok, vol. 1, pp. 357-361.
- Tanelli, G. 1982: Geological setting, mineralogy and genesis of tungsten mineralization in Daya district, Jiangxi (Peoples Republic of China): An outline. *Mineral. Deposita*, vol. 17, nr. 2, pp. 279-294, Springer.

Tischendorf, G. 1977: Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. *Metal.ass.acid.magmatis.* vol. 2, pp. 44-95.

Tröger, W.E. 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 7. Bestimmungstabellen.

White et al. 1981: Character and origin of Climax-type molybdenum deposits. *Econ.Geol.* 75th Anniversary, pp. 270-316.

Abbey, S. 1983 Studies in "Standard samples" of silicic rocks and minerals 1962-1982, *Canadian Geology Survey paper* 83-15, 114 p.

Gove, G. 1983 *Rock geochemistry in mineral exploration* Vol. 3

Worish, H. & Chappell, B.W. 1977. X-ray fluorescence spectrometry in Zussmann, J. (ed) *Physical methods in determinative mineralogy* 2nd. edition Academic press. London. 201-272