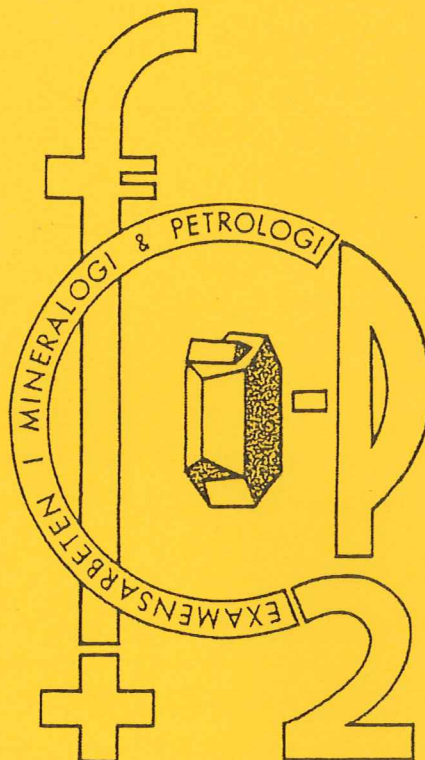


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Berggrundsgeologi



Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och
åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära
enklaver

Paula Lindgren

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

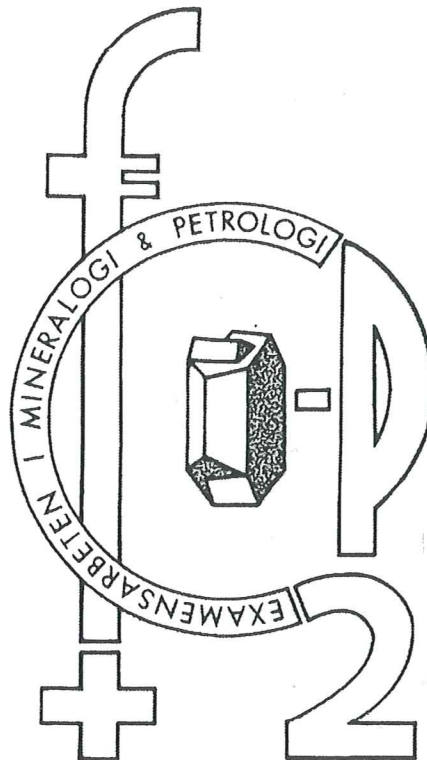
601136217

Examensarbete, 20 p
Geologiska Institutionen, Lunds Universitet

Nr 172

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Berggrundsgeologi



**Tre sensvekokfenniska graniter: kontakt- och
åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära
enklaver**

Paula Lindgren

Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver

Paula Lindgren

Lindgren, P., 2004. Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Berggrundsgeologi*

Svensk sammanfattning

I den svekofenniska provinsens centrala region har granitoider som är tidig-, sen-, post- och anorogena intruderat metasedimentära bergarter (Härnögnejs) av varierande metamorf grad.

Fältarbetet för denna undersökning utfördes i den södra delen av ett 15×15 km stort och rundat sensvekofenniskt granitmassiv ca 10 km väster om Örnsköldsvik. Här förekommer tre olika graniter som i detta arbete kallas för Bergomgranit, Härnögranit och Själevadgranit. Metasedimentära enklaver finns i alla tre graniterna, men är speciellt vanliga i Själevadgraniten. Själevadgraniten, som ibland går mot en granodioritisk sammansättning, skiljer sig från sensvekofenniska graniters normala sammansättning.

Syftet med detta examensarbete är att undersöka graniternas utbredning, åldersförhållande och kontaktrelationer, och att studera uppträdandet och petrologin av enklaverna framförallt i Själevadgraniten.

Trots Själevadgranitens avvikande sammansättning har den förts till den sensvekofenniska gruppen, men som en äldre fas. Tidigare fältobservationer indikerar att Själevadgraniten är äldre än den muskovitförande Härnögraniten. Fältobservationer rapporterade i detta examensarbete stöder denna uppfattning. Bergomgraniten föreslås här vara äldre än Härnögraniten och yngre än Själevadgraniten, men bevisen är otillräckliga. Bergomgranitens åldersförhållande med de andra graniterna måste därför tills vidare lämnas öppet. Bergomgraniten är grovkornig och visar övergångar mot massivbildande pegmatit.

De metasedimentära enklaverna i Själevadgraniten varierar från att vara välavgränsade till "spöklika", nästan helt absorberade av graniten. Själevadgraniten innehåller 1-2 cm stora subhedrala fältspatmegakrister av både plagioklas och mikroklin. Fältspatmegakrister av samma storlek förekommer i de "spöklika" enklaverna, men de är betydligt glesare.

Resultat från SEM-analyser visar skillnader i variationen av plagioklassammansättningen mellan megakristerna i graniten och megakristerna i "spökenklaverna". "Spökenklavernas" megakrister har en betydligt större sammansättningsvariation än granitens megakrister. Resultaten indikerar att de "spöklika" enklaverna utgörs av en blandning mellan granit- och gnejsmaterial, där fältspatmegakristerna kristalliserat *in situ*. De välavgränsade enklaverna har däremot inte påverkats kemiskt av Själevadgraniten, men de kan ha blivit utsatta för kontaktmetamorfos. Optisk mikroskopiering och SEM-analyser av Härnögnejs, visar att gnejsens metamorfosgrad varierar från grönskiffer- till amfibolitfacies på relativt korta avstånd.

Paula Lindgren, Geologiska institutionen, Centrum för GeoBiosfärvetenskap, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund.

Three late Svecofennian granites: contact and age relations and occurrence of metasedimentary enclaves

Paula Lindgren

Abstract

In the central region of the Svecofennian Province, granitoids related to different stages of the Svecofennian orogeny have intruded metasediments (Härnö gneiss) of varying metamorphic grades.

The fieldwork of this project was carried out in Ångermanland about ten km to the west of Örnsköldsvik. The mapping area is situated in the southern part of a 15×15 km rounded late Svecofennian multi-intrusion granite pluton, where three different types of granites have been distinguished. In this project they are called the Bergom granite, the Härnö granite and the Själevad granite. Metasedimentary enclaves exist in all three granites but are especially frequent in the Själevad granite. The Själevad granite has a compositional variation range that includes granodioritic compositions. This is unusual for late Svecofennian granites.

The aim of this project is to investigate the areal extension of the granites and their age relations. A major object is to study the appearance and the petrology of the enclaves mainly in the Själevad granite.

Despite its compositional range, the Själevad granite has been classified as a late Svecofennian granite, but belongs to an older phase of this group. Previous field observations indicate that the Själevad granite is older than the muscovite-bearing Härnö granite. Observations made in this study support this conclusion. The Bergom granite is suggested to be older than the Härnö granite and younger than the Själevad granite. The evidence for this is insufficient, thus this hypothesis needs further testing. The Bergom granite is coarse grained and closely related to massif-forming pegmatite. Sometimes the two rocks gradually pass over into each other without visible contacts.

The metasedimentary enclaves in the Själevad granite range from being well-defined with sharp contacts, to ghost-like, almost completely absorbed remnants of former enclaves. The Själevad granite has 1-2 cm large subhedral feldspar megacrysts of both plagioclase and microcline. Feldspar megacrysts of the same size also occur in the ghost-like enclaves, but there they are less frequent.

Results from SEM-analyses show differences in the variation of the plagioclase composition between the megacrysts in the granite and the megacrysts in the ghost-like enclaves. The plagioclase megacrysts in these enclaves have a significantly more varying composition, than the plagioclase megacrysts in the Själevad granite. The results imply that the ghost-like enclaves are a mixture of granite and gneiss material, where the feldspar megacrysts crystallised *in situ*. On the other hand, the well-defined enclaves have not been chemically affected by the Själevad granite, but may have suffered from contact metamorphism. Optical microscopy and SEM-analysis of the Härnö gneiss, show that its metamorphic grade varies from greenschist to amphibolite facies over rather short distances. Total chemical composition of the Härnö gneiss and well-defined enclaves is similar to previously analysed Härnö gneiss.

Paula Lindgren, Department of Geology, GeoBiosphere Science Centre, Lund University, Sölvegatan 12, 223 62 Lund.

Innehållsförteckning

Inledning	1
Regionalgeologiskt perspektiv, Svekofennium	1
Geografiskt läge och indelning av den svekofenniska provinsen	1
Den svekofenniska orogenesen	2
Svekofenniska ytbergarter i den mellersta regionen	2
Svekofenniska intrusivbergarter	3
<i>Svekofennisk magmatisk aktivitet</i>	3
<i>Tidigsvekofenniska granitoider</i>	3
<i>Sensvekofenniska graniter</i>	3
<i>Post- och anorogena granitoider</i>	4
Fältarbete och optisk mikroskopering	4
Karteringsområde och metod	4
Resultat och tolkning av fältarbete och optisk mikroskopering	7
Makroskopisk och mikroskopisk bergartsbeskrivning	7
<i>Geologisk karta</i>	8
<i>Kontaktrelationer</i>	8
<i>Enklaver</i>	13
<i>Pegmatiter</i>	15
<i>Övrigt</i>	15
SEM-analyser	16
Syfte och metod	16
Resultat och tolkning av SEM-analyser	16
<i>Plagioklas</i>	19
<i>Biotit</i>	20
Huvudelementkemi och spårelementkemi	20
Diskussion	22
Geologisk karta	22
Åldersrelationer	22
Pegmatiter	23
Enklaver	23
Slutsatser	26
Tack	26
Referenser	26
Mineralanalyser	29
Kemiska analyser	42

Inledning

I den svekofenniska mellersta regionen finns ett antal granitmassiv av sensvekofennisk ålder. De bildades i slutfasen av den svekofenniska orogenesen, för ca 1,84-1,82 Ga sedan (tex Gaál & Gorbatshev, 1987; Lundqvist et al., 1990; Claesson & Lundqvist, 1995). Dessa massiv ligger ofta i nordväst/sydost orienterade stråk och har intruderat metasedimentära bergarter av varierande metamorf grad, så kallad Härnögnejs. Vid den nordligaste delen av Höga kusten, ca 1 mil väster om Örnköldsvik, finns ett granitmassiv av sensvekofennisk ålder (Fig. 1, 2). Massivets utbredning är i storleksordningen 15×15 km (Lundqvist et al., 1990). I den södra delen av massivet, sydost om Överhörnäs, påträffas tre typer av sensvekofenniska graniter med komplexa kontaktförhållanden och skilda sammansättningar (Lindh, under pressläggning a, b). Alla tre graniterna innehåller enklaver, främst av det metasedimentära sidoberget. Enklaverna är speciellt vanliga i en av graniterna, som i detta arbete kallas för Själevadgranit. Enklavernas utseende i denna granit varierar från att vara välvgränsade till nästan helt absorberade (Lindh, under pressläggning a, b). Själevadgraniten är inte daterad. Dess sammansättning varierar mellan granit och granodiorit och skiljer sig från de sensvekofenniska graniternas normala sammansättning. Fältoobservationer enligt Lundqvist et al. (1990) och kemiska data från Lindh (under pressläggning a) pekar dock på att Själevadgraniten tillhör den sensvekofenniska granitgruppen, möjligen som en äldre fas av denna.

Examensarbetet inleddes med fältarbete i det aktuella området. Syftet med fältarbetet var att kontrollera de tre graniternas utbredning, åldersförhållande och kontaktrelationer, samt att studera enklavers och pegmatiters uppträdande i graniterna. Huvudsyftet med detta examensarbete är att erhålla petrologisk information om de metasedimentära enklaverna i Själevadgraniten, och att undersöka hur de har påverkats av graniten. Undersökningarna utfördes

genom optisk mikroskopering och EDS-analyser i SEM. Dessa enklaver har inte studerats tidigare. Följande frågeställningar är uppställda:

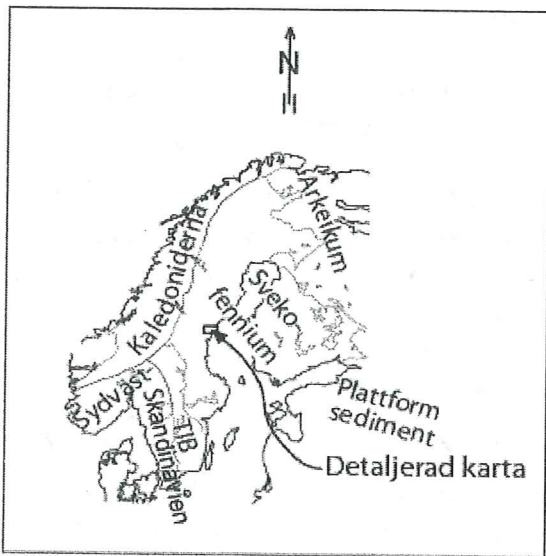
- Vilka kontaktrelationer och åldersförhållanden finns mellan de tre graniterna?
- Hur uppträder pegmatiter i de tre graniterna?
- Vilka olika typer av enklaver förekommer och i vilken frekvens förekommer enklaver i de olika graniterna?
- Hur varierar enklavernas mineralogiska och kemiska sammansättning beroende på om de är välvgränsade eller absorberade?
- Skiljer sig enklavernas mineralogiska och kemiska sammansättning från den regionalt anstående gnejsen, och i så fall hur?

Regionalgeologiskt perspektiv, Svekofennium

Geografiskt läge och indelning av den svekofenniska provinsen

På den Baltiska Skölden finns svekofenniska bergarter i södra och västra Finland, och i Sverige från Norrbottens län till nordöstra Småland. I Sverige delas den svekofenniska provinsen in i tre regioner: norra regionen (Norrbottens län och Skelleftefältet), mellersta eller centrala regionen (centrala och södra Norrland) och södra regionen (Bergslagen-Uppland-Södermanland och Östergötland-nordöstra Småland). Gemensamt för hela den svekofenniska provinsen är ytbergarter av varierande metamorf grad och intrusivbergarter, främst granitoider, som är tidig-, sen-, post- eller anorogena. Den norra och södra regionens ytbergarter domineras av felsiska vulkaniter. Den mellersta regionens ytbergarter är övervägande av sedimentärt ursprung (Lundqvist i Lindström et al., 2000, s 60). Karterings- och provtagningsområdet för denna undersökning är belägen i den svekofenniska orogenens mellersta region, sydväst om Örnköldsvik (Fig. 1, 2). Föreliggande avsnitt behandlar den svekofenniska orogenesen i stora drag, samt geologin i den mellersta regionen.

Tyngdpunkten ligger på de senorogena granitoiderna och metasedimenten.



Figur 1: en förenklad översiktskarta av den Baltiska skölden.

Den svekofenniska orogenesen

Huvudfasen av den svekofenniska orogenesen ägde rum för mellan ca 1,89 och 1,86 Ga sedan, och orsakades förmodligen av att ett antal mikroplattor kolliderade med en arkeisk kontinent. Arkeiska bergarter finns idag bevarade i de norra och nordöstra delarna av den Baltiska Skölden (Nironen, 1997).

I upptakten till orogenesen blev den arkeiska kontinenten instabil och splittrades för ca 1,95 Ga sedan. En passiv kontinentkant bildades, och shelfen utvecklades i en pre-svekofennisk ocean (Gaál & Gorbatshev, 1987). Enligt Nironen (1997) bildades sedan ett antal mikroplattor, i första hand två vulkaniska öbågekomplex (norra regionen och södra regionen). Dessa närmade sig både varandra och den arkeiska kontinenten. Det norra öbågekomplexet kolliderade med kontinenten i öster (centrala Finland) för ca 1,91 Ga sedan. I väster (norra Sverige) inträffade kollisionen något senare. Den sk Bottniska Bassängen söder och sydväst om kollisionen fylldes med stora mängder sediment (mellersta regionen). Bassängen stängdes i öst för 1,89 Ga sedan, då det södra öbågekomplexet kolliderade med det norra. Här förtjockades litosfären kraftigt och den högsta

metamorfa graden i öst nåddes för ca 1,89-1,88 Ga sedan. Det rädde höga temperaturer och måttligt höga tryck. Uppsmältning, troligen pga "mantle underplating", gav upphov till storskalig granitoid magmatism (tidigorogena granitoider). Subduktion och deposition i den västra Bottniska Bassängen fortsatte till för minst 1,87 Ga sedan, då även den stängdes. Fortsatt transpression gav upphov till en intrakratonisk transpressionszon, och till slut inträffade en extensionskollaps. Kollapsen kan eventuellt ha varit en orsak till migmatitisering och uppsmältning av svekofenniska sedimentära bergarter och bildning av 1,84-1,82 Ga gamla senorogena graniter i södra Finland och centrala Sverige (Nironen, 1997).

Svekofenniska ytbergarter i den mellersta regionen

Metasediment är de vanligaste ytbergarterna i den mellersta regionen. Som tidigare är nämnt avlagrades sedimenten i den Bottniska Bassängen sydväst om en kollisionkant i ett tidigsvekofenniskt skede. Dessa blev sedan metamorfoserade och till viss del migmatitiserade och uppsmälta när den Bottniska Bassängen stängdes. Enligt Lundqvist et al. (1990) är metasedimenten i den mellersta regionen främst av gråvacke- och argillittyp. De är sammanfattade under benämningen Härnöformationen eller Härnögnejs. Deras utbredningsområde (Bottniska Bassängen) sträcker sig även in i västra Finland. Vulkaniter förekommer sparsamt i den mellersta regionen, men ibland påträffas horisonter av i första hand mafiska vulkaniska bergarter i metasedimenten. Metasedimenten varierar avsevärt i metamorfosgrad, men större delen av formationen har förgnejsats eller migmatitiserats i växlande utsträckning. I de lågmetamorfa delarna av Härnöformationen finns bevarade primärstrukturer som graderad skiktning och kors-skiktning. Metasedimenten är finkorniga och gråsvarta till blågrå eller bruna. Leriga horisonter (argilliter) är naturligtvis mörkare och kan innehålla mer än ca 45% glimmermineral. Argilliterna utgör vanligen bara ca 10-25%

av metasedimenten, men kan lokalt uppnå större mäktigheter. Kvarts och fältspat, främst plagioklas, förekommer i varierande proportioner. Fältspathalten är ofta hög, vilket visar på ofullständig vittring av bergarts materialet. Andra mineral som förekommer inom områden med högre metamorfosgrad är bla cordierit, andalusit, sillimanit och almandinggranat. På flera ställen, där metamorfosgraden är låg, innehåller metagråvackorna bergartsfragment av främst plagioklas och kvarts. Det klastiska materialet härstammar sannolikt från en kombination av arkeisk berggrund och från intrusiva och vulkaniska bergarter som endast är obetydligt äldre än gråvackorna själva (sammanfattning från Lundqvist et al., 1990).

Svekofenniska intrusivbergarter

Svekofennisk magmatisk aktivitet

Huvudfasen av den svekofenniska orogenesisen ägde rum mellan 1,89 och 1,86 Ga sedan, men den svekofenniska magmatiska aktiviteten pågick mellan 1,90-1,75 Ga sedan. Den kan beskrivas som en serie magmatiska pulser som är mer eller mindre tydligt relaterade till orogenesisen. Både de tidigrogena granitoiderna, med åldrar mellan ca 1,90-1,86 Ga, och de yngre ca 1,84-1,82 Ga gamla senorogena graniterna är utbredda i större delen av provinsen (Gaál & Gorbatshev, 1987; Claesson & Lundqvist, 1995).

Tidigsvekofenniska granitoider

De tidigsvekofenniska granitoiderna utgör en stor del av den svekofenniska skorpan. Främst finns de i stora komplex i centrala Finland, och i den svenska södra regionen. De är övervägande av I-karaktär, kalkalkalina och sammansättningen sträcker sig från gabbro och diorit till dominerande tonalit och granodiorit samt en del granit. Tidigsvekofennisk magmatisk aktivitet uppträdde i stora drag för mellan 1,90 och 1,86 Ga sedan. Eftersom de tidigsvekofenniska granitoiderna är bildade i ett tidigt skede av orogenesisen, har de i varierande utsträckning deformerats och omvandlats

(Gaál & Gorbatshev, 1987). Även inom det aktuella området förekommer tidigsvekofenniska granitoider (Fig. 2, 3).

Sensvekofenniska graniter

De sensvekofenniska graniterna bildades i slutfasen av orogenesisen, för mellan ca 1,84-1,82 Ga sedan, och är därför ofta ofolierade och opåverkade av migmatitisering (Lundqvist et al., 1990). Enligt Lundqvist et al. (1990) varierar de senorogena granitoiderna mindre i sammansättning än de tidigrogena granitoiderna. De senorogena granitoiderna har normalt granitisk sammansättning. Granodioriter är underordnade. Graniterna är vanligtvis fint medelkorniga, gråvita, i en del fall rödgrå eller gråröda, och jämnkorniga. Ibland förekommer listformade eller (mer sällsynt) rektangulära mikroklimegakrister. Graniterna är övervägande av S-typ, och därmed ofta muskovitförande. Härnögranit är ett namn på senorogena muskovitförande graniter i centrala Norrland. Enligt Lundqvist et al. (1990) och Claesson & Lundqvist (1995), förekommer på vissa ställen även andra aluminiumrika mineral som bla sillimanit, cordierit och i sällsynta fall granat i Härnögranit. De senorogena graniterna bildades ur en vattenrik magma och under relativt låga temperaturförhållanden i den övre delen av jordskorpan. De åtföljs av stora mängder pegmatit. De senorogena graniterna bildar ett stort antal relativt små massiv. Större massiv finns bla i trakten av Örnsköldsvik.

Lokal geologi/sensvekofenniska graniter: vid och söder om Överhörnäs, väster om Örnsköldsvik, i samma område som karterades i detta examensarbete, uppmärksammade Lundqvist et al. (1990), granodioriter och graniter som de förde till den senorogena gruppen, men som textuellt avviker från den normala Härnögraniten. Enligt Lundqvist et al. (1990) förekommer här dels grå, relativt kvartsfattiga och ibland hornbländeförande granodioriter, dels röda kvartsrika graniter. Granodioriterna förefaller vara äldre än graniterna. Eftersom både graniterna och granodiori-

terna är opåverkade av migmatitisering, och endast mycket svagt folierade, har de med viss tvekan förts till den senorogena gruppen som en äldre fas (Lundqvist et al., 1990). Kemiska data enligt Lindh (under pressläggning a) stöder detta antagande. De senorogena graniterna i området är ofta så intimt sammanvävda att det många gånger inte är möjligt att fastställa deras inbördes åldersförhållanden (Lundqvist et al., 1990). Det finns ännu inga framgångsrikt utförda dateringar på dessa bergarter och deras inbördes åldersförhållanden. U-Pb-dateringar på zirkon i Härnögranit från det aktuella området har givit starkt diskordanta zirkonfraktioner och är otillförlitliga. En åldersbestämning med U-Pb på monazit av en senorogen granit utanför Sundsvall (ca 15 mil från karteringsområdet), gav en konkordant monazit-ålder på 1822 ± 5 Ma (Claesson & Lundqvist, 1995).

REE-mönster och spårelementmodellberäkningar från Claesson & Lundqvist (1995), indikerar att Härnögranit har bildats genom partiell uppsmältning av meta-sediment. Geokemiska data och isotopdata, också från Claesson & Lundqvist (1995), stöder en modell som pekar på att Härnögranit är bildad främst genom uppsmältning av metasediment, men med ett mindre bidrag av tidigsvkofenniska granitoider. Ålder och geokemi hos Härnögraniten tyder på att den kan korreleras med senorogena 1,81-1,84 Ga gamla migmatitgraniter i södra Finland (Claesson & Lundqvist, 1995).

I det aktuella massivet vid Överhörnäs förekommer både I-graniter, Själevadgranit och S-graniter, Härnögranit. Spårelementdata och ϵ_{Nd} data visar att två olika källor, en övervägande I-källa och en övervägande S-källa, gav upphov till de två olika graniterna. De två graniterna ligger nära respektive ändled. Andra regionalt anstående sensvekofenniska graniter utgör blandningar mellan dessa båda ändled (Lindh, under pressläggning a).

Post- och anorogena granitoider

Tidigt postorogena granitoider, tex Revsundsgraniter (Fig. 2), bildades under tidsperioden för 1,80 till 1,77 Ga sedan. De uppträder i mindre isolerade massiv (Claesson & Lundqvist, 1995). Dateringar enligt Högdahl & Sjöström (2000), har dock givit äldre åldrar på Revsundsgranit, 1852 ± 2 Ma (med U-Pb på titanit). Revsundsgranit är normalt massformig och grovkornig med upp till dm-stora mikroklinmegakrister. Till skillnad från de senorogena graniterna åtföljs Revsundsgraniten av endast obetydligt med pegmatit. Den bildades troligen genom uppsmältning av äldre proterozoiska granitoider i undre jordskorpan (Lundqvist et al., 1990).

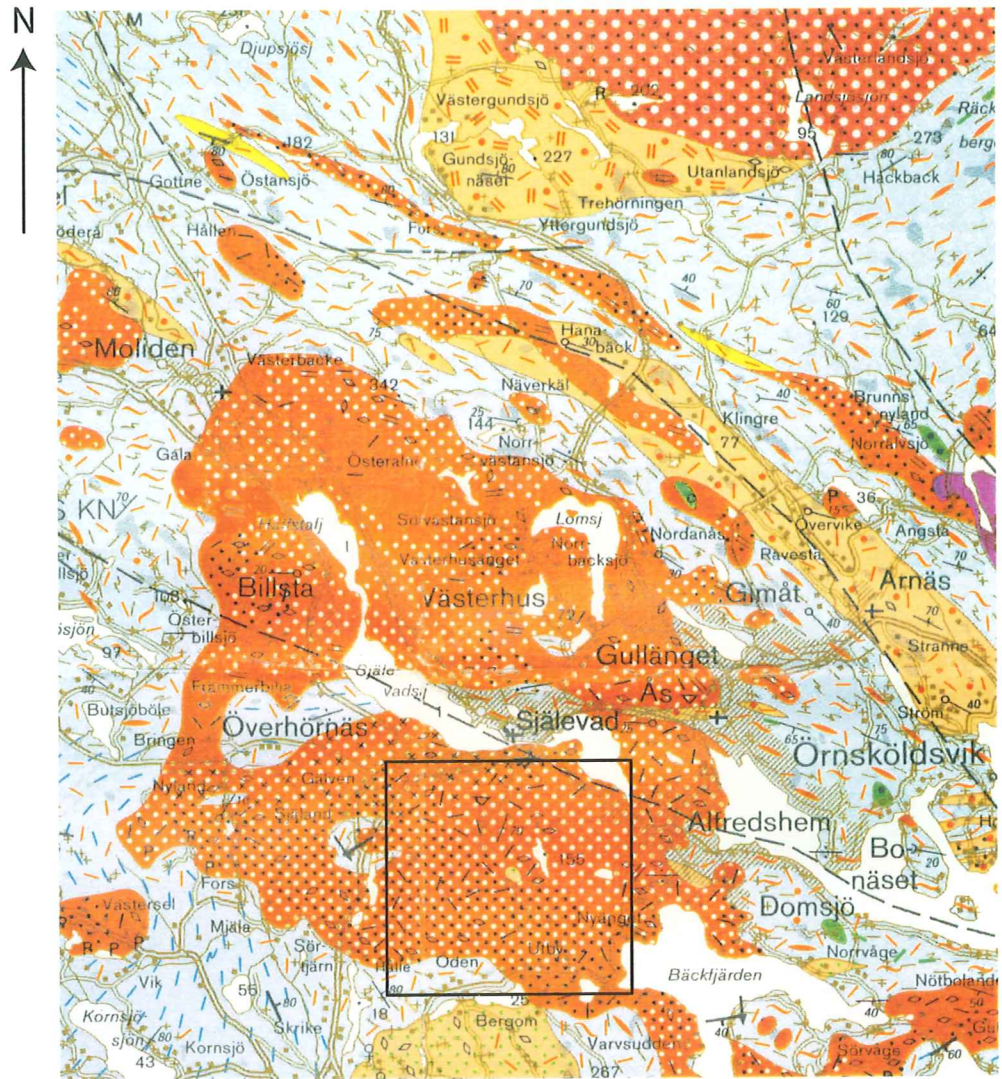
I den svekofenniska orogenen finns ett antal massiv av anorogena rapakivigraniter. Dessa bildades långt efter bergskedjeveckningen, för ca 1,6-1,5 Ga sedan. I den mellersta regionen, ca 4 mil söder om Örnsköldsvik, ligger Nordingråmassivet (Sobral, 1913; Lindh & Johansson, 1996). Gravimetriska och seismiska undersökningar enligt Korja et al. (2001) indikerar att Nordingråmassivet är mer än dubbelt så stort jämfört med vad som tidigare var känt; det har en omfattande utbredning under Bottnhavet.

Fältarbete och optisk mikroskopering

Karteringsområde och metod

Karteringsområdet är beläget sydväst om Örnsköldsvik (Fig. 2, 3). Det sträcker sig ca sju km från Norrtjärn i öst till Gene i väst, och ca sex km i nord-sydlig riktning från Gålnäs till Sjögom. Den karterade ytan har en mindre utsträckning i öst, vilket beror på avsaknaden av blottningar pga odlingar och bebyggelse.

Området är kuperat med upp till några hundra meters höjdskillnader. Blottningsgraden är hög, speciellt på topparna. Dalarna är i allmänhet moräntäckta och växtbekladda. Den dominerande floran består av tall, gran, mossor och lav. Hela området är beläget under högsta kustlinjen.

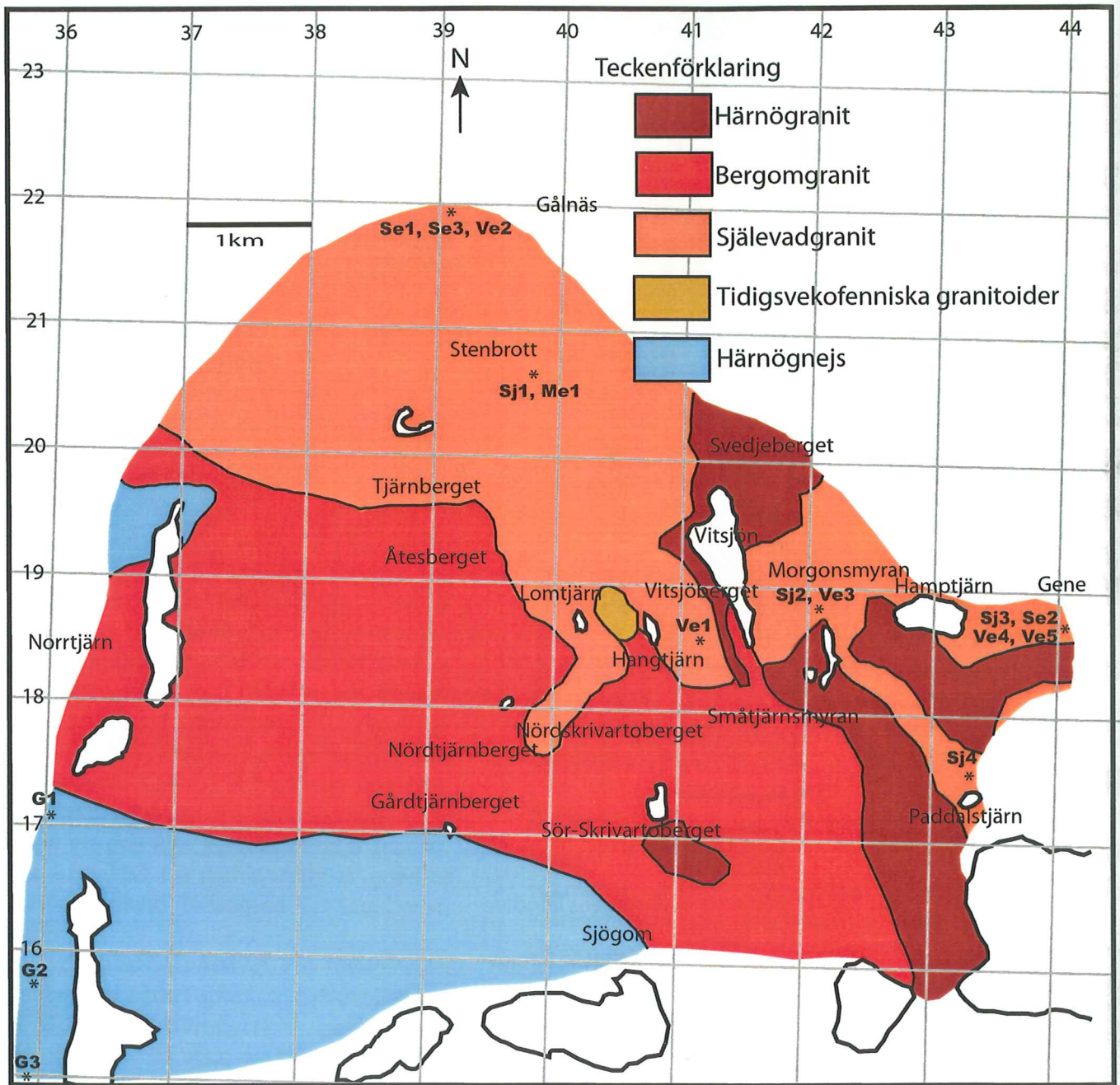


Teckenförklaring

2 km

- diabas
- senorogena intrusiv
- tidigorogena intrusiv
- sur metavulkanit
- basisk metavulkanit
- sedimentgnejs

Figur 2: Geologisk karta som visar det sensvekofenniska granitmassivet väster om Örnsköldsvik (Lundqvist et al., 1990). Karteringsområdet är markerat med svart rektangel. Granodioriter är markerade med svarta kryss, småporfyriska graniter är markerade med vit finprickning, svarta romber betecknar enklaver och svarta streck betecknar pegmatiter. Massivet i kartans nordöstra hörn är en Revsundsgranit, markerad med grova vita prickar som betyder att den är grovporfyrisk. Välbevarade delar av sedimentgnejsen är markerade med mörkblå streck och migmatitiserade delar är markerade med röda spiriller och spolar.



Figur 3: Geologisk karta i skala 1:50000. Provpunkter är markerade på kartan. Rutnätet är rikets nät.

Under fältarbetet riktades speciell uppmärksamhet mot bergarternas kontaktrelationer med avseende på åldersförhållande, enklavers utseende och frekvens samt pegmatiters uppträdande.

Efter preparering av tunnslip utfördes optisk mikroskopering av bergarterna och utvalda enklaver.

Resultat och tolkning av fältarbete och optisk mikroskopering

Som karteringsunderlag användes fastighetskartan i skala 1:12500. Den geologiska kartan är utformad i skala 1:50000 (Fig. 3). Det finns tre huvudtyper av graniter i området. I detta arbete kallas graniterna: Själevadgranit, Härnögranit och Bergomgranit. De är i fält klassificerade efter textur och mineralogisk sammansättning. Själevadgraniten dominerar den norra och nordöstra delen av området, medan Bergomgraniten finns i söder. Härnögraniten uppträder främst i de östra delarna av området.

Makroskopisk och mikroskopisk bergartsbeskrivning

Själevadgraniten har i de flesta fall en sammansättning på gränsen mellan granit och granodiorit. Den är grå med vita fältspatmegakrister (Fig. 4). Bergarten är medelkornig till grovt medelkornig. Den är vanligtvis massformig, men ibland finns en svag orientering av såväl biotitflak som megakrister. Det finns endast ett fåtal exempel på röd Själevadgranit. Megakristerna är i regel vita, i undantagsfall svagt rödtonade. De är nästan alltid rektangulära (subhedrala), och varierar i storlek mellan en och två cm. De flesta av de allra största megakristerna består av mikroklin (Fig. 5). Som matrixmineral är plagioklas överordnad mikroklin. Plagioklasen har ofta välutvecklade albittvillingar och ibland även Carlsbadertvillingar (Fig. 6). Den är många gånger mer eller mindre seritiserad eller saussuritiserad. Plagioklasen har ofta små inneslutningar av kalifältspat och kvarts. Den uppvisar en mycket svag och oregelbunden optisk zonering. Även kalifältspaten har inneslutningar av främst plagioklas

och kvarts. Den är pertitisk, har mycket ofta mikroklintvillingar och ibland även Carlsbadertvillingar. Plagioklas utgör ca 30-35% av bergarten och mikroklin ca 20-25%. De andra dominerande mineralfaserna i Själevadgraniten är ca 20% kvarts och 25% biotit (Fig. 7, 8). Biotiten är många gånger kloritomvandlad och förekommer ofta i kluster. I de mer mafiska varianterna förekommer hornblände (Fig. 9). Accessoriska mineral är apatit, zirkon och titanit. Det förekommer opaka mineral.

Härnögraniten är för det mesta rödaktig men ibland grå. Kornstorleken är fin- till medelkornig, oftast fint medelkornig. Kvarts och fältspater utgör huvudmineral, med ca 35-40% kvarts, ca 30% mikroklin och ca 20% plagioklas. Härnögraniten innehåller varierande mängd av muskovit och biotit. Normalt är ca 10% biotit och ca 5% muskovit. Muskovitkornen varierar i storlek, och kan ibland bli ganska stora (Fig. 10), upp till 5 mm i längd. Muskovitkornen är ibland deformerade (Fig. 11). Biotiten är i varierande grad kloritomvandlad. Många gånger finns en orientering av biotitflaken. Kalifältspat, och mer sällan plagioklas förekommer ibland som subhedrala megakrister. Dessa är normalt inte större än en cm och approximativt kvadratiska. Kalifältspaten är ofta mikroklintvillingbildad och har ibland även Carlsbadertvillingar. Den är starkt pertitisk. Plagioklasen har tunna albittvillingar och är ofta starkt seritiserad. Kvartsen är ibland grovkornig, men ofta omkristalliserad till mindre korn (Fig. 11). Accessoriska mineral är zirkon och apatit. Emellanåt förekommer små mängder opaka mineral.

Bergomgraniten är en massformig, övervägande röd, i vissa fall grå (Fig. 12), grovt medelkornig till grovkornig bergart. De dominerande faserna utgörs av kvarts, ca 40-50% och fältspater ca 40-50%. Plagioklasen har tunna albittvillingar, är starkt seritiserad med inneslutningar av kvarts och mikroklin. Mikroklinen är pertitisk med mikroklin- och ibland Carlsbadertvillingar. Det förekommer inneslutningar av plagioklas och kvarts i mikroklinkornen.

Kornstorleken medför att det kan vara svårt att avgöra mikroklin/plagioklas kvoten i mikroskop, eftersom ett tunnslip knappast är representativt för bergarten (Fig. 13). Det verkar som att mikroklin dominerar över plagioklas. Biotit utgör mindre än 10% av bergarten och förekommer i kluster. Den är ofta kloritomvandlad. Kvartsen är grov och granulerad. Accessoriska mineral är zirkon och apatit. Bergomgraniten visar övergångar mot massivbildande pegmatit.

Den metasedimentära Härnögnejsen, vilken också förekommer som enklaver i graniterna, är i detta område lågmetamorf. Metamorfosgraden varierar från övre grönskifferfacies till lägre amfibolitfacies. Bergarten är grå eller gråbrun och finkornig. Foliationen är definierad av orienterade biotitkorn (Fig. 14). Huvudmineral är biotit, kvarts och fältspat, i olika mängd beroende på om det är sandiga eller leriga lager. Biotiten är kloritomvandlad i olika grad. I ett prov saknas biotit helt, det mörka mineralet är istället klorit (Fig. 15). I samma prov är plagioklasen albitisk och epidot förekommer som Ca-mineral. Plagioklas dominerar över kalifältspat. Plagioklasen har tunna albittvillingar och är mer eller mindre starkt seritiserad. Muskovithalten ligger runt 1%. Epidot, zirkon och apatit förekommer som accessoriska mineral.

I karteringsområdet finns ett mindre massiv av tidigsvkofenniska granitoider. Dessa är mörkgrå, fint medelkorniga och rika på biotit. Övriga mineral är kvarts och fältspat. Bergarten är markant folierad. Massivets utsträckning är troligen mycket begränsat. Blottningar finns endast på ett ställe, mellan Lomtjärn och Hangtjärn (Fig. 3).

Geologisk karta

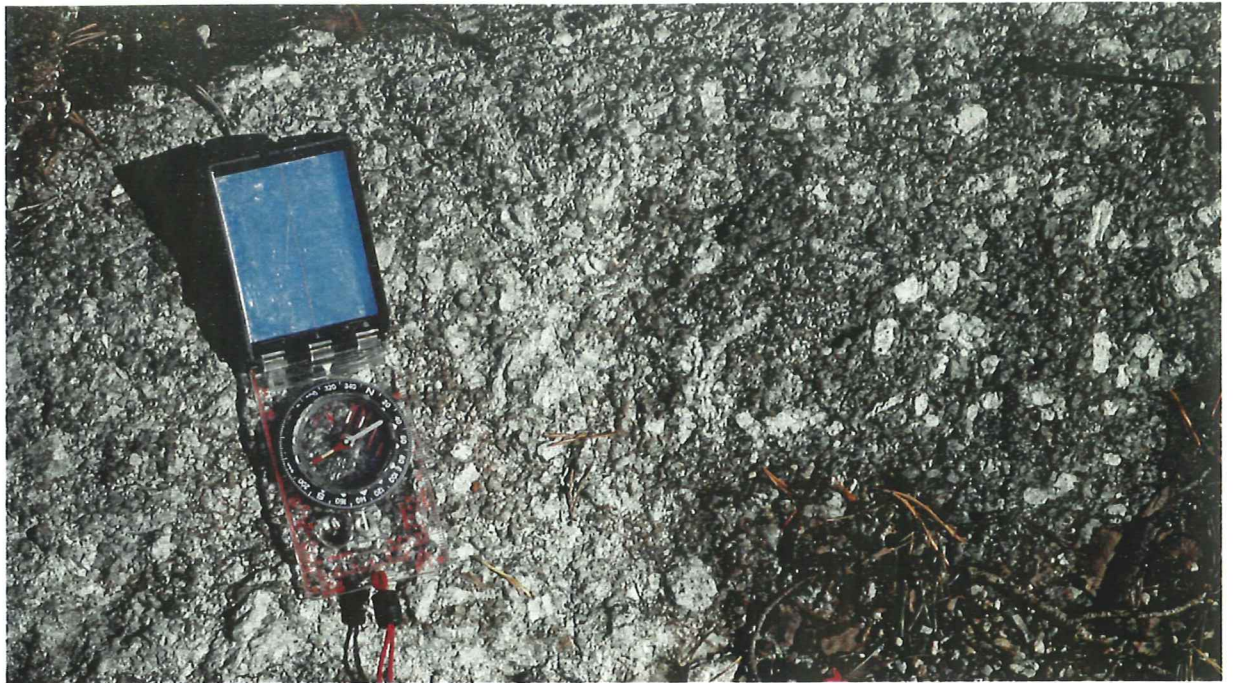
Det aktuella området karterades, första gången av Lundbohm (1899) i skala 1:500000. Lundqvist et al. (1990) har arbetat i området, och den publicerade geologiska länskartan är i skala 1:200000 (Fig. 2). Den geologiska länskartan har använts

som utgångspunkt för karteringen för detta examensarbete. Lundqvist et al. (1990) som utfört karteringen i en mindre skala än vid examensarbetskarteringen, har använt en annan bergartsindelning än i detta examensarbete. På Lundqvists karta är hela området karterat som sensvekofenniska graniter (med undantag av Härnögnejsen i söder och ett isolerat massiv av tidigsvkofenniska granitoider mellan Lomtjärn och Hangtjärn). Nästan hela området, förutom i sydost, är på Lundqvists karta markerat som grovporfyriskt. De grovporfyriska varianterna på den publicerade länskartan kan korreleras med Själevadgranitens och Bergomgranitens utbredning (Fig. 3). Enligt fältobservationer i detta examensarbete är Själevadgraniten grovporfyrisk medan Bergomgraniten i de flesta fall uppfattades som grov- men jämnkornig. Härnögraniten varierar mellan att vara småporfyrisk till jämnkornig. De rödaktiga graniterna på den geologiska länskartan stämmer överens med den röda Bergomgranitens utbredning på 1:50000 kartan. Granodioriter förekommer enligt den geologiska länskartan endast i de nord-nordvästligaste delarna av det aktuella området. Granodioritens utbredning på länskartan kan inte helt korreleras med Själevadgranitens utbredning på 1:50000 kartan, eftersom Själevadgranitens sammansättning varierar från granit till granodiorit. Det isolerade massivet av sensvekofenniska granitoider stämmer lägesmässigt på de båda kartorna, men dess utbredning är något större på länskartan. Kontakten mellan Härnögnejsen och Bergomgranit i söder, har genom fältobservationer i examensarbetet noterats på två ställen, söder om Norrtjärn och på Gårdtjärnberget. I övrigt har den korrelerats med länskartan.

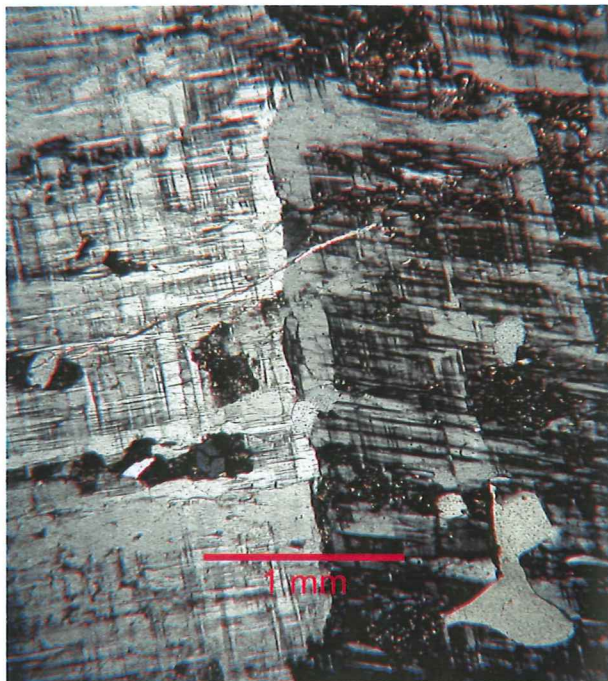
Kontaktrelationer

Graniters kontaktrelationer är komplexa, och detta område utgör inget undantag.

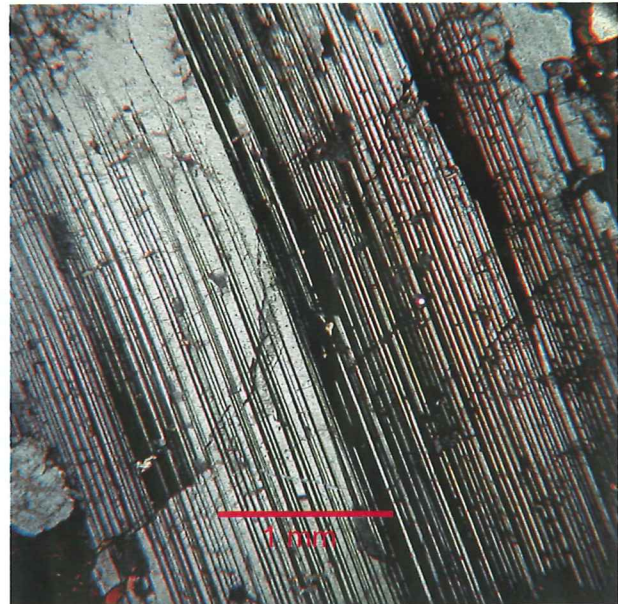
Sydost om Hamptjärn utgörs kontakten mellan Själevadgranit och Härnögranit av en ca 150 m bred zon, där båda bergarterna uppträder. Det finns dels skarpa kontakter,



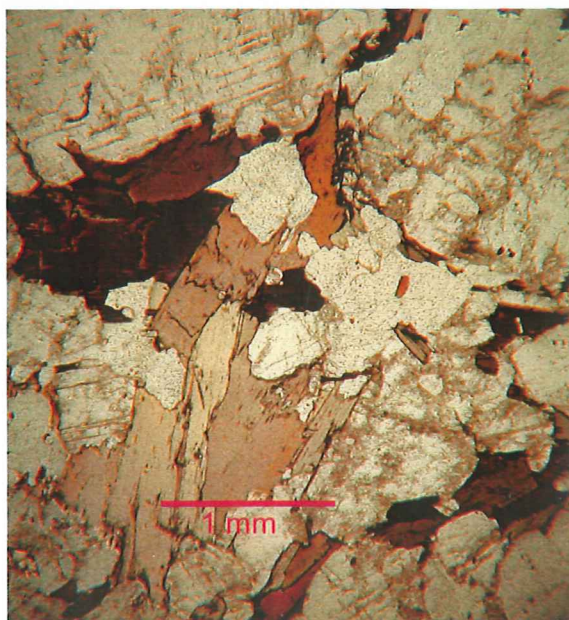
Figur 4: typisk Själevadgranit.



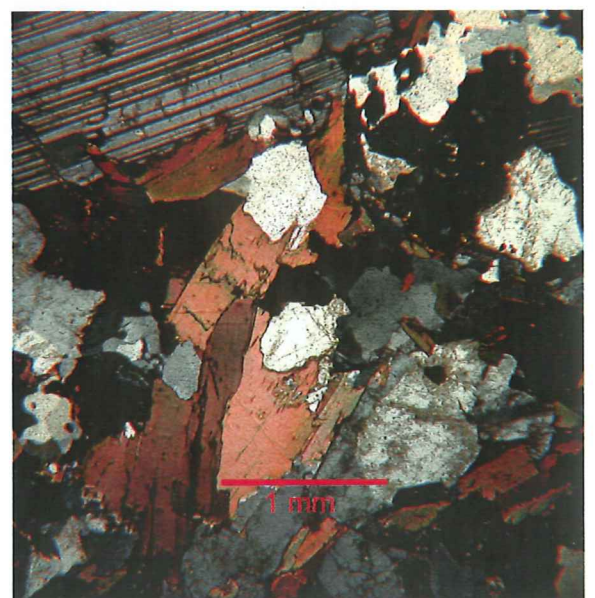
Figur 5: mikroklinmegakrist i Själevadgranit.



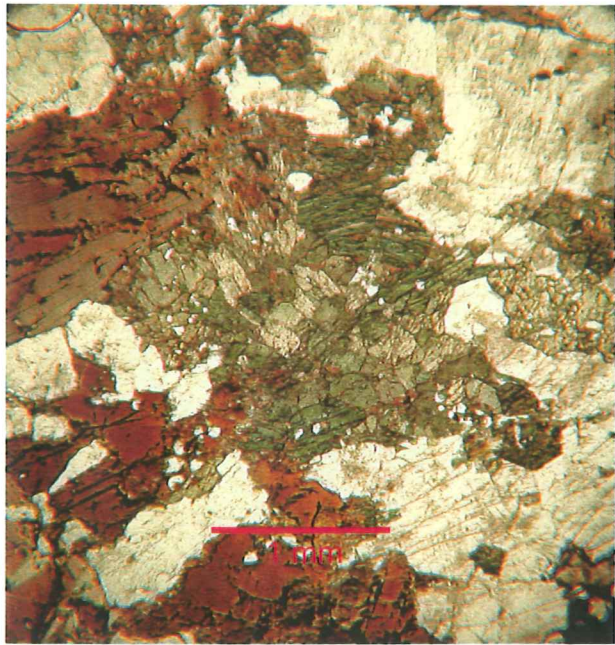
Figur 6: plagioklasmegakrist i Själevadgranit



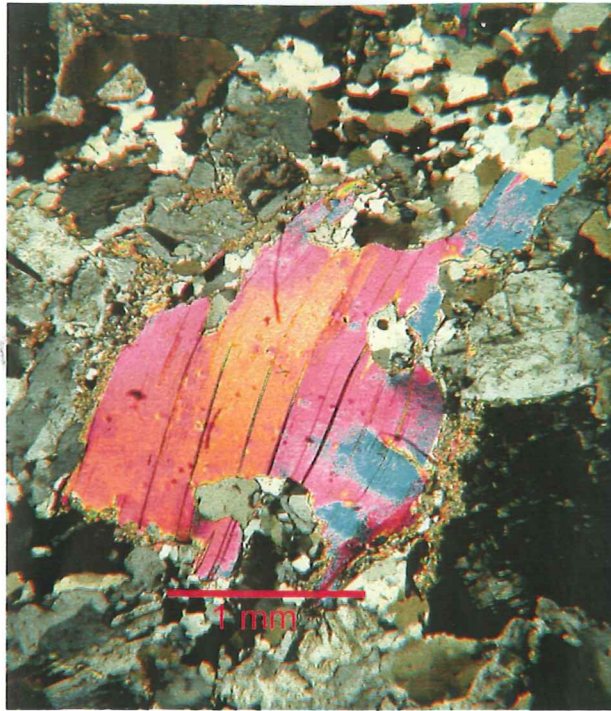
Figur 7: Själevadgranit (planpolariserat ljus)



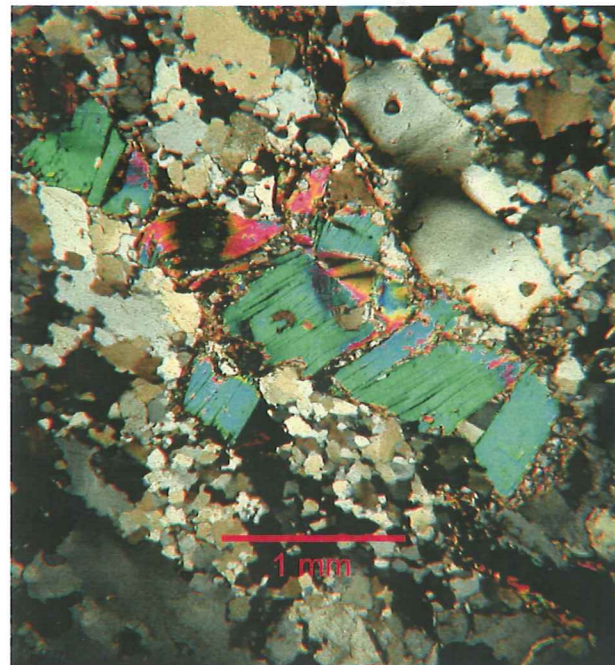
Figur 8: Själevadgranit (korspolariserat ljus).



Figur 9: hornblände i Själevadgranit



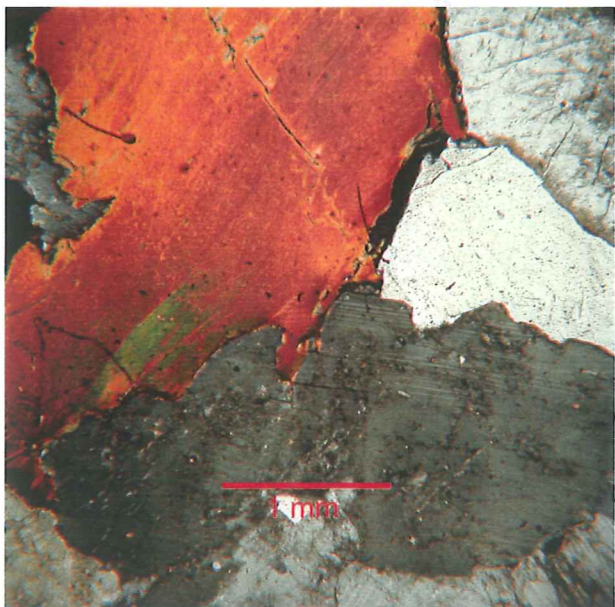
Figur 10: Härnögranit med stort muskovitkorn.



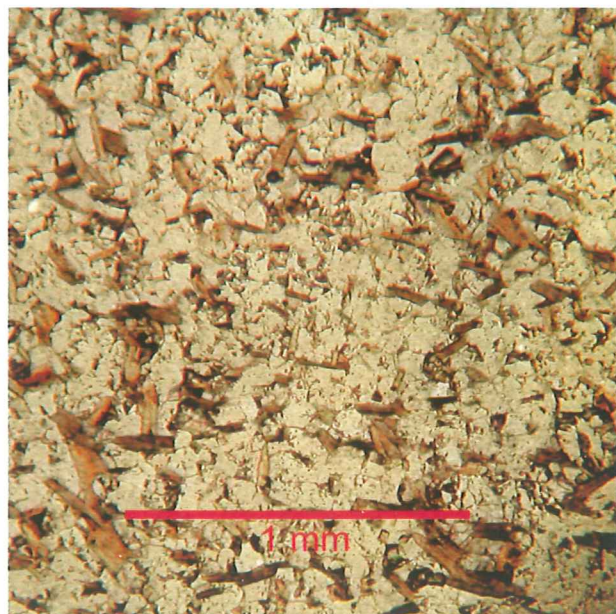
Figur 11: Härnögranit. Notera deformerad muskovit och omkristalliserad kvarts.



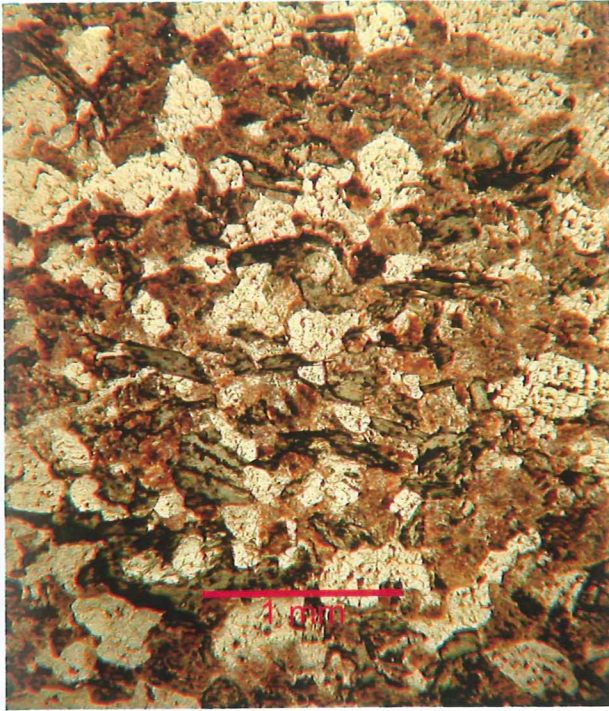
Figur 12: färgförändring i Bergomgranit.



Figur 13: Bergomgranit.



Figur 14: Härnögnejs



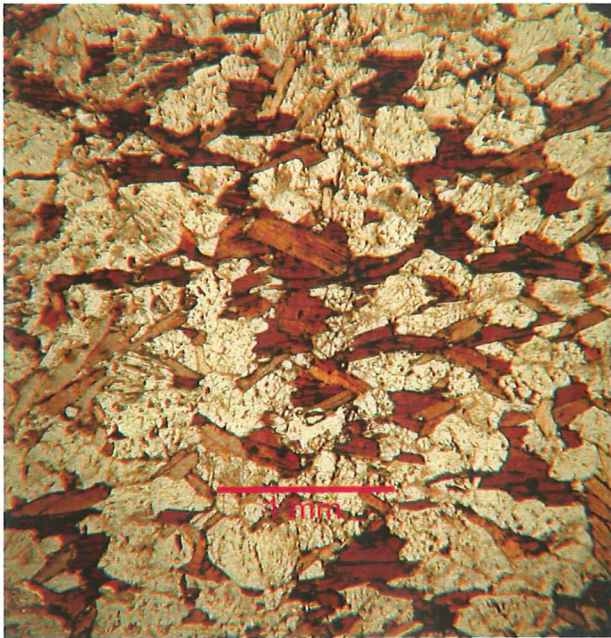
Figur 15: Härnögnejs med klorit som mafiskt mineral. Plagioklasen är starkt seriticerad.



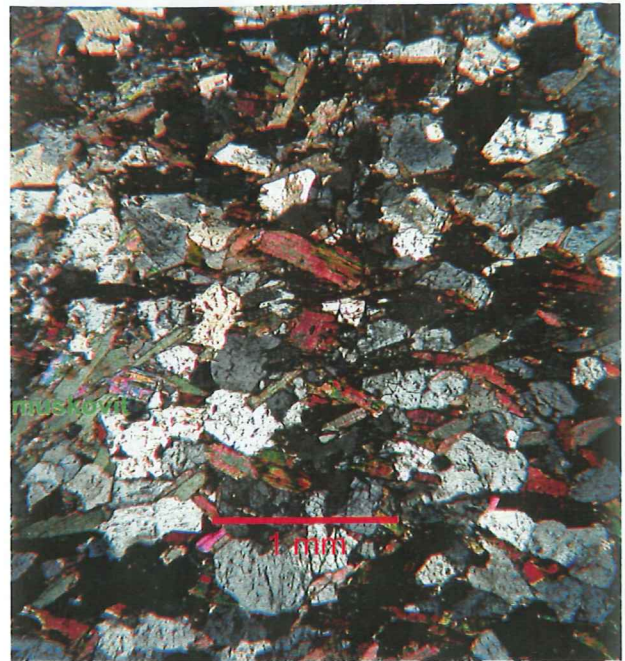
Figur 16: kontakt mellan Bergomgranit (grovkornig) och Härnögranit (finkornig).



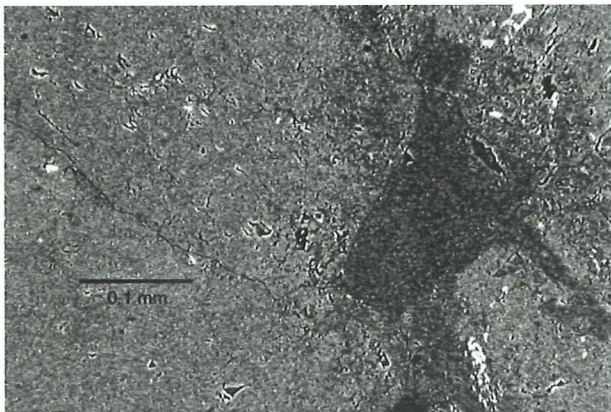
Figur 17: välavgränsad gnejsenklav i Bergomgranit.



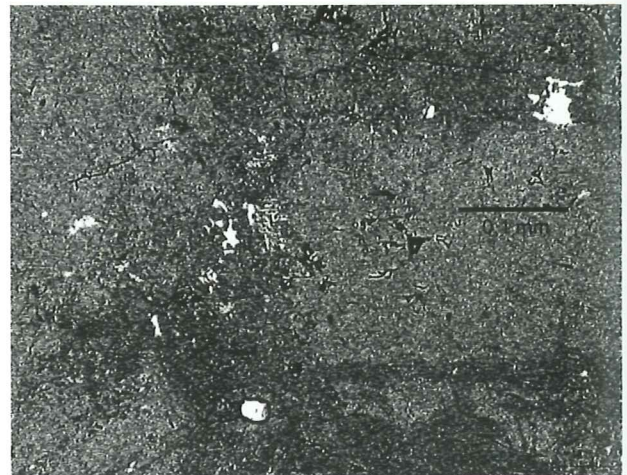
Figur 18: välavgränsad gnejsenklav i Själevadgranit. Notera orientering av biotit.



Figur 19: välavgränsad gnejsenklav i Själevadgranit. Notera små mängder muskovit.



Figur 21: fläckvisa och stråkvisa sammansättningsvariationer i plagioklasmegakrist i "spöklik" enklav. Fotot är taget på samma sätt som Fig. 20.



Figur 20: fläckvisa sammansättningsvariationer i plagioklasmegakrist i "spöklik" enklav. Fotot är taget på en SEM-backscatterelektronbild. Arbetsavståndet är 15 mm och accelerationsspänningen 18 kV.

där Härnögraniten är mer finkornig i kontaktlinjen, och kontakter där övergången är oskarp/diffus. Ofta påträffas gångar i Själevadgraniten av en finkornig, ljus bergart, med eller utan makroskopiskt synlig muskovit; dessa är tolkade som Härnögranitgångar. I Härnögraniten finns ett begränsat område på några m², som är mörkare, mer biotitrikt och innehåller spridda 1-2 cm stora fältspatmegakrister. Detta område är tolkat som en enklav av Själevadgranit i Härnögraniten. Rikligt med pegmatit och gnejsenklaver förekommer i kontaktzonen; Själevadgraniten innehåller dock avsevärt mer gnejsenklaver än Härnögraniten. Det finns vidare en pegmatitslira, som tycks följa Härnögraniten men slå igenom Själevadgraniten.

På Vitsjöbergets östsluttning finns en skarp kontakt mellan Själevadgranit och Härnögranit. Härnögraniten är i detta område grövre än normalt. Den är gråare vid kontakten i en ca 3 dm bred zon. Ingen av bergarterna visar någon kornstorleksförändring i kontaktlinjen. Själevadgraniten innehåller en stor mängd gnejsfragment. Pegmatiter finns i båda bergarterna.

På södra sluttningen av Vitsjöberget finns en kontakt mellan Bergomgranit och Själevadgranit. Avståndet mellan de två olika bergarterna är några meter men själva kontaktlinjen är dold av gnejsfragment och pegmatit. På Morgonsmyrans östsluttningar finns en kontakt mellan Själevadgranit och Bergomgranit, där Bergomgraniten verkar utgöras av en gång i Själevadgraniten.

På Tjärnberget är huvudbergarten Själevadgranit, medan det på Åtesberget är Bergomgranit som dominerar. Kontaktlinjen syns inte; den kan vara gömd i en liten sänka eller under mossan. Själevadgraniten innehåller rikligt med gnejsenklaver samt röda och vita pegmatiter. Bergomgraniten innehåller betydligt färre gnejsenklaver och växlar i färg mellan övervägande röd och mer sällan grå. Både röda och vita pegmatiter uppträder även i Bergomgraniten som gångar men också som småmassiv.

På Sör-Skrivartoberget finns kontakt mellan Härnögranit och Bergomgranit (Fig. 16). Av allt att döma har Härnögraniten ett finkornigare randfacies mot Bergomgraniten, men det är svårt att uppfatta relationerna. Bergomgraniten är nära associerad med massivpegmatit, och det är därför oklart om det är Bergomgranit eller pegmatit som är i direkt kontakt med Härnögranit. Bergomgranit och massivpegmatit är nära associerade och troligen likåldriga; om den tolkningen är riktig, har det egentligen inte så stor betydelse för de två graniternas åldersförhållande om det är Bergomgranit eller massivpegmatit som är i direkt kontakt med Härnögraniten. Området innehåller endast enstaka gnejsenklaver.

Kontakten mellan Bergomgraniten och sedimentgnejsen utgör en övergångszon där berggrunden innehåller stora kantiga gnejsfragment (Fig. 17), som minskar i storlek och antal längre bort från kontakten, tex på sydsluttningarna av Gårdtjärnberget.

Enklaver

Enklaver är vanligt förekommande i graniter. De vanligaste typerna av enklaver är sk mikrogranulära enklaver; magmatiska enklaver som antingen är mer mafiska eller mer felsiska i förhållande till värdbergarten. Dessa är också de mest undersökta. De mafiska enklaverna är ofta tolkade som restiter eller protoliter (Didier, 1973; Vernon, 1983). En annan typ av enklaver är xenoliter. Xenoliter är främmande material som dragits med från sidoberget, men som inte bidragit i större utsträckning som protolit. Xenoliter är speciellt vanliga i taket eller i kanterna av en intrusion (tex Baker 1938; Didier & Barbarin, 1991). Enligt Clemens (2003), är många gånger metasedimentära enklaver felaktigt tolkade som restiter eller protoliter, när de i själva verket utgörs av xenoliter.

I karteringsområdet finns minst tre typer av enklaver. Vanligast är enklaver av den metasedimentära Härnögnejsen, enklaver av mafiska bergarter förekommer mer

sparsamt men är inte ovanliga. Endast ett rödfärgat felsiskt fragment är påträffat. Fragmentet som är finkornigt, skarpkantat och ca 1 m² stort, upptäcktes i Bergomgranit.

Gnejsenklaver finns i alla bergarterna, men är speciellt vanliga i Själevadgraniten. För alla tre graniterna gäller att nära deras kontakter är det särskilt mycket gnejsenklaver. De varierar i storlek från några cm² till några m². Deras utseende skiftar från skarpkantade och välavgränsade till ibland nästan helt absorberade mörka skuggor i graniten med vita glest spridda fältspatmegakrister. Det finns också enklaver som utgör mellanting mellan de välavgränsade och de "spöklika". I Bergomgranit och Härnögranit är enklaverna alltid välavgränsade. De halvabsorberade "spökenklaverna" har endast påträffats i Själevadgraniten.

Huvudmineral i både de välavgränsade och "spöklika" gnejsenklaverna är biotit, kvarts och fältspat, främst plagioklas. I de prover som undersökts, har både de välavgränsade och de "spöklika" gnejsenklaverna mindre kvarts och mer biotit än i den regionalt angränsande gnejsen. Eftersom gnejsens kvarts- och biotitmängd varierar beroende på om det är sandiga eller leriga enheter, beror enklavernas biotit- och kvartsmängd på vilken typ av gnejs de härstammar från. I de undersökta enklavproverna, både i de välavgränsade enklaverna och i "spökenklaverna", är biotiten grövre än i den gnejs som förekommer som huvudbergart söder om det undersökta granitmassivet. Detta kan bero på kontaktmetamorfos, eller vara en tillfällighet.

Välavgränsade enklaver: de välavgränsade enklaverna är i storleksordningen från några cm² till flera dm² och är ofta avrundade eller utdragna då de är små, och många gånger kantiga då de är lite större. De innehåller inga fältspatmegakrister. Orienteringen av biotiten är mer framträdande än i "spökenklaverna", och ofta lika framträdande som i gnejsen. Plagioklas dominerar över kalifältspat. Ibland finns bara några få korn av kalifältspat. Om-

vandlingsgraden varierar, plagioklasen är i ett prov mycket kraftigt seritiserad, och i ett annat prov endast svagt seritiserad. Biotiten är mer eller mindre kloritomvandlad. Muskovit förekommer i små mängder. Eftersom både gnejsen och de välavgränsade enklaverna endast innehåller mycket lite muskovit (ca 1%), är det svårt att avgöra om muskovithalten är högre eller lägre i de välavgränsade enklaverna än i gnejsen. Accessoriska mineral är apatit, zirkon och epidot. Enklaverna innehåller få opaka mineral. Figur 18 och 19 är tunnslipsbilder av välavgränsade enklaver. I planpolariserat ljus (Fig. 18) visas att biotiten är orienterad, samt att den ofta är grövre än Härnögnejsens biotit (jämför Fig. 14). I korspolariserat ljus (Fig. 19) visas att små mängder muskovit förekommer i de välavgränsade enklaverna.

"Spöklika" enklaver: de "spöklika" enklaverna är dispergerade i graniten till den grad att det kan diskuteras om dessa områden ska kallas för enklaver eller kontaminerad granit. De är i storleksordningen från ca en till fyra kvadratmeter. Det finns inga iakttagelser av mindre "spökenklaver", vilket kan bero på att dessa helt enkelt är svåra att se, eftersom de är dispergerade i graniten. Eftersom det finns ett spektrum av gnejsenklaver som utgör mellanting mellan välavgränsade och "spöklika", är det tydligt att de "spöklika" områdena i graniten är just före detta enklaver. Genom fältobservationer är det också tydligt att de "spöklika" enklaverna utgör en *blandning* av granit- och enklavmaterial, och inte uppbrutna enklavbitar i en homogen granit. I de "spöklika" enklaverna är biotiten orienterad, men inte lika tydligt som i de välavgränsade enklaverna. "Spökenklaverna" innehåller megakrister av främst plagioklas, men också mikroklin. Megakristerna är i storleksordningen en halv till två cm. De har alltså ungefär samma storlek eller är något mindre än Själevadgranitens megakrister. I motsats till förhållandena i Själevadgraniten utgör de största megakristerna i de undersökta proverna av plagioklaskrystaller. Mikroklinmegakristerna är pertitiska

och har inneslutningar av plagioklas och kvarts. Plagioklasmegakristerna är mer eller mindre starkt seritiserade och visar en oregelbunden kemisk zonerings. De har inneslutningar av kvarts, kalifältspat och biotit. Kvartsinneslutningarna i megakristplagioklasen följer i vissa fall ett koncentriskt mönster. Både plagioklasmegakristerna och plagioklas som matrixmineral är albitvillingbildade. Biotiten är kloritomvandlad i olika grad. Accessoriska mineral är apatit, zirkon, epidot och titanit. Det finns en del opaka mineral. Muskovit förekommer sällan; undantag utgör omvandlingsmineral i plagioklas, och några få korn som inneslutningar i en plagioklasmegakrist. Dessa enklavers mineralogiska sammansättning och deras spöklika karaktär, tyder på att de är absorberade gnejsenklaver. Om de vore mafiska och vattenfattiga enklaver och därmed hade högre smältpunkt än graniten, så skulle de vara svårare att lösa upp i en granitmagma. De mafiska enklaver som observerats under fältstudierna i examensarbetet, har alltid varit välavgränsade och skarpkantade.

Mafiska enklaver: de mafiska enklaverna förekommer mer sparsamt, men är inte ovanliga. De innehåller rikligt med biotit och en del hornblände. Plagioklas dominerar över kalifältspat. Kvarts är sällsynt. De mafiska enklaverna är ofta kantiga och oregelbundna i formen. De finns bl.a. vid norra foten av Vitsjöberget, 70200430/1640717 och väster om Gålnäs, 7022625/1638963.

Pegmatiter

I stort sett hela området innehåller rikligt med pegmatit, vilket är typiskt för sensvekofenniska graniter (Lundqvist et al., 1990). Pegmatiterna uppträder både som gångar och i massivform. Massivpegmatiterna är i de flesta fall rödaktiga och inte lika grovkorniga som gångpegmatiterna. Gångpegmatiterna är antingen röda eller vita, ibland med centralkvarts och skriftgranitkant. Bergomgraniten är utan tvekan den granit som innehåller mest pegmatit i massivform. Det kan ibland vara svårt att

skilja de båda bergarterna åt, då de vid somliga tillfällen övergår i varandra utan tydliga kontakter. Det förekommer också gångpegmatiter i Bergomgranit. I Själevadgraniten uppträder pegmatit ofta i dm-breda, raka gångar, ibland som ett rutmönster i gångsystem nästan vinkelräta mot varandra, tex strax sydost om Hampstjärn med riktningar 80° och 140°, och strax norr om Morgonsmyran med samma riktningar, koordinater(7019961/1642140). I Härnögraniten uppträder pegmatit som oregelbundna gångar i cm till dm storlek och som enstaka småmassiv. Vid graniternas kontakter finns särskilt mycket pegmatit. Kontaktlinjer är många gånger maskerade av pegmatitintrusioner. Det är ingen signifikant mineralogisk skillnad mellan de röda och de vita pegmatiterna. De innehåller upp till dm-stora fältspatkristaller, kvarts och biotit. Vissa pegmatiter innehåller även muskovit. Vid ett tillfälle gjordes en observation av granat och apatit i en vit pegmatit.

Övrigt

I Själevadgranit och Bergomgranit förekommer en hel del finkorniga gångar med granitisk sammansättning. Gångarna är sällan tillräckligt finkorniga för att vara apliter. Ofta innehåller de makroskopisk biotit; ibland är biotitkornen orienterade. På ett ställe är en gång folierad i stor vinkel mot gångriktningen. Vissa gångar innehåller makroskopisk muskovit. I Bergomgraniten är dessa gångar i många fall associerade med pegmatit medan detta sällan är fallet i Själevadgraniten. Ingen iakttagelse har gjorts av finkorniga gångar i Härnögranit. Gångarna är tolkade som Härnögranitgångar.

Det finns åtminstone två diabasgångar i karteringsområdet. Dessa är båda relativt små och afanitiska. En slår igenom Själevadgranit strax nordöst om Paddalstjärn och den andra slår igenom Bergomgranit sydöst om Småtjärnsmyran. Den senare stryker ca 300°. Denna smala gång har även en liten apofys.

Mellan Nördtjärnberget och Nörd-Skrivartoberget finns en djup dal som är följbär flera kilometer i nord-sydlig riktning. Denna dal utgör troligen en tektonisk linje. Nära botten av dalen finns en blottning av en tektonisk breccia. Breccian utgör förmodligen en deformerad Bergomgranit. Bergarten är röd och mycket finkornig. Den består av kantiga fragment, som är hopläkta med kvarts.

SEM-analyser

Syfte och metod

Plagioklasens sammansättning och zonerings undersöktes med EDS-analyser i svepelektronmikroskop (SEM) i följande bergarter: Själevadgranit, Härnögnejs, välavgränsade gnejsenklaver, "spöklika" gnejsenklaver och gnejsenklaver som utgör ett mellanting mellan de "spöklika" och de välavgränsade. Syftet med analyserna är att jämföra plagioklasens sammansättning och zonerings i de olika proven, för att undersöka om och hur gnejsenklaverna påverkats av granitmaterialet. I Själevadgranit och i de "spöklika" enklaverna undersöktes plagioklas både som matrix- och megakristmineral. Biotit och klorit analyserades i några av proven. Det SEM som använts är en Jeol JSM-6400 med ett Link EDS system utrustad med en Ge-detektor. Analysen gjordes vid 18 kV accelerationsspänning, verklig upptagningstid var 100 sekunder och dödtiden ca 24%. Naturliga och syntetiska mineralstandarder nyttjades vid analyserna. För kalibrering av instrumentet användes en Co-metall standard. Syftet med analyserna är att jämföra plagioklasens sammansättning och zonerings i de olika proven, för att undersöka om och hur gnejsenklaverna påverkats av granitmaterialet.

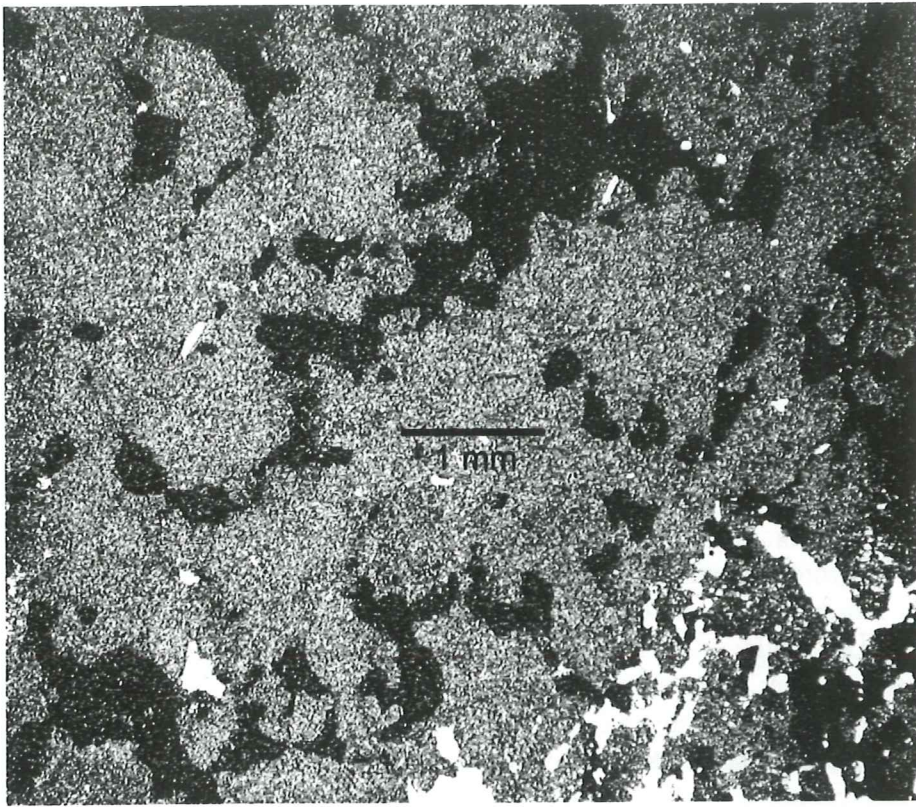
Alla analyser är utförda med normalt arbetsavstånd mellan polsko och prov (39 mm), men för att öka bildupplösningen i mikroskopet och därmed få en bättre visuell uppfattning vid studier av bla zoneringsmönster, minskades avståndet till 15 mm. Figur 20 till 23 är bilder tagna i SEM.

Vad de visar beskrivs under resultat och tolkning (nästa stycke).

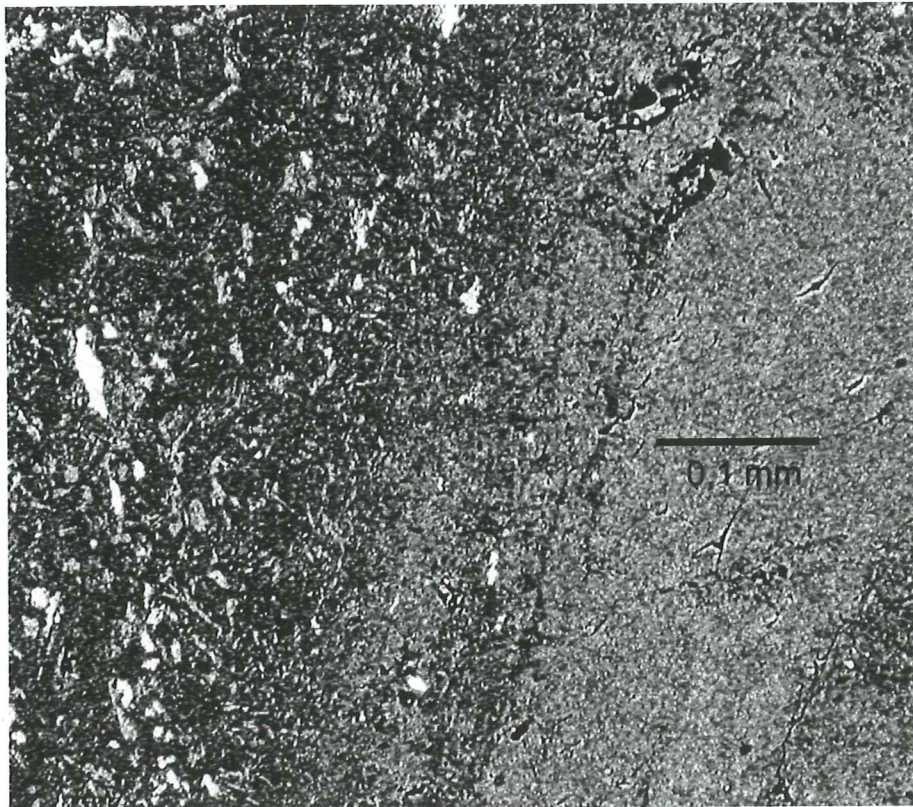
Allt järn i fältspater föreligger som Fe^{3+} . Detta föranleder en första omräkning av analyserna (järn är ursprungligen angivet som FeO). När en plagioklas bestrålas, förgasas alltid en del Na. En möjlighet att undvika detta problem är att arbeta med en defokuserad stråle, som inte koncentrerar energin i en punkt. Detta leder dock till sämre upplösning och att analysen kommer att representera ett större område. Eftersom analyserna fordrar god upplösning för att möjliggöra kontroll av analyspunkternas läge och för att det ibland är små områden som ska analyseras, är detta inte ett lämpligt sätt att lösa problemet. I stället korrigerades analysresultaten i efterhand genom att utgå från att det största felet beror på Na-förlust. För att kompensera för Na-förlusten adderades Na till analysresultaten. Na adderades till analysresultatet till dess att Si, Al och Fe^{3+} tillsammans fyllde tetraederpositionerna ($Si+Al+Fe^{3+}=4$ räknat på åtta syreatomer). För att få en uppfattning om lämpligheten i denna korrektion kontrollerades plagioklasernas stökiometri på två sätt: avvikelser av summan av Na, K och Ca från 1 och avvikelser av summan Ca+1 från summan Al+ Fe^{3+} ; för att undersöka eventuella fel i analyserna plottades Ca mot Al+ Fe^{3+} -Ca-1 (Fig. 24) samt summan av K, Na och Ca mot Si (Fig. 25).

Resultat och tolkning av SEM-analyser

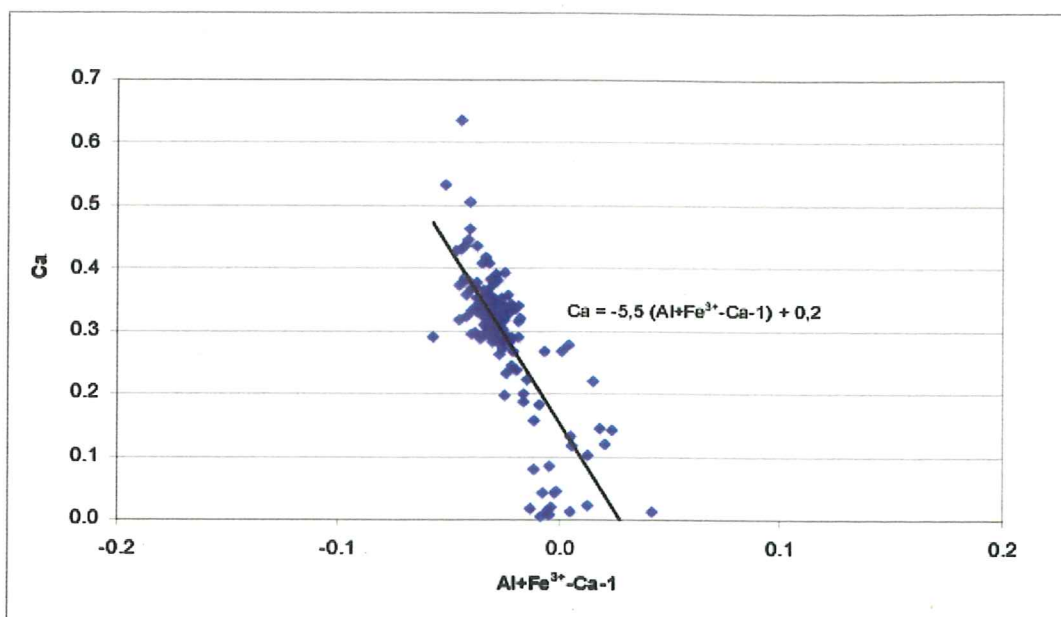
Analysresultaten av okorrigerade oxidprocent och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust är redovisade i tabellerna 1-11. Fe i plagioklasen är precis över detektionsgränsen. Albitkanter är vanligt förekommande och beror antagligen på omvandlingar i ett postkristallint skede. Analyser som visar stora stökiometriska fel har tagits bort. Dessa är oriktiga pga tillfälliga analysfel, som kan bero på tex sprickor i slipet eller att analysen utförts för nära ett annat mineral. Analyser med låga summor, under 98%, har behållits om stökiometrin är korrekt.



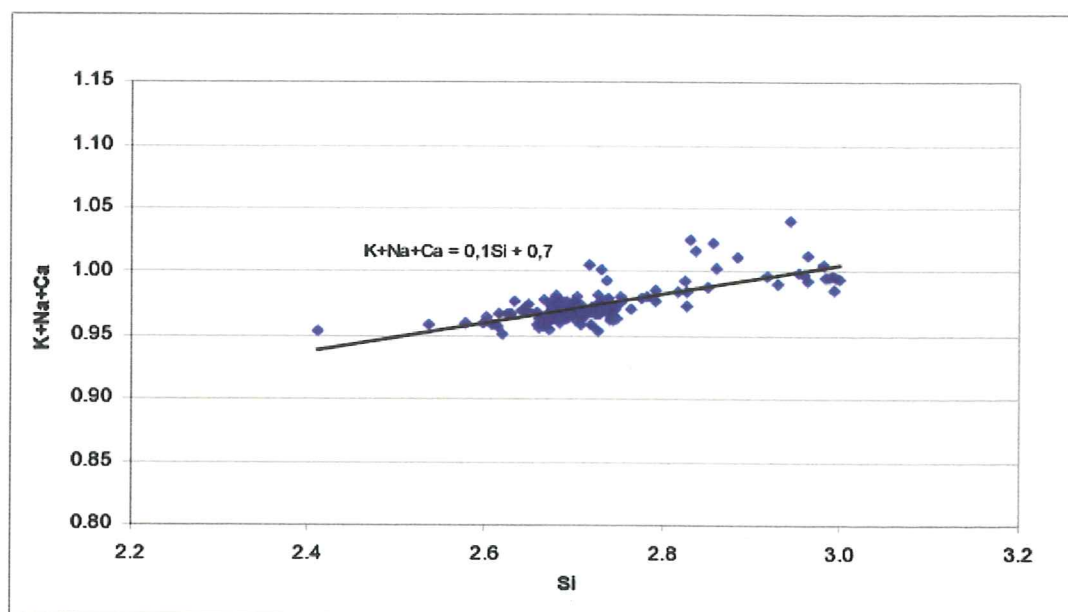
Figur 22: plagioklasmegakrist i "spöklik" enklav med kvartsinneslutningar som följer ett koncentriskt mönster. Notera även fläckvisa sammansättningsvariationer. Fotot är taget på en SEM-backscatterelektronbild. Arbetsavståndet är 15 mm och accelerationsspänningen 18 kV.



Figur 23: sammansättningsvariation beroende på seritivering i plagioklasmegakrist i "spöklik" enklav. Fotot är taget på samma sätt som Fig. 22.



Figur 24: korrigerade analysresultat från plagioklas där Ca plottats mot $Al+Fe^{3+} - Ca-1$



Figur 25: korrigerade analysresultat från plagioklas där summan av K, Na och Ca plottats mot Si

Det största felet i analyserna beror på Na-förlust men även efter korrektionsförfarandet finns en brist i totalsumman. Det finns ett systematiskt stökiometriskt fel i sambandet mellan Ca och summan $Al+Fe^{3+}$. Felet är i det närmaste linjärt, $Al+Fe^{3+}-Ca-1$ blir allt mer negativt, då Ca ökar. Det stökiometriska felet är litet då Ca-halterna är låga (Fig. 24). Figur 25 visar samma systematiska fel, men felet har här åskådliggjorts genom att plotta Si mot summan av K, Na och Ca. Vid låga Si (=höga Ca) blir summan på den 8-koordinerade posi-

tionen mindre än ett. Detta medför även att totalsumman av katjoner i plagioklasen blir mindre än fem (tetraederpositionen är låst till fyra enligt korrektionsmetoden). De systematiska felen leder till ett för lågt Al/Ca förhållande. Det är sannolikt ett fel som beror på analysfel i de använda standardmineralen och som inte kan påverkas av det använda korrektionsförfarandet. Om felet ligger i en överskattning av Ca eller underskattning av Al kan inte avgöras.

Plagioklas

Gnejserna: plagioklassammansättningen i gnejserna visar stor variation mellan proven. I prov G1 är plagioklasen albitisk. Vid lågmetamorfa förhållanden i grönskifferfacies, är albit den stabila fasen, och ersätts av en mer intermediär plagioklas vid högre temperaturer i amfibolitfacies. Plagioklasens sammansättning ger en indikation på metamorfosgraden endast om vissa förutsättningar är uppfyllda, tex att bergarten innehåller ett annat Ca-mineral som tex epidot (Yardley, 1989, s.93). G1 har en mineralogisk sammansättning typisk för grönskifferfacies. Plagioklasen är albitisk, epidot förekommer som Ca-mineral och istället för biotit förekommer klorit som mafiskt mineral. I G2 är anortitkomponenten i större delen av plagioklasen ca 30%, men med en albitrikare plagioklas mot de yttre delarna av kornen och relativt breda albitkanter. I Prov G3 har plagioklasen ca 35% anortitkomponent (andesin). Eftersom det endast är tre gnejsprov som undersökts, är det svårt att bedöma om dessa är representativa för den angränsade gnejsen i sin helhet, men uppenbarligen visar dessa tre stor variation sinsemellan. Variationen beror såväl på skillnader i metamorfosgrad som på skillnader i totalbergartskemi.

Välavgränsade enklaver: plagioklasen i de välavgränsade enklaverna har i många fall högre anortithalter än i de gnejsjer som undersökts. Sammansättningen varierar både mellan olika prov och inom ett och samma prov. De största variationerna i plagioklassammansättning förekommer i prov Ve3. Plagioklasen i prov Ve3 är också avsevärt anortitrikare än några andra prover som undersökts; den Ca-rikaste plagioklasen som analyserats är en labradorit.

"Spöklika" enklaver: i de "spöklika" enklaverna förekommer plagioklas både som matrixmineral och megakristmineral. Matrixplagioklasen är relativt konstant inom ett och samma prov, med undantag för Se3pl2. Eftersom endast två analyspunkter har gjorts i varje matrixplagioklaskorn, finns en viss osäkerhet i resultaten. I vissa "spökenklaver" är matrixplagioklasen

helt sericitomvandlad, i andra har de endast omvandlats i mitten av kornen eller inte alls. Det är osäkert om det finns någon skillnad mellan två olika typer av matrixplagioklas inom ett prov (relikta plagioklaskorn från gnejsen och plagioklaskorn som kristalliserat i en blandning av granitsmälta och upplöst enklav). I prov Se1 påträffas en 1×2 cm stor plagioklasmegakrist. Den är fläckvis och oregelbundet inhomogen, med upp till 40 µm stora fläckar med en Na-rikare plagioklas (Fig. 20). Dessa Na-rikare sammansättningar förekommer också stråkvis i megakristen (Fig. 21). Megakristen innehåller rikligt med kvartsinneslutningar. Kvartsen ligger i ofullständiga koncentriska ringar från mitten av kornet och utåt (Fig. 22), vilket kan tolkas som en tillväxttextur. Det finns områden som utsatts för stark seriticering (Fig. 23). Här är plagioklassammansättningen Na-rikare beroende på sericitomvandlingen. Sericitomvandling drabbar i första hand de anortitrikaste områdena i en plagioklas. I de sammanhängande homogena delarna av megakristen har plagioklasen en anortitkomponent på ca 30%. Kanterna av megakristen är inte väldefinierade, utan innehåller en mängd inneslutningar av kvarts och biotit.

Plagioklasmegakristen i prov Se2 är ca 0,5×0,5 cm och euhedral till subhedral. Även den har en fläckvis och oregelbunden zonerings. Plagioklassammansättningen visar variationer mellan 14% och 37% anortitkomponent. Megakristen i prov Se2 har inneslutningar av kalifältspat och kvarts, men kvartsen följer här inte samma koncentriska mönster som i prov Se1.

Själevadgraniten: eftersom Själevadgranitens sammansättning sträcker sig från granit till granodiorit varierar också plagioklasens anortithalt mellan olika prov. Megakristplagioklasens sammansättning i Själevadgraniten skiljer sig något mellan de olika proven men är förhållandevis konstant inom ett och samma prov. Sammansättningen är i de flesta fall andesinisk, med en svag och oregelbunden variation. Matrixplagioklasens sammansättning i Sjä-

levadgraniten skiljer sig också något mellan de olika proverna medan inom ett och samma prov är den relativt konstant.

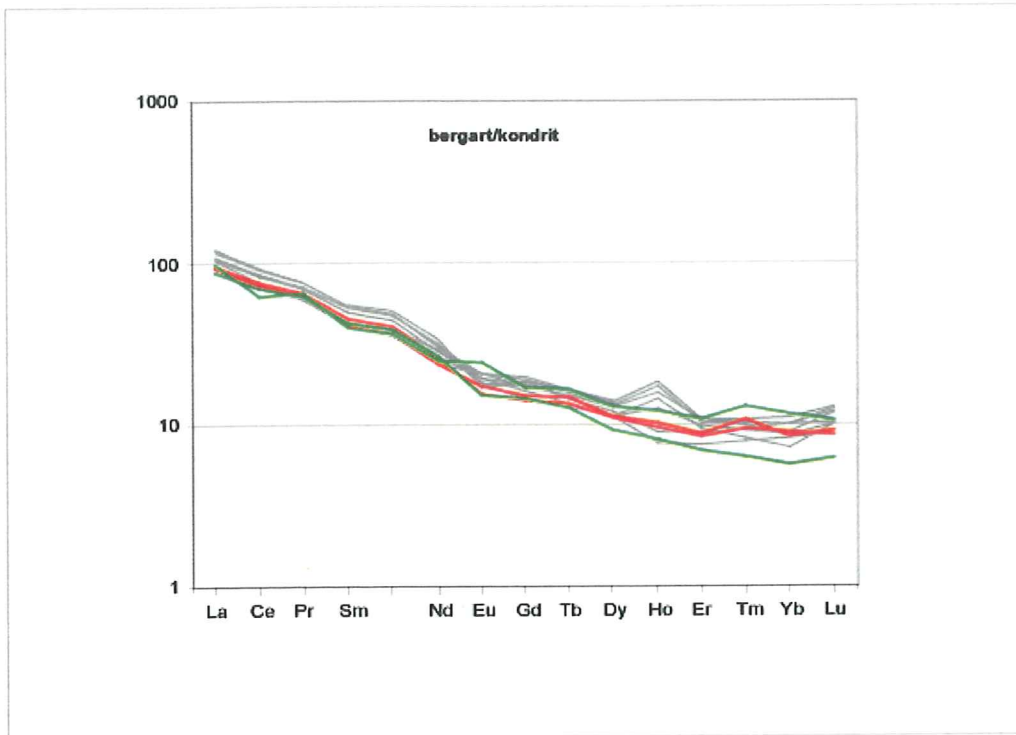
Biotit

Biotitens Mg-tal i gnejsen och i de välavgränsade enklaverna ligger på 0,4. Biotiten i Själevadgraniten har ett Mg-tal på 0,3. Även de "spöklika" enklaverna och de enklaver som utgör ett mellanting mellan "spöklika" och välavgränsade har biotit med Mg-tal på 0,3. Det kan betyda att biotiten i de "spöklika" enklaverna och de enklaver som utgör ett mellanting mellan "spöklika" och välavgränsade är omkristalliserad och präglad av graniten, medan biotiten i de välavgränsade enklaverna har kvar sin ursprungliga sammansättning från gnejsen. De "spöklika" enklaverna är dispergerade i graniten. För att enklaverna ska kunna dispergeras krävs framförallt att de befinner sig i magma under en längre tid än om de är välavgränsade. Högre temperatur kan också bidra till att de dispergeras. Om enklaverna plockas upp på ett större djup (eller i ett tidigare skede) har de också längre tid att dispergeras innan graniten kristalliserar. Den gnejs som plockats upp som enklaver kommer troligen inte från samma ställe som den idag blottade gnejsen, och kan därför ha en annan biotitsammansättning. Därför kan det lägre Mg-talet i de "spöklika" enklaverna också förklaras med att de plockats upp på ett större djup än de välavgränsade och att dessa gnejsar hade ett lägre Mg-tal. Ett större antal analyser från många enklaver och gnejsar skulle kunna lösa denna fråga. Analysresultaten för biotit visar höga kaliumvärden (över två). Höga K-värden kan till viss del möjligen förklaras med att en del av järnet i biotiten förekommer som Fe^{3+} .

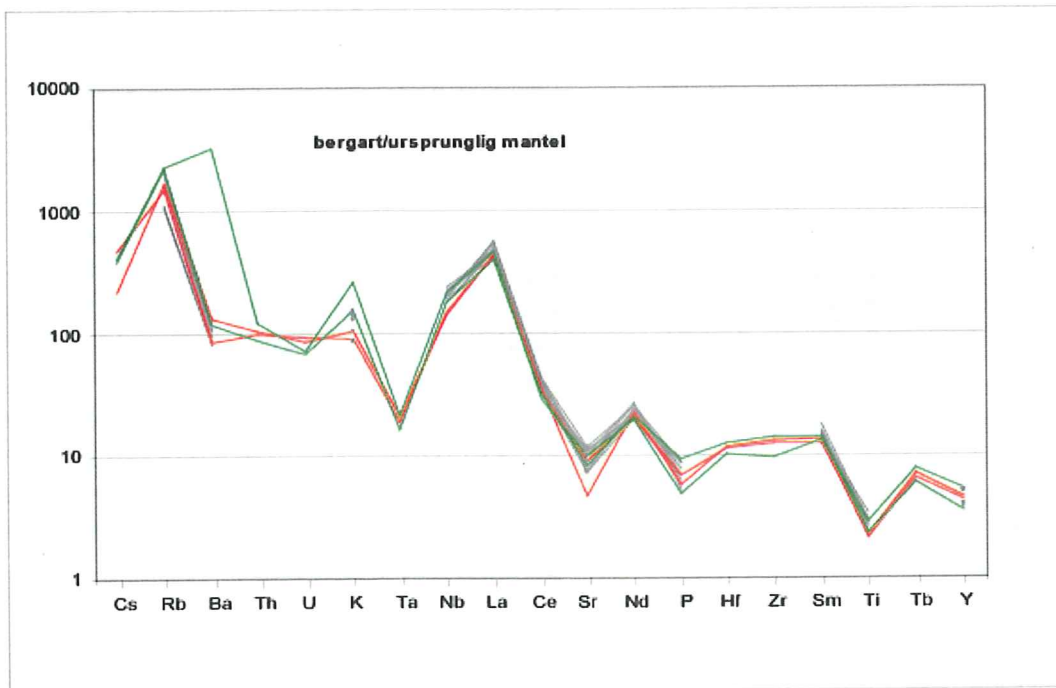
Huvudelementkemi och spårelementkemi

Huvudelementanalys av två gnejsprov (G1 och G2) och två välavgränsade enklavprov (Ve2 och Ve5) utfördes i Hamburg, Tyskland, och spårelementen i samma prover bestämdes vid ACME-laboratoriet i Van-

couver, Canada. Gnejsproven representerar ca tre kg vardera och enklavproven ca 0,5 kg vardera. De är båda finkorniga bergarter, därför kan en mindre material användas. Dessutom är enklaverna svåra att provta. Huvudelementen är bestämda med röntgenfluoresens och spårelementen med ICP-MS analys. Resultaten av dessa analyser är redovisade i tabell 12 (huvudelement) och 13 (spårelement). Den största skillnaden i huvudelementkemi mellan de två gnejsproven är att prov G1 har en högre SiO_2 -halt och en lägre CaO-halt än G2. Totalkemianalyser av Härnögnejs enligt Lundqvist et al. (1990) visar att gnejsens SiO_2 -halt varierar kraftigt, mellan ca 54% och 74%, Al_2O_3 -halten varierar mellan 13% och 21% och K_2O -halten mellan 2% och 6%. Detta är beroende på om det är sandiga eller leriga lager som analyserats. I de prover som undersökts i detta examensarbete har enklaverna en högre K_2O -halt än de gnejsar som finns i närheten. Prov Ve2 har en extremt hög K_2O -halt på 7,98%. Däremot är SiO_2 -halten lägre. Slip Ve2 innehåller ungefär lika mycket kalifältspat som plagioklas och är rikt på biotit. Enligt normberäkningar, som egentligen inte ska tillämpas på metasediment, är prov Ve2 nefelinnormativ, vilket visar att kiselfattiga mineral förekommer. Kvarts saknas helt i slip Ve2, och det förekommer enstaka kristaller av hornblände. Nefelinnormativiteten förklaras i övrigt av förekomsten av Al på biotitens tetraederplatser som ger ett högre K/Si-förhållande i biotit än i kalifältspat som den normativa beräkningen grundas på. I spårelementanalyserna har Ve2 bla en mycket hög Ba-halt. REE-diagram (Fig. 26) för gnejserna och enklaverna visas som en jämförelse för att se om de prover som analyserats i detta examensarbete följer samma mönster som tidigare analyserade Härnögnejsprover (Lundqvist, opublicerade data). Den tidigare analyserade Härnögnejsen är provtagen som ett medelvärde över en häll. Vid provtagningen av gnejserna här valdes homogena prov, men endast på ett ställe i en häll.



Figur 26: REE-diagram som visar tidigare Härnögnejsanalyser (gråa) (Lundqvist, opublicerade data), två nya Härnögnejsanalyser (röda) samt analyser av två välavgränsade gnejsenklaver (gröna). Bergarterna är normaliserade mot en kondritsammansättning enligt Nakamura (1974).



Figur 27: Spider-diagram som visar tidigare Härnögnejsanalyser (gråa) (Lundqvist, opublicerade data), två nya Härnögnejsanalyser (röda) samt analyser av två välavgränsade gnejsenklaver (gröna). Bergarterna är normaliserade mot en ursprunglig mantels sammansättning enligt Wood (1979).

Enklaverna är provtagna av magman. Eftersom provtagningarna skiljer sig åt och materialet är mycket begränsat (endast två gnejsprov och två enklavprov), medför detta att tolkningen blir osäker. I de kondrit-normaliserade REE-diagrammen följer dessa prover ungefär samma mönster som Härnögnejs från andra områden i regionen. En skillnad finns dock då flera av Lundqvists gnejser har positiva Ho-anomalier, vilka saknas i de nya analyserna. Anledningen till dessa Ho-anomalier kan bero på från vilka bergarter som sedimenten eroderats, på olika sedimentationsprocesser, men också på analysfel (en annan analysmetodik har använts). Proverna som analyserats i detta examensarbete har svagt positiva Tm-anomalier. Om det samma gäller för Lundqvists prover är inte känt, eftersom Tm inte har analyserats i dessa. Analyser av Härnögranit visar också svaga Tm-anomalier (Lindh, under pressläggning a). Eftersom samma kondritnormalisering (Nakamura, 1974) använts i detta examensarbete, kan dessa Tm-anomalier bero på normaliseringen. De kan också bero på analysmetoderna eller naturligtvis på källbergarterna och sedimentationsprocesser. Diagrammen har flacka negativa lutningar och saknar egentliga Eu-anomalier. Analysresultaten har även plottats i spiderdiagram (Fig. 27). Elementen är normaliserade mot en ursprunglig mantel enligt Wood (1979). I de tidigare utförda analyserna saknas dock en mängd element, därför är en jämförelse svår. De element som finns i tidigare data, följer dock ungefär samma mönster som de här analyserade bergarterna uppvisar. Undantaget är enklavprov Ve2 med extremt höga Ba-halter och höga K-halter.

Diskussion

Geologisk karta

Den geologiska kartan som utförts i detta examensarbete skiljer sig på ett antal punkter från Lundqvists geologiska länskarta (1990). Dessa skillnader beror framförallt på olika klassificering av bergarterna. Examensarbetskarteringen är utförd i en

större skala, vilket gör den aktuella bergartsindelningen lämpligare. De tre granit-typer som urskiljts i detta examensarbete skiljer sig från varandra både mineralogiskt och textuellt. De tillhör dock alla med stor sannolikhet den sensvekofenniska gruppen och har därför lagts som en och samma huvudbergart av Lundqvist et al. (1990). Emellertid har en granodioritisk och en grovporfyrisk variant av dessa markerats på länskartan. De följer därmed SGU:s standardschema. Avgörande vid kartering är hur täta observationerna är i ett område. Även om det vid karteringen i detta examensarbete har varit fler och tätare observationer i det aktuella området, är vissa kontaktrelationer osäkra. Detta beror på att kontaktregionerna på vissa ställen är komplicerade och utgörs av breda zoner där två eller tre av graniterna uppträder. Det finns också ställen där observationerna är glesare, tex vid kontakten mellan Bergomgraniten och gnejsen i söder, som observerats på endast två ställen och i övrigt ritats efter Lundqvists karta. Även kontakten mellan Själevadgranit och Bergomgranit i väst är osäker pga brist på observationspunkter. Denna kontakt fordrar en mer grundlig undersökning. I nordöstra delen av området är det inte möjligt att förbättra kartan, eftersom blottningar saknas. Själevadgraniten förekommer i norr, Bergomgraniten i söder och Härnögraniten i öst. Detta indikerar att graniterna inte i större utsträckning verkar ha intruderat i varandra, utan följt gamla kontakter.

Det skulle vara relevant att utöka karteringen i väst, för att undersöka hur kontakten mellan Själevadgranit och Bergomgranit fortlöper, och om Härnögraniten återkommer i detta område.

Åldersrelationer

Enligt Lundqvist et al. (1990) och Lindh (under pressläggning a), är Själevadgraniten äldre än Härnögraniten. Observationer i detta examensarbete stöder denna uppfattning. Detta är observationer av muskovitförande gångar av Härnögranit i Själevadgranit, finkornigare randfacies av Härnö-

granit mot Själevadgranit och en enklav av Själevadgranit i Härnögranit. Även en pegmatitlira som följer Härnögranit men slår igenom Själevadgranit, är en indikation på att Själevadgraniten är äldre. I Själevadgraniten förekommer pegmatiter som raka gångar, medan pegmatiter i Härnögranit uppträder som oregelbundna gångar/sliror och småmassiv. Detta kan vara ett tecken på att Själevadgraniten är äldre och därmed var mer avkyld och stel när pegmatiterna intruderade.

Bergomgranitens åldersförhållande till de båda andra graniterna är inte lika klar. Det har inte observerats några kontaktlinjer mellan Själevadgranit och Bergomgranit, eftersom dessa har varit maskerade av pegmatit och enklaver, eller dolda i sänkor. Det är dock tydligt att det rör sig om två olika bergarter eftersom de skiljer sig både i mineralogi och i textur, samt att de två olika bergarterna uppträder med några meters mellanrum, även om själva kontaktlinjen är maskerad. Det förekommer en gång av vad som förmodas vara Bergomgranit i Själevadgranit. Återigen är tolkningen osäker om gången verkligen utgörs av Bergomgranit eller av en mindre grovkornig pegmatit.

I Bergomgranit förekommer finkorniga muskovitförande gångar på några ställen. Om tolkningen är riktig att dessa gångar är Härnögranitgångar, är Bergomgraniten äldre än Härnögraniten. På ett ställe har Härnögraniten ett finkornigare randfacies mot Bergomgraniten, men här är relationerna osäkra. Bergomgraniten är antagligen yngre än Själevadgraniten. Dess åldersförhållande till Härnögraniten måste tills vidare lämnas öppet.

Pegmatiter

Pegmatiter förekommer rikligt i hela karteringsområdet. Det är svårt att avgöra hur många generationer av pegmatit som uppträder eftersom inga kontaktrelationer har observerats. Pegmatit förekommer som gångar och i massivform. Bergomgraniten är nära associerad med massivpegmatit.

Enklaver

De tre graniterna, Själevadgranit, Härnögranit och Bergomgranit, är alla med stor sannolikhet sensvekokonfenniska, dvs tämligen likåldriga. De har alla plockat upp brottstycken av det metasedimentära sidoberget. Själevadgraniten är mer mafisk än de båda andra graniterna och dess magma innehåller sannolikt mindre mängd vatten än Härnögranitens; Härnögraniten är en S-granit. Därför har Själevadgraniten högre solidustemperatur och dess kristallisation äger förmodligen rum på ett större djup. Generellt är enklavfrekvensen, då det gäller xenoliter, högst i kanterna och takregionerna av en magmatisk intrusion (tex Baker, 1938; Didier & Barbarin, 1991). Anledningen till varför Själevadgraniten innehåller flest enklaver kan vara att den har kristalliserat på ett större djup än de andra två graniterna, och att de idag blottade delarna är takregionen av Själevadskroppen men mer centrala delar av Härnö- och Bergomkropparna.

Ett många gånger diskuterat problem är hur en magmatisk intrusion bereds plats. Norr om granitmassivet förekommer migmatitgnejsler och söder om massivet är gnejserna lågmetamorfa, vilket innebär att det norra området är upplyft i förhållande till det södra (Lindh, under pressläggning b). Detta kan vara ett tecken på att det aktuella området utsatts för transtension och därmed underlättat för intrusion (denna hypotes är ännu inte testad). Själevadgraniten har genomgående en hög enklavmängd, men det är tydligt att antalet enklaver ökar i närheten av dess kontakter med de andra graniterna. Det betyder, om Själevadgraniten är den äldsta och att den stora mängden enklaver är ett kontaktfenomen, att de två yngre graniterna i första hand kommit upp i eller nära de gamla kontakterna mellan Själevadgranit och gnejs. Det borde dessutom vara lättare för de andra graniterna att tränga upp i gamla kontaktzoner, som normalt är svaghetszoner, än genom en relativt homogen granitkropp.

Varför vissa enklaver är "spöklika" och halvt absorberade av graniten, medan

andra enklaver är välvavgränsade, beror förmodligen på att de "spöklika" plockades upp i ett tidigare skede (sannolikt på ett större djup) än de välvavgränsade. Den tid som står till förfogande är tiden mellan upplöckningen och immobiliseringen av graniten. En högre temperatur kan också ha bidragit till upplösningen.

Waight et al. (2000 a, b) har undersökt variationer i Sr och Nd isotopsammansättningen i fältspatmegakrister (både kalifältspat och plagioklas) i mafiska enklaver och jämfört denna med isotopsammansättningen i fältspatmegakrister i den omgivande graniten. Megakristerna har samma isotopsammansättning i sina centrala delar oavsett om de återfinns i graniten eller i enklaven. Denna är i jämvikt med granitens isotopsammansättning. Waight et al. (2000 a, b) föreslår därför att de centrala delarna av fältspatmegakristerna har fått sin isotopsammansättning då de kristalliserat från granitmalten, och att de därefter mekaniskt transporterats in i den upplösta enklaven. Däremot är isotopsammansättningen av enklavfältspatmegakristernas kanter i jämvikt med enklavens isotopsammansättning, vilket innebär att slutkristallisationen av megakristerna har skett inne i enklaven. Dessa typer av megakrister i mafiska enklaver har utgjort ett nyckelargument för att mafisk magma har minglat med en mer felsisk magma (Vernon, 1986, 1990; Elburg, 1996). Davidsson et al. (1990) och Barbarin (1990) har studerat revers zonerings av plagioklas megakrister i mafiska enklaver, där kärnan är albitrik som hos värdgraniten, och kanterna anortitrika som hos enklaven. Även detta är exempel på hur fältspatkristallerna börjat kristallisera i jämvikt med graniten och därefter transporterats till enklaven där de slutkristalliserats.

De enklaver som undersökts i detta examensarbete är metasedimentära xenoliter. Denna typ av enklaver har inte uppmärksamats lika mycket i forskning som mikrogranulära enklaver. Enklaverna i Själevadgraniten är brottstycken från sidoberget, som var i ett fast tillstånd då de drogs

med av Själevadsmagman, och vid tillräckligt höga temperaturer och under tillräckligt lång tid, löstes upp och dispergerades i magman. Av de olika enklaverna är det endast de "spöklika" som innehåller fältspatmegakrister. Megakristerna i de "spöklika" enklaverna är glesare fördelade än i graniten eftersom dessa områden innehåller mindre granitmagma.

Resultaten från EDS-analyser visar att "spökenklavernas" plagioklas megakrister har betydligt större sammansättningsvariation än Själevadgranitens megakrister. I optiskt mikroskop kan endast en svag och oregelbunden sammansättningsvariation urskiljas i Själevadgranitens plagioklas megakrister. Även i spökenklaver är zonerings oregelbunden, men kan i optiskt mikroskop urskiljas något tydligare. EDS-analyser i SEM visar att Själevadgranitens plagioklas megakrister har en förhållandevis konstant sammansättning inom ett och samma prov, men att det finns variationer mellan olika prov. Att det förekommer avvikelser i sammansättningen mellan olika prov beror på att Själevadgranitens totala sammansättning varierar ganska mycket från granit till granodiorit (Lundqvist et al., 1990; Lindh, under pressläggning a). EDS-analyser av plagioklas megakrister i "spökenklaver" visar stora sammansättningskillnader inom en och samma kristall. Skillnaden förklaras med att dessa megakrister har kristalliserat i en sammansatt miljö (en blandning av granitmagma och upplöst gnejs), och därför har sammansättningen påverkats både av granitmagman och den delvis uppsmälta gnejsen. Däremot har de megakrister som finns i Själevadgranit kristalliserat i en ren magma. Detta är en indikation på att spökenklav megakristerna bildats *in situ*, i en blandning av granit och enklavmaterial. Om de hade kristalliserat i graniten och därefter transporterats in i enklaven, så hade deras sammansättning varit mer homogen som hos granitens megakrister, eller visat en zonerings med en inre del typisk för graniten, och en yttre del typisk för den inhomogena miljön där upplöst gnejsmaterial

utgjort en väsentlig del. Eftersom endast två megakrister i Själevadgranit och två megakrister i "spökenklaver" har undersökts i SEM och med EDS-analyser, kan denna slutsats endast betraktas som en hypotes som behöver testas med en större mängd material.

EDS-analyser av biotit visar att i de välavgränsade enklaverna har biotiten samma Mg-tal som i gnejsen. I det fallet har det alltså inte förekommit någon påverkan från graniten. Däremot har biotiten i de "spöklika" enklaverna, samma Mg-tal som hos Själevadgranitens biotit. Detta betyder antingen att biotiten i de "spöklika" enklaverna har omkristalliserat eller att den gnejs som nu föreligger som enklav, ursprungligen hade en annan biotitsammansättning än de gnejser som analyserats. Matrixplagioklasen i de "spöklika" enklaverna är relativt konstant och visar ungefär samma sammansättning som Själevadgranitens matrixplagioklas. Eftersom endast två punkter i varje matrixplagioklaskorn är analyserade, förekommer en viss osäkerhet. I optiskt mikroskop kan en svag och oregelbunden zonerings urskiljas, och i vissa "spökenklaver" är matrixplagioklasen helt sericitomvandlad. I detta arbete har de "spöklika" enklaverna tolkats som en blandning av granitmaterial och helt eller delvis upplöst enklav. Detta innebär att det skulle kunna förekomma två olika typer av matrixplagioklas i en spökenklav: relikta plagioklaskorn från gnejsen och plagioklaskorn som kristalliserat från en blandning av granit- och enklavmaterial. I optiskt mikroskop kan inte två typer urskiljas, men det utesluter inte att så kan vara fallet. Analysresultaten visar att matrixplagioklasen är relativt konstant även om en viss osäkerhet förekommer. Detta kan innebära antingen att analyserna utförts i relikt gnejsplagioklas eller i plagioklas som har kristalliserat från en blandningsmiljö, men att dess sammansättning utjämnats i dessa mindre kristaller till skillnad från "spökenklavernas" stora plagioklasmegakrister.

De tre gnejsproven är tagna på relativt korta avstånd från varandra (Fig. 3). Enligt

EDS-analyser visar plagioklassammansättningen stor variation mellan proven (albitandesin). Detta kan möjligtvis tolkas som att det finns ganska markanta lokala skillnader i metamorfosgrad.

De välavgränsade enklaverna har i genomsnitt högre anortithalt i plagioklasen i jämförelse med den opåverkade gnejsen. De visar också större variation i plagioklassammansättningen än den "spöklika" matrixplagioklasen. Eftersom gnejsens metamorfosgrad visar stor variation och dessa enklaver förmodligen är införlivade med magman på betydligt större djup än den idag blottade gnejsen, kan det inte med säkerhet sägas om dessa höga anortithalter ursprungligen kommer från den gnejs som plockats upp som enklaver, eller om det beror på kontaktmetamorfos då de kommit in i graniten som enklaver. Biotiten är grövre i enklaverna än i gnejsen och kvartsmängden minskar i enklaverna. Kvartsmängd och biotitmängd varierar mycket i gnejsen (Lundqvist et al., 1990), varför det är svårt att med säkerhet säga om också dessa företeelser beror på kontaktmetamorfos eller är mer tillfälliga.

I totalkemianalyserna och spårelementanalyserna skiljer sig ett av proven, en välavgränsad enklav, Ve2, från de övriga. Den har bla ovanligt höga K-halter på nästan 8%. Det kan bero på att denna enklav härstammar från en ovanligt lerig sekvens i metasedimenten. K-halten i totalkemianalys av Härnögnejs enligt Lundqvist et al., 1990, varierar mellan 2% och 6%. Provtagningen har i detta fall varit annorlunda eftersom de tidigare analyserna är gjorda från genomsnittliga prov tagna i en hällyta, medan enklaverna är "provtagna" av magman. Materialet för totalkemianalys har varit begränsat och endast två gnejser och två välavgränsade enklaver har analyserats. Dessa följer i stort tidigare analyser av Härnögnejs, men en av enklaverna skiljer sig från de andra analyserna, med bla höga Ba- och K-halter. Med en större mängd enklavmaterial skulle det kunna utredas om dessa skillnader är tillfälliga för just denna enklav, eller om fler enklaver visar samma

avvikelser från den regionalt anstående gnejsen.

I detta examensarbete har materialet för SEM-analyser och totalkemianalyser varit begränsat. Tolkningarna har gjorts utifrån de resultat som erhållits. Om materialet varit mer omfattande skulle resultaten kunna påverkas och därmed leda till andra tolkningar och slutsatser. Analysresultaten av materialet i detta examensarbete visar bl.a. att sammansättningen varierar i "spökenklavernas" plagioklasmegakrister, medan Själevadgranitens plagioklasmegakrister har en konstant sammansättning. För att testa denna hypotes behövs en större mängd material från fler lokaler.

Efter att analysresultaten korrigerats för Na-förlust återstår stökiometriska fel i analyserna som leder till fel i Ca/Al förhållandet i plagioklasen (Fig. 28, 29). Dessa fel är systematiska, vilket innebär att det finns ett linjärt samband mellan Ca-minskning och Al-ökning. Därför påverkar inte dessa fel tolkningarna och slutsatserna, utan den plagioklas som analyserats som anortitrikare är också det. Däremot finns de tillfälliga felen som kan påverka resultaten. Analysresultat med stora tillfälliga fel har tagits bort så att de återstående analyserna har tillfälliga fel som ligger under 2-3 relativa procent.

Slutsatser

- Tre olika graniter har identifierats i karteringsområdet. I överensstämmelse med Lundqvist et al. (1990) och Lindh (under pressläggning a) är Själevadgraniten äldre än Härnögraniten. Bergomgraniten är förmodligen yngre än Själevadgraniten, men dess åldersförhållande lämnas öppet för fortsatta studier.
- Gnejsen söder om granitmassivet har lokalt påvisat ganska markanta skillnader i metamorfosgrad.
- Pegmatiter förekommer rikligt i alla tre graniterna. Pegmatit uppträder både som gångar och är massivbildande. Bergomgraniten är nära associerad med massivpegmatit.

- Själevadgraniten innehåller flest enkla-ver, vilket här föreslås bero på att den kristalliserat på ett större djup än de andra två graniterna.

- Gnejsenklaver är de vanligast förekommande enklaverna. De uppträder från att vara "spöklika" till att vara välavgränsade, där de "spöklika" lösts upp och kristalliserat om tillsammans med granitmagman. "Spöklika" enkla-ver förekommer endast i Själevadgraniten.

- De "spöklika" enklaverna innehåller fältspatmegakrister som här föreslås ha kristalliserat *in situ* i en blandning av granit- och enklavmaterial.

- De välavgränsade enklaverna har inte haft något utbyte med graniten, men har troligen påverkats av kontaktmetamorfos.

Tack

Ett stort tack till min handledare Anders Lindh för konstruktiv kritik och hjälp med allt möjligt under arbetets gång. Tack till Rikard Anehus för tillverkning av tunnslipen. Tack till Zoltan Solyom för preparering av prover till kemiska analyser. Tack till Takeshi Miazuyazu för hjälp med elektronmikroskopet. Tack till övrig personal och de studenter på geologiska institutionen i Lund som har hjälpt mig på olika sätt i mitt arbete. Sist men inte minst, tack till Victoria Vollert och Christian Lundvall för hjälp under fältarbetet.

Referenser

- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research* 95, 17474-17756.
- Baker, G., Gordon, A. & Rowe, D.D., 1938. Granite and granodiorite at Powelltown, Victoria, and their relationships. *Proceedings of the Royal Society of Victoria* 51, 31-43.
- Claesson, S. & Lundqvist, T., 1995. Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos* 36, 115-140.

- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* 61, 1-18.
- Davidsson, J.P., De Silva S.L., Holden P. & Halliday A.N., 1990. Small-scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host. *Journal of Geophysical Research* 95, 17661-17675.
- Didier, J., 1973. Granites and their enclaves. *Elsevier* Amsterdam, 393 s.
- Didier, J. & Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites-Nomenclature. 19-32 i Didier, J., Barbarin, B., Enclaves and granite petrology. *Elsevier*. Amsterdam, 625 s.
- Elburg, M.A., 1996. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Lithos* 38, 1-22
- Gaál, G. & Gorbatshev G., 1987. An Outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 35, 15-52.
- Högdahl, K. & Sjöström, H., 2000. Timing of emplacement of a postorogenic Revsund (?) granitoid in central Sweden. Eide, E. (Ed.), 24. Nordiske Geologiske Vintermøte. *Geonytt*, Trondheim, 88.
- Korja, A., Heikkinen, P. & Aaoro, S., 2001. Crustal structure of the northern Baltic sea palaeorift. *Tectonophysics* 331, 341-358.
- Lindh, A., under pressläggning a. Occurrence of chemically distinct granites as a composite intrusion, an example from East Central Sweden. *Lithos*.
- Lindh, A., under pressläggning b. Die Granitoide des Bottnischen Beckens, Zentralschweden. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*.
- Lindh, A. & Johansson, I., Rapakivi granites of the Baltic Shield; the Nordingrå granite, its chemical variation and Sm-Nd isotope composition. *Neus Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen* 170, 291-312.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000. Sveriges geologi från urtid till nutid. *Studentlitteratur* Lund, 532 s.
- Lundbohm, Hj., 1899. Praktiskt geologiska undersökningar inom Vesternorrlands län. II Berggrunden. Med två kartor i skalorna 1:500000 resp. 1:100000. – *Sveriges Geologiska Undersökning C177*.
- Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, L. & Kresten, P., 1990. Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län, *Sveriges Geologiska Undersökning. Ba 31*.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Nironen, M., 1997. The Svekofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian research* 86, 21-44.
- Sobral, J., 1913. Contributions to the geology of the Nordingrå region. *Almqvist & Wiksell boktryckeri AB* Uppsala, 178 s.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales* 116, 77-103.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95, 17849-71859.
- Vernon, R.H., Etheridge M.E. & Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22, 1-11.
- Waight T.E., Maas R. & Nicholls I.A. 2000. Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 227-239.
- Waight, T.E., Dean, A.A., Maas, R. & Nicholls, I.A., 2000. Sr and Nd isotopic investigations towards the origin of feld-

spar megacrysts in microgranular enclaves in two I-type plutons of the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 1105-1112.

Wood, D.A., 1979. A variable veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology* 7, 499-503.

Yardley, B.W.D., 1989. An introduction to metamorphic petrology. *Longman Earth Science series 67* London, 248 s.

Tabell 1: Plagioklasens sammansättning i gnejs från sidoberg, beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust. Albitkanter är kursiverade.

slip	G1:pl1a	G1:pl1b	G1:pl2a	G1:pl2b	G1:pl3a	G1:pl3b	G2:pl1	G2:pl2	G2:pl3a	G2:pl3b	G2:pl3c
%Na ₂ O	7.83	8.83	8.75	9.06	8.55	8.80	6.20	6.98	6.25	6.27	6.41
%SiO ₂	64.83	67.12	66.27	67.98	67.17	67.48	60.13	62.51	60.39	60.14	60.49
%K ₂ O	1.05	0.09	0.13	0.07	0.01	0.06	0.17	0.02	0.10	0.18	0.11
%FeO	0.33	0.10	0.08	0.12	-0.01	0.06	0.06	0.07	0.02	0.02	0.26
%Al ₂ O ₃	19.48	19.20	19.12	19.31	18.96	19.12	23.47	21.94	23.85	23.67	22.01
%CaO	0.27	0.34	0.26	0.23	0.12	0.15	5.88	4.08	6.26	6.07	4.69
tot.oxid%	93.44	95.27	94.33	96.34	94.37	95.32	95.6	95.4	96.6	96.0	93.7
add. Na	3.15	2.45	2.55	2.45	2.85	2.65	1.50	1.85	1.25	1.30	1.85
tot.oxid%	96.98	98.14	97.16	99.22	97.65	98.32	97.41	97.45	98.13	97.64	95.84
korr. summa											
Na	0.97	0.97	0.99	0.98	0.99	0.99	0.68	0.77	0.66	0.67	0.74
Si	2.95	2.99	2.98	2.99	3.00	3.00	2.74	2.83	2.73	2.73	2.79
K	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	1.04	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.26	1.17	1.27	1.27	1.20
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.29	0.20	0.30	0.30	0.23
∑ 8-koord	1.04	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	0.98	0.97	0.97	0.97	0.98
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	5.04	5.00	5.01	5.00	4.99	5.00	4.98	4.97	4.97	4.97	4.98
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	0.04	-0.01	0.00	-0.01	-0.01	0.00	-0.02	-0.03	-0.03	-0.03	-0.02

slip	G2:pl4a	G2:pl4b	G2:pl5a	G2:pl5b	G2:pl6a	G2:pl6b	G2:pl7a	G2:pl7b	G2:pl8a	G2:pl8b	G3:pl1a
%Na ₂ O	6.13	7.02	6.38	7.80	6.10	7.26	6.27	5.91	6.23	7.11	5.76
%SiO ₂	60.62	64.72	60.81	66.11	60.88	63.80	60.90	60.23	60.70	64.70	59.60
%K ₂ O	0.12	0.28	0.11	0.05	0.23	0.56	0.17	0.10	0.32	1.60	0.23
%FeO	0.23	0.22	0.01	0.12	-0.04	0.03	0.01	0.13	-0.01	0.03	0.08
%Al ₂ O ₃	23.50	21.95	23.78	20.37	24.37	22.15	24.02	23.77	24.03	21.17	24.54
%CaO	5.83	3.36	6.06	1.69	6.45	3.02	6.13	6.57	6.04	2.12	6.90
tot.oxid%	95.94	97.19	96.72	95.76	97.63	96.25	97.17	96.08	97.18	96.42	96.77
add. Na	1.75	2.50	1.30	2.75	3.15	2.45	2.55	2.45	2.85	2.65	1.40
tot.oxid%	98.20	100.07	98.46	98.91	99.39	99.31	98.94	97.96	98.80	99.10	98.51
korr. summa											
Na	0.69	0.81	0.67	0.91	0.65	0.84	0.67	0.63	0.67	0.82	0.63
Si	2.74	2.85	2.74	2.93	2.72	2.84	2.73	2.73	2.73	2.89	2.69
K	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.09	0.01
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.25	1.14	1.26	1.06	1.28	1.16	1.27	1.27	1.27	1.11	1.31
Ca	0.28	0.16	0.29	0.08	0.31	0.14	0.29	0.32	0.29	0.10	0.33
∑ 8-koord	0.98	0.99	0.97	0.99	0.97	1.02	0.98	0.95	0.98	1.01	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.98	4.99	4.97	4.99	4.97	5.02	4.98	4.95	4.98	5.01	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.02	-0.01	-0.03	-0.01	-0.03	0.02	-0.02	-0.05	-0.02	0.01	-0.02

slip	G3:pl1b	G3:pl2a	G3:pl2b	G3:pl3a	G3:pl3b	G3:pl4	G3:pl5a	G3:pl5b
%Na ₂ O	5.80	6.02	5.69	5.58	5.62	5.75	5.90	5.84
%SiO ₂	59.16	59.27	59.61	59.39	59.67	59.31	59.28	58.82
%K ₂ O	0.14	0.23	0.24	0.16	0.17	0.25	0.16	0.28
%FeO	0.11	0.15	0.09	0.06	0.15	0.10	0.08	0.11
%Al ₂ O ₃	24.69	24.50	24.73	24.69	24.44	24.33	24.47	24.47
%CaO	7.08	6.96	6.96	7.25	6.88	6.98	6.96	7.07
tot.oxid%	96.62	96.75	97.11	96.62	96.60	96.17	96.68	96.37
add. Na	1.35	1.10	1.51	1.35	1.60	1.20	1.20	1.10
tot.oxid%	98.34	98.25	98.84	98.48	98.54	97.93	98.06	97.70
korr. summa								
Na	0.63	0.63	0.63	0.61	0.63	0.61	0.62	0.61
Si	2.68	2.69	2.68	2.68	2.69	2.69	2.69	2.68
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.32	1.31	1.31	1.31	1.30	1.30	1.31	1.31
Ca	0.34	0.34	0.34	0.35	0.33	0.34	0.34	0.35
∑ 8-koord	0.98	0.98	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.98	4.98	4.98	4.97	4.97	4.97	4.97	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.02	-0.02	-0.02	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03

Tabell 2: Matrixplagioklasens sammansättning i Själevadgranit, beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust. De punkter som analyserats som albitkanter är kursiverade.

slip	Sj1:pl1a	Sj1:pl1b	Sj1:pl2a	Sj1:pl2b	Sj1:pl3a	Sj1:pl3b	Sj2:pl1a	Sj2:pl2a	Sj2:pl2b	Sj3:pl1a	Sj3:pl1b
%Na ₂ O	5.93	5.74	6.01	5.92	5.95	5.61	5.60	5.04	5.00	6.11	6.39
%SiO ₂	58.97	58.78	59.45	59.36	59.40	59.12	58.74	56.90	56.14	60.76	60.83
%K ₂ O	0.16	0.18	0.23	0.14	0.37	0.22	0.13	0.10	0.14	0.29	0.33
%FeO	0.13	0.16	0.04	0.07	0.12	0.10	0.08	0.06	0.06	-0.07	0.03
%Al ₂ O ₃	24.19	24.37	24.29	24.53	24.75	25.01	24.26	25.16	25.42	23.79	23.67
%CaO	6.79	7.02	6.85	7.09	7.02	7.37	7.03	8.22	8.77	6.06	6.00
tot.oxid%	95.78	96.04	96.55	96.77	97.26	97.04	95.42	95.22	95.21	96.70	96.86
add. Na	1.20	1.25	1.05	1.10	1.15	1.35	1.30	1.15	0.70	1.45	1.15
tot.oxid%	97.37	97.51	97.92	98.20	98.77	98.79	97.15	96.63	96.24	98.38	98.40
korr. summa											
Na	0.63	0.62	0.62	0.62	0.62	0.61	0.61	0.55	0.51	0.66	0.66
Si	2.69	2.68	2.70	2.69	2.68	2.67	2.69	2.63	2.61	2.74	2.74
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.30	1.31	1.30	1.31	1.32	1.33	1.31	1.37	1.39	1.26	1.26
Ca	0.33	0.34	0.33	0.34	0.34	0.36	0.34	0.41	0.44	0.29	0.29
∑ 8-koord	0.97	0.97	0.97	0.97	0.98	0.98	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.97	4.97	4.97	4.97	4.98	4.98	4.97	4.97	4.96	4.97	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.02	-0.02	-0.03	-0.03	-0.04	-0.03	-0.03

slip	Sj3:pl2a	Sj3:pl2b	Sj3:pl2c	Sj4:pl1a	Sj4:pl1b	Sj4:pl1c	Sj4:pl2a	Sj4:pl2b	Sj4:pl2c
%Na ₂ O	8.22	5.85	5.76	5.64	7.12	5.39	4.98	7.40	4.82
%SiO ₂	66.02	59.64	59.80	58.73	63.66	58.14	56.87	64.23	57.17
%K ₂ O	0.16	0.20	0.21	0.17	0.23	0.27	0.13	0.68	0.20
%FeO	0.04	0.05	0.07	0.07	-0.03	0.03	0.07	-0.01	0.04
%Al ₂ O ₃	20.71	24.34	24.48	25.41	21.49	24.87	25.53	21.78	26.18
%CaO	1.80	6.72	6.99	7.94	2.77	7.86	8.74	2.54	9.14
tot.oxid%	96.68	96.50	96.98	97.42	94.93	96.15	95.81	96.26	97.33
add. Na	2.30	1.40	1.30	0.95	2.70	0.90	0.85	2.60	0.90
tot.oxid%	99.26	98.21	98.61	98.91	97.95	97.47	97.17	99.23	98.45
korr. summa									
Na	0.90	0.64	0.62	0.58	0.86	0.56	0.52	0.86	0.50
Si	2.92	2.70	2.70	2.65	2.86	2.66	2.61	2.86	2.60
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.08	1.30	1.30	1.35	1.14	1.34	1.38	1.14	1.40
Ca	0.09	0.33	0.34	0.38	0.13	0.38	0.43	0.12	0.44
∑ 8-koord	1.00	0.97	0.97	0.97	1.00	0.96	0.96	1.02	0.96
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	5.00	4.97	4.97	4.97	5.00	4.96	4.96	5.02	4.96
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	0.00	-0.03	-0.03	-0.03	0.00	-0.04	-0.04	0.02	-0.04

Tabell 3: Megakristplagioklasens sammansättning i Själevadgranit, beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust.

slip	Sj1:pl1a	Sj1:pl1b	Sj1:pl1c	Sj1:pl1d	Sj1:pl1e	Sj1:pl1f	Sj1:pl1g	Sj1:pl1h	Sj1:pl1i	Sj1:pl1j	Sj1:pl1k
%Na ₂ O	5.54	5.56	5.70	5.35	5.41	5.74	5.96	5.66	5.83	5.86	5.73
%SiO ₂	59.08	59.45	59.10	59.01	58.84	59.89	60.55	59.74	60.32	58.93	59.61
%K ₂ O	0.16	0.20	0.20	0.25	0.18	0.15	0.19	0.16	0.11	0.07	0.14
%FeO	0.15	0.07	-0.02	0.13	0.08	0.11	0.09	0.10	0.12	0.08	0.05
%Al ₂ O ₃	24.83	25.07	25.11	25.10	25.67	24.76	24.60	24.98	24.51	24.79	24.84
%CaO	7.47	7.57	7.82	7.89	8.10	7.16	6.87	7.42	7.02	7.68	7.17
tot.oxid%	96.86	97.39	97.51	97.28	97.69	97.48	98.09	97.72	97.47	97.10	97.34
add. Na	1.25	1.20	0.80	1.06	1.15	1.35	1.31	1.25	1.30	0.70	1.36
tot.oxid%	98.50	99.13	98.70	98.81	99.42	99.18	99.56	99.31	99.22	98.12	98.90
korr. summa											
Na	0.60	0.59	0.57	0.56	0.57	0.62	0.63	0.60	0.62	0.58	0.62
Si	2.67	2.67	2.67	2.66	2.64	2.69	2.70	2.68	2.70	2.67	2.68
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.32	1.33	1.33	1.33	1.36	1.31	1.29	1.32	1.29	1.32	1.32
Ca	0.36	0.36	0.38	0.38	0.39	0.34	0.33	0.36	0.34	0.37	0.35
∑ 8-koord	0.97	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97	0.96	0.95	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.97	4.96	4.96	4.96	4.97	4.97	4.97	4.97	4.96	4.95	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.04	-0.05	-0.03

slip	Sj1:pl1l	Sj1:pl1m	Sj3:pl1a	Sj3:pl1b	Sj3:pl1c	Sj3:pl1d	Sj3:pl1e	Sj3:pl1f	Sj3:pl1g	Sj3:pl1h
%Na ₂ O	5.83	6.04	6.19	6.25	5.97	5.88	5.84	5.70	5.91	6.10
%SiO ₂	59.57	59.57	60.70	59.68	60.25	59.67	60.33	60.29	60.24	60.45
%K ₂ O	0.16	0.23	0.17	0.20	0.26	0.30	0.27	0.22	0.21	0.21
%FeO	-0.01	0.05	0.06	0.04	0.02	0.01	-0.04	0.04	0.08	0.14
%Al ₂ O ₃	24.79	24.84	23.27	23.56	23.52	23.71	23.45	23.96	23.99	23.73
%CaO	7.42	7.30	5.60	6.17	6.05	6.33	6.00	6.32	6.45	6.00
tot.oxid%	97.71	97.75	95.73	95.72	95.56	95.44	95.48	96.38	96.63	96.27
add. Na	0.95	0.85	1.70	1.15	1.50	1.35	1.60	1.75	1.45	1.60
tot.oxid%	98.71	98.87	97.70	97.05	97.57	97.24	97.45	98.29	98.33	98.24
korr. summa										
Na	0.59	0.60	0.69	0.66	0.66	0.64	0.66	0.65	0.64	0.67
Si	2.68	2.68	2.75	2.73	2.74	2.72	2.74	2.72	2.72	2.73
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.32	1.32	1.24	1.27	1.26	1.28	1.26	1.28	1.28	1.26
Ca	0.36	0.35	0.27	0.30	0.29	0.31	0.29	0.31	0.31	0.29
∑ 8-koord	0.96	0.97	0.98	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.98
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.96	4.97	4.98	4.97	4.97	4.97	4.96	4.97	4.97	4.98
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.04	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.04	-0.03	-0.03	-0.02

Tabell 4: Plagioklasens sammansättning i välavgränsade enklaer, beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust. Albitkanter är kursiverade.

slip	Ve1:pl1	Ve1:pl2a	Ve1:pl2b	Ve1:pl3a	Ve1:pl3b	Ve1:pl4	Ve2:pl1a	Ve2:pl1b	Ve2:pl2a	Ve2:pl2b	Ve2:pl3
%Na ₂ O	5.79	6.11	6.28	5.89	7.77	6.16	5.71	8.71	5.70	5.94	5.91
%SiO ₂	59.40	61.44	61.02	59.69	64.32	60.51	58.89	68.69	59.24	59.67	58.98
%K ₂ O	0.18	0.19	0.28	0.23	0.18	0.20	0.24	0.05	0.25	0.32	0.10
%FeO	0.09	0.09	0.04	0.16	0.13	0.09	0.10	0.04	0.06	0.07	0.17
%Al ₂ O ₃	24.12	23.13	23.11	24.25	21.22	24.71	23.95	19.52	24.09	23.77	23.84
%CaO	6.86	5.99	4.53	6.79	2.45	6.70	6.62	0.38	6.66	6.59	6.58
tot.oxid%	96.02	96.45	95.08	96.70	95.63	98.18	95.21	96.83	95.57	95.91	95.25
add. Na	1.20	1.25	2.60	1.25	2.35	1.35	1.40	2.7	1.45	1.05	1.30
tot.oxid%	97.65	98.20	97.87	98.27	98.43	99.73	96.92	100.10	97.45	97.41	96.88
korr. summa											
Na	0.62	0.64	0.78	0.63	0.88	0.65	0.63	0.96	0.63	0.62	0.64
Si	2.70	2.77	2.76	2.70	2.88	2.70	2.70	3.00	2.70	2.72	2.71
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	1.29	1.23	1.23	1.29	1.12	1.30	1.30	1.00	1.30	1.28	1.29
Ca	0.33	0.29	0.22	0.33	0.12	0.32	0.33	0.02	0.33	0.32	0.32
∑ 8-koord	0.96	0.94	1.02	0.97	1.01	0.98	0.97	0.99	0.97	0.96	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.96	4.94	5.02	4.97	5.01	4.98	4.97	4.99	4.97	4.96	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.04	-0.06	0.02	-0.03	0.01	-0.02	-0.03	-0.01	-0.03	-0.04	-0.03

slip	Ve2:pl4a	Ve2:pl4b	Ve3:pl1a	Ve3:pl1b	Ve3:pl2a	Ve3:pl2b	Ve3:pl2c	Ve3:pl3a	Ve3:pl3b	Ve3:pl4	Ve3:pl5a
%Na ₂ O	5.85	5.69	4.87	4.91	5.47	5.68	5.08	5.59	4.31	5.62	5.30
%SiO ₂	58.81	58.35	56.07	56.83	58.35	58.04	56.83	58.94	54.19	58.34	56.94
%K ₂ O	0.22	0.18	0.15	0.15	0.22	0.23	0.18	0.18	0.14	0.20	0.18
%FeO	0.07	0.21	0.17	0.09	0.05	0.26	0.16	0.28	0.07	0.04	0.07
%Al ₂ O ₃	23.85	24.17	26.12	25.86	24.25	23.84	25.41	24.62	26.93	24.31	25.42
%CaO	6.66	7.13	9.40	8.88	6.99	6.74	8.48	7.26	10.66	7.14	8.68
tot.oxid%	95.11	95.31	96.34	96.65	94.97	94.38	95.85	96.45	96.02	95.39	96.25
add. Na	1.16	1.10	0.60	0.95	1.40	1.30	0.95	1.35	0.20	1.15	0.45
tot.oxid%	96.62	96.85	97.40	97.68	96.73	96.12	97.11	98.25	96.52	96.81	97.04
korr. summa											
Na	0.62	0.61	0.49	0.52	0.61	0.63	0.54	0.61	0.05	0.60	0.51
Si	2.71	2.68	2.58	2.60	2.68	2.69	2.62	2.67	2.52	2.68	2.62
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.29	1.31	1.42	1.40	1.31	1.30	1.38	1.32	1.48	1.32	1.38
Ca	0.33	0.35	0.46	0.44	0.34	0.33	0.42	0.35	0.53	0.35	0.43
∑ 8-koord	0.97	0.97	0.96	0.96	0.97	0.98	0.97	0.97	0.95	0.97	0.95
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.97	4.97	4.96	4.96	4.97	4.98	4.97	4.97	4.95	4.97	4.95
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03	-0.02	-0.03	-0.03	-0.05	-0.03	-0.05

slip	Ve3:pl5b	Ve3:pl5c	Ve4:pl1a	Ve4:pl1b	Ve4:pl2a	Ve4:pl2b	Ve4:pl3a	Ve4:pl3b
%Na ₂ O	3.41	4.46	6.45	6.62	6.55	6.71	6.51	6.82
%SiO ₂	51.82	55.25	62.00	62.23	61.97	63.59	62.62	64.18
%K ₂ O	0.13	0.12	0.16	0.19	0.22	0.12	0.19	0.19
%FeO	0.13	0.09	0.12	0.23	0.09	0.23	0.13	0.36
%Al ₂ O ₃	28.89	27.00	23.07	22.00	23.40	22.17	23.15	22.37
%CaO	12.72	10.27	5.09	4.10	5.47	3.93	4.98	3.87
tot.oxid%	96.64	96.97	96.44	95.02	97.48	96.41	97.26	97.34
add. Na	0.05	0.55	1.90	2.20	1.50	2.45	2.00	2.55
tot.oxid%	97.16	97.74	98.80	97.58	99.22	99.22	99.58	100.36
korr. summa								
Na	0.31	0.45	0.73	0.77	0.70	0.79	0.73	0.80
Si	2.41	2.54	2.78	2.82	2.77	2.83	2.78	2.83
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	1.58	1.46	1.22	1.17	1.23	1.16	1.21	1.16
Ca	0.63	0.51	0.24	0.20	0.26	0.19	0.24	0.18
∑ 8-koord	0.95	0.96	0.98	0.98	0.97	0.98	0.98	0.99
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.95	4.96	4.98	4.98	4.97	4.98	4.98	4.99
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.04	-0.04	-0.02	-0.02	-0.03	-0.02	-0.02	-0.01

slip	Ve5:pl1a	Ve5:pl1b	Ve5:pl1c	Ve5:pl2a	Ve5:pl2b	Ve5:pl3
%Na ₂ O	6.08	8.37	6.06	5.91	6.73	5.91
%SiO ₂	59.35	65.77	59.42	59.12	60.71	58.65
%K ₂ O	0.25	0.30	0.21	0.19	0.19	0.26
%FeO	0.12	0.19	0.08	0.13	0.29	0.06
%Al ₂ O ₃	24.04	19.47	24.00	24.26	22.09	23.73
%CaO	6.43	0.86	6.52	6.75	4.52	6.44
tot.oxid%	96.01	94.59	96.03	96.19	94.24	94.54
add. Na	1.30	2.40	1.20	1.30	1.70	1.25
tot.oxid%	97.59	97.37	97.50	97.66	96.26	96.30
korr. summa						
Na	0.65	0.94	0.64	0.64	0.75	0.64
Si	2.70	2.96	2.71	2.69	2.79	2.71
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	1.29	1.03	1.29	1.30	1.20	1.29
Ca	0.31	0.04	0.32	0.33	0.22	0.32
∑ 8-koord	0.98	1.00	0.97	0.98	0.99	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.98	5.00	4.97	4.98	4.99	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.02	0.00	-0.03	-0.02	-0.01	-0.03

Tabell 5: Plagioklasens sammansättning i enklaver som utgör ett mellanting mellan välavgränsade och "spöklika", beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust. Albitkanter är kursiverade.

slip	Me1:pl1a	Me1:pl1b	Me1:pl2a	Me1:pl2b	Me1:pl3a	Me1:pl3b	Me1:pl4	Me1:pl5
%Na ₂ O	5.40	5.61	5.53	5.92	5.50	5.37	5.44	5.87
%SiO ₂	58.26	58.64	58.40	59.66	58.21	57.90	59.78	59.91
%K ₂ O	0.16	0.10	0.17	0.23	0.18	0.20	0.15	0.29
%FeO	0.08	0.01	0.04	0.08	0.15	0.05	0.09	0.16
%Al ₂ O ₃	25.17	24.27	24.91	24.08	25.55	25.73	24.52	24.36
%CaO	7.79	7.05	7.72	6.82	8.10	8.41	6.96	6.71
tot.oxid%	96.67	95.29	96.43	96.39	97.25	97.48	96.52	96.85
add. Na	1.25	1.30	1.00	1.05	1.05	0.85	1.70	1.40
tot.oxid%	98.11	96.97	97.77	97.85	98.75	98.52	98.65	98.72
korr. summa								
Na	0.59	0.61	0.58	0.61	0.57	0.55	0.62	0.64
Si	2.65	2.69	2.66	2.71	2.63	2.62	2.69	2.70
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al	1.35	1.31	1.34	1.29	1.36	1.37	1.30	1.29
Ca	0.38	0.35	0.38	0.33	0.39	0.41	0.34	0.32
∑ 8-koord	0.97	0.97	0.96	0.96	0.98	0.97	0.97	0.98
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.97	4.97	4.96	4.96	4.98	4.97	4.97	4.98
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03	-0.03	-0.03	-0.02

Tabell 6: Matrixplagioklasens sammansättning i "spöklika" enkaver, beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust. Albitkanter är kursiverade.

slip	Se1:pl1	Se1:pl2a	Se1:pl2b	Se1:pl3a	Se1:pl3b	Se1:pl3c	Se2:pl1	Se2:pl2
%Na ₂ O	5.97	6.20	8.46	6.21	8.23	6.19	6.13	6.27
%SiO ₂	60.53	61.25	67.23	61.48	67.11	60.96	59.79	59.62
%K ₂ O	0.23	0.16	0.06	0.25	0.14	0.23	0.21	0.15
%FeO	0.07	0.07	0.40	0.05	0.04	0.10	0.09	0.10
%Al ₂ O ₃	24.49	24.19	19.14	24.07	20.11	24.54	23.21	22.98
%CaO	6.91	6.40	0.41	6.14	0.98	6.66	5.81	5.65
tot.oxid%	97.885	97.908	95.338	97.822	96.173	98.343	94.78	94.36
add. Na	1.15	1.35	2.85	1.50	2.85	1.25	1.45	1.40
tot.oxid%	99.36	99.62	98.58	99.69	99.46	99.93	96.69	96.18
korr. summa								
Na	0.62	0.65	0.97	0.66	0.95	0.64	0.67	0.69
Si	2.71	2.73	2.98	2.74	2.95	2.71	2.74	2.75
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.29	1.27	1.00	1.26	1.04	1.29	1.25	1.25
Ca	0.33	0.31	0.02	0.29	0.05	0.32	0.29	0.28
∑ 8-koord	0.96	0.97	1.00	0.97	1.00	0.97	0.97	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.96	4.97	5.00	4.97	5.00	4.97	4.97	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.04	-0.03	0.00	-0.03	0.00	-0.03	-0.03	-0.03

slip	Se3:pl1a	Se3:pl1b	Se3:pl2a	Se3:pl2b	Se3:pl3	Se3:pl4a	Se3:pl4b	Se3:pl5a	Se3:pl5b	Se3:pl6a	Se3:pl6b
%Na ₂ O	5.45	8.34	6.08	5.78	5.55	5.63	5.66	5.89	6.04	5.87	6.02
%SiO ₂	58.73	66.23	60.23	58.95	58.01	58.18	58.27	59.10	59.76	59.51	59.21
%K ₂ O	0.22	0.12	0.49	0.27	0.14	0.29	0.24	0.12	0.08	0.21	0.14
%FeO	0.15	0.42	0.08	0.07	0.08	0.01	0.04	0.03	0.00	0.08	0.07
%Al ₂ O ₃	25.02	19.34	23.66	24.43	24.38	24.29	24.16	24.33	24.10	24.04	23.94
%CaO	7.66	0.45	5.49	6.99	7.44	7.16	7.12	7.04	6.65	6.65	6.71
tot.oxid%	96.82	94.70	95.73	96.27	95.25	95.27	95.20	96.11	96.17	96.00	95.83
add. Na	1.20	3.00	1.95	1.20	1.00	1.05	1.05	1.05	1.20	1.30	1.05
tot.oxid%	98.45	97.95	97.97	97.69	96.61	96.61	96.50	97.56	97.83	97.66	97.14
korr. summa											
Na	0.58	0.98	0.71	0.62	0.59	0.60	0.60	0.61	0.64	0.63	0.63
Si	2.66	2.96	2.73	2.69	2.67	2.68	2.69	2.69	2.71	2.71	2.71
K	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.34	1.02	1.26	1.31	1.32	1.32	1.31	1.31	1.29	1.29	1.29
Ca	0.37	0.02	0.27	0.34	0.37	0.35	0.35	0.34	0.32	0.32	0.33
∑ 8-koord	0.97	1.01	1.00	0.97	0.96	0.97	0.96	0.96	0.96	0.97	0.96
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.97	5.01	5.00	4.97	4.96	4.97	4.96	4.96	4.97	4.97	4.96
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	0.01	0.00	-0.03	-0.04	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03	-0.03	-0.04

Tabell 7: Megakristplagioklasens sammansättning i "spöklika" enklaver, beräknad på 8 syreatomer. Oxidprocent är okorrigerade och katjonförhållanden korrigerade för Na-förlust. Albitkanter är kursiverade.

slip	Se1:pl1a	Se1:pl1b	Se1:pl1c	Se1:pl1d	Se1:pl1e	Se1:pl1f	Se1:pl1g	Se1:pl1h	Se1:pl1i	Se1:pl1j
%Na ₂ O	6.42	6.33	6.33	6.50	8.20	6.37	7.36	6.85	5.784	5.63
%SiO ₂	61.02	61.06	60.89	61.65	66.59	61.18	65.46	64.40	60.427	60.01
%K ₂ O	0.18	0.07	0.22	0.20	0.08	0.23	0.09	0.08	0.187	0.19
%FeO	0.08	0.02	0.04	0.07	0.02	0.01	0.02	0.04	0.092	0.14
%Al ₂ O ₃	23.53	23.93	23.70	23.65	19.71	23.92	21.37	21.83	24.594	24.99
%CaO	5.84	6.12	6.16	5.61	0.89	6.15	2.77	3.78	7.041	7.32
tot.oxid%	96.67	97.38	96.93	97.51	94.98	97.53	97.39	97.32	98.46	98.61
add. Na	1.35	1.40	1.15	1.60	2.75	1.25	2.50	2.20	1.30	1.40
tot.oxid%	98.42	98.94	98.50	99.29	98.25	99.11	99.57	99.19	99.44	99.70
korr. summa										
Na	0.68	0.67	0.65	0.70	0.95	0.66	0.84	0.78	0.614	0.609
Si	2.75	2.74	2.74	2.75	2.96	2.74	2.89	2.86	2.701	2.680
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.011	0.011
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.003	0.005
Al	1.25	1.26	1.26	1.24	1.03	1.26	1.11	1.14	1.296	1.315
Ca	0.28	0.29	0.30	0.27	0.04	0.29	0.13	0.18	0.337	0.350
∑ 8-koord	0.97	0.97	0.96	0.98	0.99	0.97	0.98	0.96	0.962	0.970
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.000	4.000
tot. katjon	4.97	4.97	4.96	4.98	4.99	4.97	4.98	4.96	4.96	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	-0.03	-0.04	-0.02	-0.01	-0.03	-0.02	-0.04	-0.04	-0.03

slip	Se2:pl1a	Se2:pl1b	Se2:pl1c	Se2:pl1d	Se2:pl1e	Se2:pl1f	Se2:pl1g	Se2:pl1h	Se2:pl1i	Se2:pl1j	Se2:pl1k
%Na ₂ O	5.66	7.03	5.65	5.90	6.14	6.13	5.44	5.95	6.49	6.54	6.26
%SiO ₂	58.81	62.85	58.46	59.68	59.70	59.79	57.79	59.50	62.12	61.53	59.71
%K ₂ O	0.15	0.49	0.22	0.19	0.15	0.18	0.17	0.17	0.14	0.38	0.19
%FeO	0.06	0.02	-0.01	0.05	-0.04	0.05	0.08	0.10	0.31	0.28	0.08
%Al ₂ O ₃	24.62	21.97	24.71	24.28	23.15	23.70	25.00	23.60	24.07	24.43	23.37
%CaO	7.23	2.96	7.51	6.73	5.96	6.33	7.81	6.17	5.69	5.87	5.97
tot.oxid%	96.20	94.99	96.19	96.61	94.66	95.81	95.98	95.11	98.61	98.64	95.13
add. Na	1.25	2.75	0.95	1.30	1.25	1.20	1.05	1.50	1.90	1.70	1.25
tot.oxid%	97.78	98.07	97.48	98.13	96.32	97.37	97.34	97.00	100.75	100.77	96.83
korr. summa											
Na	0.61	0.85	0.58	0.63	0.66	0.65	0.58	0.66	0.72	0.71	0.67
Si	2.68	2.83	2.67	2.70	2.75	2.72	2.65	2.72	2.74	2.72	2.74
K	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	1.32	1.17	1.33	1.30	1.25	1.27	1.35	1.27	1.25	1.27	1.26
Ca	0.35	0.14	0.37	0.33	0.29	0.31	0.38	0.30	0.27	0.28	0.29
∑ 8-koord	0.97	1.03	0.96	0.97	0.96	0.97	0.97	0.97	0.99	1.01	0.97
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	1.53	1.56	1.55	1.51	1.08	1.56	0.00	4.97	4.99	5.00	4.97
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	1.74	1.75	1.76	1.97	1.75	-1.00	-0.03	-0.01	0.00	-0.03

slip	Se2:pl1l	Se2:pl1m	Se2:pl1n	Se2:pl1o	Se2:pl1p
%Na ₂ O	5.59	5.81	6.37	5.75	6.31
%SiO ₂	58.10	58.91	60.25	58.90	60.18
%K ₂ O	0.23	0.20	0.18	0.14	0.19
%FeO	0.01	0.07	0.03	0.12	0.11
%Al ₂ O ₃	24.23	24.23	23.70	23.77	23.15
%CaO	7.14	7.03	6.19	6.61	5.85
tot.oxid%	94.74	95.83	96.49	94.68	95.31
add. Na	1.10	1.05	1.10	1.35	1.20
tot.oxid%	96.40	97.30	97.82	96.66	97.00
korr. summa					
Na	0.60	0.61	0.66	0.63	0.67
Si	2.68	2.69	2.73	2.71	2.75
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.32	1.31	1.27	1.29	1.25
Ca	0.35	0.34	0.30	0.33	0.29
∑ 8-koord	0.97	0.96	0.97	0.97	0.96
∑ tetra	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
tot. katjon	4.97	4.96	4.97	4.97	4.96
Al+Fe ³⁺ -Ca-1	-0.03	-0.04	-0.03	-0.03	-0.04

Tabell 8: Biotit- och kloritsammansättning i gnejs från sidoberg. Biotiten är räknad på 22 syreatomer och kloriten på 28. Oxidprocent och elementprocent.

slip	G1:kl1	G1:kl2	G2:bi1	G2:bi2	G2:bi3	G3:bi1	G3:bi2	G3:bi3
%MgO	11.53	11.50	7.97	7.99	7.65	8.60	8.65	8.53
%SiO ₂	25.45	25.29	34.30	34.39	34.26	35.68	35.88	35.39
%K ₂ O	0.10	0.02	10.10	10.34	10.33	10.32	10.50	10.40
%TiO ₂	0.13	-0.04	2.53	2.59	2.47	3.08	3.07	3.07
MnO	0.47	0.44	0.30	0.34	0.25	0.37	0.39	0.37
%FeO	27.95	29.15	21.50	21.09	21.19	22.33	21.74	21.75
%Al ₂ O ₃	20.08	19.90	17.93	18.10	18.18	15.95	15.76	16.17
tot.oxid %	85.76	86.23	94.73	94.95	94.18	96.22	95.87	95.61
Mg	3.77	3.76	1.86	1.86	1.79	1.98	2.00	1.97
Si	5.58	5.55	5.36	5.36	5.38	5.51	5.55	5.49
K	0.03	0.01	2.01	2.06	2.07	2.03	2.07	2.06
Ti	0.02	-0.01	0.30	0.30	0.29	0.36	0.36	0.36
Mn	0.09	0.08	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05
Fe	5.13	5.35	2.81	2.75	2.78	2.88	2.81	2.82
Al	5.19	5.15	3.30	3.32	3.36	2.90	2.87	2.96
Mg#	0.42	0.41	0.40	0.40	0.39	0.41	0.42	0.41
Al (tetra)	2.42	2.45	2.64	2.64	2.62	2.49	2.45	2.51
Al (okta)	2.77	2.70	0.66	0.68	0.74	0.41	0.42	0.45

Tabell 9: Biotitsammansättning i Själevadgranit. Biotiten är räknad på 22 syreatomer. Oxidprocent och elementprocent.

slip	Sj1:bi1a	Sj1:bi1b	Sj1:bi1c	Sj1:bi1d	Sj1:bi2a	Sj1:bi2b	Sj1:bi3a	Sj1:bi3b
%MgO	5.50	5.70	5.36	5.57	5.62	6.04	5.85	5.89
%SiO ₂	35.21	33.82	34.68	34.70	34.88	34.43	34.96	35.09
%K ₂ O	10.36	9.68	10.29	10.09	10.24	9.32	10.34	10.21
%TiO ₂	4.08	3.57	4.16	3.61	3.85	3.20	3.12	3.12
MnO	0.33	0.35	0.32	0.28	0.31	0.39	0.30	0.35
%FeO	27.29	27.43	27.72	27.19	27.34	28.03	26.99	27.31
%Al ₂ O ₃	15.13	15.06	14.94	15.20	15.04	15.33	15.52	15.73
tot.oxid %	97.85	95.52	97.33	96.72	97.29	96.60	96.98	97.74
Mg	1.28	1.36	1.26	1.31	1.32	1.42	1.37	1.37
Si	5.49	5.41	5.45	5.47	5.48	5.43	5.49	5.47
K	2.06	1.98	2.06	2.03	2.05	1.88	2.07	2.03
Ti	0.48	0.43	0.49	0.43	0.46	0.38	0.37	0.37
Mn	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05
Fe	3.56	3.67	3.65	3.59	3.59	3.70	3.55	3.56
Al	2.78	2.84	2.77	2.83	2.78	2.85	2.87	2.89
Mg#	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28
Al (tetra)	2.51	2.59	2.55	2.53	2.52	2.57	2.51	2.53
Al (okta)	0.27	0.25	0.22	0.30	0.26	0.29	0.36	0.36

slip	Sj2:bi1	Sj2:bi2	Sj3:bi1a	Sj3:bi1b	Sj4:bi1	Sj4:bi2
%MgO	5.42	5.07	7.36	7.31	6.98	7.06
%SiO ₂	34.62	32.12	34.86	34.33	35.31	35.74
%K ₂ O	10.34	9.64	10.36	9.99	10.25	10.25
%TiO ₂	3.34	2.95	2.98	3.05	3.47	3.58
MnO	0.33	0.28	0.33	0.30	0.35	0.30
%FeO	24.79	24.39	22.90	22.46	24.23	24.52
%Al ₂ O ₃	18.52	17.56	16.75	16.17	15.82	16.18
tot.oxid %	95.52	93.74	97.22	92.31	96.52	97.82
Mg	1.71	1.73	1.25	1.24	1.62	1.62
Si	5.45	5.46	5.34	5.26	5.49	5.48
K	2.07	2.03	2.04	2.02	2.03	2.01
Ti	0.35	0.37	0.34	0.36	0.41	0.41
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
Fe	2.99	2.99	3.20	3.34	3.15	3.15
Al	3.09	3.03	3.37	3.38	2.90	2.92
Mg#	0.36	0.37	0.28	0.27	0.34	0.34
Al (tetra)	2.55	2.54	2.66	2.74	2.51	2.52
Al (okta)	0.53	0.50	0.71	0.64	0.40	0.41

Tabell 10: Biotit- och kloritsammansättning i välvgränsade enklover.
Biotiten är räknad på 22 syreatomer och kloriten på 28. Oxidprocent och elementprocent.

slip	Ve2:bi1a	Ve2:bi1b	Ve2:bi2a	Ve2:bi2b	Ve3:bi1	Ve3:bi2	Ve4bi1	Ve4:bi2	Ve4:kl1
%MgO	8.50	8.47	8.65	8.65	7.74	7.64	8.46	8.49	13.50
%SiO ₂	35.44	35.26	36.11	34.05	35.16	34.66	35.50	35.13	27.34
%K ₂ O	10.20	10.18	10.42	9.47	10.10	9.99	10.65	10.45	0.13
%TiO ₂	2.21	2.00	2.16	1.49	2.68	2.66	2.38	2.45	0.08
MnO	0.38	0.36	0.27	0.31	0.30	0.36	0.44	0.42	0.65
%FeO	23.00	22.65	22.88	22.92	22.29	22.74	20.83	21.14	28.02
%Al ₂ O ₃	14.74	14.80	15.15	14.96	16.38	16.35	18.43	18.68	18.69
tot.oxid %	94.40	93.38	95.65	91.84	94.88	94.42	96.55	97.10	88.24
Mg	2.01	2.02	2.01	2.10	1.81	1.80	1.92	1.92	4.27
Si	5.61	5.63	5.63	5.54	5.51	5.47	5.42	5.34	5.80
K	2.06	2.07	2.07	1.97	2.02	2.01	2.07	2.03	0.04
Ti	0.26	0.24	0.25	0.18	0.32	0.32	0.27	0.28	0.01
Mn	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.12
Fe	3.05	3.03	2.98	3.12	2.92	3.00	2.66	2.69	4.98
Al	2.75	2.79	2.78	2.87	3.03	3.04	3.31	3.35	4.68
Mg#	0.40	0.40	0.40	0.40	0.38	0.37	0.42	0.42	0.46
Al (tetra)	2.39	2.37	2.37	2.46	2.49	2.53	2.59	2.66	2.20
Al (okta)	0.36	0.42	0.41	0.41	0.54	0.52	0.73	0.69	2.48

Tabell 11: Biotit- och kloritsammansättning i "spöklika" enklaver och enklaver som utgör ett mellanting mellan "spöklika" och välavgränsade. Biotiten är räknad på 22 syreatomer och kloriten på 28. Oxidprocent och elementprocent.

slip	Se1:kl1a	Se1kl:1b	Se3:bi1	Se3:bi2	Me1:bi2	Me1:bi3a	Me1:bi3b
%MgO	8.38	8.36	6.43	6.00	5.65	5.61	5.61
%SiO ₂	26.12	25.63	32.25	33.96	34.75	35.10	35.16
%K ₂ O	0.28	0.14	7.84	10.12	10.09	10.11	10.18
%TiO ₂	0.23	0.27	2.77	3.34	3.94	3.46	3.69
MnO	0.54	0.57	0.31	0.32	0.37	0.39	0.37
%FeO	36.70	35.93	27.15	24.49	27.79	27.31	27.49
%Al ₂ O ₃	17.10	17.76	17.68	17.33	14.88	15.43	15.25
Mg	2.76	2.77	1.53	1.41	1.32	1.31	1.31
Si	5.78	5.69	5.16	5.35	5.45	5.49	5.48
K	0.08	0.04	1.60	2.03	2.02	2.02	2.03
Ti	0.04	0.05	0.33	0.40	0.47	0.41	0.43
Mn	0.10	0.11	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Fe	6.79	6.67	3.64	3.23	3.65	3.57	3.59
Al	4.46	4.65	3.34	3.22	2.75	2.84	2.81
Mg#	0.29	0.29	0.30	0.30	0.27	0.27	0.27
Al (tetra)	2.22	2.31	2.84	2.65	2.55	2.51	2.52
Al (okta)	2.23	2.34	0.50	0.56	0.21	0.33	0.29
tot.oxid %	89.31	88.59	94.36	95.53	97.49	97.45	97.83

Tabell 12: Huvudelementanalys av Härnögnejs och välvgränsade enklaver.

Prov	G1	G2	Ve2	Ve5
Mg#	48.84	45.61	43.21	47.2
SiO ₂	70.39	67.85	53.7	66.64
TiO ₂	0.54	0.57	0.72	0.58
Al ₂ O ₃	13.19	14.23	18.12	14.22
Fe ₂ O ₃	4.73	5.29	9.03	5.45
MnO	0.06	0.06	0.12	0.06
MgO	2.28	2.24	3.47	2.46
CaO	0.84	2.06	2.39	1.93
Na ₂ O	2.34	2.5	2.31	2.12
K ₂ O	3.14	2.71	7.98	4.66
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.1	0.19
LOI	2.35	1.76	1.22	1.36

Tabell 13: Spårelementsanalys/ppm av Härnögnejs och välvgränsade enklaver.

Prov	G1	G2	Ve2	Ve5
Ba	997	644	24441	881
Cs	4.2	9.1	7.8	7.3
Ga	16.3	18.2	25.8	18.2
Hf	4.1	4.0	3.5	4.3
Nb	8.7	9.2	13	10.9
Rb	144	128	195	189
Sn	2.0	2.0	4.0	2.0
Sr	107	209	227	189
Ta	0.9	0.8	0.9	0.7
Th	9.9	9.4	11.8	8.3
U	2.3	2.5	1.9	1.8
V	87	92	144	92
W	342	296	119	358
Zr	144	137	105	155
Y	20.8	21.9	25.5	17
La	31	30.4	32.2	28.4
Ce	65.6	62.5	54.1	60.3
Pr	7.34	7.07	7.24	6.95
Nd	28.7	25.5	25.1	26.7
Sm	5.2	4.8	5.0	5.4
Eu	1.19	1.32	1.86	1.16
Gd	3.92	4.13	4.71	4.02
Tb	0.64	0.7	0.77	0.59
Dy	3.77	3.86	4.4	3.18
Ho	0.67	0.72	0.84	0.56
Er	1.9	1.97	2.41	1.56
Tm	0.28	0.32	0.39	0.19
Yb	1.99	1.85	2.51	1.24
Lu	0.29	0.31	0.36	0.21

Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av stromboli-karaktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagerföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvagne - Luottalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granat-amfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimatoscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök.
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidigholocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvitträd sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petrophysical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian

- foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
 140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene-Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
 141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
 142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
 143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
 144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
 145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
 146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvatten-anläggningar i Simrishamns kommun.
 147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
 148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
 149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
 150. Malmborg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
 151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
 152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nordöstra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
 153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
 154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
 155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
 156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
 157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
 158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
 159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
 160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på grusand – en mineralogisk och textuell undersökning.
 161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierggaväggeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
 162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
 163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbritenheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
 164. Näsström, Helena, 2003: Klottedioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
 165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
 166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
 167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
 168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
 169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolit-komplex i Sylarna och Kebnekaise.
 170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett avfalls-upplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
 171. Ekestubbe, Jonas, 2004: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
 172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.