

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA



En studie av Källsjögranitens deformationsmönster
och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen

Magnus Ekdahl

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600693163

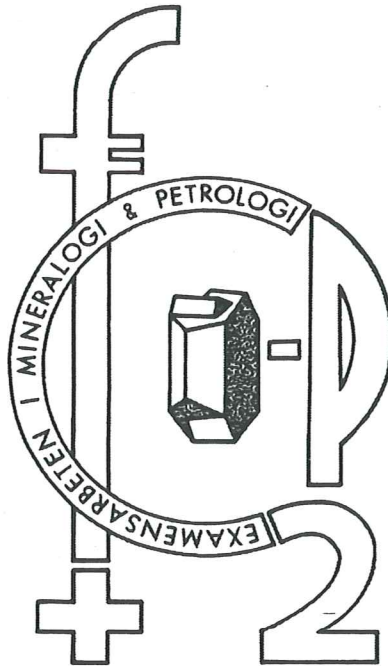
Lund 2001

Examensarbete, 20 p
Geologiska Institutionen, Lunds Universitet

Nr 132

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



**En studie av Källsjögranitens deformationsmönster
och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen**

Magnus Ekdahl

Innehållsförteckning

1 Inledning	4
1.1 Geografiskt område	4
1.2 Syfte och metoder	5
1.3 Bakgrund	5
2 Regionalgeologisk översikt och tidigare studier	5
2.1 Sydvästra Sveriges berggrund	5
2.2 Östra Segmentet	7
2.3 Ullaredszonen	9
3 Områdesbeskrivning av Källsjögraniten	9
3.1 Övergripande form och beskrivning	9
3.2 Linsformationer	12
3.3 Deformationsgrader	14
3.4 Foliation och sträckningslineation	15
3.5 Pegmatit- och leukosomstrukturer	15
3.6 Metabasiter	17
4 Petrografi-mikrotexturer	18
4.1 Källsjögraniten: sammanfattande beskrivning	18
4.1.1 Deformationsgrad 1	19
4.1.2 Deformationsgrad 2	19
4.1.3 Deformationsgrad 3	19
4.1.4 Deformationsgrad 4	21
4.1.5 Deformationsgrad 5	21
4.2 Tolkning av mikrotexturer och petrografi	22
4.3 Metabasiter	23
4.4 Sidognejs	24
5 Kinematiska indikatorer	24
5.1 Inledning	24
5.2 Porfyroklaster inom Källsjögraniten och angränsande gnejs	25
5.3 Asymmetriska veck och skjuvningsmönster	27
6 Diskussion	27
6.1 Regionalt sammanhang	27
6.2 Källsjögranitens heterogena deformationsmönster	29
6.3 Strukturgeologisk tolkning	30
6.4 Sen-Svekonorvegisk extension	31
6.5 Tektonisk utveckling	31
6.6 Chemenda-modellen	32
7 Slutsatser	34
8 Förslag till vidare studier	34
Tack	35
Referenser	36

**The Källsjö augen gneiss:
A study of deformation pattern and kinematic indicators
within the Ullared Deformation Zone**

MAGNUS EKDAHL

Ekdahl, M. 2001: The Källsjö augen gneiss: A study of deformation pattern and kinematic indicators within the Ullared Deformation Zone. M.Sc. thesis in geology at Lund University, Mineralogy och petrology. 20 points. Nr. 132, p. 38.

The Källsjö augen gneiss is one of many massifs in the Eastern Segment that has undergone deformation during Sveconorwegian orogeny (1.1-0.9 Ga). It is situated in the northeastern part of the Ullared Deformation Zone, a nearly 30 km long and 10 km wide deformation zone, stretching from the Mylonite zone southeast into the Eastern Segment. Based on well-preserved domains of nearly undeformed granites in the Eastern Segment, deformation structures and leucosome formation has previously been connected to Gotian orogeny (1.70-1.55 Ga). The deformation and structures presented in this paper as Sveconorwegian (Grenville-) orogeny (1.1-0.9 Ga) was earlier described as subordinate nature and mainly restricted to major shear zones. Rocks in the Ullared deformation zone is characterised by a heterogeneous deformation and metamorphic events under amphibolite and high-pressure granulite facies conditions. Eclogite relics have been exhumed from depths of 55 km or more.

The Källsjö massif is composed of coarse-grained, K-feldspar porphyroclastic granite to quartz monzonite in various strain states. A gradual change from nearly isotropic granite to mylonitic gneiss is observed on different scales, where lens-shaped domains of low strain is separated by anastomosing domains of high strain. The gneissic foliation in the Källsjö augen gneiss is concordant with the surrounding country rock gneisses, changing strike from NNW in the south to WNW and WSW in the north, following the z-shaped strike of the Ullared deformation zone. Along contacts to metabasitelenses the foliation is often folded and follows the shape of the lens.

Kinematic indicators are preferably represented by porphyroclast systems and S-C structures, which both show a top-to-the-east sense of shear. Boudinage structures and metrewide post-tectonic pegmatite dyke are evidence for E-W stretching/extension during the late stages of (Sveconorwegian) deformation.

Keywords: Granite, deformation, tectonic lenses, anastomosing, extension, kinematic indicators, Eastern Segment, Ullared, Sveconorwegian orogen.

Magnus Ekdahl, Department of Mineralogy and Petrology, Lund University, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sweden, e-mail mue@novell.geol.lu.se

En studie av Källsjögranitens deformationmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.

MAGNUS EKDAHL

Ekdahl, M. 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Mineralogi och petrologi. 20 poäng. Nr. 132, s. 38.

Källsjögraniten är en av flera Mesoproterozoiska granitkroppar inom Östra Segmentet som genomgått deformation under den Svekonorvegiska orogenesisen (1.1-0.9 Ga). Den ligger belägen i nordöstra delen av Ullaredszonen, en nära 30 km lång och 10 km bred deformationszon som sträcker sig från Myloitzonen i nordväst i sydöstlig riktning in i det Östra Segmentet. Förekomsten av välbevarade domäner av näst intill odeformerade granitisk textur, bidrog till att deformationsstrukturer och leukosomformationer tidigare tolkades tillhöra den Gotiska orogenen (1.70-1.55 Ga). Deformation och strukturer som presenteras i detta arbete som tillhörande Svekonorvegisk (Grenvillisk-) orogenes (1.1- 0.9 Ga), ansågs tidigare vara av underordnad karaktär och företrädesvis knutna till större skjuvzoner.

Bergarterna inom Ullaredszonen karaktäriseras av en heterogen deformation, och metamorfos i övre amfibolit- och högtrycksgranulitfacies. Delvis bevarade eklogiter har lyfts upp från > 55 km djup.

Källsjökroppen utgörs av en grovkornig, porfyroklastisk K-fältspatrik granit-kvartsmonzonit i olika deformationstillstånd. En successiv förändring från näst intill isotropisk granit till mylonitisk gnejs förekommer i olika skalor, där linsformade domäner av låg deformation är åtskilda av anastomoserande domäner av starkare deformation.

Foliationen inom Källsjögraniten är konkordant med den omgivande gnejsen och ändrar strykning från NNV i de södra delarna till VNV och VSV i de norra delarna. Denna förändring följer väl Ullaredszonens z-formade strykning. I kontakter till linser av metabasit är foliationen oftast veckad samt följer och draperar formen för linsen.

Kinematiska indikatorer är företrädesvis representerade av asymmetriska svansar runt kalifältspatporfyroklastiser och S-C strukturer, vilka båda uppvisar rörelse med toppen mot öst d.v.s. östvästlig sträckning/extension under slutstadiet av den senaste deformationen.

Nyckelord: Granit, deformation, tektoniska linser, anastomosering, extension, kinematiska indikatorer, Östra Segmentet, Ullared, Svekonorvegisk orogen.

Magnus Ekdahl, Geologiska Institutionen, Avdelning för Mineralogi och Petrologi, Sölvegatan 13, 223 62 Lund, e-mail mue@novell.geol.lu.se

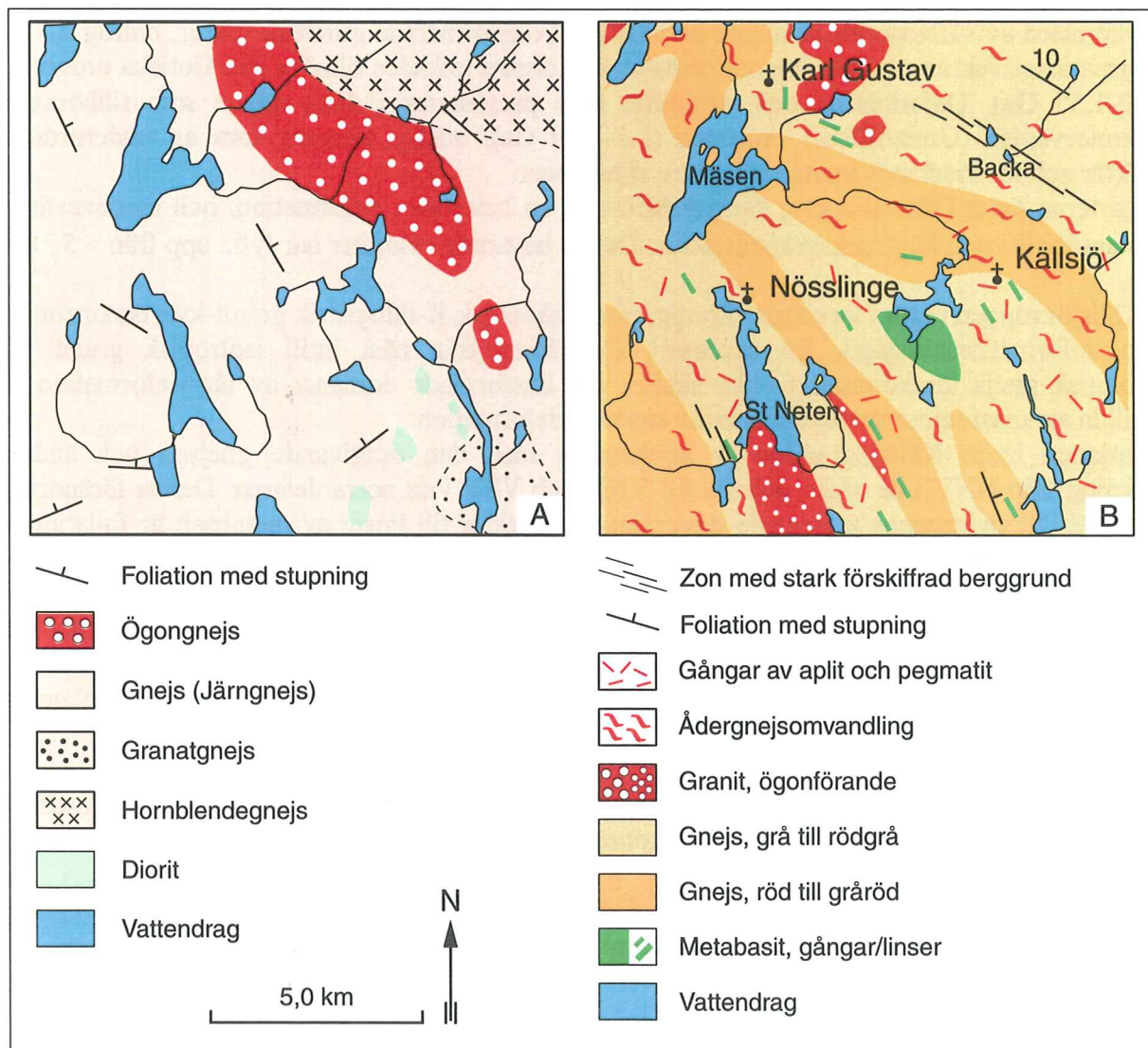
1. Inledning

1.1 Geografiskt område.

Området för fältarbetet är beläget på gränsen mellan Halland och Västergötland, närmare bestämt i trakterna vid samhällena Källsjö och Karl Gustav, ca. 15 kilometer nordöst om Varberg. Aktuellt kartmaterial över området innefattas av Gröna kartan Ullared 5C NV Kinna 6C SV i skala 1:50 000 (koordinaterna 6354-6344, 1303-1313), vilka legat till grund för konstruktion av de geologiska kartorna i detta arbete. Under min kartläggning har Gula kartan i skala 1:20 000 använts. Det karterade området utgör en total area på ca 40 km², med en blottningsgrad på grovt

uppskattat 10 %.

Det tidigare mest detaljerade kartmaterialet som presenterats, är SGU:s bergartskarta i skala 1:500000 (Eugène Svedmark, 1893, Fig. 1A). Dokumentation och rekognoscering har även delvis gjorts av Charlotte Möller och Jenny Andersson, Geologiska institutionen vid Lunds Universitet, vilket initierat detta arbete. På SGU's Provisoriska översiktsskarta skala 1:250 000 (BORÅS Ba nr 41) från 1986 (Fig. 1B), finns dokumentering av ögongranit endast inom fältområdets norra del, men saknas för övrigt. Övervägande del av det område som utgörs av ögongranit (Källsjögranit) har i SGU:s översiktsskarta tolkats som två olika typer av ådrad gnejs med en skiljelinje som dragits i mitten av ögongraniten.



Figur 1. Tidigare presenterat kartmaterial över berggrunden i området för Källsjögranitens utbredning och angränsande bergarter. (1A) Efter SGU:s bergartskarta skala 1: 500 000 (Eugène Svedmark) från 1893. (1B) Efter SGU:s Provisoriska översiktsskarta skala 1: 250 000 (Borås Ba nr 41) från 1986. Ögongraniten har markerats med samma mönster på båda kartorna för att tydligare visa skillnaderna på granitens utbredning mellan kartorna.

1.2 Syfte och metoder:

Syftet med mitt arbete är att genom fältundersökning dokumentera deformationsstrukturer, variationer i deformationsgrad, kinematiska indikatorer och olika reologiska egenskaper hos en ögonförande granitintrusion med angränsande bergarter i området mellan Karl Gustav och Källsjö, i den nordöstliga delen av en deformationszon benämnd Ullaredszonen (Ullared Deformation Zone, UDZ, Möller *et al.* 1997), samt kartlägga granitens utbredning. Insamlad data skulle ligga till grund för att detaljerat kartlägga och dokumentera strukturgeologin inom en del av zonen. Valet av graniten som strukturgeologisk nyckelenhet inom Ullaredszonen beror på att, 1) denna generation av yngre graniter (ca 1400 Ma) visar karaktären av de yngre (Svekonorvegiska) deformations och metamorfa händelserna. 2) kinematiska indikatorer som S-C-strukturer och asymmetriska porfyroklastar är förhållandevis välrepresenterade inom ögongraniten 3) samma typ av graniter förekommer inom ett stort område, från centrala delarna av Ullaredszonen upp mot Mylonitzonen och vidare väster ut längs Mylonitzonen och utgör därför en jämförelsegrund inom olika berggrundsavsnitt. Fältarbetet utfördes under sammanlagt fem veckor under hösten 1999. Provtagning av granitens olika deformationstillstånd och övriga bergarter inom och utanför graniten, var av vikt för att kunna med tunnslip karaktärisera deformationstexturer i mikroskala samt bestämma bergarters sammansättning, mineralparageneser och den metamorfa graden. Fotografisk dokumentation i fält var centralt för att illustrera deformationsstrukturer och kinematiska indikatorer. Vid det inledande fältarbetet fanns endast ett mindre antal blottningar av graniten kända i området från tidigare rekognosering.

1.3 Bakgrund

De penetrativa duktila deformationstrukturer och uppsmältningsstrukturer (ådringar) som präglar det Östra Segmentet tolkades tidigare som främst bildade mellan 1700- 1550 Ma under den s.k. Gotiska orogenesisen. Detta baserades på korrelation av strukturerna med dem väster om Mylonitzonen, samt på förekomsten av lokalt välbevarade magmatiska texturer i Mesoproterozoiska, post-Gotiska granitoider (Berglund & Connelly, 1994; Åhäll *et al.* 1995, 1997; se också diskussion i Andersson *et al.* 1999, 2001).

Det har dock vid senare undersökningar uppvisats tydliga bevis för en stark metamorfos med penetrativa duktila deformationsstrukturer i dessa granitoider (Andersson *et al.* 1999), vilket även presenteras i detta arbete.

Under de senaste åren har ökad mängd insamlad data, från den södra delen av det Östra Segmentet, resulterat i en nytolkning av vad som tidigare ansetts tillhöra den Gotiska orogenesisen. Dateringar kopplade till undersökningar av strukturer och metamorfos (Andersson *et al.* 1999 och referenser däri) uppvisar tydliga bevis för att en Svekonorvegisk deformation, med höggradig metamorfos i granatamfibolit till högtrycksgranulitfacies och varierande grad av anatexis (partiell uppsmältning), varit rådande över större delar av Östra Segmentet.

Under en lång period ansågs Svekonorvegisk aktivitet i berggrunden mellan Mylonitzonen och Protoginzonen vara begränsad till skjuvzoner av underordnad karaktär. Redan i början av nittiotalet visade emellertid undersökningar (Johansson *et al.* 1991) att granulitmetamorfosen i Östra Segmentets södra delar, var av företrädesvis Mesotill Neoproterozoisk (Svekonorvegisk) ålder och inte Palaeo- till Mesoproterozoisk, vilket tidigare ansetts (Hubbard, 1975; Gaál & Gorbatshev, 1987). På grund av dess höggradiga metamorfos med granatamfiboliter och mafiska högtrycksgranuliter benämndes området som Sydvästsvenska Granulit-Regionen (SGR).

Genom ytterligare undersökningar har det senare även framkommit bevis för en pre-Svekonorvegisk omarbetning under perioden 1460-1420 Ma (Söderlund *et al.* inskickat och referenser däri).

2. Regionalgeologisk översikt och tidigare studier

2.1. Sydvästra Sveriges berggrund

Den prekambrisk berggrunden i södra delen av Sverige indelas huvudsakligen i två proterozoiska orogener eller provinser: den äldsta, Svekokarelska orogenen (1.95- 1.75 Ga) i öst samt den yngre Svekonorvegiska orogenen (1.2-0.9 Ga) i väst (Fig. 2). Dessa provinser skiljs geografiskt åt genom det Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB 1.85-1.65 Ga), vilket sträcker sig från Småland i söder upp till den Kaledoniska berggrunden i norr. Bältet domineras av graniter, granodioriter och monzoniter, men även felsiska vulkaniter och djupbergarter i form av exempelvis gabbro uppträder

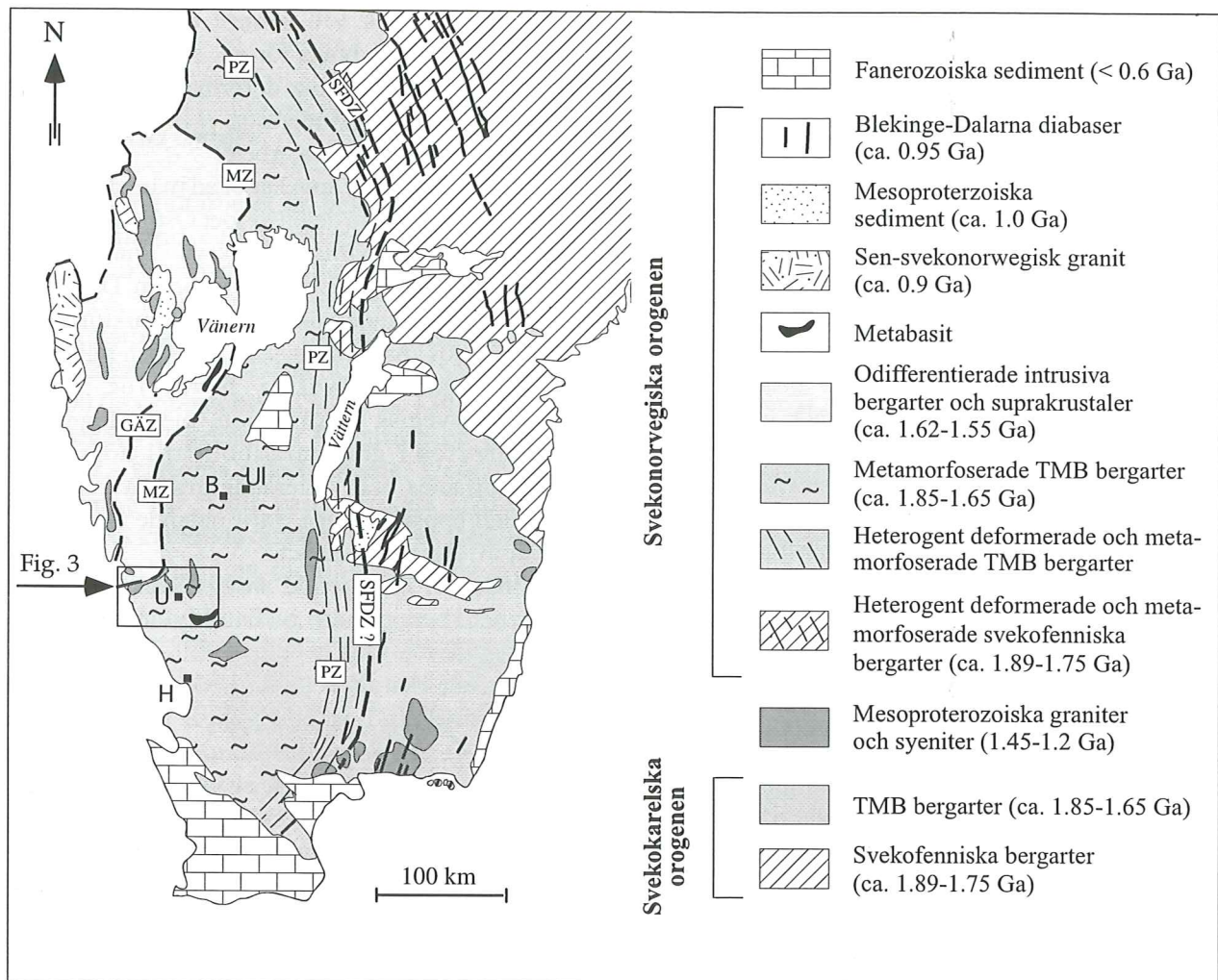


Fig. 2. Geologisk-tektonisk karta över sydvästra Sverige, modifierad från (Fredén, 1994), Wahlgren *et al.* (1994) och Söderlund *et al.* (1999b). Inramat område markerar figur 3. Svekonorvegiska deformationszoner markeras av streckade linjer: MZ=Mylonitzonen, PZ=Protoginzonen, SFDZ="Sveconorwegian Frontal Deformation Zone". TMB=Transskandinaviska Magmatiska Bältet, B=Borås, H=Halmstad, U=Ullared, Ul=Ulricehamn,

här. Dessa bergarter är i varierande grad, deformerade som resultat av Svekokarelsk och/eller Svekonorvegisk orogenes (Gaál & Gorbatshev, 1987; Wahlgren *et al.* 1994; Söderlund *et al.* inskickat). Såväl söder som norr om Vättern ökar deformationsgraden inom TMB från öst till väst (Wahlgren *et al.* 1994, 1996; Söderlund *et al.* 1999). Den Svekonorvegiska orogenen är beläget i Baltiska sköldens sydvästliga kant, och dess tektoniska motsvarighet återfinns bland annat i östra Kanada och USA (Rivers *et al.* 1989). Svenska delen av den Svekonorvegiska provinsen går även under benämningen Sydvästsvenska Gnejs-Provinsen. Tektoniska skjuvzoner i N-S riktning delar upp provinsen i ett flertal mindre sektioner med duktil deformation (Park *et al.* 1991; Wahlgren *et al.* 1994; Berglund, 1997).

Framträdande tektoniska zoner inom den Svekonorvegiska provinsen är Mylonitzonen, Protoginzonen och SFDZ ("Sveconorwegian

Frontal Deformation Zone") (Fig. 2). Mylonitzonen är en duktil deformationszon med västlig stupning. Den sträcker sig från kusten strax norr om Varberg, skär genom Vänern, upp till norska gränsen, (Fig. 2) och delar upp Svekonorvegiska provinsen i Västra respektive Östra segmentet. Mylonitzonen utgör även en litologisk gräns eftersom den skiljer bergarter av olika ålder samt högst troligen även olika metamorfa händelser i pre Svekonorvegisk tid (Söderlund *et al.* inskickat). Västra segmentet är framför allt uppbyggt av 1.66- 1.59 Ga kalkalkalina ortognejser och likåldriga suprakrustala enheter (Connelly & Åhäll, 1996; Brewer *et al.* 1998).

Förekomst av eklogiter inom det Östra segmentet stärker bilden av Mylonitzonen som en litologisk sutur, vilken separerar det parautoktona Östra segmentet från det överliggande alloktona Västra segmentet (Söderlund *et al.* inskickat). I sin sydliga del utgör Mylonitzonen en tydlig gräns

mellan Svekonorvegiska högtrycksgranuliter från bergarter av epidot-amfibolitfacies karaktär (Page *et al.* 1996b). I denna del av zonen uppvisar den senaste deformationen på en västvergent extensionsrörelse (Berglund, 1997), vilket sammanfaller väl med en upplyftning av högmetamorfa bergarter i det Östra Segmentet. I norra samt centrala delarna av Mylonitzonen karaktäriseras däremot av transpressiv deformation (Stephens *et al.* 1996).

Östlig gräns för Svekonorvegisk deformation och metamorfos, samt för det Östra Segmentet, utgörs av SFDZ norr om Vättern. Söder om Vättern har Protoginzonen länge ansetts utgöra den östliga gränsen, men enligt Wahlgren *et al.* (1994) fortsätter SFDZ söder om Vättern öster om Protoginzonen och utgör även här östlig gräns för den Svekonorvegiska provinsen. Varken SFDZ eller Protoginzonen utgör litologiska terränggränser mellan Östra Segmentet och den paleoprotozoiska delen av Baltiska skölden.

2.2 Östra Segmentet

Tektostratigrafiskt utgör Östra Segmentet Svekonorvegiska provinsens lägsta enhet och förknippas med det Grenvilliska Parautoktona bältet i Canada (Rivers *et al.* 1989). Berggrunden domineras av framförallt 1.7-1.6 Ga ortognejser av intermediär till granitisk sammansättning, med stark penetrativ, gnejsig, ådrig och stundtals migmatiserad strukturell karaktär (Ahlin *et al.* 1985; Samuelsson *et al.* 1988; Johansson *et al.* 1993; Connelly *et al.* 1996; Söderlund *et al.* inskickat). De äldsta bergarterna uppträder i norra delen av segmentet och tolkas som omarbetade graniter och granodioriter tillhörande Transskandinaviska Magmatiska Bältet och Svekofenniska bergarter (Stephens *et al.* 1996; Söderlund *et al.* 1999 och referenser däri). Huruvida ortognejser i södra delen segmentet är resultatet av starkt omarbetade bergarter tillhörande Transskandinaviska Magmatiska Bältet, likt segmentets norra delar, råder det fortfarande delade meningar om. Att TMB bergarter förekommer strax väster om Protoginzonen i de centrala och södra delarna av Östra segmentet råder det inga tvivel om, däremot är deras utbredning mer oklar. I figur 2 markeras dock hela Östra Segmentet som omarbetade TMB.

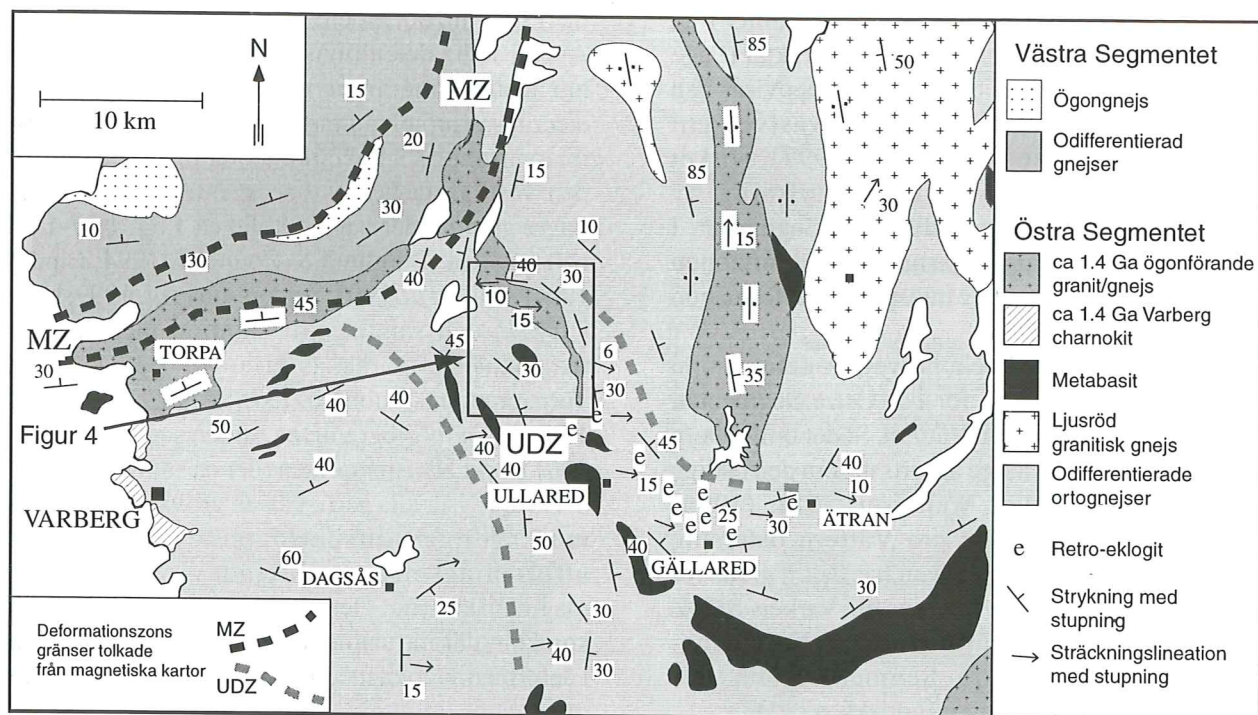
Inom Östra Segmentet finns bevis för så väl basisk som sur magmatism vid flera tillfällen under Proterozoisk tid. Mafiska gångkomplex av olika generationer uppträder framför allt i nära anslutning

till Protoginzonen och SFDZ (norr om Vätern). Även i södra delen finns basiska intrusiv men här har kraftig metamorf överprägling försvårat datering av protolitåldrarna. Intrusioner av granitisk till monzonitisk karaktär finns vanligen i de sydliga och västliga delarna av segmentet. Intrusion av yngre granitoider har skett vid ca 1.54, 1.37-1.40 och 1.25 Ga (Berglund & Connelly, 1994; Lindh, 1996; Åhäll *et al.* 1997; Andersson *et al.* 1999, samt i tryck) och samtliga är samtida med mafisk magmatism. Hit räknas bl a den 1.38-1.40 Ga Torpaganiten (Hubbard, 1975; Åhäll *et al.* 1997), 1.37 Ga Tjärnesjögraniten (Andersson *et al.* 1999, 2001) samt Källsjögraniten (denna studie), se figur 3. De uppvisar alla partier av en grovkornig bergart med tydliga fältspatsögon av porfyritisk utformning med förhållandevis välbevarad magmatisk textur. Deformationen är av heterogen karaktär, där intrusionerna uppvisar stor variation i deformationegrad, med stark förgnejsning likt äldre omgivande granitoider.

Yngre syeniter och mafiska intrusioner längs hela Protoginzonen, med åldrar mellan 1230 och 1180 Ma, tolkas som bildade p.g.a. extensionsrörelser i samband med inledningen av den Svekonorvegiska orogenesen, vilken i sin tur relateras till uppsprickning av en Mesoproterozoisk superkontinent (Johansson, 1990; Ask, 1996). En senare och mer omfattande extension under sen-Svekonorvegiska perioden åskådliggörs genom yngre mafiska gångar, så väl inom som öst om Protoginzonen, med åldrar mellan 960-925 Ma (Johansson & Johansson, 1990; U. Söderlund, opublikerad data). Hit räknas Blekinge-Dalarna-Diabaserna, vilka sträcker sig från Blekinge i söder till Dalarna i norr.

Östra Segmentets yngsta Prekambriska intrusioner utgörs av sen-Svekonorvegiska ~ 950 Ma post-tektioniska granit- och pegmatitgångar (Samuelsson *et al.* 1988; Möller & Söderlund, 1997). Dessa gångar har tolkats som resultatet av den senorogena extensionen under slutfasen av den Svekonorvegiska orogenesen (Romer & Smeds, 1996; Möller & Söderlund, 1997; Andersson *et al.* 1999).

Den Svekonorvegiska omarbetningen är daterad till 990-920 Ma genom U-Pb-datering av zirkon och titanit (Johansson & Johansson, 1993; Connelly *et al.* 1996; Söderlund, 1996; Johansson *et al.* i tryck; Wang *et al.* 1998; Andersson *et al.* 1999), ⁴⁰Ar-³⁹Ar-datering av hornblende (Page *et al.* 1996; Wang *et al.* 1996), samt Sm-Nd-dateringar av höggradsmineral (Johansson *et al.* 1991; Johansson & Kullerud, 1993; Wang *et al.* 1998). Samtliga intrusioner inom Östra Segmentet,



Figur 3. Geologisk berggrundskarta över Varberg-Ullareds området med fokus på Ullaredszonen, modifierad från SGU:s Provisoriska översiktsskarta skala 1: 250 000 (Borås Ba nr 41) från 1986, samt Möller (1998). Inramat område markerar figur 4. MZ=mylonitzonen, UDZ="Ullared Deformation Zone"

undantaget ~950 Ma post-tektioniska gångar, har i varierad utsträckning deformerats och metamorfoserats under Svekonorvegisk omarbetning.

Den södra delen av segmentet har genomgått Svekonorvegisk metamorfos i övre amfibolit- till högtrycks- granulitfacies, vilket grundar sig på P-T bestämningar med tryck av 9-12 kbar (35-45 km djup) och temperaturer av 680-800°C (Johansson *et al.* 1991; Wang & Lindh, 1996; Möller, 1998). Metamorfosen har således skett vid en storskalig tektoniska förtjockning av skorpan, under den Svekonorvegiska orogenesisen (Johansson *et al.* 1991; Wang & Lindh, 1996; Möller & Söderlund, 1997).

Förekomst av rester av Svekonorvegiska eklogiter inom Östra Segmentets södra del är tydliga indikatorer på högtrycksmetamorfof associerad med kontinentkollision (Möller, 1998,1999). Välbevarade eklogiter har hittills endast påträffats som enstaka linsformationer i ett stråk av metabasiter som sträcker sig från strax norr om Ullared (ca 20 km öster om Varberg), i sydostlig riktning därom (Fig. 3). I området öster om Källsjögraniten (denna studie) förekommer basiska linser som liknar de amfibolitiserade eklogiterna. Då bergarterna i Östra Segmentet till övervägande del genomgått retrograd metamorfos under amfibolitfacies är det oviss om eklogiter

förekommer även inom andra delar av Östra Segmentet.

I trakterna runt Ulricehamn inom segmentets centrala del har Svekonorvegisk metamorfos uppnått övre amfibolitfacies vid ca 750 °C och 9 kbar (Cornell *et al.* 1996).

Norr om Vättern är den metamorfa graden lägre, med en successiv ökning i deformationsgrad och metamorfos, från grönskifferfacies vid SFDZ i öst till amfibolitfacies längre väster ut (Wahlgren *et al.* 1994, 1996). Regionen präglas av deformationsstrukturer av Svekonorvegisk ålder med ett solfjäderforms liknande geometriskt mönster. Dessa deformationszoner har en västligt stupande foliation vid SFDZ i öst men övergår successivt till en östlig stupning mot väster, som efterhand planar ut i en tilltagande penetrativt deformerad gnejs (Wahlgren *et al.* 1994, 1996). Liknande plymstrukturer uppträder även i området söder om Vättern.

Termal omarbetning och magmatism i södra Sverige (1.46-1.42 Ga) är tidsmässigt samstämmig med granulitfacies metamorfosen i SW Grenvilliska provinsen. Ovanstående datering baseras på tillväxter samt rekristallisering av primära 1.70 Ga zirkoner i bergarter söder om Vätern, (Johansson, 1998; Söderlund *et al.* inskickat och referenser där i). Strukturer från denna period är starkt överpräglade av den senare

Svekonorvegiska deformationen. Genom datering av magmatisk titanit, zirkoner och sekundära titaniter (Söderlund *et al.* 1999) i kombination med fältstudier (Larson *et al.* 1998) framgår det att Östra Segmentet norr om Väneren undgått bearbetning före Svekonorvegisk tid.

2.3 Ullaredszonen

Ullaredszonen är en >10 km bred deformationszon (Ullared Deformation Zone, UDZ), som sträcker sig från Mylonitzonen i nordväst i sydöstlig riktning (ca 30 km) in i det Östra Segmentet, se figur 3. Ullaredszonen hör tektoniskt ihop med deformationsprocesser som var rådande i anslutning till Svekonorvegiska kontinentkollisionen. Inom zonen uppträder ådergnejser, mylonitiserade gnejser, en distinkt svit av monzonitisk till granitisk sammansättning samt olika slags metabasiter. Deformationen har således påverkat en heterogen, komplex berggrund med flera varianter av felsiska till basiska bergarter. Datering av en posttektonisk granit- och pegmatitgång utfördes av Möller och Söderlund (1997) och resulterade i en undre gräns för Svekonorvegisk omarbetning (retrograd metamorfos och deformation) av 956 ± 7 Ma inom Ullaredszonen. En senare jonsondmätning av zirkon från en synkinematisk pegmatit (tolkad som kristalliserad i ett sent stadium av deformationen) resulterade i en ålder av 961 ± 13 Ma.

Eklogitkroppar med varierande grad av omvandling till amfibolit, har dokumenterats inom en del av zonen (Fig. 3; Möller, 1998, 1999). Den största sammanhängande kända kroppen finns vid Lilla Ammås norr om Ullared. De bäst bevarade eklogiterna uppvisar en P-T utveckling som börjar i amfibolit facies, fortsätter via eklogit facies för att under dekompression passera högtrycksgranulitfacies följt av amfibolitfacies vid avkyllning (Möller, 1998, 1999). Tryck- och temperaturmätningar gav 9.5-12 kbar respektive 705-795°C för granulitstadiet, men tryck av minst 15 kbar krävs under eklogitstadiet, vilket innebär ett djup på minst 55 km. Mineraltexturer och zoneringsmönster i granat indikerar en snabb upplyftning av eklogiterna. En övre gräns för eklogitfacies metamorfos har genom U-Pb datering av zirkoninneslutningar i granat givit en ålder på 972 ± 14 Ma (Johansson *et al.* i tryck). Detta innebär att eklogitfacies metamorfos kan begränsas till perioden mellan 972 ± 14 Ma och 961 ± 13 Ma. Ullaredszonen karaktäriseras av stark och lokal mylonitisk deformation vilket resulterat i tydligt

bandade och skiktade mönster. Metamorfa texturer och deformationsstrukturer (fabrics) inom zonen är i huvudsak relaterade till tryckavlastning och amfibolitisering under retrograd metamorfos (Möller *et al.* 1997; Möller, 1999).

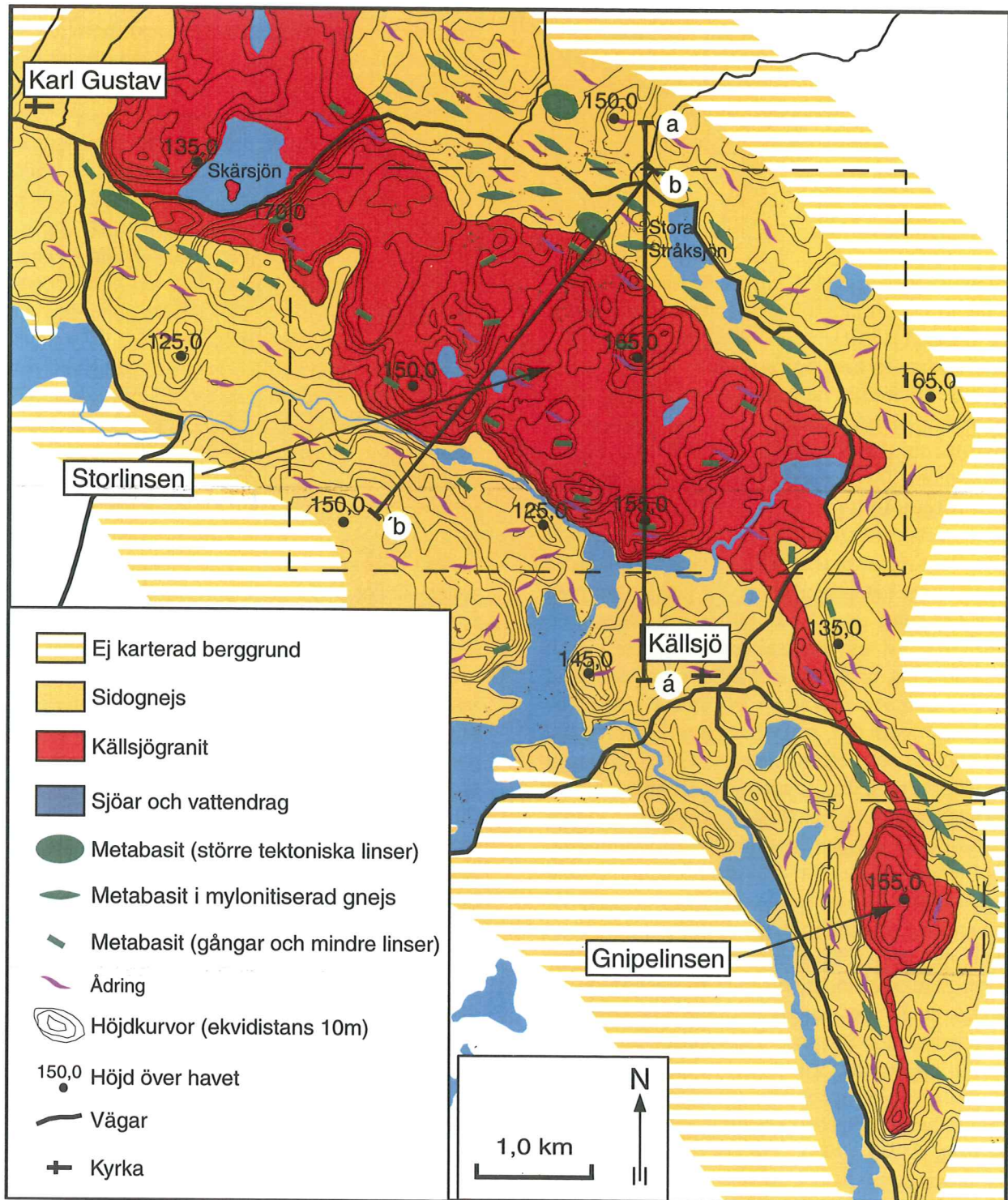
Inom starkt deformerade enheter förekommer tektoniska linser av mer välbevarad textur, vilka kan vara i storleksordningen från en decimeter upp till flera km. Foliationen ändrar strykning successivt inom zonen (Fig. 3). På grund av ännu så länge begränsad fältdata, är det oklart om zonen skall betraktas som en enskild zon, eller om det istället rör sig om ett system av zoner.

Med utgångspunkt från det magnetiska anomalimönstret, diskuteras av Möller *et al.* (1997) huruvida en intern diskordans uppträder. Det kan framstå som om den N-S-liga foliationen i den centrala delen av Ullaredszonen, skär i låg vinkel foliationen i den östra och västra delen. Om så är fallet innebär detta att Ullaredszonen inte är kontinuerlig utan utgörs av ett system av två olika zoner, där den N-S-liga är av senare ålder. En annan förklaring kan vara att det magnetiska anomalimönstret återspeglar de mafiska kropparnas påverkan av deformationsmönstret inom zonen. Vid studie av de högmagnetiska anomalierna på magnetiska kartan samt dokumenterade fältstrukturer av den östra delen, tycks det framträda ett mönster där foliationen följer en anastomoserande form. Om större enheter av basiska kroppar med en hög deformationsresistens upptar ett relativt stort område mellan höganomalier, kan detta bidra till ett avbrott i deformationsmönstrets kontinuitet och kan på så sätt framstå som en diskordans i zonens regionala foliation. För närvarande finns det inte tillräcklig data för att kunna utesluta endera av ovanstående alternativ.

3. Källsjögraniten: Fältgeologi och strukturer

3.1 Övergripande form och beskrivning

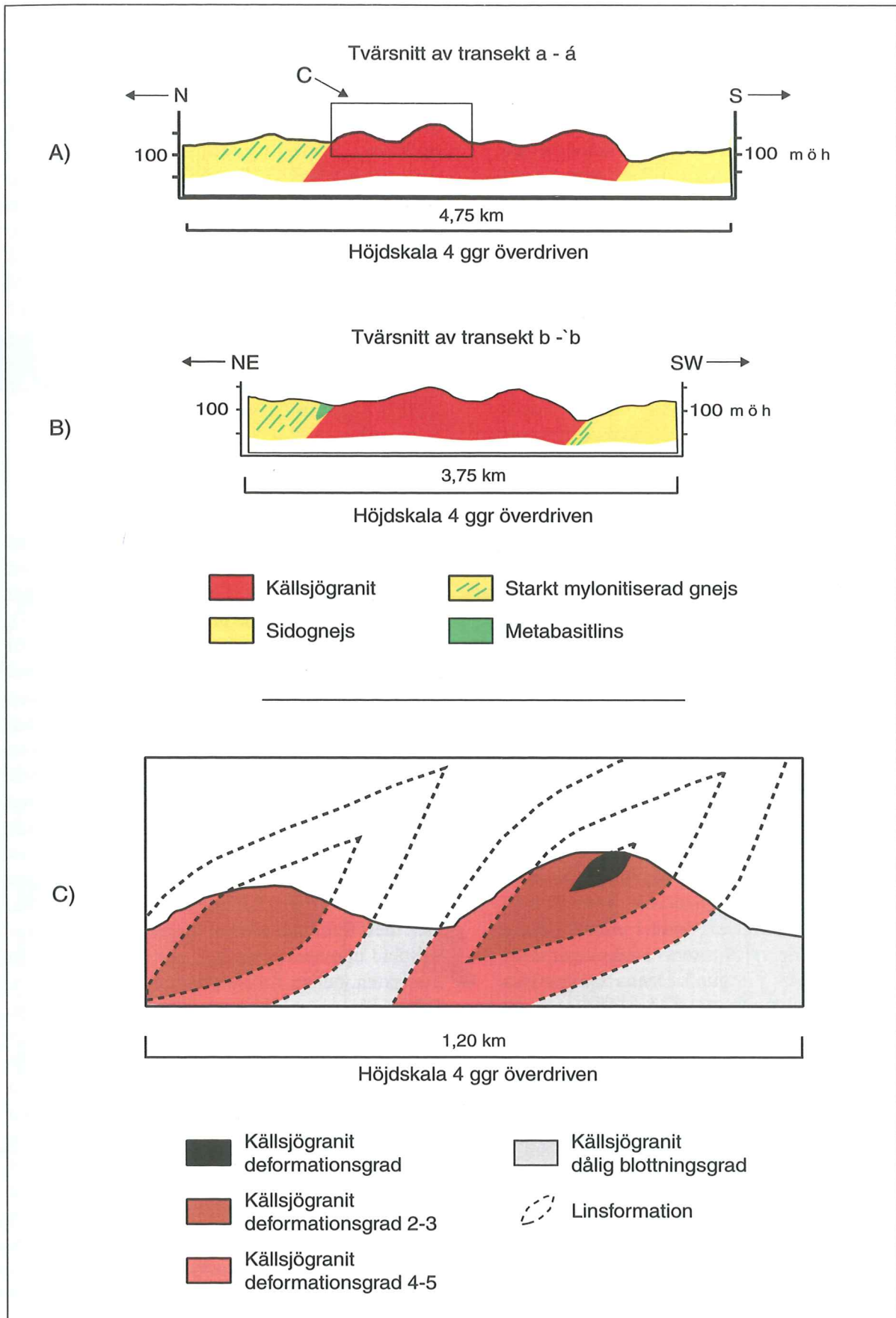
Källsjögraniten är belägen i norra delen av Ullaredszonen, vid Karl Gustav och Källsjö (Fig. 4). Den karterade kroppen har en längd av ca 12 km. I dess norra del ansluter den till det som tidigare karteras som Torpagranit. Kroppen kan indelas i ett antal linsformationer varav den största och nordligaste (Storlinsen) utgör huvuddelen, medan de övriga ingår i ett avsmalnande parti söder ut (Fig. 4). Källsjökroppen kommer i detta arbete att konsekvent benämnas som en granit även om de



Figur 4. Karta i skala 1:50 000 visande Källsjögranitens utbredning i det studerade området med kringliggande gnejs samt förekomster av metabasiter i form av linser och gångar samt ådergnejsomvandlingar. Tvärsnitt a-a och b-b visas i figur 5. De två största linserna är Storlinsen och Gnipelinsen och ligger inom de streckade områdena.

minst deformerade partierna även är av kvartsmonzonitisk sammansättning. Med avseende på att alla partier inom graniten uppvisar någon form av deformation är ögongnejs eller metagranit en lika lämplig benämning. Även om bergartens sammansättning varierar mellan kvartsmonzonit och granit har det inte funnits möjlighet att särskilja

dessa varianter. Istället kommer detta arbete att illustrera hur en och samma kropp genomgått heterogen deformation, vilket resulterat i successiv övergång från en ursprunglig kalifältspatrik granitoid till en starkt mylonitisk gnejs. Övervägande delen av Källsjögraniten uppvisar en gråröd till rödgrå färg där vissa partier har upp till



Figur 5. Tvärsnitt av transekterna (a-å och b-b' i figur 4) dragna i N-S och NE-SV riktning tvärs över Källsjökroppen. Skalan i tvärsnitt A och B är den samma och höjdskala är 4 ggr överförhöjd. Tvärsnitt C är ett utklipp och förstoring ur tvärsnitt a och visar en schematisk bild av granitens förändring m.a.p. deformationsgrad. Linsformationer är skisserade med streckade linjer. Tvärsnittet ligger vinkelrätt mot sträckningslineationen och den regionala rörelseriktningen.

5 cm stora fältspatsögon, med en övergång från tydliga ortoklasögon i svagt deformerat tillstånd, till starkt utdragna mikroklinrika band i starkt deformerat tillstånd. I svagt deformerade enheter framträder ingen mätbar foliation, något som där emot blir allt tydligare i de mer deformerade enheterna. Inom granitkroppen förekommer stora mängder pegmatit- och leukosomstrukturer samt mindre linser och gångar av basiskt material; metabasiter är vanligast förekommande nära kontakten till angränsande berg.

Granitkroppen kan korreleras med Tjärnesjö och Torpa intrusionerna vad gäller både ursprung och tektonisk historia. Dess ögontextur, kemiska sammansättning, deformationsmönster och geografiska läge, överensstämmer väl med Torpa- och Tjärnesjögraniternas. Källsjökroppen utgör geografiskt en direkt fortsättning på Torpaganitens sydöstligaste del (Fig. 3).

Graniten omges av en finbandad gnejs som norr och öster om Källsjökroppen innehåller en högre halt av mörka mineral i förhållande till de södra och västra delarna, vilket omnämns som hornblendegnejs av Svedmark (1893), se figur 1A. I detta arbete har inte olika gnejstyper inom sidoberget särskiljts. Sidognejsen har en generellt kraftig penetrativ foliation och ådring, veckning samt inslag av basiska gångar och linser. Även pegmatitgångar av varierande form och storlek uppträder här. I tidigare kartpresentationer har ådring endast markerats i sidognejs, men ådring förekommer också i förhållandevis riklig mängd inom granitkroppen vilket visas i figur 4.

Som framgår av kartan i figur 4, uppträder de största topografiska skillnaderna övervägande väster om Källsjökroppen, samt i området kring Skärsjön, vilket delvis illustreras i skärningarna för transekt a-á och b- \bar{b} i figur 5. Denna topografiska skillnad har tillsammans med blottningar av

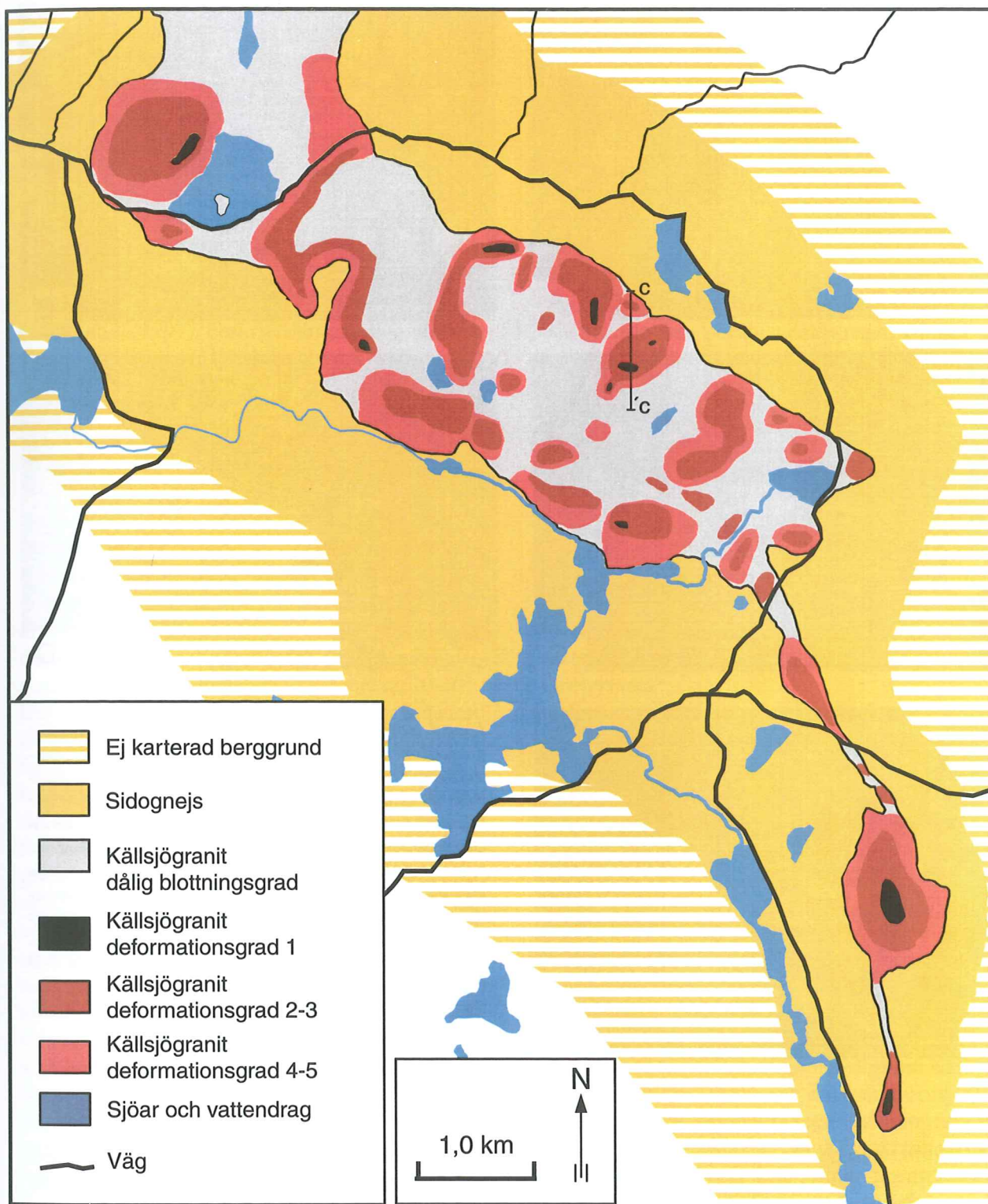


Figur 6. Brant stupande blottning av mylonitisk gnejs med basiskt lager i övergångszonen mellan Källsjögraniten och sidognejsen (Koord. 635320/130775). Hammare som skala.

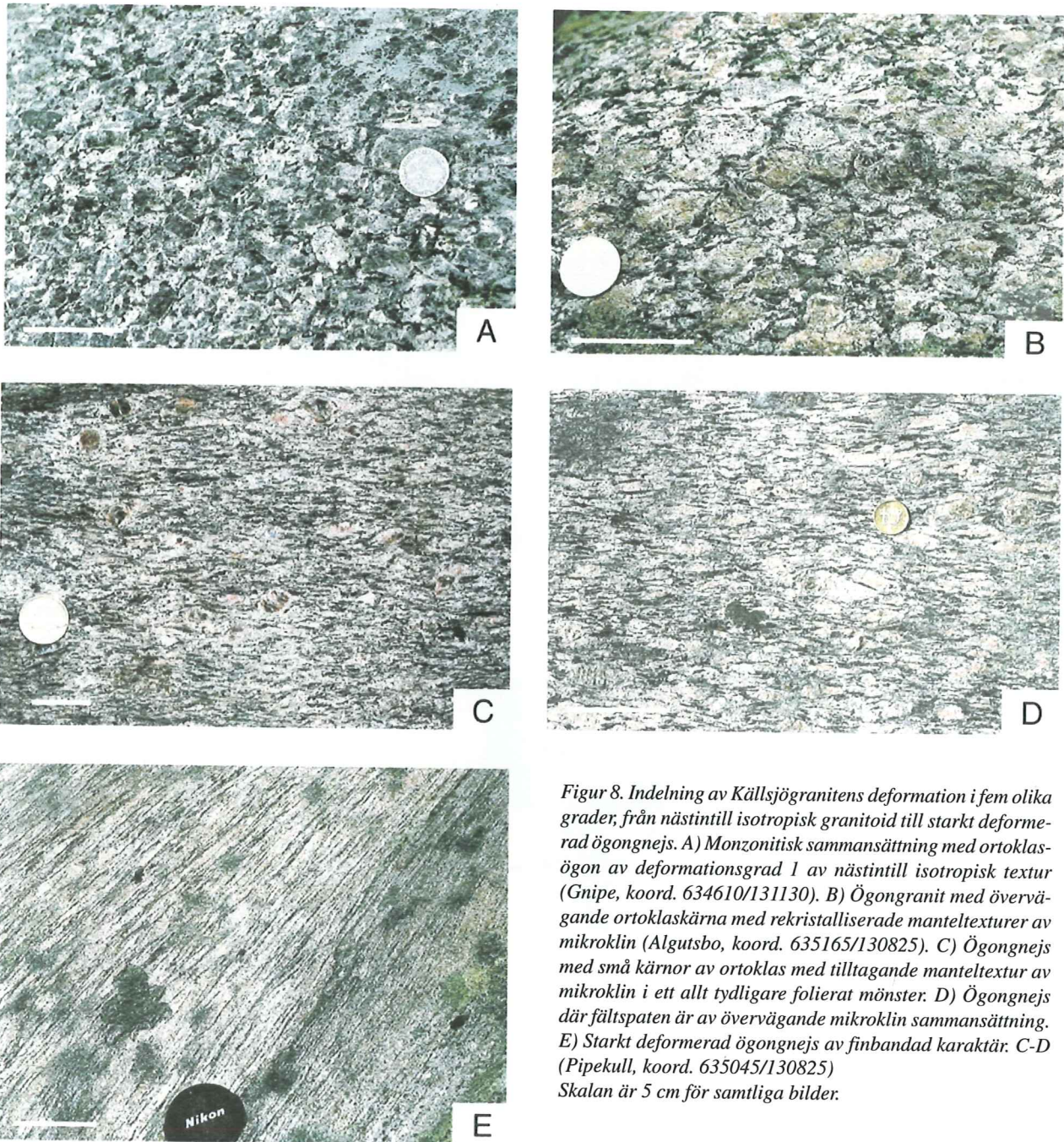
graniten lett till den västliga gränsdragningen av Källsjögraniten; kontakten är i detta område inte blottad. Vid intrusionens östra gräns framträder däremot en lägre topografisk skillnad mellan graniten och sidoberget. Här uppträder istället en markant mellanliggande övergångszon av mylonitisk karaktär. Denna zon utgörs av starkt mylonitisk gnejs med en relativt stor mängd basiskt material (Fig. 4). Vanligt förekommande är blottningar med tydlig bandning mellan basisk bergart och finkornig gnejs (Fig. 6). Gnejsen är på sina ställen starkt mylonitiserad och skiktad i ca 5 cm tjocka skivor med en grå till gråröd finkornig textur. Denna skiktning är tydligt exponerat längs med vägen vid stora och lilla Stråksjön mellan Källsjö och Karl Gustav, (Fig. 4).

3.2 Linsformationer

Inom den nordligaste och största linsen, här kallad "storlinsen", finns ett flertal mindre linser, topografiskt markerade i form av höjder, vilka utgör en stor del av den totala blottningsgraden (Fig. 7). Linsformationerna bidrar till att området för granitens utbredning karaktäriseras av flera små höjder. Hög resistivitet mot erosion har bevarat den grovkorniga graniten i större utsträckning än den omgivande mer finbandade gnejsen. Även Källsjögranitens avsmalnande parti söder ut, består av flera mindre linser, där Gnipelinsen är den största (Fig. 4). Granitkroppen uppvisar deformationstillstånd samt förekomst av metabasiter i olika skalor, med ett mönster av linsstrukturer från kilometerskala till meterskala. Den mest framträdande kontrasten i deformationstillstånd uppvisas längs den nordliga och östliga kontakten mellan Källsjögraniten och sidoberget. Här är sidognejsen bitvis en starkt mylonitisk gnejs. Inom graniten uppträder detta mönster i form av en mängd linser av varierande storlek begränsade av skjuvzoner av anastomoserande karaktär. Dessa strukturer beror på bergartens reologiska egenskaper och kontraster i kompetens mellan olika bergartsled. Linserna som visas i figur 7 innehåller i sin tur mindre linsstrukturer med lokala växlingar mellan granitens olika deformationstillstånd. Då graniten vid ökad deformation bildar ögongnejs, bildas linsstrukturer i princip även i centimeterskala. Deformationen inom graniten är mer heterogen än i sidognejsen, med stundtals variationer in meterskala.



Figur. 7 Karta visande linsformationer och olika deformationstillstånd. Minst deformerade partier förekommer högst upp på respektive lins i dess centrala del. Linserna på kartan kan i sin tur innehålla mindre meterstora linsstrukturer i ett heterogent och anastomoserande mönster. Transekt c-c markerar området för tvärsnitt i figur 5c, med schematisk presentation av deformationsgraderna i vertikal led



Figur 8. Indelning av Källsjögranitens deformation i fem olika grader, från nästintill isotropisk granitoid till starkt deformerad ögongnejs. A) Monzonitisk sammansättning med ortoklasögon av deformationsgrad 1 av nästintill isotropisk textur (Gnipe, koord. 634610/131130). B) Ögonggranit med övervägande ortoklaskärna med rekristalliserade manteltexturer av mikroklin (Algutsbo, koord. 635165/130825). C) Ögongnejs med små kärnor av ortoklas med tilltagande manteltextur av mikroklin i ett allt tydligare folierat mönster. D) Ögongnejs där fältspaten är av övervägande mikroklin sammansättning. E) Starkt deformerad ögongnejs av finbandad karaktär. C-D (Pipekull, koord. 635045/130825)
Skalan är 5 cm för samtliga bilder.

3.3 Deformationsgrader

Inom hela Källsjökroppen förekommer olika grader av deformationstillstånd hos graniten. Partier med stark deformation ökar i storlek i kanterna av kroppen medans mer odeformerade partier är vanligare in mot de centrala delarna. Övergången mellan olika deformationstillstånd är vanligtvis successiv. Tydliga gränser och snabb växling mellan olika deformationstillstånd uppträder dock i anslutning till mindre linsformationer på ett par meter. Vid samtliga linsformationer inom "Storlinsen" och söder därom exponeras olika

deformationstillstånd hos graniten i ett återkommande mönster, med en avtagande deformation uppför höjderna och in mot linsens centrala delar (Fig. 5 och 7). Mindre blottningar mellan höjderna uppvisar inte samma variation i deformationstillstånd.

Inom graniten har fem olika deformationsgrader urskiljts och inkluderas av (1) näst intill odeformerad granitoid (ofta av monzonitisk sammansättning), som förekommer uteslutande som mindre linser på ett tjugotal meter (blottade högst upp på höjderna; Fig. 8A); (2) svagt deformerad ögongranit med övervägande grå

ortoklas med tunn mantel av mikroklin (figur 8B); (3) ögonförande gnejs med små ortoklaskärnor med koronatextur och tydliga trycksuggor av mikroklin (Fig. 8C); (4) stakt folierad ögongnejs med övervägande mikroklin fältspat (Fig. 8D); (5) finbandad gnejs med små enstaka porfyroklastor vilken vore näst intill omöjlig att särskilja från den omgivande sidognejsen utan den successiva övergången från mindre deformerade enheter (Fig. 8E). Graniten uppvisar liknande variation i deformation som beskrivits för Tjärnesjögraniten (Andersson *et al.* 1999). Även för Torpaganiten (Åhäll *et al.* 1997), beskrivs hur graniten gradvis får en ökar gnejsig karaktär ut mot kanterna av kroppen.

3.4 Foliation och sträckningslineation

Foliationen utgörs framförallt av utdragna fältspatssliror och mörka mineral, främst biotit och hornblende, samt av utsvevade kvartsband i starkt deformerade partier. Foliationen inom Storlinsen är relativt konstant orienterad, med undantag från den nordvästra delen där det råder större variationer p.g.a. veckning. Stupningen ligger mellan 20-40°. Det finns inga indikationer på att granitens foliation är diskordant i förhållande till sidognejsens foliation. Förändringen i orientering sker successivt från de centrala delarna av Källsjökroppen och ut i det angränsande gnejskomplexet. Även om det inte förekommer tydliga diskordanta kontakter mellan graniten och sidognejsen är det ändå möjligt att urskilja trender inom foliationen (Fig. 9). I de centrala delarna av Storlinsen uppvisar foliationen en relativt konstant västlig strykning med stupning mot norr. I utkanterna och i övergången mot sidoberget uppvisas en mer oregelbunden orientering. Sidognejsen utanför har en foliation som visserligen följer formen på granitkroppen, men uppvisar mer gradvisa förändringar i strykningen. Endast vid en lokal, i ett avsmalnande parti strax norr om "Gnipelinsen", blottas kontakten helt och där är foliationen konkordant. Foliationsmönstret i och utanför graniten följer väl granitkroppens slingrande form och överensstämmer med den regionala geometrin för nordöstra Ullaredszonen (jfr. Fig. 3 och 9).

Den rikliga förekomsten av linsstrukturer i olika skalor, med ett undulerande och draperande mönster av anastomoserande karaktär, bidrar till stundtals stor variation i orientering av foliationen. Dock är detta i en så liten skala att det ej är av avgörande betydelse för området i helhet. Där det i kartan i figur 9 saknas foliations- och

lineationsmätningar, är detta en följd av antingen att linsstrukturerna ger ett starkt komplext undulerande mönster eller av begränsad blottningsgrad.

Eftersom foliationsytorna undulerar varierar också orienteringen av sträckningslineationen i ytorna. Lineationens stupning, inom så väl graniten som sidognejsen, varierar övervägande mellan horisontellt läge och ca 15 grader. Strykningen är, som med några få undantag, konstant i västöstlig riktning (stereonet i Fig. 9). Sträckningslineationen utgörs huvudsakligen av utdragna fältspatsögon och stavformade hornblendeaggregat. I linsor av metabasit är lineationen normaltsvagt utvecklad, men enstaka ytor uppvisar tydligt utdragna plagioklasaggregat.

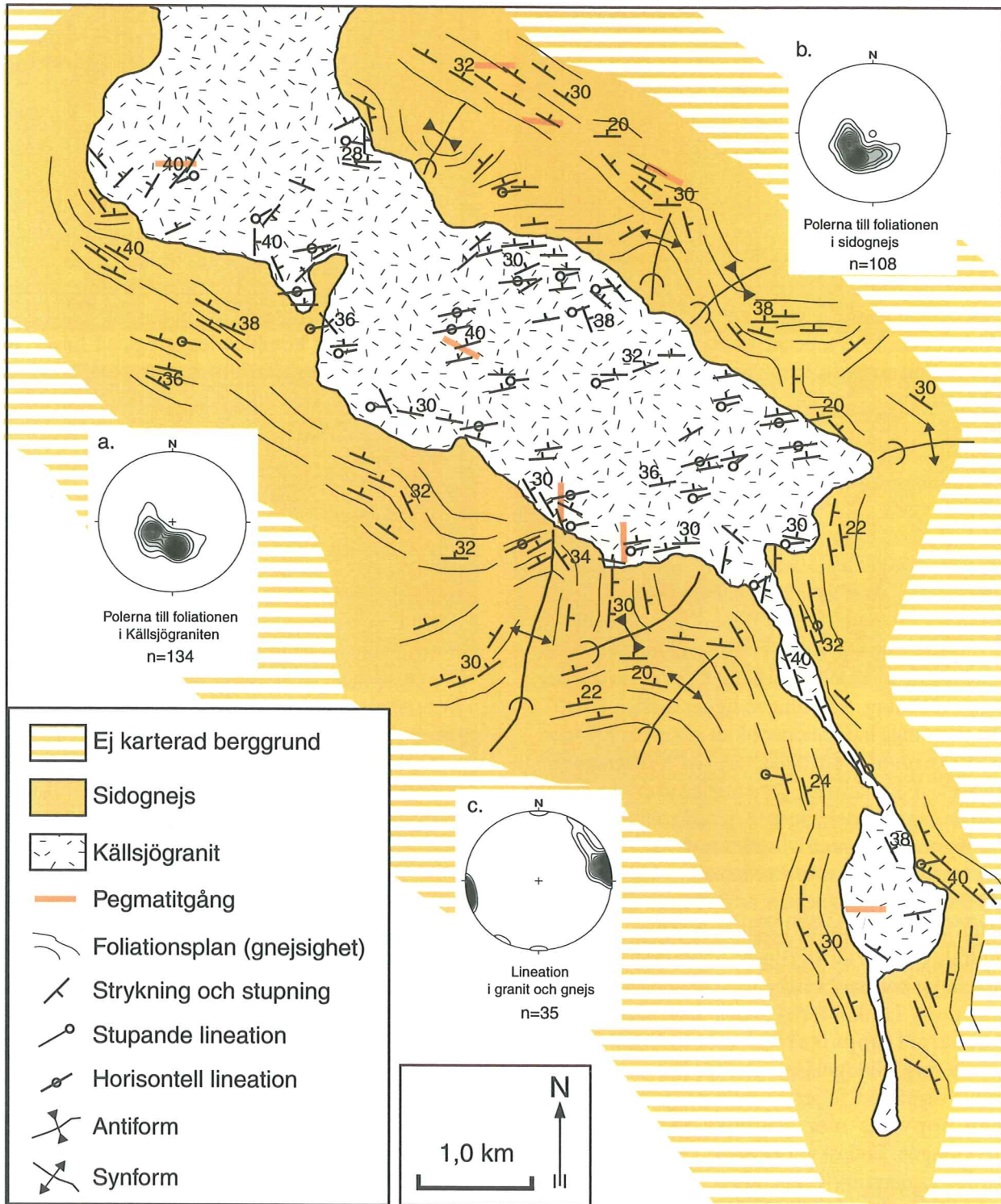
3.5 Pegmatit- och leukosomstrukturer

Inom granitkroppen förekommer ett stort antal sliror och gångar av varierad storlek med pegmatitisk sammansättning. Pegmatiter uppträder i form av mindre gångar och ifyllnader i anslutning till boudinerade metabasiter samt som större gångar i meterskala.

Inom hela det karterade området finns en mängd större pegmatitgångar, på upp till två till tre meters bredd, vilka är diskordanta i förhållande till den omgivande foliationen. Dessa gångar har ofta en hög halt av kvarts med strökorn av bl.a. uranitit. Även en riklig mängd glimmermineral, så som biotit och muskovit, ansamlas i anslutning till dessa intrusioner. Vid flera av gångarna har det pågått brytning av fältspat och kvarts. Pegmatitgångarna (oavsett storlek) inom Källsjögranitens storlins stryker övervägande i en nordsydlig riktning och skär därmed den regionala foliationen.

I den norra delen av granitintrusionen väster om Skärsjön samt vid Gnipelinsen sydost om Källsjö, där foliationen uppvisar en mer nordsydlig strykning, skär pegmatitgångar foliationen i en västöstlig riktning, (Fig. 9). Kontaktzonen mot sidoberget undulerar och saknar framträdande kylkontakt. Pegmatitgångarna är odeformerade och ometamorfoserade och är således likåldriga eller yngre än den duktila deformationen. Norr om Källsjögraniten i en zon av starkt mylonitisk gnejs förekommer ett flertal större meterbredda pegmatitgångar orienterade i både konkordans och diskordans med foliationen (Fig. 9).

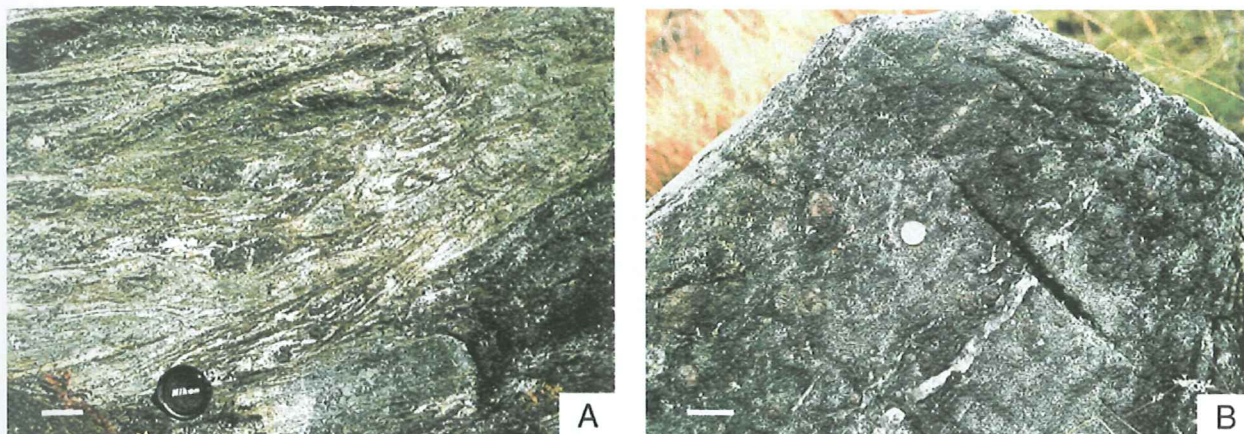
Med undantag för den nästintill odeformerade varianten av graniten (deformationsgrad 1) förekommer leukosomstrukturer inom hela intrusionen, men företrädesvis i de starkt



Figur 9. Foliation och lineation; Källsjögraniten och angränsande gnejs. Värderna för stupning ligger inom ett relativt smalt intervall och är därför endast utsatt i begränsat antal. I stereogrammen a och b presenteras polerna till samtliga uppmätta foliationsytor. Stereogram c visar fördelning av uppmätta lineationer för hela det karterade området. Totala antalet mätvärden = (n). Heldragna tunna linjer har ritats ut i sidognejsen för att förtydliga förändringen av foliationen längs med Källsjökroppen.

deformerade enheterna. De uppträder både som grovkorniga pegmatitliror, med en ofta oskarp och successiv övergång till graniten, samt som finkorniga till medelkorniga aplitliknande (leukokratiska) domäner. Dessa partiella smältor

uppvisar så väl konkordans som diskordans med kringliggande foliation, med ett ofta oregelbundet slingrande mönster. Leukosomstrukturerna uppvisar så väl odeformerade som deformerade former. Vissa av slirorna/ådrorna är veckade och i



Figur 10. A) Parti av starkt veckad metabasit med hög halt av plagioklas samt granater av stark retrograd omvandling, inom en ca 10 meter lång lins (Stora Egnared, koord. 634640/131185). Inom linsen uppträder partier av olika deformerande karaktär. Nere i högra hörnet uppträder en mer homogen textur. B) Metabasit med rikligt innehåll av stora röda ofta delvis omvandlade till plagioklas (Översta bjär, koord. 634915/130920). Förekomst av klinopyroxen ger bergarten en lätt grönaktig ton. Skalan på bilderna är 5 cm.

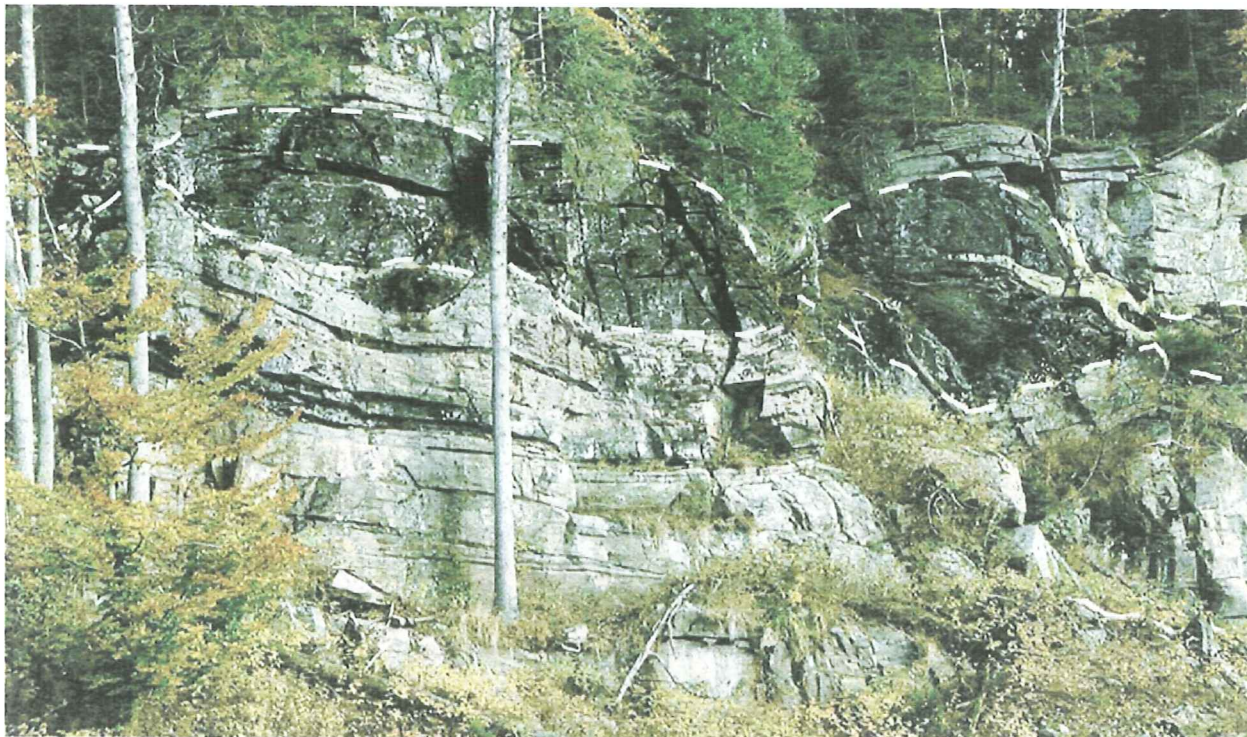
grövre pegmatitliknande partier uppvisas även rotation av upp till 10 cm stora fältspatsaggregat. Aplitiska gångar med en bredd på 2-10 centimeter, av en ofta något "slingrande" karaktär, stryker både i nordsydlig och västöstlig riktning. Då de västöstligt strykande gångarna, vid ett flertal observationer skärs av förkastningar med sydliga överskjutningar, kan detta visa på två olika generationer. I anslutning till aplitiska gångar kan det uppvisas klara indikationer på skjuvningsriktning, där utdragna fältspatsögon på ömse sidor om gången viker av in mot skjuvzonen.

3.6 Metabasiter

Linser och gångar av basisk sammansättning finns i varierad storlek och antal representerade inom hela storlinsen, men tenderar att öka i ut mot kanterna. Där uppträder de som större, mer enskilda linser i en övergångszon mot sidognejsen, samt som gångar i starkt mylonitisk och skiktad sidognejs. Gångarna och linserna ligger i huvudsak konkordant med granitens och sidognejsens foliation. Runt om mindre linser av metabasit (ca 3 x 5 meter) sveper foliationen likt ett draperande mönster, ofta med veckning i kontakten mellan bergarterna. Den största enskilda basiska kroppen som karterats är av storleksordningen 80 x 50 meter, mer vanligt är 40 x 20 meter, med successiv övergång till kringliggande mylonitisk sidognejs. Mindre linser, upp till ett par meter, finns representerade i så väl Källsjögraniten som i sidoberget.

Deformationen inom metabasiterna är vanligtvis stark, med riklig förekomst av plagioklassliror och mindre pegmatit- och leukosomstrukturer. Det förekommer även att de största basiska linserna genomskärs av 2-3 meter breda pegmatitgångar. Basiterna uppvisar ofta ett deformationsmönster av kaotisk karaktär (Fig. 10A). Det uppträder dock blottningar av mindre deformerade basiter där veckstrukturer av plagioklas tydligt uppvisar så väl veckaxel som vergens. Basiterna innehåller stora mängder rödaktig granat, från millimeterstorlek upp till 5 centimeter stora aggregat, med varierande retrograd omvandling till plagioklas (Fig. 10A och 10B). Ett mindre antal granater uppvisar tendens till rotation med svagt utbildade svansar av plagioklas samt skjuvningsstrukturer i själva kornet. Avsaknad av lineation i anslutning till dessa roterade granater gör att de tyvärr inte är användbara som rörelseindikatorer. Vissa partier av granatamfibolitisk sammansättning öster om Källsjögraniten (Fig. 10B) liknar retroeklogiter. Gång- och linsstrukturer av metabasiter liknande dem i Källsjöområdet finns i Tjärnesjögraniten (Andersson *et al.* 1999).

I starkt deformerad granit samt i mylonitiska enheter uppvisar basiska lager boudinagestrukturer. Vid Storlinsens södra del finns en stor vertikal blottning med ett två meter tjockt horisontellt lager av amfibolit med iögonfallande boudinagestrukturer (Fig. 11).



Figur 11. Boudinerad metabasit i övervägande starkt folierad Källsjö"granit" (deformationsgrad 4 och 5) (Överst bjär, koord. 634910/130925). Vita streckade linjer markerar kontakten mellan metabasit och granit. I bildens högra del syns sprickifyllnad av pegmatit mellan metabasit och granit men även in i boudinen. Lokalen ligger belägen i Källsjökroppens södra del (koordinater) med vertikal blottning mot söder (d.v.s. norr in i bilden) och uppvisar tydlig sträckning i västöstligt ledd. Blottningen på bild är ca 20 meter bred.

4 Petrografi och mikrotexturer.

4.1 Källsjögraniten: sammanfattande beskrivning

I makro- och mikroskala framträder hur fältspatsporfyroklasterna i Källsjögraniten rekristalliserat från grå pertitisk ortoklas i de minst deformerade enheterna till röda finkorniga aggregat av mikroklin vid ökad deformationsgrad. Detta resulterar i manteltextur av nybildad kalifältspat på bekostnad av moderklastern. I samband med tilltagande deformation uppträder svansar på ömse sidor om ortoklasporfyroklasterna, i anslutning till tryckskuggor. Medelkornig plagioklas förekommer rikligast i de minst deformerade delarna (deformationsgrad 1), som delvis sericitiserade korn med tydliga tvillinglameller, medans mindre korn i rekristalliserade aggregat saknar framträdande lameller. Med tilltagande deformation utvecklas fler mindre neoblaster. I samband med strukturella växlingar inom Källsjögraniten i form av olika deformationstillstånd sker en förändring i den mineralogiska sammansättningen. Med tilltagande deformation sker bildning och tillväxt av titanit runt om opaka mineral, parallellt med foliationsriktningen.

Opakmineral består av ilmenit med lameller eller partier av titanförande magnetit, där lamellerna uppvisar S-liknande formation i de mest deformerade delarna. Med ökad deformation avtar halten granat och pyroxen samtidigt som amfibol och biotit ökar. Biotit uppträder som små, odeformerade korn med orientering företrädesvis i foliationsplanet. Titanhalten i biotit avtar med ökande deformation, vilket är karaktäristiskt för biotit vid lägre metamorfa grader. Analyserad granat har en sammansättning av almandin $\approx 67\%$, grossular $\approx 18\%$, pyrop $\approx 8\%$, spessartin $\approx 7,5\%$, värden som överensstämmer väl med granater från liknande kvartsmonzonit inom Tjärnesjögraniten (Andersson *et al.* 1999). Den höga halten av grossular och den låga halten av spessartin indikerar att granaterna är av metamorft ursprung (Sobolev, 1964). Myrmekitstrukturer inom Källsjögraniten är starkt begränsade och förekommer övervägande inom deformationsgraderna 1 och 2. De uppträder främst längs foliationsytor i gränzonen mot porfyroklasterna av kalifältspat. De mineralogiska och texturella förändringarna, associerade med olika deformationsgrader beskrivs nedan utifrån 5 typexempel.

4.1.1 Deformationsgrad 1

Källsjökroppens minst deformerade delar har porfyrisk textur, där fältspatsögonen utgörs av ortoklas i ett matrix av kvarts, plagioklas, kalifältspat samt biotit, amfibol, pyroxen och granat (Fig. 12A jfr. 8A). Även opaka mineral och apatit förekommer i mindre mängd. I nära anslutning till stora ortoklasögon uppträder aggregat av finkorniga neoblaster med vad som sannolikt är övergångsfaser mellan ortoklas och mikroklin (jfr. Andersson *et al.* 1999). Stora ortoklaskorn har pertitisk textur. Albitrik plagioklas förekommer både som större korn med sericitisering samt mindre rekristalliserade aggregat, där de senare har granoblastisk textur. Tvillinglameller syns tydligast i större plagioklaskorn. Kvarts finns både som större delvis utdragna rekristalliserade aggregat samt mindre neoblaster, båda typerna uppvisar undulös utsläckning. På grund av att undulös utsläckning även uppträder hos plagioklasneoblaster kan dessa vara svåra att skilja ifrån kvarts. I korngränserna till stora ortoklaskorn uppträder myrmekitstrukturer av plagioklasneoblaster med kvartsinneslutningar. Strukturer av detta slag förekommer övervägande på porfyroklasternas trycksidor, d.v.s de ytor där deformationsbelastningen (kompressionen) varit som störst. Delar av ortoklaskornen uppvisar myrmekitstrukturer som "äter" sig in i fältspaten (Fig. 12B). Även biotit förekommer i anslutning till rekristallisation av porfyroklasterna. Bergarten uppvisar trots sin svaga deformation en relativt tydlig foliation, mest påtagligt hos biotit och amfibol som bildar utdragna, draperande stråk runt om större fältspatsögon. På ömse sidor om biotit- och amfiboldomänerna bildar rosafärgade anhedrala granater en koronaliknande struktur, dock inte helt sammanhängande.

Pyroxener i bergarten är i allmänhet starkt angräpnade i kanterna samt i lamellstrukturer, där de ersatts av amfibol och biotit. Mindre pyroxenneoblaster skiljer sig från de ovan nämnda genom avsaknad av lameller samt tycks uppvisa en mer blå färg. Opaka mineral finns övervägande i anslutning till amfibol och biotit. Till de accessoriska mineralen hör apatit samt zirkon.

4.1.2 Deformationsgrad 2

Allmänt drag är att fältspaten omkristalliserat allt mer från ortoklas till mikroklin. De största porfyroklasterna utgörs fortfarande övervägande av ortoklas med pertitisk textur, men ut mot kanterna

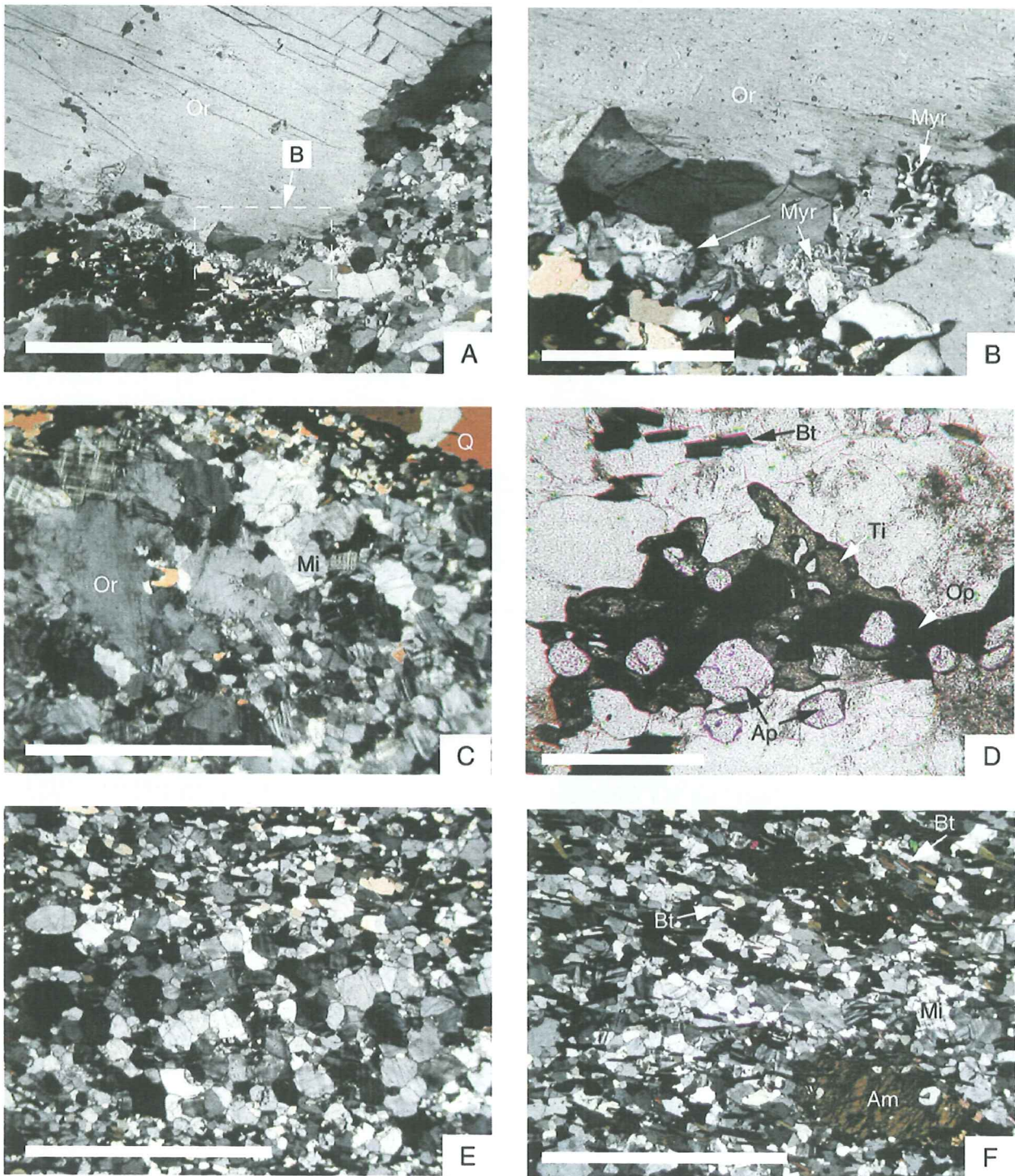
ökar neoblastbildningen (omvandlingen till mikroklin). Vissa av ortoklasdomänerna uppvisar avblandning i två ortogonala set, vilket lätt kan misstolkas som mikroklinvillingar. I makroskala syns omkristallisationen tydligt, där ögonen i graniten har en gråfärgad kärna med en rödaktig korona av mikroklin som även bildar "svansar" i tryckskuggorna (Fig. 8B). I matrixmassan runt ögonen förekommer rekristalliserad fältspat i form av både mikroklin och plagioklas. Plagioklas har också rekristalliserats till mindre korn. Kvartsen uppträder i samma omfattning som i den minst deformerade formen, men med ökad rekristallisation vilket resulterat i mindre korn samt bildning av tunna kvartsband. Neoblaster av fältspater och kvarts i anslutning till partier av hornblende, biotit och pyroxener uppvisar en allt tydligare orienteringsriktning, som resultat av en successivt ökad deformation. De mörka fasernas orientering följer formen på fältspatsporfyroklasterna och framhäver på så sätt deformationsmönstret. Pyroxenhalten har minskat radikalt och kvar finns endast ett fåtal mindre korn. Detta åtföljs av ökad halt amfibol vilken växer på bekostnad av bl.a. pyroxen.

Granat har minskat i så väl antal som storlek och är överallt anhedral. Små titanitkorn förekommer i anslutning till opaka mineral, dock i mycket begränsad mängd. Även biotit uppträder ofta i anslutning till titanittillväxt. Apatit förekommer rikligt och sitter i anslutning till stråk av amfibol, biotit, pyroxen samt opaker och titanit.

4.1.3 Deformationsgrad 3

Kärnorna i granitens ögonstrukturer består fortfarande övervägande av ortoklas, men de är av betydligt mindre storlek och av mer "uppsprucken" karaktär (Fig. 12C jfr. 8C). Dessa större ortoklaskorn uppvisar poikilitisk textur med inneslutningar av små mikroklin- och kvartskorn. Halten mikroklin tenderar att öka och utgör därmed en allt större del av ögonstrukturerna i form av ett koronaliknande mönster runt ortoklaskärnorna.

Det förekommer även utdragna domäner av övervägande mikroklin vilka omges av rekristalliserade kvartsband. Tillväxt av mikroklin uppträder framför allt i anslutning till tryckskuggor (som bildar s.k. svansar), men även i matrix. Rekristalliserade aggregat av mikroklin, plagioklas och kvarts utgör tillsammans ett granoblastiskt matrix. I samma orienteringsriktning som svansar av fältspat uppträder även stråk av hornblende och framför allt biotit, vilka utgör foliationen. Ett



Figur 12. Mikrotexturer. A-F: Källsjögranit i olika deformationstillstånd, från nästan isotropisk granit till starkt förgnejsad variant. Or=ortoklas, Mi=mikroclin, Bt=biotit, Amf=amfibol, Q=kvarts, Myr=myrmekit, Ti=titanit, Ap=apatit, Ilm=ilmenit.

A) Deformationsgrad 1, med fältspatsöga av ortoklas i ett finkornigt matrix av fältspat, biotit, amfibol, kvarts, pyroxen och granat (skalan är 0.5 cm). B) Myrmekitbildning längs gränsen av fältspatsögat i figur A (skalan är 1.0 mm). C) Deformationsgrad 3, med tilltagande rekristallisering och bildning av neoblaster (skalan är 0.5 cm). D) Titanittillväxt runt om opaka mineral av ilmenit i foliationplanets riktning, samt korn av apatit (skalan är 0.1 mm). E) Fältspatsöga rekristalliserat till polykristallint aggregat av mikroclin omgärdat av mindre neoblaster i deformationsgrad 4 (skalan är 0.5 cm). F) Deformationsgrad 5 med finbandad textur utan tydliga fältspatsögon och med tydligt orienterade biotit- och amfibolkorn (skalan är 0.5 cm).

mycket begränsat antal granater och pyroxener återfinns i anslutning till amfibol och biotit. Granaterna är starkt anhedrala, vilket är resultatet av en successivt ökande deformation i bergarten. De har i detta stadiet inget koronaliknande mönster och återfinns som enstaka korn. Bergarten innehåller fortfarande en ansevärd mängd plagioklas där stora som små korn uppvisar stark sericitisering.

Mängden titanit har ökat i jämförelse med föregående deformationstyp och växer parallellt med foliationsplanet. Det framgår tydligt hur titanitkornen växer runt om och på bekostnad av opaka mineral. (Fig. 12D). Mängden apatitkorn är oförändrad och sitter oftast i nära anslutning till biotit, titanit samt amfibol. Enstaka strömkorn av allanit uppträder också i provet. Zirkoner i provet är små och få till antalet samt uppvisar generellt ingen påtaglig zonerings.

4.1.4 Deformationsgrad 4

Med ökad deformation avtar storleken på mineralkornen i ögonstrukturerna, som vid detta stadium övervägande utgörs av mikroklin (Fig. 12E). De största kornen förekommer i de centrala delarna av fältspatsögonen. I samband med ökad orientering av mörka faser, knutet till en successivt tilltagande deformation, blir mineralkornen allt mindre och mängden neoblaster ökar. Mängden mikroklin dominerar över mängden ortoklas. I makroskala utgörs de tidigare tydliga ögonstrukturerna nu av utdragna röda linser och band med enstaka mörka kärnparter av ortoklas (Fig. 8D). Rekristalliserad kvarts förekommer både i form av kvartsband, med uttalad orientering, som omger domäner av fältspat, samt som neoblaster som tillsammans med plagioklas och kalifältspat bildar ett granoblastiskt matrix.

Biotit och hornblende bildar tillsammans med utdragna kalifältsdomäner samt kvartsband, bergartens framträdande foliation. Precis som vid mindre deformerade varianter av graniten bildar biotit och hornblende stråk som draperar och följer formen på fältspaternas domäner. Mängden hornblende och biotit är ungefär lika i provet, vilket sannolikt återspeglar bergartens variation i bulksammansättning, då tidigare prover visat på ökad biotithalt med ökande deformation.

Enstaka korn av pyroxen finns samt mycket

begränsat antal starkt nedbrutna granater. Den kraftigt reducerade halten av pyroxen har medfört tillväxt av bl a hornblende och titanit, vilka båda kräver kalcium i sin uppbyggnad. Titanit ligger som små korn (partier) orienterade i foliationsplanet och i anslutning till opaka mineral. Övriga accessoriska mineral är apatit som uppträder i form av små njurformade korn, samt zirkon. Båda dessa mineral uppträder i närhet till biotit, hornblende och opaker. Vissa av zirkonerna uppvisar svag zonerings. Huruvida denna zonerings är metamorft eller magmatiskt betingad är genom optisk mikroskopiering svårt att avgöra.

4.1.5 Deformationsgrad 5

Större enstaka kalifältspatporfyroklastor utgörs av mikroklin med tydligt utvecklade gallertvillingar. Övervägande del av provet består av små korn i ett granoblastiskt mönster (Fig. 12F jfr. 8E). Utjämnande av så väl ögonstrukturer som kornstorlek, med resulterande granoblastisk textur, tyder på ökad deformation och rekristallisation av bergarten. Kvarts, plagioklas och kalifältspat utgör huvuddelen av mineralen, där enstaka mindre korn av ortoklas uppvisar pertitisk textur. Flertalet plagioklasneoblaster uppvisar undulös utsläckning och saknar tvillinglameller. Sericitisering är vanligt förekommande hos plagioklas. Enstaka myrmekitstrukturer uppträder spridda över hela provet, men går inte att knyta till deformationsytter av större fältspatsögon. Titanithalten i bergarten har ökat med tilltagande deformation, samtidigt som granat och pyroxen saknas helt. Tillväxt av titanit har sannolikt skett på bekostnad av opaka mineral, klinopyroxen och granat. Även biotit och hornblende, då dessa mineral vanligen uppträder tillsammans. Bergartens foliationsplan utgörs framförallt av hornblende och biotit som bildar mörka band av enskilda korn med tydlig orientering. Biotit uppträder som små stavar över hela provet medan hornblendekornen är större och sitter betydligt glesare. Båda mineralen saknar deformationsstrukturer som indikerar rörelseriktning. Inom denna deformationstyp förekommer skillnader av halten biotit och hornblende, vilket sannolikt är resultatet av variationer i granitens bulksammansättning. Accessoriska mineral är apatit, zirkon, opaker samt enstaka allanitkorn.

4.2 Tolkning av mikrotexturer och petrografi.

Källsjögranitens förändringar av så väl strukturer som mineralsammansättning i dess olika deformationsgrader tyder på en retrograd metamorfos i samband med deformation.

Avsaknad av kinematiska indikatorer i mikroskala beror på en utbredd re- och neokristallisation vid deformation under höga tryck- och temperaturförhållanden. Ett exempel är biotit som vid lägre metamorfa grader ofta bildar s.k. "mica fish" (asymmetriska glimmerfiskar) vid deformation. Förekomst av odeformerade små biotitkorn även i starkt deformerade delar inom Källsjögraniten vittnar om höga temperaturförhållanden. Vid rekristallisation och bildande av ny biotit kan skillnader i sammansättning mellan gamla och nya korn uppstå. Om titanit bildas är det inte ovanligt att den samtida generationen av biotit innehåller en lägre mängd Ti (Vernon *et al.* 1983). Detta samband har observerats inom Källsjögraniten, genom EDX-analyser av biotit från dels näst intill odeformerade partier, dels starkt mylonitiserade partier. Minskad halt av Ti i biotit förknippas generellt med en avtagande metamorf grad, (från granulitfacies till amfibolitfacies). Även bildning av titanit tyder på en sänkning av temperaturen. I mikroskala framträder tydligt hur titanit växer på bekostnad av andra faser, speciellt opaka faser. Opakmineral består huvudsakligen av ilmenit med inneslutningar av titanförande Fe-oxid, i form av lameller och enstaka partier. Det tycks som om en lamellformad struktur är vanligast i de mer deformerade bergarterna, medan fläckar är vanligast i mindre deformerade bergarter. Genom EDX-mätningar kan man se en högre halt av Fe-oxid i fläckar i deformationsgrad 1 än vad lameller i deformationsgrad 4 uppvisar.

Myrmekitstrukturer är karakteristiskt för deformation vid höga temperaturer (Passchier & Trouw, 1996). Dessa strukturer uppträder övervägande längs *S*-ytter som ligger parallella med foliationen i gränzonen mot porfyroklaster av kalifältspat. Myrmekit är vanligt förekommande i höggradiga metamorfa bergarter av nedbrytningsprodukter från kalifältspat under retrograd metamorfos (Passchier & Trouw, 1996 och referenser där i). Simpson & Wintsch (1989) beskriver hur myrmekit kan bildas vid stresskoncentrationer under progressiv deformation och att de i dessa fall kan användas som skjuvningsindikatorer. I Källsjögranitens olika deformationsgrader uppträder dock myrmekitstrukturer sparsamt och huvudsakligen inom granitens minst deformerade delar. Anledningen till

detta kan bero på den starka rekristallisation som både plagioklas och kvarts genomgått under deformation vid sjunkande temperaturer (där av "raderats" ut). Bildandet av ny biotit och titanit kan delvis ske på bekostnad av myrmekit (Paterson *et al.* 1989). Under en progressiv deformation är spänningsfältet som porfyroklasterna utsätts för ofta mycket komplext. Förekomst av myrmekit i anslutning till stressytter på kalifältspats porfyroklasterna i Källsjögraniten, överensstämmer med de observationer som gjorts av Simpson (1985) och Simpson & Wintsch (1989), till skillnad från Hibbard (1987) som menar att myrmekitstrukturer är starkt kopplade till porfyroklasternas tryckskuggor med låg stress.

Successiv övergång från tydliga ögonstrukturer av ortoklas till polykristallina mikroklinögon och band ger också en övertygande bild av rekristallisation under deformation. Manteln av granoblastiska korn som omger ortoklasporfyroklasterna har lägre deformations-resistens än dess kärna. Detta leder till att deformationen koncentreras till dessa zoner, vilka ökar i volym efterhand som kärnan omkristalliserar (Dell'Angelo & Tullis, 1989). Fältspatsneoblaster uppvisar övervägande ett polygonliknande mönster med relativt välutvecklade trippelpunkter, vilket är igenkännande för höggradig deformation samt ett relativt stabilt energitillstånd i kornen. Förekomst av pertitstrukturer (magmatiskt ursprung) i större ortoklasaggregat, inom granitens mindre deformerade tillstånd, är representativt för K-fältspat bildad vid höga temperaturer och som senare deformerats vid lägre temperaturer (Pryer, 1993; Passchier & Trouw, 1996). Deformation kan leda till lokala koncentrationer av pertitstrukturer (Passchier & Trouw 1996) i form av små utdragna lameller av plagioklas (albit).

Granaternas sammansättning är, som tidigare nämnts, av metamorf ursprung, baserat på hög halt grossular och låg halt spessartin (Sobolev, 1964). Granaterna har brutits ned i starkt deformerade varianter vilket också bör avspegla en sänkning av tryck och/eller temperatur.

Sammanfattningsvis kan man konstatera att förändringar av sammansättningen hos olika mineral samt konsumtion och nybildning av faser ger goda indikationer på att graniten deformerats under retrograd, amfibolitfacies, metamorfos. Detta åskådliggörs genom att 1) myrmekit förekommer huvudsakligen inom deformationsgrad 1 och 2 och avtar sedan, 2) titanit bildas i samband med tilltagande deformation, 3) pyroxen- och granat försvinner successivt med ökad deformation, till fördel för bildning av hornblende, biotit och titanit.

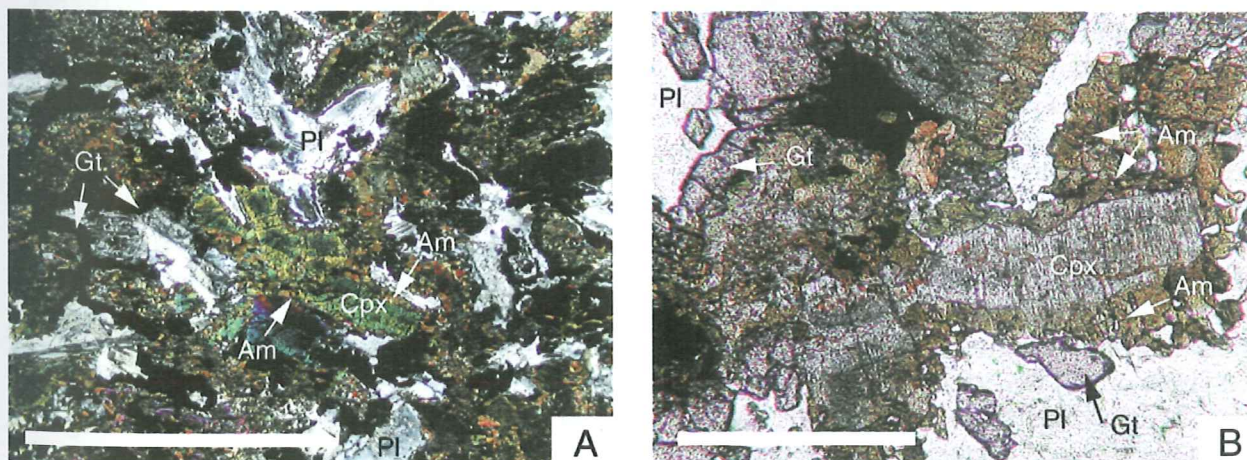
Ovanstående faktorer pekar på en samtidig deformation och retrograd metamorfos från högtrycksgranulit- eller övre amfobolitfacies till amfobolitfacies betingelser över 500°C. Denna undre gräns grundas framför allt på att rekristallisation av fältspat med bildandet av kärnmantel texturer med mikroklin är ovanligt vid lägre grader (Pryer, 1993; Passchier och Trouw, 1996). Detta är i samstämmighet med den metamorfa utveckling som beskrivits i flera tidigare studier med deformation av graniter.

4.3 Metabasiter.

Basiska gång- och linsformationer är genomgående amfiboliter med höga halter granat. Granaten är ofta delvis ersatt av sekundär plagioklas samt har förlorat sin euhedra form. Bergarterna uppvisar allt från finkorniga sockriga texturer med millimeterstora granater till grovkorniga varianter med lägre halt av plagioklas samt upp till 5 centimeter stora granater. Dessa variationer kan växla inom ett par meter inom en och samma kropp, men kan också representera enskilda kroppar.

Granatamfiboliter har oftast granater i ett matrix av amfibol, plagioklas, pyroxen, samt en mindre mängd biotit och kvarts. I partier med större enstaka granater uppvisar matrix ett slingrande och draperande mönster som sveper runt om granaterna, vilket visar på deformation. Dock framträder ingen tydlig rotation eller rörelseriktning hos granaterna. Poikilitisk textur med inneslutningar av amfibol- och fältspatskorn förekommer i vissa större granatkorn. Pyroxener

av ursprungligen avlång form visar framskriden omvandling till amfibol samt mindre mängd plagioklas. De mest välbevarade formerna av pyroxen innehåller lameller av amfibol. Fältspaterna utgörs uteslutande av albitisk plagioklas med företrädesvis smala tvillinglameller. Vissa metabasiter är koronadiabas, med rester av en sub-ofitisk textur (Fig. 13 A och B). Karaktäristiskt är framträdande koronor av granat och amfibol. Granaterna växer övervägande på bekostnad av plagioklaslister och bildar kedjeformade strukturer. Plagioklaslisterna representerar ett magmatiskt stadium medan tillväxt av granater har skett under metamorfos. Vid ett senare skede har även granaterna angripits av bl.a. amfibol och plagioklas i form av små neoblaster. Pyroxener i provet är starkt omvandlade till amfibol i så väl kanterna som centrala delar. Mest framträdande är dock de koronor av hornblende som omger pyroxendomänerna. Amfibolen utgörs huvudsakligen av hornblende, men det förekommer även mindre aggregat med en mer blågrön färg i anslutning till pyroxendomänerna. Detta kan vara uralitisk amfibol av aktinolitisk sammansättning som bildas genom nedbrytning av pyroxen sk uralitisering. Matrix består till största del av fältspat i form av plagioklaslister, vilka stundtals är starkt sericitiserade. Biotit uppträder ofta i nära anslutning till opaka mineral. Nedbrytning av granater i kombination med bildandet av plagioklas-neoblaster samt tillväxt av amfibol på bekostnad av pyroxen, indikerar att retrograd metamorfos varit den senast rådande processen.



Figur 13. Metabasit med relict ofitisk textur (koronadiabas). Amf=amfibol, Cpx=klinopyroxen, Gt=granat, Pl=plagioklas. A) med korsade nicoller och B) i planpolariserat ljus, visar pyroxenaggregat med amfibolomvandling i kanterna. Runt om lister av plagioklas finns tillväxt av granat i ett koronaliknande mönster. Skalan är i A) 0.5 cm och B) 1.0 mm.

4.4 Sidognejs.

Sidognejserna på ömse sidor av Källsjögraniten skiljer sig åt genom att halten mörka mineral är högre norr och öster om kroppen än i de västra delarna; för övrigt är de snarlika. Biotit- och amfibolkorn har en markant orientering i en i övrigt granoblastisk textur av fältspat och kvarts. Fältspaterna representeras av mikroklin och plagioklas, den sistnämnda med sericitisering. Kvarts förekommer i stor mängd med delvis välutvecklade kvartsband (quartz ribbons) samt även i form av mindre neoblaster. Väster om Källsjögraniten är de mörka faserna nästan uteslutande små biotitkorn, medan öster om granitkroppen förekommer både biotit och amfibol i riklig mängd. Accessoriska mineral är apatit, titanit och opaka mineral, samt ett litet antal små zirkoner. Likt Källsjögranitens starkt deformerade delar växer titanit runt om opaker i nära anslutning till biotit och apatit, som alla ligger i foliationens riktning. Plagioklashalten kan skifta på båda sidor om graniten och kornen uppvisar både undulös utsläckning samt tvillinglameller. I mikroskala har inga bevis för kinematiska indikatorer hittats, sannolikt beroende på att gnejsen uppvisar hög grad av rekristallisation och har få eller inga fältspatsögon.

5 Kinematiska indikatorer

5.1 Inledning

I metamorfa och deformerade bergarter uppträder ofta asymmetriska strukturer som bildats skjuvningsrörelser, s k kinematiska indikatorer. Kinematiska indikatorer existerar i så väl mikro- som makroskala, där vissa typer i regel är knutna till vissa metamorfa förhållanden. Några av de vanligast förekommande och tillämpade indikatorerna är (i) asymmetriska ådror och överstjälpta veck (ii) asymmetriska tryckskuggor (iii) roterade porfyroklastar (iv) kornformer (v) S-C strukturer och skjuvband (Barker, 1990).

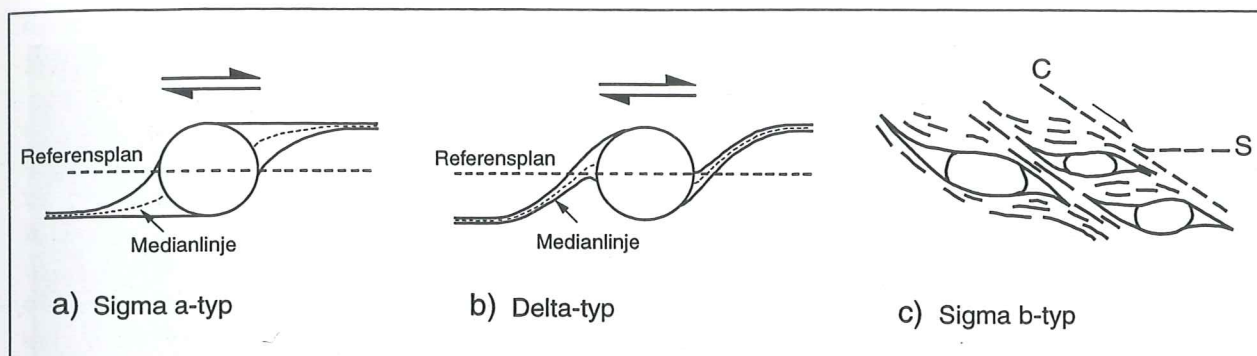
I detta arbete har dokumentation och tolkning främst baserats på asymmetriska svansar omkring porfyroklastar, S-C strukturer och överstjälpta asymmetriska veck. Dessa tre grupper är underlag för presentationen av rörelsemönstret. På grund av Källsjögranitens grovkornighet och höga metamorfosgrad samt varierande reologiska egenskaper, har ovanstående indikatorer enbart kunnat dokumenterats i fält och handstuff

(makroskala). Deformationen skedde vid höga temperaturer, huvudsakligen amfibolitfacies, vilket bidragit till stark omkristallisation i mikroskala.

Tolkning av porfyroklastsystem som kinematiska indikatorer är beroende av det omgivande strukturella och texturella mönstret. Orientering av foliation och lineation är ett måste för användning av dessa strukturer och de är endast tillförlitliga om ett referensplan kan dras. Bestämning av rätt snittyta för tolkning av kinematiska indikatorer kan försvåras om det finns flera generationer av foliationsplan. Formen på porfyroklasterna påverkar vilken typ av struktur som kommer att bildas. Även om deformationsgraden och rotationen i flödet är konstant kan porfyroklasternas rotationshastighet fluktuera om formen inte är sfärisk. Avlånga korn kommer att accelerera och retardera till följd av ändring i orientering. Oböjliga och fasta objekt kan också förbli stationära och orörliga om förhållandena gynnas av att skjuvband utbildas runt om objektet, som är fallet vid S-C strukturer (Passchier och Simpson, 1986).

Porfyroklastar delas upp i två undergrupper, σ -typ och δ -typ (Fig. 14), beroende på deras geometriska form (Passchier och Simpson, 1986; Passchier *et al.* 1996). Sigmaformen karaktäriseras av kilformade svansar av rekristalliserat material där strukturen har en monoklin trappstegssymmetri. Svansen är rak på den sida som befinner sig längst från referensplanet (Fig. 14a) och är konkav i andra delen. Dessa olikheter kan användas om trappstegsplanet är otydligt, vilket kan uppträda då svansarna är svagt utbildade, eller om referensplanet är svårt att definiera. Svansen tillväxer mer mot klasten i sigmaformen än i deltaformen.

σ -Typen kan i sin tur indelas i σ_a och σ_b (Fig. 14a och c), där den första representerar fristående isolerade porfyroklastar i ett homogent matrix med konstant orienterad foliation, som lokalt följer formen på porfyroklasten (Barker, 1990). Om rekristallisationssvansarna är långa och tydliga, sträcker de sig då vanligen i foliationens huvudriktning. Porfyroklastar av σ_b -typen utgörs ofta av fältspat och är associerade med S-C strukturer i myloniter rika på kvarts och fältspat (Barker, 1990; Passchier och Simpson, 1986). Ytterytan på svansen är plan mot C-planet och klasterna uppträder vanligen i nära anslutning till varandra. σ_b -Formen är vanligt förekommande vid mer heterogen deformation (Passchier och Simpson, 1986). Porfyroklasternas svansar böjer av från klastern längs med C-planet, vilket resulterar i att hela porfyroklast systemet får en



Figur 14. Olika typer av porfyroklaster. a) Sigma a-typ, med svansar som inte skär referensplanet, b) delta-typ med svansar vars medianlinje korsar referensplanet och c) sigma b-typ som är en kombination med S-C-strukturer. Alla tre bilderna visar dextral rörelse med toppen mot öst och är från Passchier och Simpson, (1986).

utdragen s-form. Allt eftersom S-planet dras ut i anslutning till rörelse i C-planet, med tilltagande skjuvning, avtar vinkeln mellan C-planet och S-planet. Vid låga metamorfa grader kan en ansenlig mängd glimmermineral ansamlas parallellt med C-planet. σ_b -porfyroklasterna kan ses som små linsar av relativt låg "finite shear strain" omgivna av skjuvband i vilka de rekristalliserade svansarna är belägna.

Tolkning av dessa sigmaformer bör göras i grupp och inte av enskilda porfyroklaster. Likt deltavarianten kan sigmaformens rekristalliserade svansar vara av blandad sammansättning eller samma som själva moderklastern (Barker, 1990). Passchier gör där emot en indelning som bygger på mantlade porfyroklaster, om svanspartiet har samma sammansättning som ursprungsklastern medan om sammansättningen är olika benämns strukturen som "strain shadow".

δ -Formen skiljer sig från σ -formen genom att svansarna skär referensplanet, se figur 14b. Deltaformen växer endast runt cirkulära till svagt avlånga porfyroklaster. Denna typ av porfyroklast har identifierats bl.a. som mikrometer- till centimeterstora fältspater i granitiska myloniter från den Grenvilliska Provinsen, Canada (Davidson *et al.* 1982, Hanmer, 1984) enligt Passchier *et al.* (1986). δ -Porfyroklasten roterar, i betydligt större utsträckning än σ -porfyroklasten, och dessa svansar kommer därför att korsa referensplanet. Det är också karaktäristiskt med en "grop" (mot referensplanet) intill porfyroklasten. Inom samma provins har Mawer (1987), genom studier av ovanstående mylonit, illustrerat hur delta formade fältspatsporfyroklaster bildas genom att sigmaformer utsetts för successivt progressiv skjuvning (Barker, 1990). Denna successiva förändring resulterar i övergångsformer som kan leda till tvetydigheter vid både benämning av form

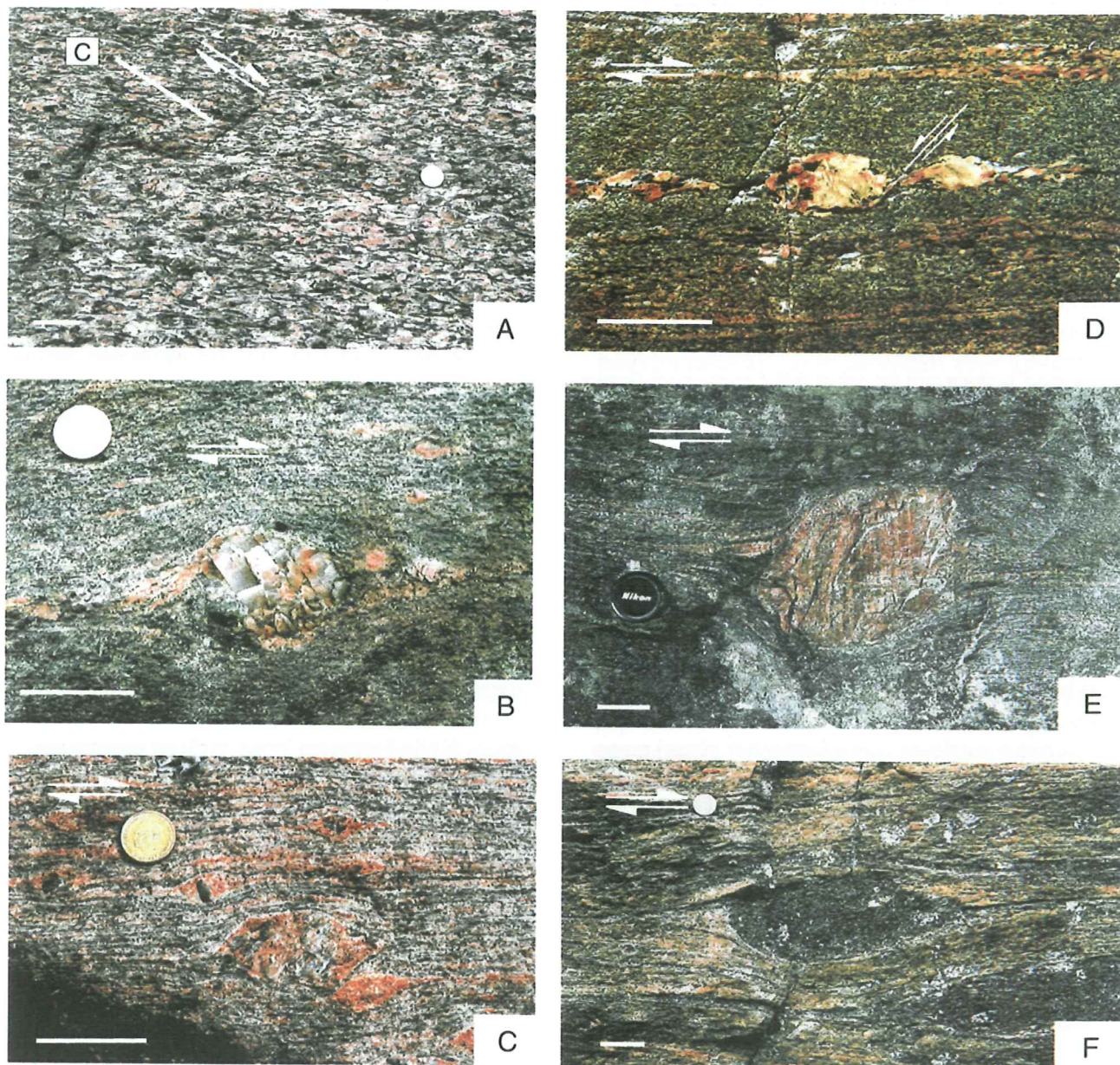
och tolkning av rörelsen. Om glimmermineral har en prefererad orientering i matrix kommer dessa att böja av runt om porfyroklasten och förtydliga rörelsen.

5.2 Porfyroklaster inom Källsjögraniten och angränsande gnejs.

Inom Källsjögraniten finns tydliga kinematiska indikatorer främst inom deformationsgraderna 2-4. I de minst deformerade domänerna (deformationsgrad 1) utgörs texturen av en näst intill isotrop karaktär. I handstuff kan det däremot förekomma tendens till koronatextur runt om fältspatsögonen samt svagt utbildade svansar. Avsaknad av tydligt foliationsplan och orientering för sträckningslineation gör att dessa strukturer inte kan tillämpas som rörelse-indikatorer.

Två olika typer av sigmastrukturer har dokumenterats (observerats), σ_a och σ_b (enligt Passchier och Simpson, 1986), där den sistnämnda är vanligast. Där Källsjögraniten har framträdande S-C-strukturer (deformationsgrad 2-4), har fältspatsporfyroklasterna en övervägande sigmaform av σ_b -typ. Den rekristalliserade manteltexturen utgör normalt största delen och kärnan av ortoklas är ofta liten eller saknas helt. Klasten har en mer utdragen form än deltatypen och tenderar att ligga i S-riktningen, medan svansarna böjer av mot C-planet (figur 15A), vilka i sin tur definieras av kvartsband och mörka mineral (även i S-planet uppträder mörka mineral).

σ_a -Typen uppträder mer som isolerade porfyroklast utan framträdande S-C-strukturer (Fig. 15B och C). I partier med hög heterogenitet och snabba växlingar mellan olika deformationsgrader, med väl orienterad sträckningslineation, kan symmetriska och σ_a -



Figur 15. Olika typer av kinematiska indikatorer inom Källsjögraniten och angränsande sidognejs, där samtliga uppvisar rörelse med toppen mot öst, vilket anges med pilar. A) S-C-typ strukturer med σ_b -porfyroklaster (koord. 634955/130980). B) Stor porfyroklast med deltastruktur i mitten samt mindre sigmastrukturer i övre högradelen av bilden (Algutsbo, koord. 635150/130840). C) Större kalifältspatöga uppvisar deltastruktur med svagt utbildade svansar samt skjuvningssprickor i kärnan. På ömse sidor uppträder mindre ögon med tydliga sigmastrukturer (Åsen, koord. 635135/130875). D) Skjuvning av pegmatitisk gång med deltastrukturer och antitetiskt slip (Skammerhult, 634900/130840). E) Stor klast av pegmatitmobilisat i mylonitisk gnejs (Stora Egnared, koord. 634635/131175). F) Asymmetrisk boudin med basisk sammansättning (jfr. Hanmer 1986)(koord. 634970/131000). Skalan på samtliga bilder är 5 cm.

strukturer förekomma tillsammans med tydligt utvecklade deltaformade porfyroklastar (Fig. 15B och C), vilket är vanligt inom graniter med heterogen deformation. Variationer i så väl deformationsgrad som litologiska egenskaper, bidrar till att även ett stort antal övergångsfaser mellan sigmoidala- och deltaformade porfyroklastar förekommer.

I den mest deformerade typen (grad 5) av Källsjögranit är ögontexturen så kraftigt utdragen att tolkning av rotation är svår. Dock förekommer enstaka fristående fältspatskorn i ett finkornigt relativt homogent matrix, vilka uppvisar en tydlig asymmetri (Fig. 15B). Dessa porfyroklastar utgörs övervägande av deltatypen (Fig. 14b) och uppträder vanligen i zoner, runt om linser av mer välbevarade

ögontexturer, där växlingar mellan deformationsgraderna snabbt skiftar.

Kinematiska indikatorer i form av porfyroklastor med asymmetriska svansar representeras övervägande av fältspatsögon, både i anslutning till och i frånvaro av S-C strukturer. De tydligaste rörelseindikatorerna är dock porfyroklastor av deltaform, vilka övervägande uppträder inom deformationsgrad 3 och 4. Moderklastern utgörs då av ortoklaskärna med rekristalliserad manteltextur av mikroklin. Svansarna är ofta längre och mer framträdande vid isolerade porfyroklastor till följd av tunn manteltextur som i figur 15B, vilket vittnar om låg rekristalliseringsgrad i förhållande till rotation, d.v.s. stark skjuvning (jfr. Passchier och Simpson, 1986). Deltaformer kan även ha en något mindre utvecklad svans (Fig. 15C). Dessa former kan påminna om sigmaporfyroklastor (σ_p). Mörka mineral som bidrar till foliationen i matrix, följer väl formen på porfyroklasten och förstärker på så sätt asymmetrin. Vid rotation orsakad av hög skjuvning förekommer ofta "sprickor" i kärnan av porfyroklasten i vinkel mot rörelseriktningen. Skjuvningssprickornas orientering beror i första hand på ursprunglig orientering av spaltplan i klasten (jämför Fig. 15B och 15C). Där av bör inte dessa sprickstrukturer enskilt användas för tolkning av rörelsen.

Pegmatitdomäner med både mörka och ljusa mineral kan också uppvisa tydlig indikation på rörelse (Fig. 15D). Vid rotation av dessa domäner av boudinliknande karaktär uppträder även antitetiskt "slip", som markerats i figur 15D. Inom starkt mylonitiserade enheter uppträder både små korn samt stora isolerade pegmatitiska kristaller (Fig. 15E) med deltastruktur. I anslutning till starkt deformerad granit uppträder boudinagestrukturer allt från meter- till decimeterskala. Ofta uppvisar dessa strukturer endast extension och saknar påtaglig asymmetri. Mindre boudiner av basisk sammansättning har dock observerats där så väl extension som rotation kunnat fastslås (Fig. 15F). Min tolkning av asymmetriska boudiner bygger på de modeller som presenterats av Hanmer (1986), vid bildande av boudinage i samband med skjuvning.

För att få ett så säkert rörelsemönster som möjligt har ett ca 50 talet observationer av porfyroklastor och S-C strukturer dokumenterats i fält. Av dessa har ett 20-tal solklara rotationer presenterats i kartan (Fig. 16), vilka alla visar på en rörelse med toppen mot öst, med undantag från en observation. Dessa kinematiska indikatorer får anses som god representation av områdets rörelsemönster.

5.3 Asymmetriska veck och skjuvningsmönster.

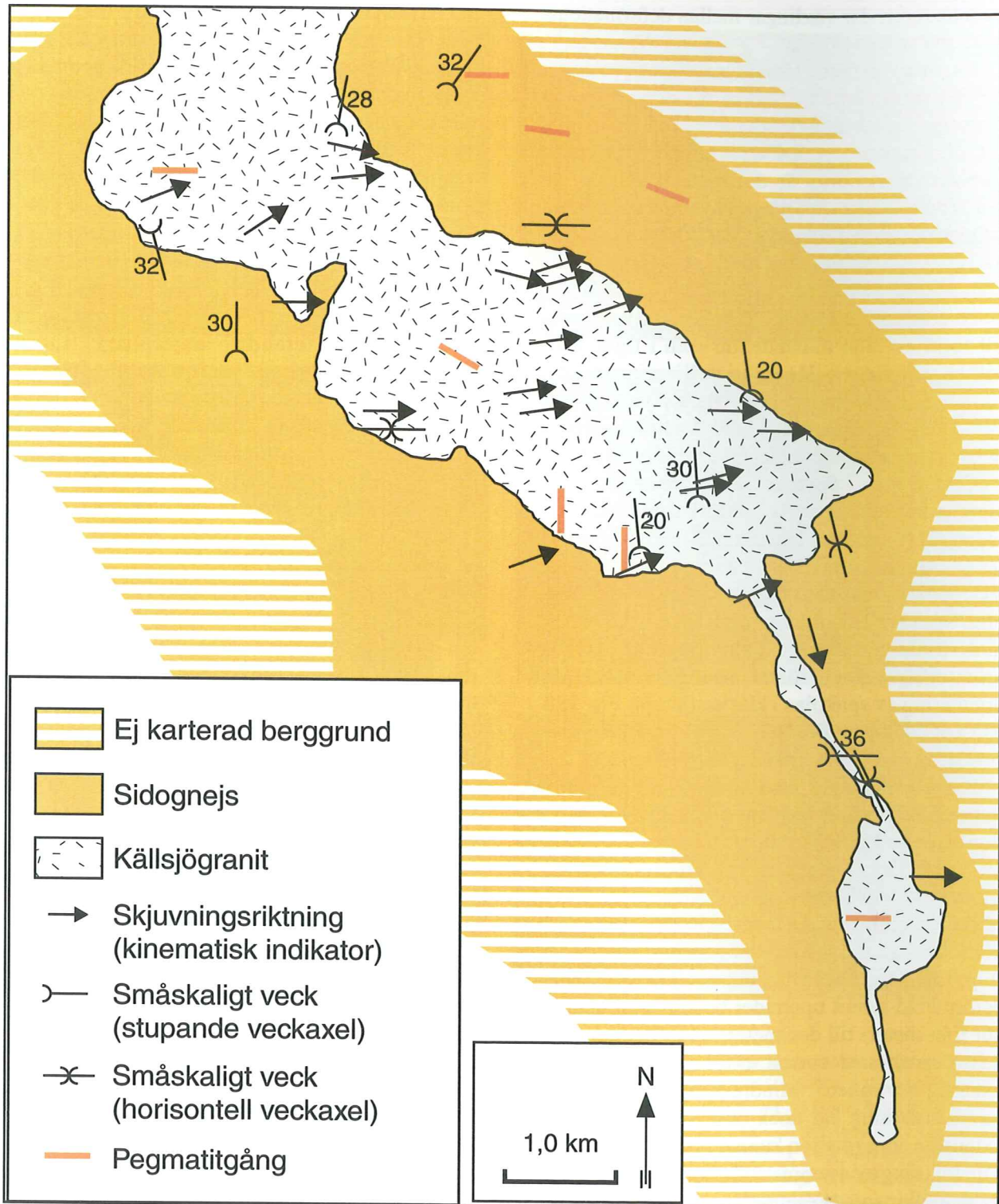
Veckstrukturer av olika storlek och geometri förekommer inom hela Källsjögraniten och dess sidognejser. Dock har veckstrukturer inte använts som huvudsakliga rörelseindikatorer, eftersom vecken ibland bildar ett heterogent mönster, stundtals kaotiskt. I figur 16 presenteras de veck som uppvisat tydlig vergens och asymmetri samt definierbar veckaxel. Veckstrukturerna har vanligen en sluten till isoklinal geometri av cylindrisk karaktär. De uppträder vanligen överstjälpta (lutande axialplan) inom Källsjögraniten (från 2-5 deformationsgraden) i aplitiska gångar, leukosomstrukturer, ögonförande granit (Fig. 17A) samt i finkornig folierad gnejs. Veckaxlar är företrädesvis orienterade i två riktningar (nordsydliga och västöstliga), vilket även observerats längre söder ut inom Ullaredszonen (Möller, muntlig info.). Axlarna ligger horisontellt till svagt stupande (Fig. 16).

I anslutning till horisontellt liggande aplitiska gångar finns skjuvning lokaliserad till ömse sidor om gångarna. Utdragna fältspatsögon böjer av in mot skjuvzonen och visar på en rörelse som överensstämmer väl med närliggande porfyroklast-rörelser samt det regionala rörelsemönstret (Fig. 17B).

6 Diskussion

6.1 Regionalt sammanhang.

Det Östra Segmentet söder om Väneren präglas av penetrativ deformation och ådergnejser med ett ofta heterogent mönster. Dessa duktila deformationsstrukturer har tidigare ansetts främst orsakade av Gotisk orogenes vid 1.70-1.55 Ga, men har under senare år genom zirkondatering kunnat knytas till höggradig metamorfos vid 1.46-1.42 Ga och Svekonorvegisk omarbetning (1.1- 0.9 Ga), något som tidigare ansågs vara av underordnad betydelse utanför större skjuvzoner (Åhäll *et al.* 1997). Tolkning av Svekonorvegisk deformation bundet till större skjuvzoner, grundade sig bl a på förekomst av granitmassiv med stundtals mycket välbevarad sub-isotropa partier mellan skjuvzonerna. I detta arbete har det genom strukturella och petrografiska studier, tydligt framkommit bevis för en penetrativ deformation, med höggradig metamorfos och anatexis i amfibolit till granulitfacies, hos en Mesoproterozoisk granitkropp inom

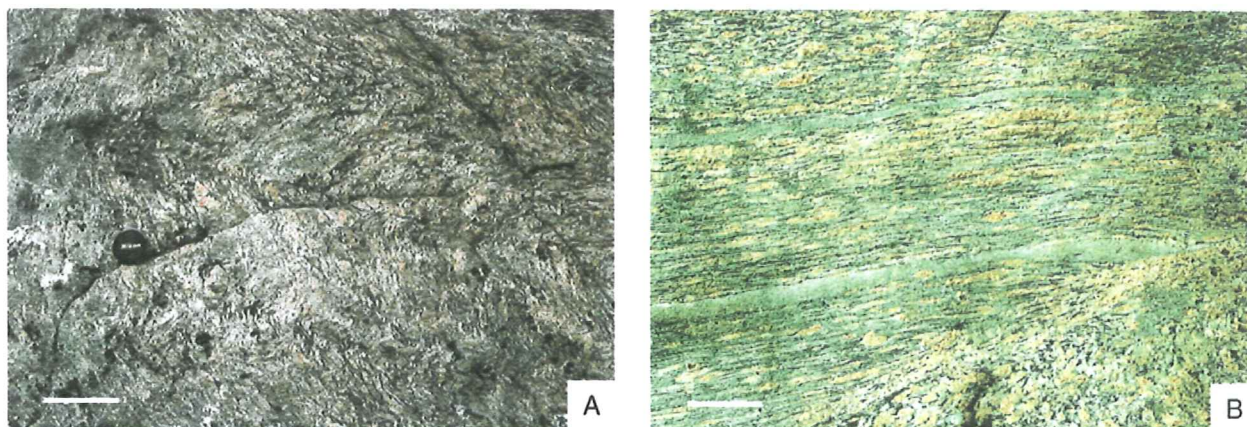


Figur 16. Karta över rörelsemönstret i Källsjögraniten och angränsande gnejs. Så väl S-C strukturer som porfyroklaster presenteras med pilar på kartan och uppvisar konsekvent rörelse med toppen mot öst och en dextral strike-slip komponent. Veckstrukturer uppträder både med sydlig och östlig vergens, där de senare är vanligast.

Ullaredszonen. Källsjögraniten uppvisar stora likheter i både kemisk sammansättning (J.Andersson, muntlig info.) och textur som Torpa- och Tjärnesjögraniten), bergarter som är 1.38-1.40 Ga, d.v.s. yngre än den föreslagna Gotiska orogenesisen. Detta innebär att deformations-

mönstret kan knytas till omarbetning yngre än 1.40 Ga.

Tidigare undersökningar av berggrunden inom södra Östra Segmentet har innefattat fältgeologiska undersökningar, kemiska analyser, tryck- och temperaturbestämningar samt åldersdateringar.



Figur 17. Asymmetriska veck och skjuvningsmönster inom Källsjögraniten. A) Veckning i Källsjögranit (Ulvvad, koord. 634715/131115). B) Skjuvning lokaliserad till ömse sidor om horisontellt liggande aplitgångar, (Algutsbo, koord. 635150/130840). Skalan är 10 cm på båda bilderna.

Även om strukturdata finns, har det saknats detaljerad kartläggning av kinematiska indikatorer för att till fullo kunna karaktärisera deformationsmönstret inom Ullaredszonen. Förekomsten av en deformerad eklogitenhet inom Ullaredszonen visar att deformationen återspeglar storskaliga tektoniska förflyttningar (Möller 1998, 1999) i samband med Svekonorvegisk bergkedjebildning.

Utanför Ullaredszonen har kinematiska indikatorer bl a dokumenterats inom Mylonitzonen av Berglund (1997), vilka i de södra delarna av zonen visar på en övervägande rörelse med toppen mot väst. I Borås-Ulricehamns området har Berglund och Connelly (1994) och Connelly *et al.* (1996) observerat upprätta östvästliga veckaxlar samt foliation med östvästlig sträckningslineation av Svekonorvegisk ålder, strukturer som delvis överensstämmer med observationer inom Källsjöområdet. Larson *et al.* (1990) har däremot tolkat den regionala foliationen (D_2) i Ulricehamnsområdet som bildad genom östriktade vergenta överskjutningar före 1660 Ma, medan östvästliga veckaxlar och östvästlig lineation (D_3) ansågs vara resultatet av nord-sydlig kompression före 1400 Ma. Då de södra delarna av Östra Segmentet även påverkats av pre-Svekonorvegisk omarbetning vid 1.46-1.42 Ga, försvårar detta tolkningen och särskiljandet mellan olika generationer av strukturer. Strukturer som Larson *et al.* (1990) benämner D_3 kan mycket väl tillhöra en pre-Svekonorvegisk omarbetning, som föreslagits av Söderlund *et al.* (1999). De kan också vara samstämmiga med strukturer av Svekonorvegisk ålder som observerats av Berglund och Connelly (1994), Connelly *et al.* (1996) samt inom Ullaredszonen (Möller 1997; detta arbete).

Inom Källsjökroppen och angränsande sidognejs visar sträckningslineation tillsammans med kinematiska indikatorer en enhetlig transportriktning med toppen mot öster. Mindre avvikelser i lineationsriktning har i detta arbete ansetts otillräckligt för att särskilja olika generationer, till skillnad från Berglund (1997), som i Mylonitzonens södra del urskiljer tre deformationshändelser (D_{SB1} - D_{SB3}) grundat på skilda lineationsriktningar. Veck med både sydlig och östlig vergens samt aplitgångar med överskjutningsrörelse i sydlig riktning inom Källsjögraniten, kan dock mycket väl återspegla olika deformationshändelser, även om dessa nödvändigtvis ej behöver spänna över en längre tidsperiod.

6.2 Källsjögranitens heterogena deformationsmönster

Deformation av graniter i fast tillstånd resulterar vanligen i det heterogena mönster som uppvisas inom Källsjögraniten, med ökad deformation i anslutning till skjuvzoner i olika skalor (Gapais, 1989). Formen och storleken på svaga respektive mer resistenta enheter kan skifta mellan olika graniter men även inom ett och samma granitmassiv, vilket resulterar i variationer som dem inom Källsjögraniten.

Deformationsmönster med linsformationer från kilometerskala ner till centimeterskala, där näst intill isotropa enheter omges av partier med högre strain i ett anastomoserande mönster, finns beskrivet från flera områden, bl a Choukroune och Gapais (1983), Gapais, (1989) samt Temperley och Windley (1997). Den heterogena deformation som

uppvisas inom Källsjögraniten, är typiskt för deformation av graniter under s.k. "solid state" förhållanden (Paterson *et al.* 1989). Att Källsjögraniten deformerats i fast tillstånd återspeglas i dess mineraltextur, (se 4.2 tolkning av mikrotexturer och petrografi).

I tolkningen av Källsjögranitens tektoniska utveckling är skillnader i deformationsgrad mellan olika partier av centralt intresse. Genom mikrotexturella studier (kap 4) framgår det tydligt en förändring i så väl mineralogi som textur med tilltagande deformation. Genomgående trend är deformation under retrograda förhållanden.

6.3 Strukturgeologisk tolkning

Även om foliationsorienteringen inom graniten och gnejsen, som presenterats i kartform och stereogram i figur 9, visar stora likheter samt ligger relativt väl samlade, kan dock vissa olika "trender" i orienteringen urskiljas. I figur 9 framgår hur foliationen i sidognejsen närmast Källsjögraniten är starkt veckad på ömse sidor om Storlinsen. Denna veckning, i form av antiformer och synformer i kontakten mellan graniten och sidognejsen liknar de mindre veckstrukturer som uppträder i kontakten mellan starkt mylonitiserad granit och linser av metabasit. Detta återspeglar sannolikt kompetensskillnader och bildning av linser under deformation. Förändringen av foliationen från de centrala delarna av graniten ut i sidognejsen, som beskrivits i kap 3, kan delvis bero på skillnader mellan Källsjögraniten och Sidognejsen beroende på olikheter i reologiska egenskaper (mineralogiska och texturella). Om sidognejsen genomgått tidigare deformation kan detta ha underlättat förgnejsning av bergarten vid senare tillfällen.

Även om foliationsvärdenas förändring kan relateras till ovanstående resonemang spelar formen på deformationszonen och granitens utsträckta form också avgörande roll för foliationsplanens orientering. I princip skulle hela Källsjökroppen kunna beskrivas som en skiva belägen i en antiform med veckaxeln svagt stupande mot NO och ingå i ett liknande veckmönster som uppvisas på ömse sidor om Storlinsen. Längre söder ut inom Ullaredszonen följs denna tänkbara storskaliga antiform av en synform i samband med att zonen böjer av mot öster (Fig. 3).

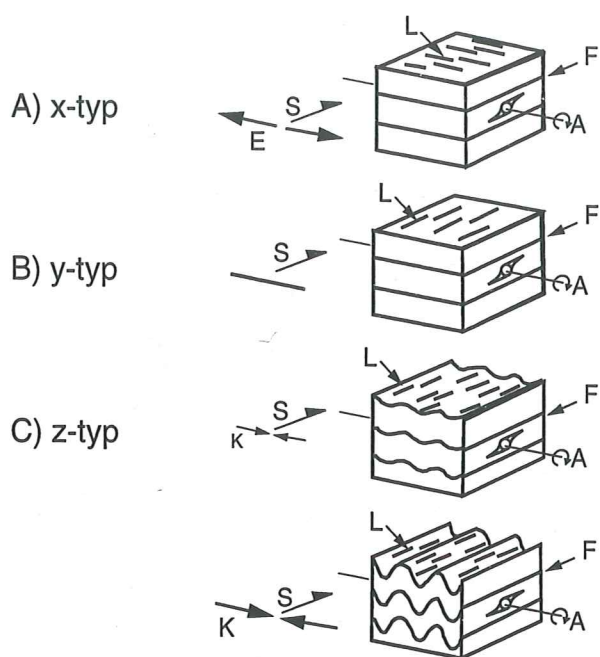
I stereogram a i figur 9 framgår hur polerna till foliationsplanen uppvisar centrerung i två områden. Denna uppdelning av polerna återspeglar därför

sannolikt inte två olika deformationshändelser utan snarare granitkroppens anastomoserande form.

Sträckningslineationen har som tidigare nämnts en övervägande östlig trend och plunge, vanligen horisontellt till svagt lutande. I områden med veckning och mer N-S strykande foliation är lineationen i stor vinkel mot foliationen (d.v.s. dip-slip rörelse). Där lineationen uppträder i nordsydlig sträckning parallellt med strykningen för foliationen (mellan Storlinsen och Gnipelinsen, Fig. 9), kan avvikelser bero på skillnader i deformationrörelsens orientering eller i fördelningen av deformerande kraft längs med zonen. Intressant är att dessa avvikelser uppträder där graniten utgör ett smalt stråk. Enligt Tikoff *et al.* (1997) kan lineationen, inom en kontinuerlig transpressionell skjuvzon, uppträda i vinkel mot rörelseriktningen på grund av variation i deformationsgraden och om deformationen inte uppvisar ren "simple shear". Tikoff *et al.* (1997) menar även att då "finite strain" vanligen är fördelat längs skjuvband inom duktila skjuvzoner, är förutsättningen för förgrening av "strike-slip" eller heterogen transpression stor, vilket även leder till avvikelser i sträckningslineationen. Då lineationen övervägande har en väst-östlig orientering samt sammanfaller väl med kinematiska indikatorer, finns det ingen anledning att tolka detta mönster som annat än representativt för den dominerande rörelsen i området, toppen mot öst.

Till skillnad från orienteringen av lineation och kinematiska indikatorer, uppträder veck med vergens både mot syd och mot öst längs hela granitkroppen. De sistnämnda är starkt överrepresenterade och följer väl den regionala rörelsen för området.

Passchier *et al.* (1997) har beskrivit hur orientering av lineation och rörelsestrukturer inom skjuvzoner beror bl.a. på huruvida zonen utsätts för samtidig lateral expansion (x-typ) respektive lateral kompression (z-typ) (Fig. 18A och B). Källsjögranitens rörelsemönster och strukturer överensstämmer bäst med deras modell y-typ (Fig. 18a). Om veckstrukturerna med sydlig vergens är bildade samtidigt med skjuvningen med toppen mot öst, kan även en kombination av y-typ och z-typ vara tänkbar. Detta skulle då innebära att granitkroppen utsatts för en sammanpressande kraft i vinkel mot sträckningslineationen och skjuvningsrörelsen. Viktigt att notera är dock att de östvergenta veckstrukturerna inte sammanfaller med modell z_1 och att veckbildning även kan uppstå i vinkel mot deformationsrörelsen, om en foliation eller lagring är orienterad snett mot skjuvplanet (t.ex. Malavieille, 1987). I området mellan



Figur 18. Schematisk bild av hur orienteringen av strukturer (lineation, veckbildning och porfyroklaster) kan bildas under olika duktila skjuvningsförhållanden, från Passchier *et al* (1997). A=symmetriaxel, E=extension, F=foliation, K=kompression, L=lineation, S=skjuvningsriktning. A) Skjuvzon av x-typ med lateral extension, där längdaxeln för "strain" ellipsoiden ligger parallellt med symmetriaxeln (A). B) Skjuvzon av y-typ med avsaknad av både lateral extension och kompression, där lineationen ligger parallellt med rörelseriktningen. C) Uppvisar två olika grader av skjuvzon av z-typ (lateral kompression) med sträckning i vinkel mot den sammanpressande kraften och veckbildning parallellt med symmetriaxeln.

Storlinsen och Gnipelinsen (Fig. 9 och 16) uppvisar ett mönster som mycket väl kan appliceras till z-modellen, med sträckningslineation och rörelse av porfyroklaster parallellt med foliationen samt att graniten är starkt veckad med nordsydlig veckaxel. Tillämpning av både modell y och x skulle innebära att skjuvningen längs Källsjökroppen fördelats olika, vilket resulterar i lokala partier av mer kompressionell karaktär inom vissa delar.

6.4 Sen-Svekonorwegisk extension

Förekomst av meterbreda odeformerade kvartsrika pegmatitgångar med varierad strykning visar vittnar om att uppsprickning och intrusion skett i olika riktningar längs med Källsjökroppens utsträckning. Orienteringen av pegmatiterna är östvästliga och vertikala i de norra och södra delarna (d.v.s. nordsydlig extension) och

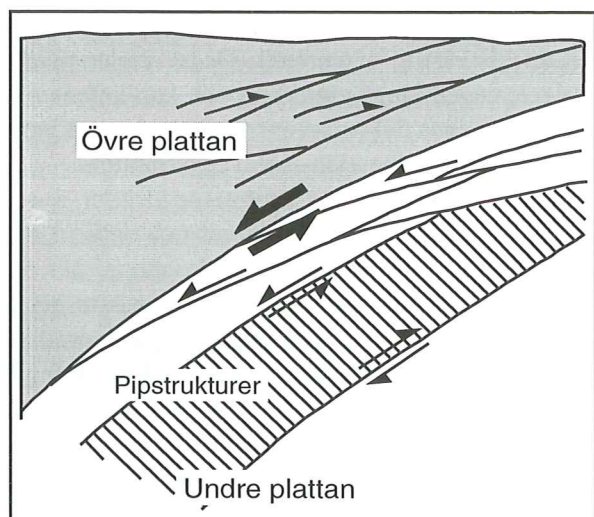
nordsydliga och vertikala i de centrala delarna (d.v.s. östvästlig extension). Dessa variationer i orienteringen längs granitkroppen kan knytas till det heterogena deformationsmönster som tidigare diskuterats för lineation- och veckstrukturer.






Inom hela Källsjögraniten uppträder även aplitgångar av både odeformerat och deformerat utseende. Odeformerade vertikala gångar har en företrädesvis nordsydlig strykande orientering i nära anslutning till pegmatitgångar emedan deformerade gångar förekommer med strykning i så väl nordsydlig som västöstlig riktning. För ett litet antal aplitgångar i nordsydligt strykande vertikala snittytor uppvisas överskjutningar mot syd. Huruvida dessa strukturer vittnar om en tidigare rörelse i nordsydlig riktning samt eventuellt är samtida med nordsydlig veckbildning är dock osäkert. Då deras antal så väl som mäktighet i förhållande till större pegmatitgångar och odeformerade aplitgångar är av underordnad karaktär, kan de mycket väl återspegla en tidigare och överpräglad deformationsfas.

Boudinagestrukturer i meterskala med sprickfyllnader av pegmatit, av samma typ som de nordsydligt strykande pegmatitgångarna, visar att strukturerna hör nära samman och stärker tolkningen av att detta är resultatet av en sen-Svekonorwegisk extension i östvästlig riktning.

6.5 Tektonisk utveckling

Kinematiska indikatorer inom såväl graniten som sidognejsen uppvisar en konsekvent skjuvningsriktning med toppen mot öst. Inga strukturer visar på motsatta rörelser, vilket exempelvis beskrivits från Norge av Fossen (1992), där uppskjutning mot öst under kompression är följt av extension mot väst. Tolkningen i detta arbete utgår ifrån att en inledande kompressionell fas med östliga överskjutningar följts av en senare upplyftning med östvergent tiltning och östvergenta normalrörelser i Ullaredszonen. Liknande upplyftning av "footwall" under kollaps på grund av extension, beskrivs bl a från Skottland av Temperly och Windley (1997). Intrusion av pegmatiter har troligen skett under extension samtidigt med intrusion av bl.a. Blekinge-Dalarna-Diabaserna (BDD) längre österut (jfr. Möller *et al.* 1997; Möller, 1998, 1999; Söderlund *et al.* inskickat). Tidigare diskuterade förändringar av pegmatitgångarnas strykning kan förklaras genom att Källsjökroppens utsträckning följer formen på en skjuvzon av slingrande utseende där deformationen vid kollaps och extension



-  Övre plattan
-  Undre plattan (pipstrukturer)
-  Eklogitlins (pipstruktur)
-  Rörelse av "pipstrukturer"
-  Rörelse mellan övre plattan och extruderande övre skorpan i Fig. 20

Figur 19. Schematisk modell över extrusion av "pipstrukturer" i anslutning till upplyftning av högtrycksbergarter; modifierad från Wheeler och Butler (1993).

koncentrerats heterogent längs zonen.

Till skillnad från Tjärnesjö- och Torpagraniterna är Källsjögraniten en ganska liten kropp vars form högst troligt återspeglar skjuvzonsgeometrin inom Ullaredszonen. Vid tolkning av magnetiska kartor diskuteras huruvida Ullaredszonen utgörs av en enda stor skjuvzon eller ett komplex av flera mindre zoner (Möller et al. 1997). Då Källsjögranitens område präglas av stark deformation med skjuvzoner från kilometer- till centimeterskala är det ett rimligt antagande att Ullaredszonen består av ett förgrenande "skjuvzonskomplex" i nordsydlig sträckning, med en dominerande rörelse med toppen mot öst. Förekomst av eklogitrestor samt ett flertal granatamfiboliter i anslutning till amfibolitfacies ögongnejs kan tolkas som upplyftning av olika metamorfa sektioner. Av stor vikt är att eklogitlinser endast påträffats i delar av zonen d.v.s. ovanpå enheter som saknar eklogitmetamorfos. Upplyftning av eklogiterna från >55 till ca 40 km djup har därför sannolikt skett genom tektonisk extrusion (Möller et al. 2000). Wheeler och Butler (1993), presenterar en

modell för hur överskjutningar, extensionella skjuvningszoner och s.k "pipstrukturer" kan bildas samtidigt under en plattkollision (Fig.19), vilket resulterar i olika metamorfa terränger. En "pipstruktur" är en skolla som begränsas av en överskjutning i "footwall" och en extensionell skjuvzon i "hanging wall". Eftersom eklogiterna bildats på större djup än de kringliggande gnejserna utgör de därför potentiella "pipsektioner". Modellen av Wheeler och Butler kan tillämpas under så väl Källsjögranitens upplyftande fas som vid fortgående extension efter en eventuell tilltning. Upplyftning av eklogiter måste i så fall skett före tilltning mot öst.

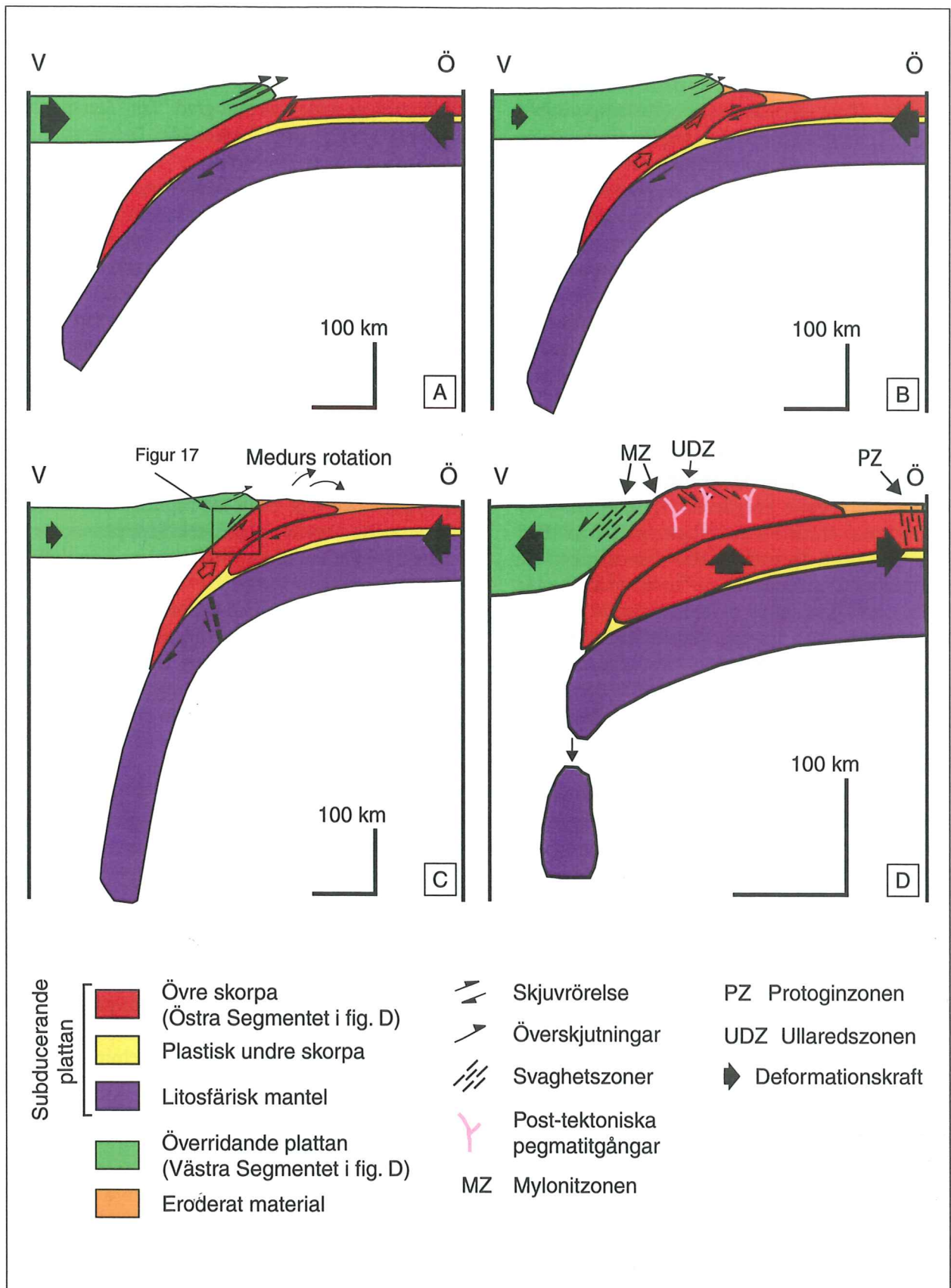
6.6 Chemenda-modellen

Förekomst av framförallt eklogiter inom Ullaredszonens sydöstra delar "leder tankarna" till subduktionsprocesser med upplyftning från djup kring ca 35 km. Möller (1999,2000) nämner även djup på minst 55 km för eklogiter vid Lilla Amås. Närvaro av bergarter deformerade under amfibolit- till granulitfacies inom Östra Segmentet, vittnar också om upplyftning från stora djup.

I Chemenda et al. (95,96,97) visas modeller för hur den övre skorpan, under en kontinent-kontinent kollision, kan pressas ner till djup uppemot 100 km, för att därefter snabbt lyftas upp, allt under en pågående kollision (Fig. 20A-C). Att det skett en plattkollision med kompressiva krafter med resulterande nedpressning följt av extension och upplyftning av Östra Segmentets bergarter får anses som klart. Frågan är huruvida denna kompression resulterat i subduktion av den östra kontinentalplattan.

Med anledning av att eklogiter än så länge endast påträffats inom Ullaredszonen, är det tänkbart att olika delar av Östra Segmentet under en plattkollision subducerats och/eller extruderats i olika grad. Detta kan då ha resulterat i att skilda sektioner även deformerats olika i samband med extension efter kollaps.

Enligt Chemendas modell (96,97) är förekomst av eklogiter vanligtvis associerad till kontinental subduktion av låg kompressionell regim, vilket innebär att den övre skorpan brister vid basen av den överskjutande plattan, istället för framför subduktionszonen som är fallet vid höga kompressionella förhållanden (Fig. 20A). Det bör trots allt beaktas att modellerna visar en förenklad bild av verkligheten. Då det inte förekommer några kända bevis för spår av manteln inom Ullaredszonen, är min uppfattning att subduktion



Figur 20. Experimentell modell av Chemenda et al. (1995,1996,1997). Bilderna A-C visar subduktion och extrusion av övre skorpan. Bild D visar en spekulativ schematisk modell tillämpad på SV Sverige med upplyftning och extensionella rörelser under kollaps.

och extrusion av bergarter i Ullaredszonen skett under höga kompressionella förhållanden.

Tryckförhållanden som kräver djup av ca 55 km, kan skapas genom förtjockning vid plattkollision (Fig. 20). Detta innebär att det nödvändigtvis inte krävts någon omfattande subduktion av den östra kontinentplattan, för att erhålla de bergarter som beskrivs inom Ullaredszonen och övriga Östra Segmentet.

Skjuvrörelserna med toppen mot öst (dextral rörelse) som uppvisas inom Källsjökroppen och angränsande gnejs överensstämmer i bred bemärkelse med den modell för upplyftning av högtrycksbergarter som presenteras av Chemenda *et al.* (95,96,97). Dagens lutning av foliationen mot öst kan förklaras med efterföljande rotation (tilltning). I Chemendas modeller berörs inte skillnaden i upplyftning mellan olika bergarter i den kontinentala skorpan (ex mellan eklogiter och högtrycksgranulit bergarter). Tillämpning av Wheeler och Butlers skjuvningsmodell från 1993 (Fig. 19), med "pipstrukturer" kan mycket väl integreras i Chemendas upplyftningsmodell, med intern uppskjuvning av eklogiter ovanpå enheter av amfibolit och högtrycksgranulitfacies. Då eklogiter extruderar i form av "pipstrukturer", sker sannolikt liknande rörelser i omgivande berggrund (yngre granitmassiv ca 1.38 Ga och äldre bergarter, t.ex. TMB-bergarter). I samband med kolapps avtar successivt de kompressiva krafter som var rådande under plattkollisionen och en regional extension resulterar i upplyftning av den underliggande plattan (Fig 19D). Skjuvning med östvergenta rörelser inom Östra Segmentet (Ullaredszonen) fortsätter och under slutstadiet sker intrusion av pegmatitgångar.

7. Slutsatser

- Källsjögraniten är texturellt och mineralogiskt identisk med Tjärnesjögraniten med kristallisationsålder på 1368 ± 4 Ma och Torpagraniten, associerad med Varberg Charnokit Graniten, med kristallisationsålder på 1380 ± 6 Ma.
- Källsjögraniten uppvisar linsformade domäner av låg strain i kilometer- till centimeterskala. Deformationen har koncentrerats till anastomoserande deformationszoner i varierad skala inom granitkroppen. Graniten kan indelas i olika deformationstillstånd baserat på graden av deformation.

- Den metamorfa graden varierar omvänt proportionellt mot deformationsgraden, där tilltagande deformation uppvisar en avtagande metamorf grad. Att Källsjögraniten genomgått deformation under en retrograd "fas" återspeglar sig i rekristallisering till mikroklin, "nedbrytning" av granater och klinopyroxen i samband med tillväxt av hornblende och titanit samt minskad halt titan i biotit. Granat och pyroxen uppträder i de minst deformerade domänerna (kvartsmonzonitisk karaktär) medan de mest deformerade enheterna är representerade av amfibolitfacies. Basiska gångar samt tektoniska linser i varierad skala uppvisar metamorfa förhållanden från högtrycksgranulitfacies till amfibolitfacies.

- Källsjögranitens deformationsmönster skiljer sig från sidognejsen på grund av sin till synes icke penetrativa deformation. Även om graniten bevarar domäner med näst intill isotropisk karaktär och zoner av hög strain präglas hela kroppen av stark och duktil deformation.

- Foliationen inom Källsjögraniten uppvisar en övervägande nordlig till nordostlig stupning men övergår till östlig stupning längre söderut. Förändringar i foliationsriktning från granitens centrala delar (Storlinsen) och ut till sidognejsen sker successivt och vittnar om att bergarterna genomgått en samtida deformation.

- Kinematiska indikatorer i form av porfyroklaster (σ_a , σ_b och δ -typ) och S-C strukturer uppvisar en konsekvent rörelse med toppen mot öst, under extension och/eller extrusion.

- Sträckninglineation, större odeformerade pegmatitgångar och boudinagestrukturer inom graniten och angränsande gnejs är tydliga bevis för att en västöstlig sträckning/ extension präglat slutfasen av Svekonorvegisk omarbetning.

8. Förslag till vidare studier

- Ullaredszonen som strukturgeologisk enhet innehåller fortfarande stora luckor för att förstå dess geografiska utbredning och betydelse i relation till Mylonitzonen och för Östra Segment. Därför är vidare kartläggning av strukturell data i form av foliation, lineation, kinematiska indikatorer, veckstrukturer samt förekomst och utbredning av olika metamorfa enheter av stor vikt.

- Kartläggning av större odeformerade pegmatitgångars orientering inom Ullaredszonen, vore av intresse för att skapa en bild över extension i olika delar av zonen.
- Närvaro av ögonförande granitkroppar inom Ullaredszonen bidrar till ökade tolkningsmöjligheter av rörelsen inom zonen. Fortsatt kartering av liknande kroppar är därför av intresse,
- Då detta arbete främst baserats på strukturgeologiska studier i syfte att kartlägga deformations- och rörelsemönstret har tonvikten på kemanalyser varit begränsade. Övergången från ortoklas till mikroklin beskrivs i samband med ökad deformation. Där av vore det intressant att närmre undersöka detta omslag; vid vilka tryck- och temperaturvärden rekristallisering sker.
- För närvarande har eklogitreliker endast dokumenterats inom Ullaredszonens sydöstra del. Förekomst av eklogitliknande tektoniska linser i nära anslutning till Källsjögraniten, inom zonens norra delar, ger indikationer på en eventuell större spridning. Vidare kartering av eklogitreliker samt undersökning av retrograda förändringar i olika delar av zonen innebär viktig information om Ullaredzonens och Östra Segmentets tektoniska historia.
- Datering av titanit tillväxt och bildning av metamorf zirkon inom olika deformationsgrader kan vara till stor hjälp vid tolkning av eventuellt olika deformationsfaser.
Titanit är ett mineral som vanligen uppträder vid lägre temperaturer (ca 650 °). Finns det ett samband mellan temperaturen för bildandet av titanit och omslag från ortoklas till mikroklin?.

Tack

Så var det äntligen dags att skriva tackordet, skönt!. Under arbetets gång har tacksam hjälp funnits att tillgå av så väl forskare som tidigare kurskamrater (har lärt mig att be om hjälp). Då antalet "berörda" har varit stort, blir min tacksamhet riktad till alla Er på avdelningen för mineralogi och petrologi vid Geologiska Institutionen i Lund. Jag vill dock nämna några personer som fått utstå extra många frågor och funderingar inom Geologi och detta förundrande "hjälpmedel" som benämns datorer.

Charlotte "Lotta" Möller min handledare, som fick mig att inse att spännande Strukturgeologi även finns i områden utan lavinfara och som bidragit till ökat intresse av geologi i fält. Ditt brinnande intresse för geologi smittar av sig och din förmåga att lyssna och uppmuntra har varit till stor hjälp. Tack för många givande diskussioner.

Jenny Andersson och Ulf Söderlund som med ständig entusiasm fungerat idé -bollplank; Lena Albrecht som verkligen kan sin strukturgeologi; Sven Birger Sundberg vars hjälp med datorbearbetning varit ovärderlig, Tack!.

Ett stort tack vill jag till sist rikta till Karl Gustavs bygdeförening, för ett trevligt bemötande och för ett överträffat boende under fem veckors fältarbete.

Referenser

- Ahlin, S., Samuelsson, L., Lundqvist, I., 1985: Chemical features and petrography of early granitoids in the Göteborg-Borås area, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 107, 89-100.
- Andersson, J., Söderlund, U., Cornell, D. H., Johansson, L. & Möller, C., 2001: Sveconorwegian (Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden – a reply. *Precambrian Research* 106, 339-343.
- Andersson, J., Söderlund, U., Cornell, D. H., Johansson, L. & Möller, C., 1999: Sveconorwegian (Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Baltic Shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion. *Precambrian Research* 98, 151-171.
- Ask, R., 1996: Single zircon evaporation Pb-Pb ages from the Vaggeryd syenite and dolerites in the SE part of the Sveconorwegian orogen, Småland, S Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 118 (Jubilee Issue), A8.
- Barker, A.J., 1990: Introduction to Metamorphic textures and Microstructures. Blackie, New York. p.162.
- Berglund, J., 1997: Compressional and extensional ductile shearing along a terrane boundary in south-western Sweden. 29 pp. In J. Berglund, 1997: Mid-Proterozoic Evolution in South-western Sweden. Ph.D. thesis, Göteborg University, Göteborg, Sweden. 137 pp.
- Berglund, J. & Connelly, J., 1994: The Vårgårda intrusion, tectonic setting, age and regional implications in 21st Nordic Geological Winter Meeting, Luleå, Sweden, (abstract) p.16.
- Brewer, T.S., Daly, S.J. & Åhäll, K.-I., 1998: Contrasting magmatic arcs in the Palaeoproterozoic of south-western Baltic Shield. *Precambrian Research* 92, 297-315.
- Chemenda, A.I., Matte, P., Sokolov, V., 1997: A model of Palaeozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the southern Urals. *Tectonophysics* 276, 217-227.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Bokun, A.N., 1996: Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 173-182.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokun, A.N., 1995: A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters* 132, 225-232.
- Choukroune, P., Gapais, D., 1983: Strain pattern in Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology* 5, 411-418.
- Connelly, J.N., Berglund, J. & Larsson, S.Å., 1996: Thermotectonic evolution of the Eastern Segment of south-western Sweden; tectonic constraints from U-Pb geochronology. In Brewer, T.S. (Ed.), *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*. Geological Society of London Special Publication 112, 297-313.
- Connelly, J.N., Åhäll, K.-I., 1996: The Mesoproterozoic cratonization of Baltica – new age constraints from SW Sweden. In Brewer, T.S. (Ed.), *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Regions*. *Special Publication of the Geological Society of London* 112, 261-273.
- Cornell, D.H., Larsson, S.Å., Berglund, J., Connelly, J.N., Armstrong, R., Nesbitt, B. & Milton, A., 1996: Genesis and U-Pb dating of zircon rims in migmatite. The 22nd Nordic Geological Winter Meeting, Åbo, Finland (eds. Kohonen, T. & Lindberg, B) abstract. P.32.
- Dell'Angelo, L.N. & Tullis, J., 1989: Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics* 169, 1-21.
- Gáal, G. & Gorbatshev, R., 1987: An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 35, 15-52.
- Gapais, D., 1989: Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology* 17, 1144-1147.
- Fossen, F., 1992: The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology* 14, 1033-1046.
- Fredén, C. (ed), 1994. *Berg och jord. Sveriges Nationalatlas*. SNA Stockholm.
- Hanmer, S., 1986: Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8, 111-122.
- Hibbard, M.J., 1987: Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology* 95 543-561.
- Hubbard, F.H., 1975: The Precambrian crystalline complex of south-western Sweden. The geology and petrogenetic development of Varberg Region. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 97, 223-236.
- Johansson, L., Möller, C. & Söderlund, U., i tryck: Geochronology of eclogite facies metamorphism in SW Sweden. *Precambrian Research*.
- Johansson, L., 1998: Charnockitization and polyphase metamorphism in the Eastern Segment of the southwest Swedish Gneiss Region. In 23rd Nordic Geological Winter Meeting in Aarhus, Denmark, (Abstract Vol.), p.142.
- Johansson, L., Möller, C., Söderlund, U., & Whitehouse, M., 1998: U-Pb ion probe ages (NORDSIM) of zircons from Sveconorwegian decompressed eclogites in SW Sweden. In 23rd Nordic Geological Winter Meeting in Aarhus, Denmark, p.143.
- Johansson, L. & Johansson, Å., 1993: U-Pb age of titanite in the Mylonite Zone, southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 115, 1-7.
- Johansson, L. & Kullerud, L., 1993: Late Sveconorwegian metamorphism and deformation in southwestern Sweden. *Precambrian Research* 64, 347-360.
- Johansson, L., Lindh, A. & Möller, C., 1991: Late Sveconorwegian (Grenville) high-pressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 283-292.
- Johansson, L. & Johansson, Å., 1990: Isotope geochemistry and age relationships of mafic intrusions along the Protogine Zone, southern Sweden. *Precambrian Research* 48, 395-414.
- Johansson, Å., 1990: Age of the Önnestad syenite and some gneissic granites along the southern part of the Protogine Zone, southern Sweden. In Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica (eds Gower, C.F., Rivers, T & Ryan, A.B.). Geological Association of Canada Special Paper 38, 131-148.
- Larson, S.Å., Stigh, J. & Lind, G., 1998: Constraints for a structural subdivision of the Southwest Scandinavian Domain in Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 120, 85-90.
- Larson, S.Å., Berglund, J., Stigh, J. & Tullborg, E.-L., 1990: The Protogine Zone, SW Sweden: a new model – an old issue. In C.F. Gower, T. Rivers & B. Ryan (eds.). Mid-

- Proterozoic Laurentia-Baltic*, 317-333. *Geological Association of Canada Special Paper* 38
- Lindh, A., 1996: The age of the Hinneryd granite – its significance for interpreting the terranes of the southern Baltic Shield. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 118, 163-168.
- Lundqvist, L., 1996: 1.4 Ga mafic-felsic magmatism in southern Sweden; a study of the Axamo Dyke Swarm and a related Anorthosite-Gabbro Intrusion. Unpubl. Thesis for Licentiate Degree A 11, *Earth Science Centre, Göteborg, Sweden* 93 pp.
- Malavieille, J., 1987: Extensional shearing deformation and kilometer-scale “a”-type folds in a cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, Northwestern Utah). *Tectonics* 6, 423-448.
- Mawer, C.K., 1987: Shear criteria in the Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* 9, 531-539.
- Möller, C., Söderlund, U., Johansson, L., Andersson, J., Söderlund, P., 2000: Eclogites and high-P granulites in the SE Sveconorwegian province – a structural-tectonic perspective. In *24th Nordic Geological Winter Meeting*. 6-9 January, Trondheim, Norway. (Abstract Vol.) ,p.123.
- Möller, C., 1999: Sapphirine in SW Sweden: a record of Sveconorwegian (-Grenvillian) late-orogenic tectonic exhumation. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 127-141.
- Möller, C., 1998: Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (-Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 641-656.
- Möller, C., Andersson, J., Söderlund, U. & Johansson, L., 1997: A Sveconorwegian deformation zone (system?) within the Eastern Segment, Sveconorwegian orogen of SW Sweden – a first report. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 119, 73-78.
- Möller, C. & Söderlund, U., 1997: Age constraints on the regional deformation within the Eastern Segment, S Sweden: Late Sveconorwegian granite dyke intrusion and metamorphic-deformational relations. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 119, 1-12.
- Page, L.M., Möller, C. & Johansson, L., 1996b: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology across the Mylonite Zone and the Southwest Swedish Granulite Province in the Sveconorwegian orogen of S. Sweden. *Precambrian Research* 79, 239-259.
- Park, R.G., Åhäll, K.-I. & Boland, M.P., 1991: The Sveconorwegian shear-zone network of SW Sweden in relation to mid-Proterozoic plate movements. *Precambrian Research* 49, 245-260.
- Passchier, C.W., den Brok, S.W.J., van Gool, J.A.M., Marker, M. & Manatschal, G., 1997: A laterally constricted shear zone system – the Nordre Strömfjord steep belt, Nagssugtoqidian Orogen, W. Greenland. *Terra Nova* 9, 199-202.
- Passchier, C.W. & Simpson, C., 1986: Porphyroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8, 831-843.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 1996: *Microtectonics*. Springer-Verlag. 289.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. & Tobisch, O.T., 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Pryer, L.L., 1993: Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* 15, 21-36.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. & Davidson, A., 1989: New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics* 8, 63-84.
- Romer, R.L. & Smeds, S.-A., 1996: U-Pb columbite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in southwestern Sweden. *Precambrian Research* 76, 15-30.
- Samuelsson, L., Larsson, S.-Å., Åhäll, K.-I., Lundquist, I., Brouzell, J. & Berglund, J., 1988: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ba 41, 1-32.
- Samuelsson, L., Larsson, S.-Å., Åhäll, K.-I., Lundquist, I., Brouzell, J. & Berglund, J., 1988: Provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ba 41.
- Simpson, C. & Wintsch, R.P., 1989: Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology* 7, 261-275.
- Simpson, C., 1985: Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology* 7, 503-511.
- Sobolev, N.V., 1964: Classification of rock-forming garnets. Doklady Akademii Nauk SSSR, *Earth Sciences* 157, 79-84.
- Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H., Weijermars, R. & Cruden, A.R., 1996: Left-lateral transpressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, southwestern Sweden. *Precambrian Research* 79, 261-279.
- Svedmark, E., 1893: Beskrivning till Kartbladet Varberg. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ab, 13, 82 pp.
- Svedmark, E., 1893: Bergartskarta till bladet Varberg. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ab, 13.
- Söderlund, U., Jarl, L.-G., Persson, P.-O., Stephens, M.B. & Wahlgren, C.-H., 1999: Protolith ages and timing of deformation in the eastern, marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. *Precambrian Research* 94, 29-48.
- Söderlund, U., 1996: Conventional U-Pb dating versus single-grain Pb evaporation dating of complex zircons from a Pegmatite in the high-grade gneisses of southwestern Sweden. *Lithos* 38, 93-105.
- Söderlund, U., Möller, C., Andersson, J. & Johansson, L., inskickat: Zircon in polymetamorphic and veined gneisses, SW Sweden: ion probe dating of 1.46-1.42 Ga and Sveconorwegian (Grenvillian) reworking. 40pp. Inskickat till *Precambrian Research*.
- Temperley, S. & Windley, B.F., 1997: Grenvillian extensional tectonics in northwestern Scotland. *Geology* 25, 53-56.
- Tikoff, B. & Greene, D., 1997: Stretching lineation in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology* 19, 29-39.
- Vernon, R.H., Williams, V.A. & D'arcy, W.F., 1983: Grain-size reduction and foliation development in a deformed granulite batholith. *Tectonophysics* 92, 123-145.
- Wahlgren, C.-H., Heaman, L.M., Kamo, S. & Ingvall, E., 1996: U-Pb baddeleyite dating of dolerite dykes in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, south-central Sweden. *Precambrian Research* 79, 227-237.
- Wahlgren, C.-H., Cruden, A.R. & Stephens, M.B., 1994: Kinematics of a major fan-like structure in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-central Sweden. *Precambrian Research* 70, 67-91.
- Wang, X.-D., Söderlund, U., Lindh, A. & Johansson, L., 1998: U-Pb and Sm-Nd dating of high pressure granulite and

- upper amphibolite facies rocks from the Southwest Swedish Granulite Region. *Precambrian Research* 92, 319-339.
- Wang, X.-D. & Lindh, A., 1996: Temperature-pressure investigation of the southern part of the Southwest Swedish Granulite Region. *European Journal of Mineralogy* 8, 51-57.
- Wang, X.-D., Page, L.M. & Lindh, A., 1996: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints from the southeasternmost part of the Eastern Segment of the Sveconorwegian orogen: Implications for timing of granulite-facies metamorphism. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 118, 1-8.
- Wheeler, J. & Butler, R.W.H., 1993: Evidence for extension in the western Alpine orogen: the contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units. *Earth and Planetary Science Letters* 117, 457-474.
- Åhäll, K.-I., Samuelsson, L. & Persson, P.-O., 1997: Geochronology and structural setting of the 1,38 Ga Torpa granite; implications for charnockite formation in SW Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 119, 37-43.
- Åhäll, K.-I., Persson, P.O. & Sköld, T., 1995: Westward accretion of the Baltic Shield: implications from the 1.6 Ga Åmål-Horred Belt, SW Sweden. *Precambrian Research* 70, 235-251.

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

64. Gustafson, Lars, 1995: Senkvartär stratigrafi och utveckling i Örseryd, mellersta Blekinge.
65. Gichina, Boniface M., 1995: Early Holocene water level changes as recorded on the island of Senoren, eastern Blekinge, southeastern Sweden.
66. Nilson, Tomas, 1996: Process- och miljötolkning av sedimentationen i en subglacial läsideskavit, Järnavik, S. Blekinge.
67. Andersson, Jenny, 1996: Sveconorwegian influence on the ca. 1.36 Ga old Tjärnesjö granite, and associated pyroxene bearing quartz-monzonites in southwestern Sweden.
68. Olsson, Ingela, 1996: Sedimentology of the Bajocian Fuglunda Member at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
69. Calner, Hanna, 1996: Trace fossils from the Paleocene-Middle Eocene Monte Sporno flysch complex, Northern Apennines, Italy.
70. Calner, Mikael, 1996: Sedimentary structures and facies of fine grained deep-water carbonate turbidites in a Paleocene-Middle Eocene flysch complex, Monte Sporno, Northern Apennines, Italy.
71. Hesbøl, Ros-Mari, 1996: Retrograded eclogites of the Richarddalen Complex, NW Svalbard - Petrology and P/T-conditions.
72. Eriksson, Mats, 1996: Lower Silurian polychaetaspid and ramphoprionid polychaetes from Gotland: aspects on taxonomy and palaeoecology.
73. Larsson, Daniel, 1996: Proterozoic hydrothermal alteration and mineralization along the Protogine Zone in southern Sweden.
74. Rees, Jan, 1996: A new hybodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
75. Bengtsson, Fredrik, 1996: Paleomagnetisk undersökning av senpaleozoiska gångbergarter i Skåne; Kongadiabas, melafyr och kulait.
76. Björngreen, Maria, 1996: Kontrollprogram vid avfallsupplag - en utvärdering.
77. Hansson, Anders, 1996: Adaptations and evolution in terrestrial carnivores.
78. Book, Jenny, 1996: A Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy study of coccoliths from two bore holes along the City Tunnel Line in Malmö, Sweden.
79. Broström, Anna, 1996: The openness of the present-day landscape reflected in pollen assemblages from surface sediments in lakes - a first step towards a quantitative approach for the reconstruction of ancient cultural landscapes in south Sweden.
80. Paulsson, Oskar, 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
81. Sandelin, Stefan, 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
82. Meyerson, Jacob, 1997: Uppermost Lower Cambrian - Middle Cambrian stratigraphy and sedimentary petrography of the Almbacken drill-core, Scania, southern Sweden.
83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganminerall i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledtrådar till bildningsmiljön för Bölets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geokemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa, 1997: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.
89. Antonsson, Christina, 1997: Inventering, hydrologisk klassificering samt bedömning av hydrogeologisk påverkan av våtmarksområden i samband med järnvägstunnelbyggnation genom Hallandsåsen, NV Skåne.
90. Nordborg, Fredrik, 1997: Granens markpåverkan - en studie av markkemi, jordmänsbildning och lermineralogi i gran- och lövskogsbestånd i södra Småland.
91. Dobos, Felicia, 1997: Pollen-stratigraphic position of the last Baltic Ice Lake drainage.
92. Nilsson, Johan, 1997: The Brennvinnsfjorden Group of southern Botniahalvøya, Nordaustlandet, Svalbard - structure, stratigraphy and depositional environment.
93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klintar vid Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Acodus deltatus* Lindström.

97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden-chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk-paleohydrologisk undersökning av våtmarkskomplexet Rolands hav, Blekinge.
102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjallajökull volcano, South Iceland.
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 strombolikaraktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagarföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvage-Luotatalako-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 granatamfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginjonen, 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 litostratigrafien 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.