

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och Petrologi



**Sierggavåggeskollans strukturgeologiska utveckling;
nyckeln till Sareks berggrundsgeologi**

Tobias Hermansson

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

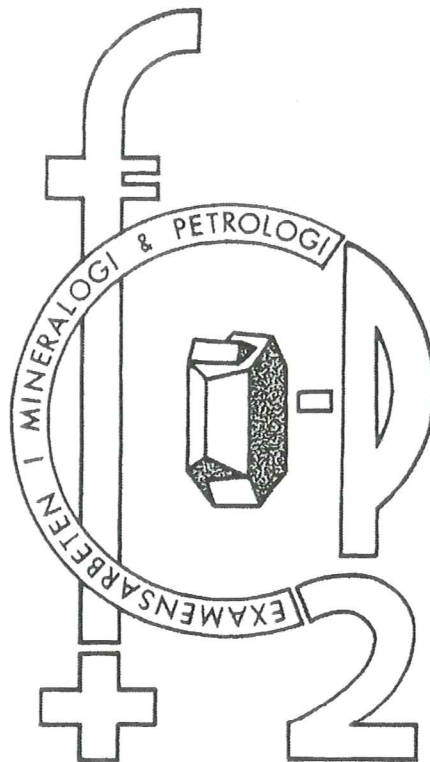
600694516

Examensarbete, 20 p
Geografiska Institutionen, Lunds Universitet

Nr 144

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och Petrologi



**Siergavåggeskollans strukturgeologiska utveckling;
nyckeln till Sareks berggrundsgeologi**

Tobias Hermansson

Lund 2001

Examensarbete, 20 p
Geologiska Institutionen, Lunds Universitet

Nr 144

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Sierggavággeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi

Innehållsförteckning

Svensk sammanfattning	3
English Abstract	5
1. Introduktion	7
2. Regionalgeologisk beskrivning	8
2.1 Kaledonidernas utveckling	8
2.2 Tektonostratigrafi	8
2.3 Lokal geologi	10
3. Metoder	10
4. Resultat	10
4.1 Iakttagelser i fält	10
4.1.1 Deformationsstrukturer	13
4.1.2 Skollkontakter	15
4.1.3 Kinematiska indikatorer	16
4.2 Iakttagelser i mikroskop	17
4.2.1 Deformationsstrukturer	17
4.2.2 Kinematiska indikatorer	18
4.3 Strukturdata	19
5. Diskussion	19
5.1 Strukturgeologiska indikationer	20
5.2 Västvergenta rörelser i de skandinaviska Kaledoniderna	20
5.3 En strukturgeologisk modell för Sierggavágge-Ruohtesvággeområdet	20
6. Slutsatser	23
Referenser	24

Sierggavággeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi

TOBIAS HERMANSSON

Hermansson, T., 2001: Sierggavággeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi. Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet – Mineralogi och Petrologi, nr 144. 25 pp.

Stora metamorfa kontraster kännetecknar Seveskollorna i norra delen av Sareks nationalpark och deras inbördes ordning kan inte förklaras med normal "in-sequence thrusting". Seveskollorna, som i området representeras av Sarektjåhkkå-, Sierggavágge-, Mihká- och Tsähkkokskollorna, utgjorde den yttersta delen av den passiva kontinentkant som bildades när superkontinenten Rodinia sprack upp i vendium. Sarektjåhkkåskollan, som metamorfoserats i granatamfibolitfacies, är placerad mellan de eklogitförande Mihká- och Tsähkkokskollorna. Sierggavággeskollan intar här en nyckelposition mellan Sarektjåhkkåskollan och den överliggande Tsähkkokskollan. Lägre amfibolitfacies-metamorfof och penetrerande duktil deformation kännetecknar Sierggavággeskollan, som domineras av mafiter och metasediment. Kinematiska indikatorer av olika typer visar entydigt att en västvergent skjuvriktning har varit dominerande i hela Sierggavággeskollan och undre delen av Tsähkkokskollan, vilket är antitetiskt mot den regionala sydöstvergenta skolltransportriktningen. Tsähkkokskollans golvförkastning bryter mot mönstret och uppvisar spröd deformation och östvergenta skjuvstrukturer. Förkastningen skär igenom Sierggavággeskollans foliation och överpräglar därmed de västvergenta skjuvstrukturerna, vilket innebär att dessa måste ha bildats i ett tidigare skede av orogenesisen. På andra ställen i Kaledoniderna är förhållandet i regel det omvända. Med utgångspunkt från detta presenteras här en modell som förklarar skollornas strukturgeologiska historia och inbördes ordning. Sarektjåhkkå- och Sierggavággeskollorna undgick högtrycksmetamorfof för att de avskildes från sina ursprungliga positioner i ett tidigt skede, medan det som skulle bli Mihká- och Tsähkkokskollorna fördes ned till djup motsvarande jordskorpan bas eller övre manteln. Under den första upplyftnings- och överskjutningsfasen transporterades Mihká/Tsähkkok över Sarektjåhkkå- och Sierggavággeskollorna. Vid den fortsatta skolltransporten klämdes Sarektjåhkkåskollan ut mellan de mindre kompetenta skollorna, vilket resulterade i att de västvergenta strukturerna i Sierggavágge- och Tsähkkokskollorna bildades. Strukturernas bildning var en följd av att den underliggande Sarektjåhkkåskollan rörde sig snabbare än de båda andra. De antitetiska rörelserna var alltså *relativa* rörelser och de västvergenta strukturerna bildades sannolikt paradoxalt nog under östriktad skolltransport.

Tobias Hermansson, Lunds universitet, geologiska institutionen, avdelningen för mineralogi och petrologi, Sölvegatan 13, 223 62 Lund, Sverige. E-post: tobias.hermansson.635@student.lu.se

Structural evolution of the Sierggavágge Nappe; a key to the Caledonian geology of Sarek

TOBIAS HERMANSSON

Hermansson, T., 2001: Sierggávaggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi. Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet – Mineralogi och Petrologi, nr 144. 25 pp.

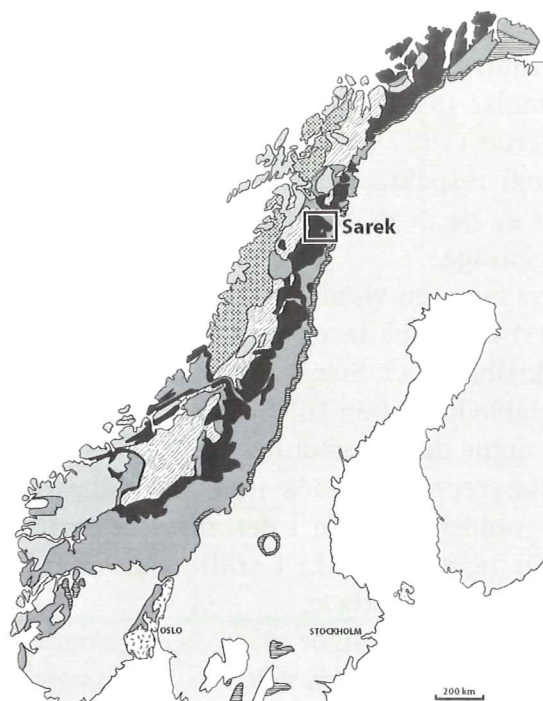
The Seve Nappe Complex (SNC) in the northern part of the Sarek Mountains, in NW Sweden, is characterized by large metamorphic contrasts between the individual thrust sheets. Eclogite facies and lower greenschist facies rocks are interleaved in a pattern that cannot be explained by normal in-sequence thrusting. In the northern part of the Sarek Mountains, the SNC is represented by the Sarektjåhkkå, Sierggavágge, Mihká and Tsähkkok Nappes, which originated in the distal parts of the Vendian Baltoscandian passive margin towards the Iapetus Ocean. The Sarektjåhkkå Nappe, which was metamorphosed in the garnet amphibolite facies, is situated in between the eclogite bearing Mihká and Tsähkkok Nappes. In a key position between the Sarektjåhkkå and Tsähkkok Nappes sits the Sierggavágge Nappe, which is characterized by penetrative ductile deformation and metamorphism in the lower amphibolite facies. Metasedimentary and mafic rocks dominate the nappe. Kinematic indicators suggest that the bulk shear sense in both Sierggavágge and lower Tsähkkok Nappe is top-to-the-west, which is antithetic to the regional southeast-vergent transport direction. The floor thrust of the Tsähkkok Nappe deviates from the pattern and shows brittle deformation and top-to-the-east shear sense. The fault cuts the foliation of the underlying Sierggavágge Nappe and thus also the west-vergent structures. This implies that the west-vergent structures formed during an earlier stage of the orogeny. In other parts of the Caledonides, the situation is usually the opposite. A model is suggested, explaining the structural history and the relative positions of the nappes. The Sarektjåhkkå and Sierggavágge Nappes escaped high-pressure metamorphism because they were detached from their original positions at an early stage of the orogeny. However, this was not the case for the parts of the crust that contained what would become the Mihká and Tsähkkok Nappes, which were subducted to depths corresponding to the basal parts of the crust or the upper mantle. During the first phase of uplift and thrusting the Mihká and Tsähkkok Nappes were transported over the Sarektjåhkkå and Sierggavágge Nappes. The nappe transport continued and eventually the competent Sarektjåhkkå Nappe was squeezed out between the less competent nappes. This resulted in the west-vergent structures in the Sierggavágge and lower Tsähkkok Nappes. The formation of these structures was the consequence of a more rapid transport of the Sarektjåhkkå Nappe than of the two overlying nappes. The antithetic sense of transport is thus relative and the west-vergent structures formed during overall east-directed nappe transport.

Tobias Hermansson, Lund University, Institute of Geology, Department of Mineralogy and Petrology, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: tobias.hermansson.635@student.lu.se

1. Introduktion

Den skandinaviska fjällkedjans berggrund skiljer sig i både ålder och struktur från det övriga svenska urberget (figur 1). Den topografiska fjällkedjan, det som man oftast syftar på när man talar om "fjällen", sammanfaller i stor utsträckning med det bälte av bergarter som brukar kallas den kaledoniska orogenen. Detta bälte bildades huvudsakligen i silurisk tid, för ca 430-420 miljoner år sedan, när kontinenterna Baltica (varav Skandinavien utgör den västra delen) och Laurentia (Grönland och Nordamerika) kolliderade. Processerna liknade det som idag händer i Himalaya, där Indien trycks in under den asiatiska plattan, precis som en gång Baltica pressades ned under Laurentias kant. I skarven mellan plattorna uppstår det som kallas för orogener eller bergskedjor. Det som nu bygger upp vår fjällkedja är stora flak av berggrund, så kallade skollor, som under kollisionen trycktes eller släpades upp i skarven mellan Laurentia och Baltica. Precis som Tethyshavet försvann under kollisionen mellan Indien och Asien, försvann också Iapetushavet under den kaledoniska bergskedjebildningen.

Sareks nationalpark ligger i den västra centrala delen av Norrbottens län, Lappland. Geologin i norra delen av Sarek kännetecknas av stora metamorfa kontraster mellan skollorna, där enheter utsatta för granatamfibolitfaciesmetamorfos ligger inklädd mellan enheter utsatta för eklogitfaciesmetamorfos. Sierggaväggeskollan intar här en nyckelposition mellan den högmetamorfa Tsähkkokskollan och den lägre metamorfa Sarektjähkkåskollan (figur 3). Medan de eklogitbärande enheterna varit utsatta för temperaturer runt 650-750°C (Albrecht 2000), har Sarektjähkkåskollans inre delar aldrig utsatts för temperaturer över ca 500°C (Svenningsen 2000). Sannolikt har alla de här skollorna sitt ursprung i den passiva kontinentkant som utgjorde övergången mellan Baltica och Iapetushavet. Sierggaväggeskollan är tidigare endast översiktligt undersökt (Svenningsen 1993), men data från opublicerade undersökningar av Olaf Svenningsen (pers. komm. 2000) gav anledning att förvänta sig att nyckeln till förståelsen av de märkliga metamorfa kontrasterna stod att söka i området kring dalkorset Ruohtesvágge-Sierggavágge.



- Osloriften, permiska riftbergarter
- Devonska sedimentbassänger
- Kontinental jordskorpa av Laurentiskt ursprung
- Oceanisk (Iapetus) jordskorpa
- Övergångsskorpa mellan Iapetus och Baltica; SKS
- Allokton berggrund och neoproterozoiska sediment
- Kambro-siluriska plattformssediment
- Allokton berggrund i WGR och i fönster
- Autokton prekambrisk berggrund tillhörande den Baltiska skölden

Figur 1. Tektonostratigrafisk översiktsskarta över de skandinaviska Kaledoniderna, med Sareks nationalpark utsatt. En tektonostratigrafisk karta visar vilka de ursprungliga bildningsmiljöerna var för de olika enheterna — i fjällkedjan skollkomplexen. Indelningen är alltså baserad på om berggrunden i skollorna t.ex. ursprungligen hörde till den baltiska skölden (Balticas hopskjutna kant), Iapetushavet (Köliskollorna) eller övergången mellan dessa (Seveskollorna, Seve-Kalaksollkomplexet). Kartan är modifierad från Svenningsen (2001).

Fältarbetsområdet ligger i den nordvästra delen av Sareks nationalpark (figur 1). Området är ca 40 km² och utgörs av dalgångarna Sierggavägge och Ruohtesvágge (800-900 m.ö.h.), samt två mindre toppar, Jälle (1190 m.ö.h.) och Ruohtesvárásj (1004 m.ö.h.). Avgränsande i norr och öster är Gisuris respektive Niják och Kantberget. Söder om området ligger Ruohtesmassivet (figur 3).

Tidigare publicerade undersökningar av det aktuella området är få och specifikt för Sierggaväggeområdet finns ingenting publicerat. Zachrisson & Stephens (1984) beskriver den storskaliga kaledoniska geologin i södra Norrbottensfjällen och delar in Seveskollorna i tre megalinser; Vaimok, Sarek och Tsähkkok. De två senare finns representerade i det undersökta området. Zachrisson & Stephens använder den

grafitförande Keddåivedolomiten (Kulling 1982) som ledhorisont för Sareklinsen. Tsähkkoklinsen behandlas ingående av Snilsberg (1987) och Kullerud (1987) med avseende på strukturgeologi respektive eklogitfaciesmetamorfos. Inget av de ovan citerade arbetena omfattade Sierggavágge.

Svenningsen visade i sin doktorsavhandling (1993) att Sareklinsen består av två skollar; Sarektjähkkå och Sierggavágge. Han för också Keddåivedolomiten till Sierggavággeskollan, som utgör den översta delen av Sareklinsen. Linsbegreppet är dock inte användbart för berggrundsgeometrin i det aktuella området varför termen skolla i stället kommer att användas i detta arbete.

Denna uppsats utgör en del av ett samarbetsprojekt, där den andra delen är *Sierggavággeskollan i gränlandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning* av Julia Ljungberg. Inledningen, den regionala geologiska beskrivningen, samt delar av den lokala geologiska beskrivningen har gemensamma drag i de båda uppsatserna.

2. Regionalgeologisk beskrivning

2.1 Kaledonidernas utveckling

Under vendium, ca 650-580 Ma, började superkontinenten Rodinia att spricka upp, vilket bl a initierade riftbassänger mellan det som senare kom att bli kontinenterna Baltica och Laurentia (figur 2; Andréasson *et al.* 1998). I samband med Iapetus-havets öppnande, ca 600-610 Ma, avstannade den sedimentation som under det senaste skeendet av riftprocessen fyllt bassängerna (Kumpulainen & Nystuen 1985; Svenningsen 2001). Vid den tiden befann sig denna del av superkontinenten ca 8° från (norr eller söder om) ekvatorn (Eneroth & Svenningsen 2001). Samtidigt inleddes Varangerglaciationen, som täckte stora delar av landområdena. Orsaken till denna nedisning är omdebatterad, men enligt hypotesen om "the Snowball Earth" var så gott som hela jorden periodvis täckt av is under vendium (Hoffman *et al.* 1998). Medan Baltica och Laurentia fortsatte att glida isär, under Iapetushavets bildande, började oceanskorpa att bildas. Denna process pågick till kambrium då

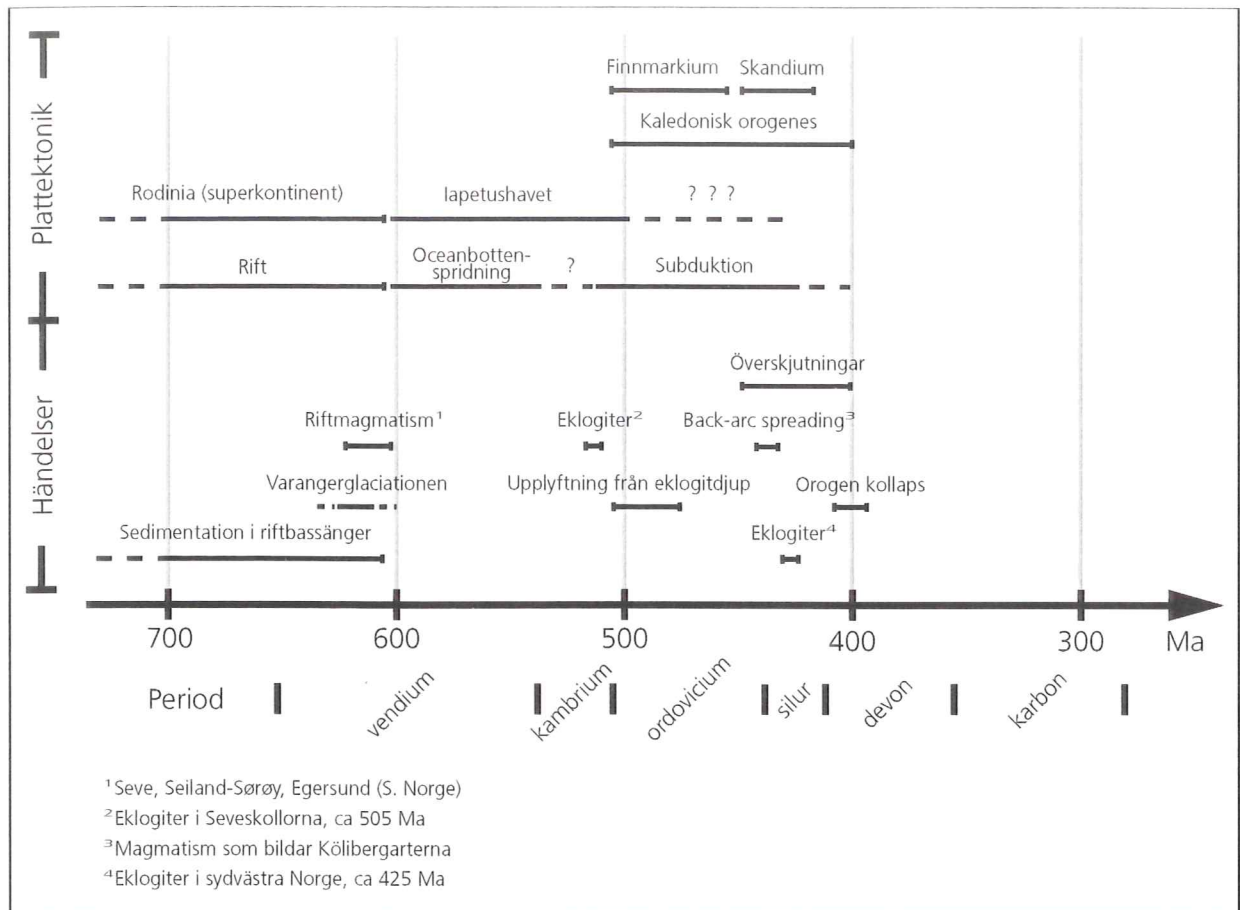
oceanbottenspridningen avtog och kontinenterna istället började närma sig varandra. Detta medförde att oceanbotten började subduceras utanför Balticas kontinentkant. Så småningom började också Balticas kontinentkant att delta i subduktionen. Vad Baltica subducerade ner under är omdiskuterat. Två möjligheter är en ö-båge (Stephens & Gee 1985) eller en mikrokontinent (Stephens & Gee 1989). En av indikationerna för subduktion under denna tid är eklogitiseringen av delar av Balticas kontinentkant omkring 505 Ma (Mørk *et al.* 1988).

Den fortsatta kollisionen under sen kambrium till tidig ordovicium kallas för den Finnmarkiska fasen och är den första fasen av den kaledoniska orogenesisen (Roberts & Gee 1985; Stephens & Gee 1989). Finnmarkium inleddes med en snabb upplyftning av delar av den subducerade kontinentkanten. Vid kollisionen imbrikerades de nu upplyfta delarna och den imbrikerade sekvensen utgjorde förmodligen en orogen som var belägen långt ut på Balticas västra kant. I anslutning till subduktionen skedde också en "back-arc spreading", ca 440-435 Ma, som resulterade i extension (Gee *et al.* 1994; Bergman & Sjöström 1997).

Den andra fasen i den kaledoniska orogenesisen kallas för den skandiska fasen (Gee 1975) och pågick från tidig silur till tidig devon. Under denna fas skjuvades stora flak av kontinentkanten upp på Baltica. Samtidigt bildades en andra generation eklogiter i Västnorge. Under hela silur och början av devon bildades flera skollar som transporterades i östlig riktning (Gee 1975). De totala transportsträckorna för de mest långväga skollorna kan ha varit så stora som 600-700 km (Björklund 1985; Gayer *et al.* 1987). I tidig devon hade den skandiska fasen nått sitt slut när oceanskorpan och den allra västligaste delen av Baltica subducerat ner under Laurentia. Runt 400 Ma kollapsade bergskedjan och under tertiär gled Laurentia och Baltica åter isär, när Atlanten bildades. Figur 2 ger en översiktlig bild av den regionalgeologiska utvecklingen.

2.2 Tektonostratigrafi

Kaledoniderna delas efter litologi och metamorf grad in i fem större stratigrafiska enheter; autokton/parautokton, undre allokton, mellersta allokton, övre allokton och översta



Figur 2. Tidslinje, som kopplar ihop de olika geologiska händelserna med viktigare plattekttoniska processer i tid, från superkontinenten Rodinias uppsprickande i vendium till den sista fasen av den kaledoniska orogenesen i devon.

allokton (Gee & Zachrisson 1979; Roberts & Gee 1985). Autoktonen/parautoktonen består av kambriska sedimentbergarter vilande på det prekambriskas urberget. Dessa har endast transporterats kortare sträckor, eller inte alls. Sedimentbergarterna, som till största delen består av gråa och svarta skiffer har fungerat som glidyta ("décollement surface") på vilken den undre alloktonen transporterats. Veckade senprekambriskas och tidigpaleozoiska sedimentbergarter bygger tillsammans med mindre mängder prekambriskas kristallina bergarter upp den undre alloktonen. Den dominerande metamorfa graden är grönskifferfacies. Mellersta alloktonen domineras av deformerade prekambriskas kristallina bergarter och mäktiga metapsammiter, ibland genomslagna av diabasgångar. Metamorfosen av dessa bergarter ägde rum i mellersta grönskiffer- till amfibolitfacies. Övre alloktonen har utsatts för högre grad av metamorfos som sträcker sig från grönskifferfacies och lokalt upp till eklogitfacies. Vulkaniska

och sedimentära ytbergarter tillsammans med diabasgångar dominerar. Den överlagrande översta alloktonen innehåller till största delen glimmerskifferar och gnejser, som är metamorfoserade i amfibolitfacies.

En senare uppdelning av berggrunden, som bygger på bergarternas tektoniska ursprungsmiljöer (Stephens & Gee 1989), uppmärksammar en mycket viktig tektonisk gräns som inte syns i den äldre uppdelningen. Gränsen skiljer bergarter med ursprung i Balticas kontinentkant från bergarter med ursprung i området utanför Baltica. Denna gräns utgörs bl a av gränsen mellan Seve- och Kölskollorna i den övre alloktonen. Andréasson *et al.* (1998) införde begreppet Seve-Kalak Superterrane, som innefattar skollor innehållande magmatiska bergarter och sediment relaterade till riftbassänger. Detta gjordes för att ytterligare poängtera enhetens ursprung och plats i tektonostratigrafien.

2.3 Lokal geologi

Seveskollorna, som ingår i Seve-Kalak Superterrane, utgör det allra yttersta av Balticas passiva kontinentkant och representerar övergången mellan kontinental och ocean jordskorpa. Bergarterna består av sediment och vulkaniska bergarter bildade i vendiska riftbassänger under superkontinenten Rodinias uppsprickande. I nordvästra delen av Sarek representeras Seveskollorna av fyra skollor; Mihká, Sarektjähkkå, Sierggavágge och Tsähkkok. Mihkåskollan vilar på den mellersta alloctonen och domineras av den kraftigt veckade vita Juronkvartsiten (Kulling 1982), vilket gör att den kan korreleras med Vaimoklinsen (Zachrisson & Stephens 1984). Skollan innehåller också en mindre mängd gnejser och boudiner av granatamfibolit och retroeklogit (Dallmeyer *et al.* 1991). Den överlagrande Sarektjähkkåskollan består till 75-80 % av mafiska gångar intruderade i sedimentära bergarter, tillhörande Favoritkammen-gruppen, som uppträder som linser mellan gångarna ("sediment screens"). På vissa ställen är tätheten mellan gångarna så stor att de utgör 100 % av bergarterna. Här kan man tala om regelrätta "sheeted dyke" komplex, vilket är typiskt för oceanisk jordskorpa. Skollans interna delar har i stor utsträckning helt undgått deformation och metamorfos under den Kaledoniska orogenesisen. Detta medför att skollan bevarat viktig information om ursprungsmiljön. Skollans yttre delar har dock deformerats och metamorfoserats i granatamfibolitfacies (Svenningsen 1993).

Sarektjähkkåskollan överlagras av Sierggavággeskollan som består av mafiter och metasediment i form av glimmerskiffer och marmorbergarter. Mafiterna dominerar och kan på sina ställen uppgå till 80 % av bergarterna. Förhållandet mellan mafiter och metasediment varierar dock lateralt. En grafitförande dolomit (Keddåivedolomiten; Kulling 1982) utgör skollans karaktärsbergart och förekommer inte i de övriga skollorna (Svenningsen 1993). Metamorfosen har lokalt nått upp till undre amfibolitfacies (Ljungberg in prep.). Den översta enheten i området utgörs av Tsähkkokskollan. Skollan domineras av metasediment i form av kvarts-fältspatskiffer och marmor, men stora mängder av mafiter finns också representerade.

De senare utgörs bl a av kuddlava, gabbro och finkornigare mafiter metamorfoserade i eklogitfacies (Snillsberg 1987).

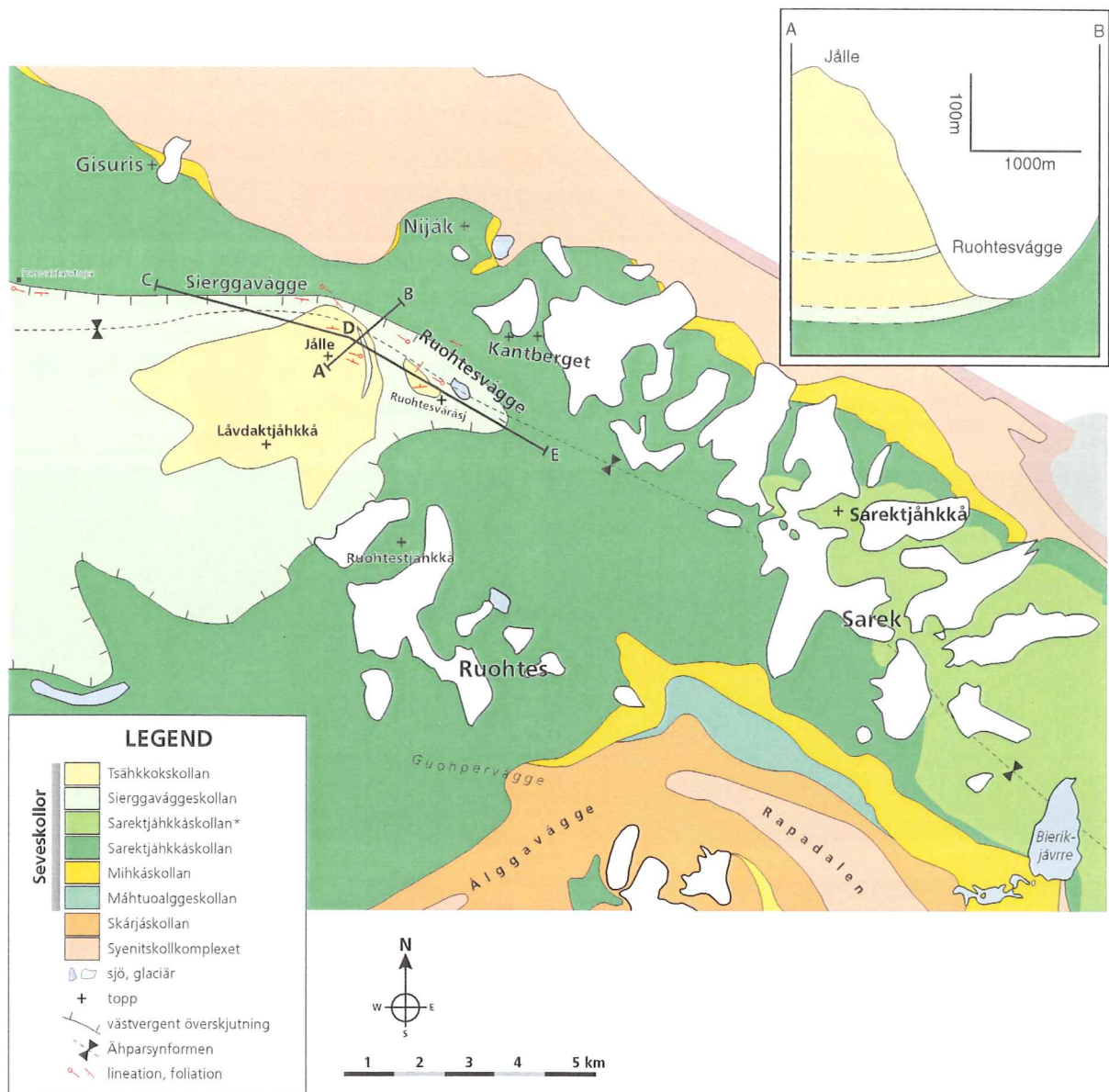
3. Metoder

Fältarbetet bestod i att genom kartering, provtagning och strukturmätningar försöka få en uppfattning om Sierggavággeskollans struktur och laterala variationer, i syfte att konstruera en modell som kan beskriva berggrundens speciella struktur och förklara de metamorfa kontrasterna i området. Utöver detta lades stor vikt vid iakttagelser av kontaktförhållanden mellan skollorna i området, samt makroskopiska kinematiska indikatorer. Kritiska förhållanden mellan och inom skollorna var speciellt väl blottade på tre lokaler, vilka därför dokumenterades särskilt ingående. Strukturdata har plottats och analyserats med hjälp av stereografisk projektion (StereoNet for Windows, Version 3.03). Tunnslip av orienterade prov har undersökts i jakt på mikrostrukturer, som kan bekräfta eller förkasta de på fältobservationer baserade skjuvriktningarna. I tunnslipen studerades också bergarternas sammansättning och metamorfos; för detaljerade bergartsbeskrivningar och en redogörelse för områdets metamorfa utveckling hänvisas till Julia Ljungbergs arbete.

4. Resultat

4.1 Iakttagelser i fält

Sierggavággeskollan består till största delen av mafiter, granatglimmerskiffer och marmor (figur 4). Söder om undersökningsområdet kan mängden mafit uppgå till ca 80 % (Svenningsen 1993), medan den runt Sierggavágge inte alls är lika dominerande. Det finns två huvudtyper av mafiter; en magmatisk och en sedimentär (Ljungberg in prep.). De är avsatta i lager varvat med marmor och glimmerskiffer. Den mäktigaste mafitpacken återfinns på Ruohtesvárásj och är ca 40 m tjock. Granatglimmerskiffern varierar något till utseendet, men innehåller för det mesta granater i storleksordningen en halv till en centimeter. Dessutom förekommer stora mängder utsträckta kvartsaggregat. Marmor, som ofta har

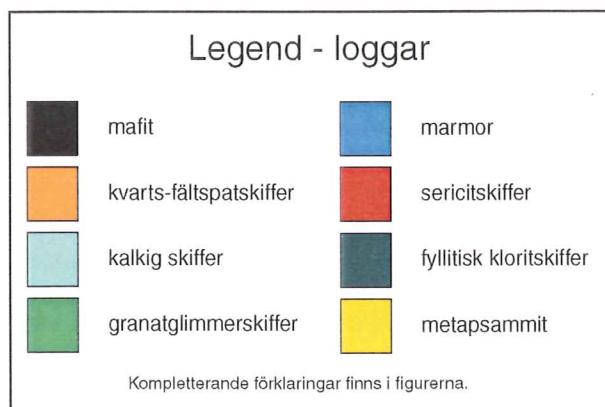
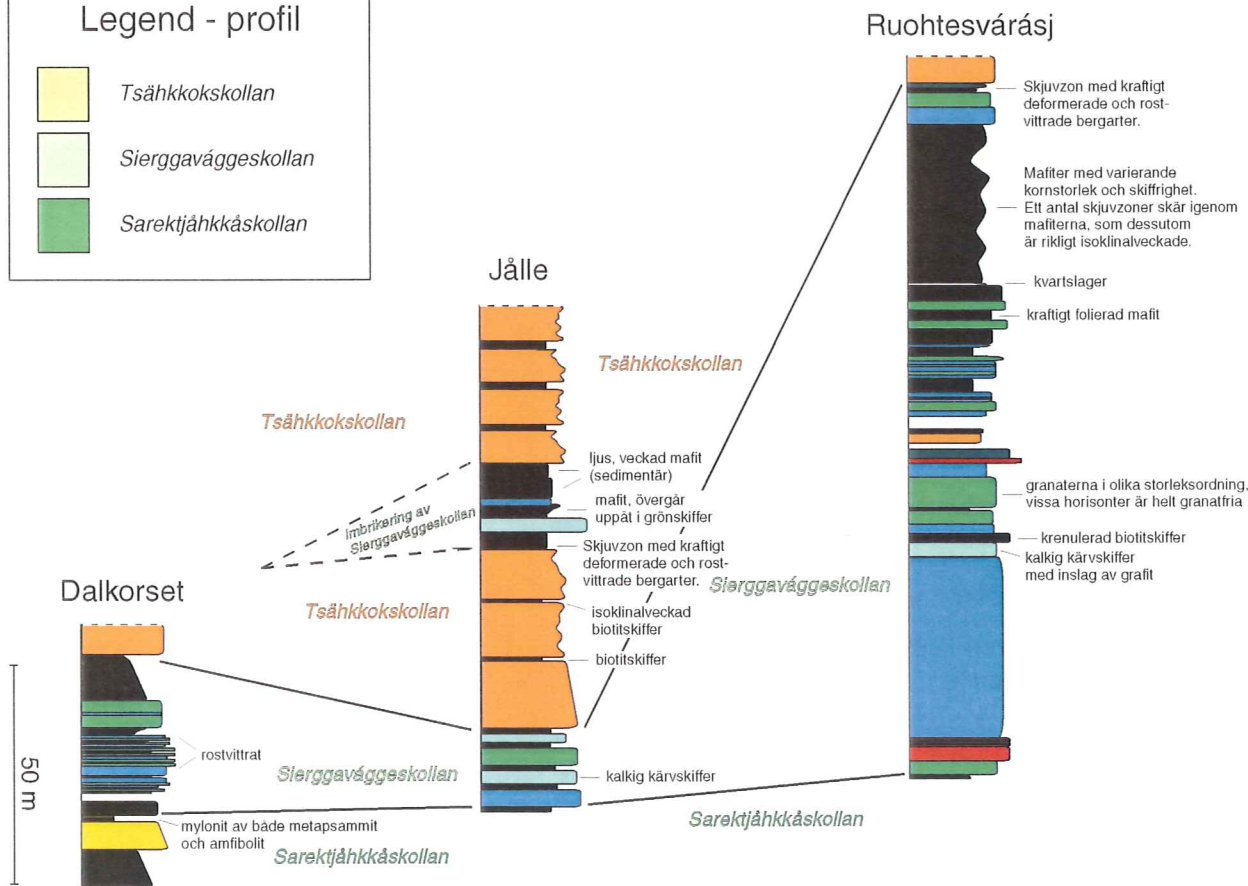
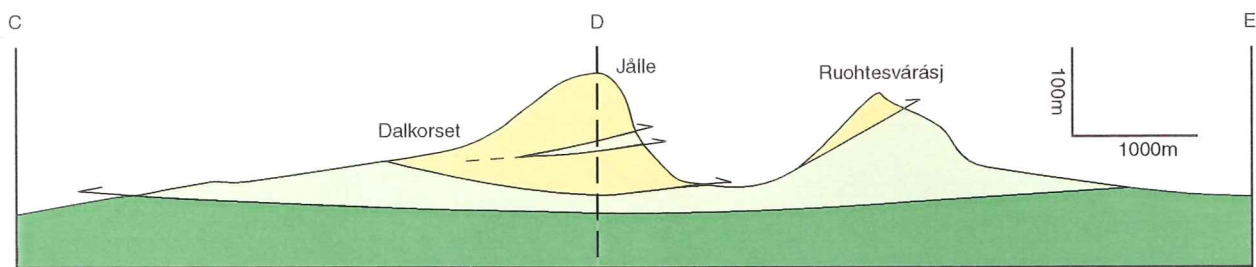


Figur 3. Karta som sammanfattar fältarbetsområdets strukturgeologi och tektoniska stratigrafi. Lägg märke till hur Ähparsynformen går diagonalt från SO till NV genom området och dominerar berggrundsstrukturerna. Gränserna mellan enheterna är förkastningar, de flesta är överskjutningar. Gränsen mellan den välbevarade inre delen av Sarektjäkkåskollan, markerad med *, och dess deformerade yttre zon är dock en gradvis övergång. Den västvertenta förkastningsgränsen mellan Sierrgavägge- och Sarektjäkkåskollorna är speciellt markerad på kartan. De tjocka linjerna markerar profilernas lägen. Den första, A-B, visar Ähparsynformen vid Jälle (skalan är kraftigt överdriven i vertikalled för att tydliggöra strukturerna. Profilen C-E återfinns i figur 4 på nästa sida. Modifierad efter Svenningsen (1993).

ett ganska högt innehåll av glimmer, innehåller även grafit på vissa ställen och kan förmodligen föras till Keddåivedolomiten (Kulling 1982; Ljungberg pers. komm. 2001; Hermansson *et al.* 2001). På ett par ställen förekommer kärvskeer, sericitskeer och kloritskeer.

I Tsähhkokskollan är glimmerskeer mer sällsynt och i stället förekommer stora mängder av kvarts-fältspatskeer, som tidigare beskrivits av Snilsberg (1987). Denna kvarts-fältspatskeer dominerar undre delen av Tsähhkokskollan.

Mafiter i form av lager, samt mindre mängder granatglimmerskeer (dock utan större granater) finns representerat även här. Marmor är en karaktärsbergart för både Tsähhkok- och Sierrgaväggeskollorna, men uppträder sparsamt i området. På flera ställen finns decimeter- till metertjocka lager av biotitskeer, som skulle kunna utgöra interna glidplan i skollan. Biotitskeer består till största delen av biotit, men också av en del ljus glimmer. Den innehåller rikligt med kvartsband och är relativt grovkornig.



Figur 4. Profil C-D-E från kartan i figur 3. Profilen är dragen parallellt med den allmänna lineationsriktningen, som dessutom sammanfaller med Ähparsynformens veckaxelorientering (se figur 3). Skalan är kraftigt överdriven i vertikalled. De stratigrafiska kolumnerna beskriver tre lokaler med särskilt god blottningsgrad och är placerade som de uppträder i profilen ovan. Lägg märke till hur Tsähkkokskollans golvförkastning skär igenom Siërggavággeskollans lagerföljd; jämför med figur 6.

Rostvittring har gjort att den fått ett brunaktigt utseende. Sarektjähkkåskollan representeras i området av vitstrimmig granatamfibolit och

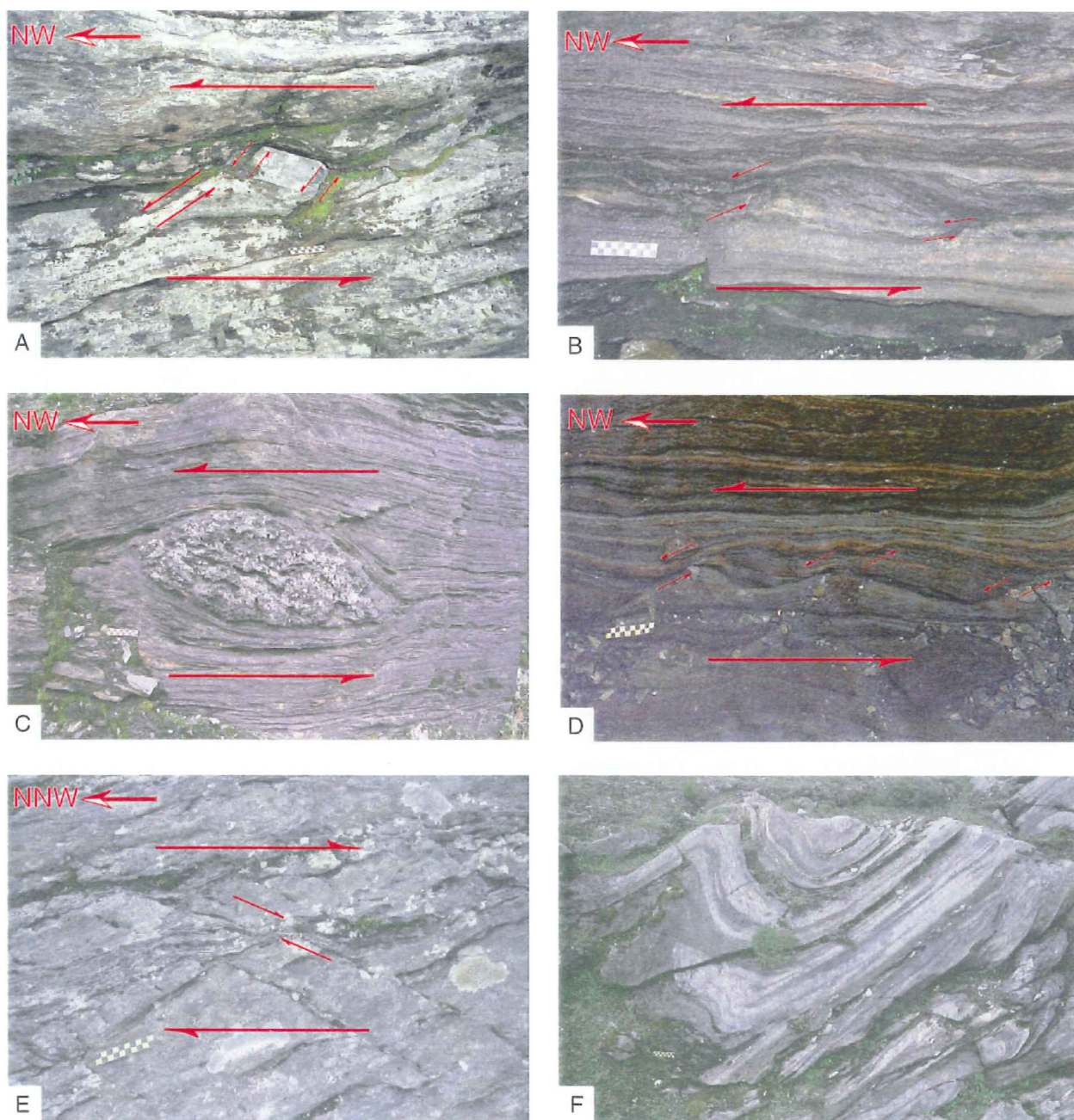
metapsammit. Dessa beskrivs närmare av Svenningens i hans doktorsavhandling (1993).

4.1.1 Deformationsstrukturer

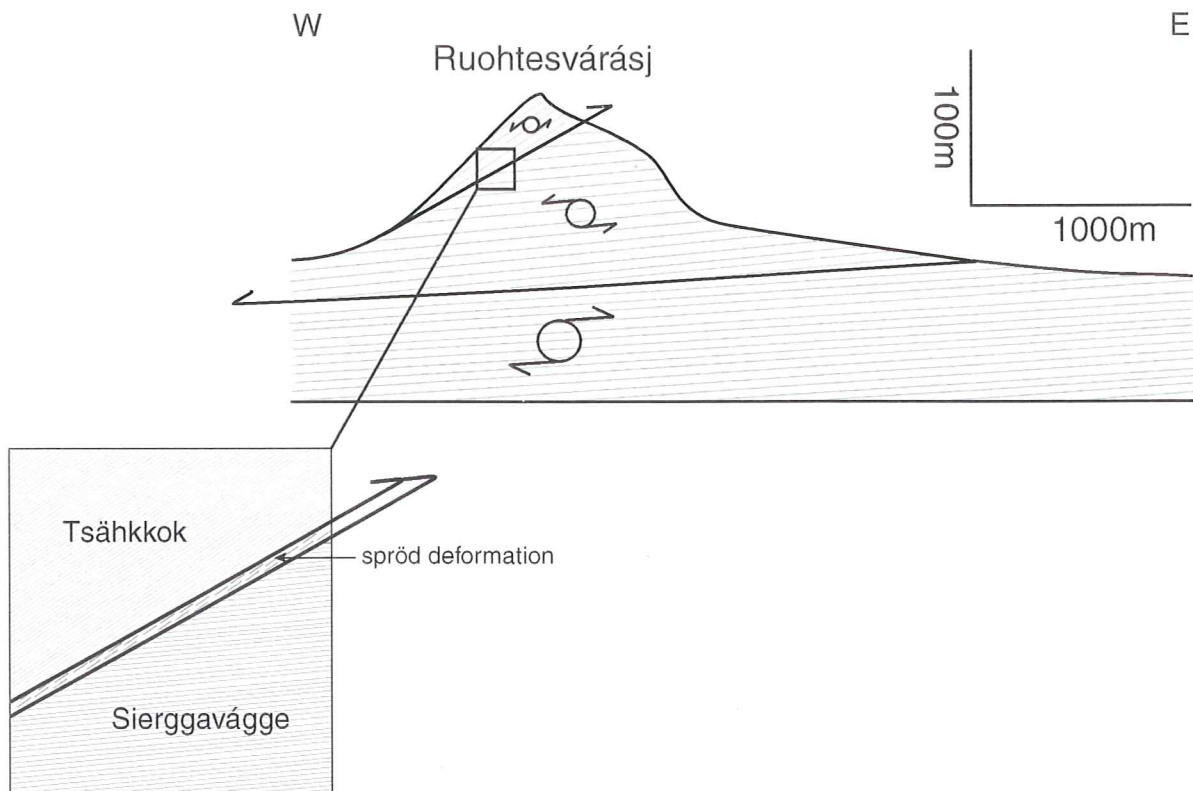
Sierggaväggeskollan har en penetrerande huvudfoliation, som i granatglimmerskiffern är undulerande. Den definieras i första hand av glimmerflak, men förstärks även av att kvartsaggregat ligger utsträckta i foliationsriktningen. Granaterna, som är till synes odeformerade, omsluts av foliationen och bidrar till dess undulerande karaktär. Mafiternas foliation, som definieras av parallellorienterade amfibolkorn, är inte lika tydlig i håll, men framträder tydligt under lupp.

Ibland har amfiboliten ett vitstrimmigt utseende, där ljusare mineral, mest fältspater, varvas med amfibolkorn och framhäver bergartens struktur. Det förekommer också stänglighet i en del mafiter i den övre delen av skollan. I marmorn är det ofta svårt att urskilja någon foliation. Den innehåller dock lokalt stora mängder glimmer, som kan framhäva den. Eftersom marmorn är mycket duktil är eventuell foliation nästan alltid kaotiskt veckad.

Tsähhkkokskollans foliation är lik Sierggaväggeskollans. Kvarts-fältspatskiffern har en



Figur 5. Foton A-D visar exempel på västvergenta kinematiska indikatorer från Sierggaväggeskollan. I foto A, C och D syns antitetiskt roterade boudiner, medan foto B visar prov på en foliationsfisk. Foto E visar ett av få östvergenta shear bands och i foto F syns två generationer veck, ett äldre som är omveckat av ett yngre. Skalan är 10 cm.



Figur 6. Skiss som visar de huvudsakliga skjuvriktningarna i enheterna vid Ruohesvärásj. Deformationen är penetrerande duktil i samtliga skollor; den välbevarade delen av Sarektjähkkåskollan är inte blottad inom undersökningsområdet.

Huvudrörelseriktningen i Tsähkkok- och Sierggavággeskollorna är enligt kinematiska indikatorer entydigt västvergent, medan den i Sarektjähkkåskollan är östvergent. Sierggavággeskollans golvförkastning visar även den på duktil västvergent rörelse. Skollans takförkastning är dock helt spröd i sin deformation och har en östvergent rörelseriktning. Skalan i figuren är kraftigt överdriven i vertikalled.

foliation med tydligt undulerande karaktär, som liksom i granatglimmerskiffern förstärks av utsträckta kvartsaggregat. Kvarts-fältspatskifferns kornstorlek är något mindre än granatglimmerskifferns. I mafiterna definieras foliationen av orienterade amfibolkorn, medan den i biotitskiffern framhävs av parallellorienterad glimmer. Sarektjähkkåskollans amfiboliter är i de allra flesta fall vitstrimmiga, vilket gör foliationen/lineationen mycket tydlig. För närmare beskrivningar av Tsähkkok- och Sarektjähkkåskollornas strukturgeologi hänvisas till Snilsberg (1987) respektive Svenningsen (1993).

Veck är inte bara förbehållet marmorn utan finns även i mafiterna, granatglimmerskiffern och kvarts-fältspatskiffern. Mafiterna på Ruohesvärásj innehåller på flera ställen isoklinalveck i decimeterskala. Veckningen har här gått så långt att veckbenen slitits av och veckomböjningarna till synes "flyter" runt i bergarten. I granatglimmerskiffern och kvarts-fältspatskiffern finns också rikligt med veck. Storlekarna varierar från centimeter- till meterskala och

många olika varianter av stängda eller öppna symmetriska och asymmetriska veck går att hitta. I flera av dessa finns minst två generationer av veck, där en tidigare generation veckats om av en senare (figur 5 F). Veckaxlarna sammanfaller överlag med Ähparsynformens veckaxelorientering (figur 3).

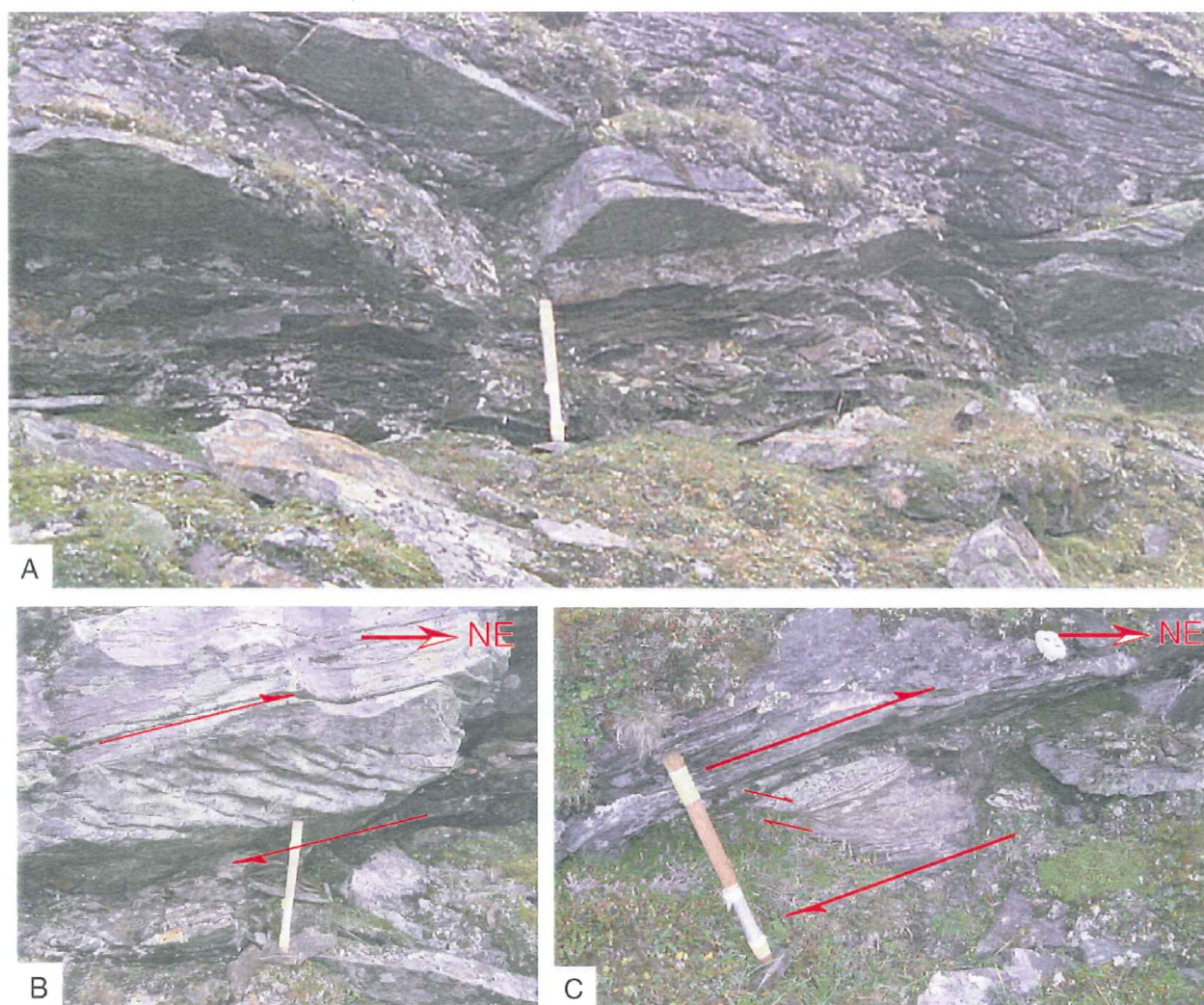
Lineationer är utbildade som sträckningslineationer, orienterade mineral, veckaxlar och krenulationslineationer (som också är en typ av veckaxlar). I granatglimmerskiffern och kvarts-fältspatskiffern är det vanligt att kvartsaggregaten är utdragna till långa stavar. Ibland är dessa aggregat utplattade och även veckade varvid veckaxlarna utgör en iögonfallande lineation. I mafiterna domineras lineationerna av orienterade mineral, men enstaka sträckningslineationer finns även här. Krenulationslineation återfinns främst i biotitskifferna i Tsähkkokskollan, men finns även i glimmerskiffern, tillhörande Sierggavággeskollan, vid renvaktarstugan i undersökningsområdets västra del. Förutom foliation, lineation och veck förekommer också rikligt med

kinematiska indikatorer, vilka behandlas i ett senare avsnitt.

Deformationen i Sierggavággeskollan är nästan uteslutande duktil eller i alla fall på gränsen till duktil. Marmorn har mycket låg kompetens och har deformerats duktilt överallt. Granatglimmerskiffern, mafiterna och kvartsfältspatskiffern visar med sina veck och shear bands också duktil deformation, men delvis spruckna granater nära Sierggavággeskollans golvförkastning antyder att åtminstone den senaste deformationen där har legat på gränsen mellan duktil och spröd. I kontaktzonen mellan Sierggavággeskollan och Tsähkkokskollan är berget söndermalt och rostvittrat, vilket visar att deformationen varit spröd.

4.1.2 Skollkontakter

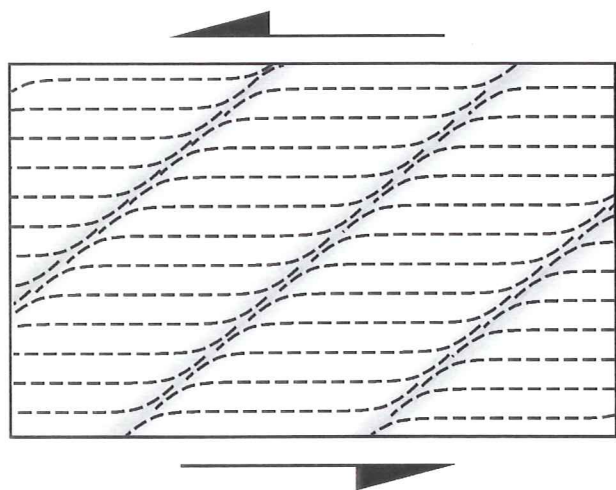
Sarektjähkkåskollan, som i området till största delen består av amfibolit och metapsammit, uppvisar en tydlig reduktion av kornstorleken nära kontakten mot Sierggavággeskollan. Foliationen är också mera utpräglad närmare kontakten. Strax under själva kontakten i dalkorset, som dock inte är blottad där, finns en metapsammitisk och en amfibolitisk mylonit. Mäktigheten på dessa överskrider inte en meter. Längre västerut, vid renvaktarstugan i Sierggavágge, finns kontakten blottad och myloniten är där endast ett par decimeter mäktig. Där visar också Sierggavággeskollan upp en tydlig kornstorleksreduktion, som börjar en halv till en meter från den tektoniska gränsen. Detta har inte



Figur 7. Skjuvzonen på Ruohesvärásj, som utgör gränsen mellan Sierggavágge- och Tsähkkokskollorna. Skjuvzonen är hårt deformerad och rostvittrad, vilket syns i foto A. Deformationen är av en spröd natur och berggrunden har vittrat sönder så kraftigt att inga friska prover kunde erhållas. Kinematiska indikatorer i skjuvzonen visar att den senaste rörelsen har varit östvergent, men på grund av den starka vittringen går det inte att säkert avgöra om denna senare rörelse överpräglar äldre strukturer, vilkas eventuella skjuvriktning därför inte heller kan fastställas. I foto B syns ett östvergent normalförkastningsduplex mitt i skjuvzonen. Foto C visar en kompetent variant av ett shear band, som också visar östlig vergens i skjuvzonens övre del. Hammaren är ca 70 cm lång.

observerats någon annanstans i området, men det enda stället som den faktiska skollgränsen är helt blottad på är vid renvaktarstugan. Denna överskjutning är mer eller mindre parallell med den lokala foliationen i såväl Sarektjåhkkå- som Sierggavággeskollan.

Sarektjåhkkåskollan är mer kompetent än Sierggavággeskollan. Bara några meter ifrån skollkontakten vid renvaktarstugan kan man t ex observera bevarade överskärande kontaktrelationer mellan de amfibolitiserade diabasgångarna och lagringen i metapsammiten. Vid dalkorset finns exempel på relikta diabasgångar som skär varandra. I samtliga fall handlar det om heterogen deformation, där linser i den annars duktila Sarektjåhkkåskollan delvis undgått deformation. I Sierggavággeskollan går det inte att någonstans hitta en liknande bevaringsgrad.



Figur 8. Teckning som visar hur skjuvriktning kan utläsas ur så kallade "shear bands". Den vanligast förekommande kinematiska indikatorn med västlig vergens i undersökningsområdet är just shear bands.

Gränsen mellan Sierggavággeskollan och Tsähkkokskollan utgörs av en flack förkastning som är väl blottad på det lilla berget Ruohtesvárásj (figur 4), men ingen annanstans i det undersökta området. Deformationen i kontakten är helt och hållet spröd och visar därför inget prov på mylonitisering. I motsats till kontakten mellan Sarektjåhkkå- och Sierggavággeskollorna, skär denna förkastning igenom foliationen i den underliggande Sierggavággeskollan (detta framgår tydligt i figur 6 och på loggarna i figur 4), men är mer eller mindre parallell med strukturerna i Tsähkkokskollans understa del. Bergarterna som är påverkade av överskjutningen är

kraftigt sönderskjuvade och rostvittrade (figur 7 A). Ingen kornstorleksreduktion kan urskiljas vare sig över eller under kontakten.

Ca 40 m upp i stratigrafien från Tsähkkokskollans golvförkastning på Jälle återfinns den underliggande Sierggavággeskollans bergarter i en ca 20 m tjock packe. Förmodligen är detta en imbrikerad del av Sierggavággeskollan i Tsähkkokskollan. Vegetation täcker både den övre och den undre gränsen av packen, varför eventuella skjuvzoner är dolda. På Jälles sydöstra sida kan man dock på ett ställe hitta bergarter som till utseendet liknar dem i kontaktzonen på Ruohtesvárásj. Även här är de kraftigt sönderskjuvade och rostvittrade. Det rör sig troligtvis om imbrikerings golvförkastning, eftersom de ligger på en nivå som motsvarar en tänkt förlängning av denna.

4.1.3 Kinematiska indikatorer

Bergarterna i både Sierggavággeskollan och Tsähkkokskollan är rika på kinematiska indikatorer av flera olika typer, främst shear bands och foliationsfiskar i glimmerskiffer, samt asymmetriska boudinage (cf. Hanmer 1986; Goldstein 1988) av kärvskiffer och mafiter i marmor eller glimmerskiffer. Överstjälpta veck förekommer också och då framförallt i marmorn, men även i mafiterna. Eftersom marmorn har så låg kompetens deformeras den lätt i kaotiska mönster. Strukturerna i marmorn har därför inte kunnat användas vid tolkningen av skollornas strukturgeologiska historia.

Trots att den allmänna riktningen för skolltransport under de kaledoniska överskjutningarna var åt öster, visar de allra flesta kinematiska indikatorerna i Sierggavággeskollan och i undre Tsähkkokskollan västlig vergens (figur 5 A-D). Antitetiskt roterade boudiner och foliationsfiskar förekommer allmänt, men den vanligaste kinematiska indikatorn är shear bands (figur 8). Både Sierggavággeskollan och Tsähkkokskollan uppvisar en duktil penetrerande deformation, som domineras av västliga skjuvstrukturer i form av shear bands. Enstaka indikatorer med östlig vergens (figur 5 E) finns också i de båda skollorna, men det är normalt med fickor av antitetisk skjuvning (McClay 1989).

Kontaktzonen mellan Sierggavágge- och Tsähkkokskollorna avviker från det ovan be-

skrivna mönstret; samtliga observerade indikatorer visar entydigt att den senaste rörelsen varit östvergent. Figur 7 B visar ett östvergenta normalförkastningsduplex i ett mer kompetent block mitt i kontaktzonen och i figur 7 C syns ett shear band med östlig vergens i den övre delen av samma kontaktzon. Direkt över och under zonen visar shear bands i glimmerskiffer och överstjälpta veck i mafit västlig vergens. Vid den undre kontakten, mellan Sierggavägge- och Sarektjåhkkåskollorna, tyder allt på att det har rört sig åt väster (se figur 6).

4.2 Iakttagelser i mikroskop

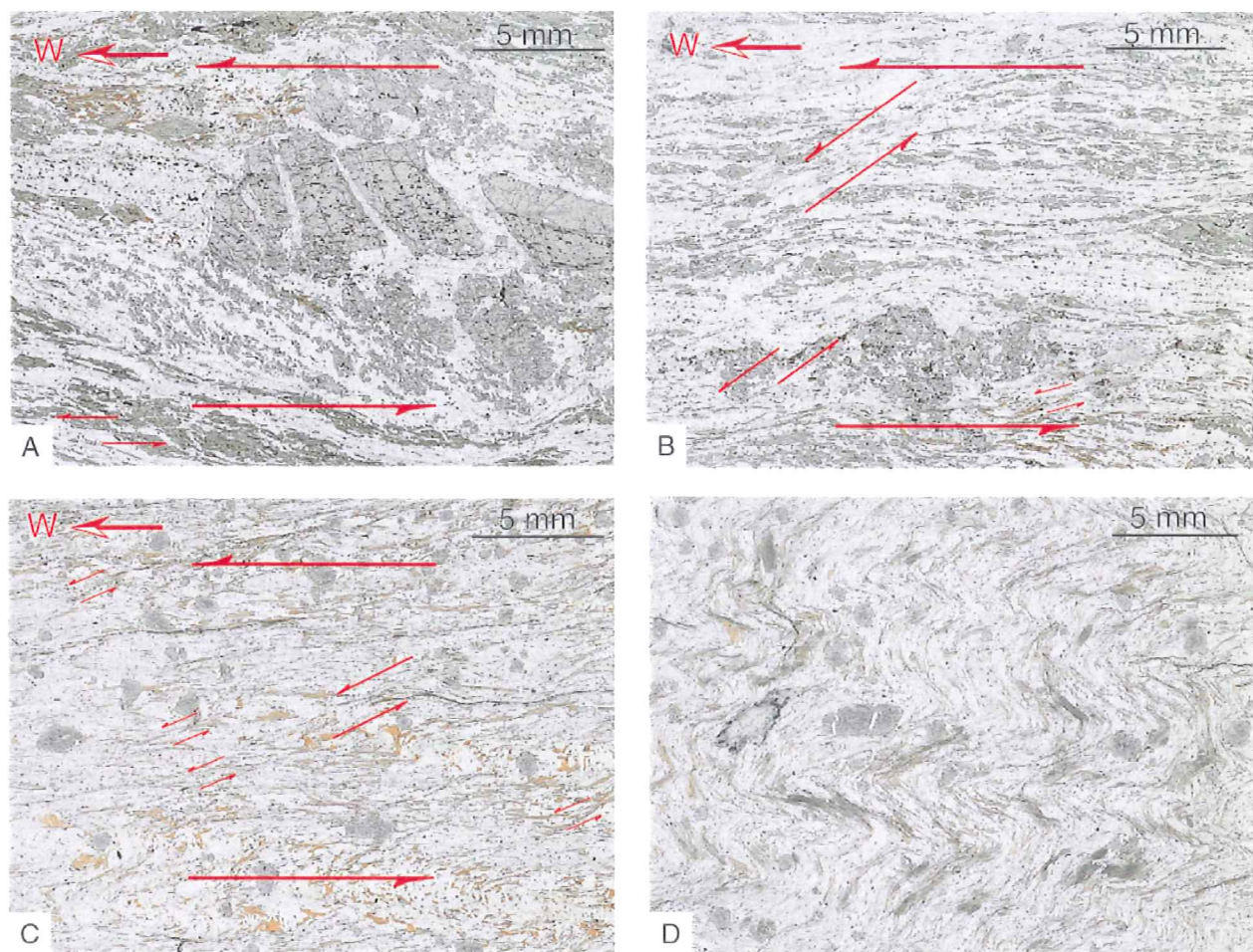
4.2.1 Deformationsstrukturer

Foliationen definieras i granatglimmerskiffern av orienterade flak av ljus glimmer och biotit, samt alternerande kvartsrika och glimmerrika band. Där granater finns omsluts dessa av foliationen.

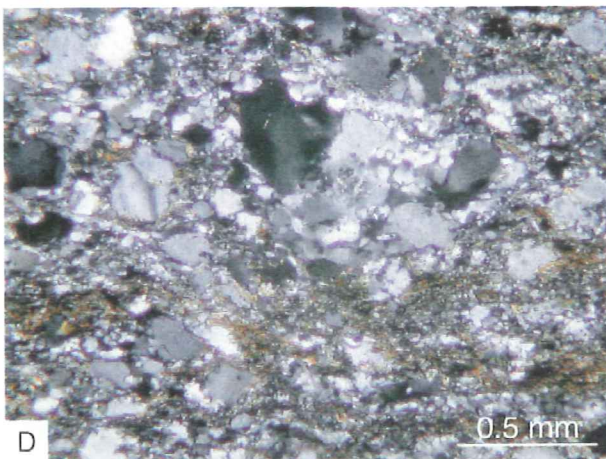
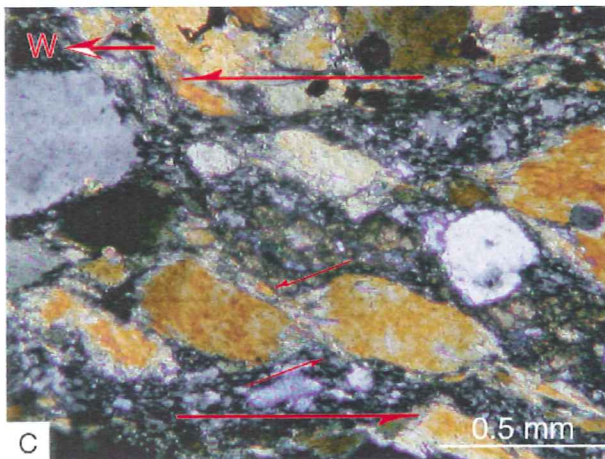
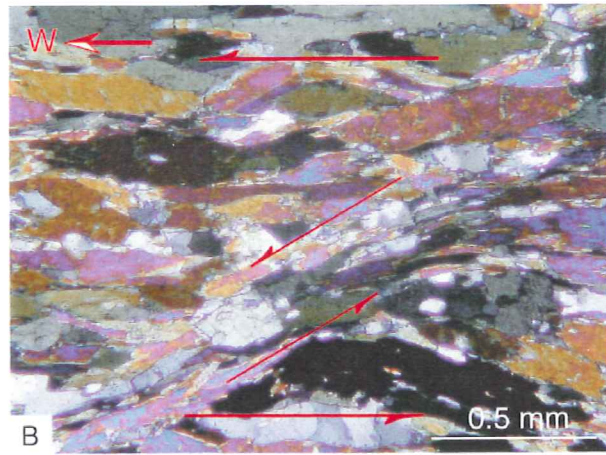
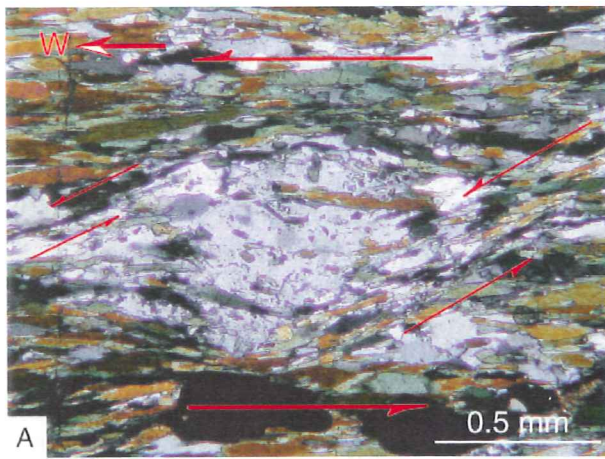
Samma foliation syns tydligt i mafiterna där den definieras av orienterade amfibolkorn och kvartsband. Marmorn innehåller oftast ljus glimmer och biotit, som framhäver foliationen i dessa.

Veck i mikroskala förekommer också. Ett exempel på detta finns i figur 9 D där en granatglimmerskiffer, tagen i närheten av Sierggaväggeskollans golvförkastning vid renvaktarstugan, visar prov på krenulationsveckning. Förutom veck finns det även gott om shear bands i såväl granatglimmerskiffer, som mafiter och kvartsfältspatskiffer (figurer 9 B-C, 10 A-B).

I metapsammitmyloniten (figur 10 D), från Sarektjåhkkåskollan i dalkorset, ser man att all kvarts inte har antagit mikrokristallin form. Stora "strainade" kvartskorn, som ligger i ansamlingar i bergarten och tyder på lokalt ofullständig omkristallisering, visar att deformationen har varit heterogen och lokaliserad. Även i amfibolitmyloniten (figur 10 C) finns det gott om större korn (i det här fallet amfibolkristaller).



Figur 9. Fotografier i planpolariserat ljus av tunnslip från prover tagna i granatglimmerskiffern nära Sierggaväggeskollans golvförkastning. Foton A-C visar västvergenta kinematiska indikatorer. I foto A syns en granat som skjuvats sönder till "book shelf"-struktur, medan B och C visar shear bands. Granatglimmerskiffern i foto D visar prov på krenulationsveckning.



Figur 10. Fotografier av tunnslip under mikroskop med korsade nicoler. Foton A-C visar kinematiska indikatorer i mafiter, som samtliga visar västlig vergens. I foto A syns ett antitetiskt roterat kvartskorn, som antagit sigmaform. Foto B visar ett tydligt shear band och foto C ett avslitet amfibolkorn i amfibolitmylonit. Metapsammitmyloniten i foto D visar tecken på att deformationen i den har koncentrerats till vissa områden och lämnat andra mer oberörda. Stora "strainade" kvartskorn har här inte antagit mikrokristallin form. Även i amfibolitmyloniten i foto C har större korn överlevt.

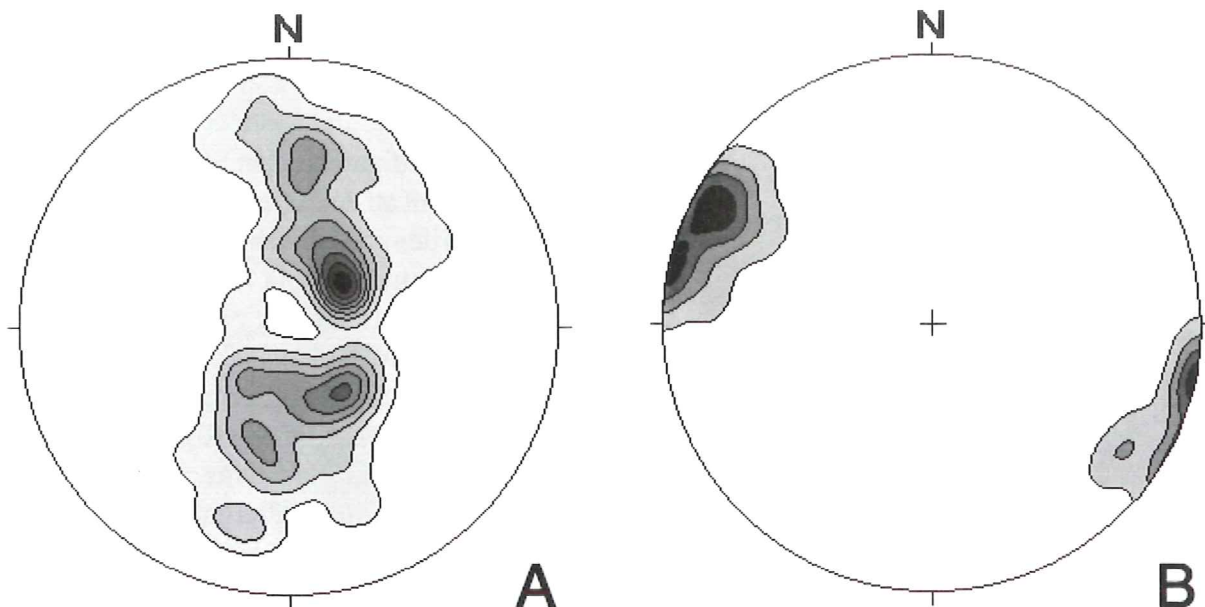
4.2.2 Kinematiska indikatorer

Även i mikroskopet är det lätt att hitta kinematiska indikatorer. De vanligaste är, precis som i makroskopisk skala, västvärgenta shear bands. Dessa återfinns överallt i granatglimmerskiffern, men också i mafiterna (figurer 9 B-C och 10 A-B). I mafiterna kan man dessutom hitta roterade korn av amfibol och kvarts. Ett exempel på ett roterat kvartskorn syns i figur 10 A. Kornet har tvingats att rotera antitetiskt av skjuvningen, samtidigt som det antagit sigmaform. Provet är taget i Sierggaväggeskollans övre del (dock inte i närheten av skollgränsen) och visar tydligt västlig vergens.

Mycket nära den undre skollgränsen vid Ruhtesvärásj visar stora granater, som spruckit och skjuvats till "bookshelfstruktur", att vergensen är västlig även här (figur 9 A). Ytterligare bevis för att den undre skollgränsen präglats av

en västlig rörelse finns i amfibolitmyloniten vid dalkorset Sierggavägge-Ruhtesvägge. Här har större amfibolkorn antagit sigmaform, medan andra har slitits av under skjuvrörelsen. Ett exempel på ett avslitet amfibolkorn, som kan användas som kinematisk indikator, syns i figur 10 C. De båda delarna av kornet har samma orientering, är förenade av rester av ursprungskornet, samt släcks ut samtidigt under korsade nicoler. Detta visar att det rör sig om ett och samma korn.

Något tunnslip från den övre skollgränsen finns tyvärr inte eftersom det var mycket svårt att provta det starkt vittrade och sönderskjuvade materialet. Dock är de makroskopiska indikatorerna lättolkade och tydliga. Även om tunnslip skulle kunna bidra med mera information, skulle de inte kunna vederlägga den tydliga östvergens.



Figur 11. Foliations- och lineationsmätningar plottade i ytriktigt stereonät, undre hemisfären. Både foliationen (A) och lineationen (B) sammanfaller med Ähparsynformens veckaxelorientering (se figur 3). Foliationen är plottad som poler till plan.

4.3 Strukturdata

Strukturdata i form av foliations- och lineationsmätningar presenteras plottade som poler till plan i stereogram (figur 11). Polerna till foliationerna i samtliga tre skollor samlar sig i två svärmar motsvarande Ähparsynformens ben. Även lineationerna samlar sig i två svärmar. Den dominerande lineationsriktningen är nordväst-sydöstlig och med några få undantag stupar lineationerna ner mot ett område i dalkorset (figur 3). Stupningen varierar från 0° till 20°.

5. Diskussion

Skollorna i norra Sarek uppvisar mycket stora metamorfa kontraster sinsemellan. Skollor utsatta för eklogitfaciesmetamorfos (Mihká och Tsähkkok) ligger i direkt kontakt med skollor som endast utsatts för granatamfibolitfacies- och lägre amfibolitfaciesmetamorfos (Sarektjähkkå respektive Sierggavágge; figur 3).

Det som är mest förbryllande är dock att Sarektjähkkå- och Sierggavággeskollorna ligger mellan Mihkaskollan och Tsähkkokskollan. Detta innebär att skollor, som trots att de sannolikt ursprungligen bildades i samma miljö (passiv kontinentkant) vid samma tillfälle (ca 610 Ma), har genomgått mycket olika tektoniska utvecklingar. Slutligen har de hamnat tillsammans i en

struktur som inte är möjlig att enkelt förklara med den östrikta "in-sequence thrusting" som är typisk för fjällkedjans kaledoniska berggrund (Gee 1975; Roberts & Gee 1985).

Eklogitfaciesmetamorfosen i de båda högmetamorfa skollorna har daterats till 503 ± 14 Ma för Vaimoklinsen (= Mihkaskollan) och 505 ± 18 Ma för Tsähkkokskollan (Mørk *et al.* 1988). Det innebär att de båda skollorna har befunnit sig på eklogitdjup i princip samtidigt. De två skollor som *inte* visar tecken på att ha varit utsatta för eklogitfaciesförhållanden ligger mellan de två eklogitförande skollorna och eftersom varken ålder för metamorfos eller upplyftning ger några klara, lättolkade ledtrådar om detta mönster, måste svaret sökas i strukturgeologin.

Den övergripande frågan är alltså hur detta metamorfa mönster kan förklaras. Kan antitetiska rörelser, i det här fallet västliga, spela en roll i sammanhanget? Västliga rörelser har tidigare uppmärksammats av bl a Gee *et al.* (1994), Northrup (1996) och Albrecht (2000). Gee *et al.* (1994) och Albrecht (2000) tillskriver de västliga rörelserna senorogen kollaps, medan Northrup (1996) förklarar dem med en modell som bygger på att antitetiska rörelser kan uppstå i en skollpackes spröda övre delar, när dess bas rör sig duktilt. Gemensamt för dessa är dock att de har fört rörelserna till den Skandiska fasen och orogenesisens slutskede.

5.1 Strukturgeologiska indikationer

Det finns minst två olika generationer av kinematiska indikatorer i undersökningsområdet. Den äldsta generationen visar på rörelse i västlig, eller nordvästlig, riktning. Den återfinns överallt i Sierggavággeskollan och undre delen av Tsähkkokskollan (d v s den del som finns representerad i området). På enstaka ställen finns indikatorer som visar östlig riktning (figur 5 E), men dessa är förmodligen bildade i fickor med antitetisk vergens (McClay 1989).

De kinematiska indikatorer som observerades i fält utgörs främst av shear bands och foliationsfiskar i glimmerskiffer, samt asymmetriska boudinage av kärvskiffer och mafiska bergarter i marmor eller glimmerskiffer (figurer 5, 8). I mikroskopet syns avslitna och roterade korn av amfibol, samt shear bands och "bookshelf"-granater. Deformationen är penetrerande och huvudsakligen duktil.

Den yngre generationen av kinematiska indikatorer påvisar entydigt rörelse i östlig riktning och återfinns i kontakten mellan Sierggavággeskollan och Tsähkkokskollan. Att det är frågan om en yngre generation visas av att kontaktzonen skär igenom Sierggavággeskollans foliation och därmed också överpräglar de västvergenta indikatorerna. Dessutom är deformationen spröd, utan några tecken på duktilitet, vilket kan förklaras av att skollorna var svalare vid denna sena rörelse. Detta betyder i sin tur att skollorna vid den här tiden sannolikt befann sig på en betydligt högre nivå i jordskorpan och att en relativt lång tid passerat mellan de två beskrivna rörelserna. Eftersom det inte finns några dateringar på rörelserna går det dock inte att kvantifiera dessa tidsrymder. Vid basen av imbrikeringen på Jälle återfanns inga kinematiska indikatorer, men på g a likheten i deformation med skjuvzonen på Ruohesvärásj är det rimligt att anta att imbrikeringen skett under samma östliga rörelse.

5.2 Västvergenta rörelser i de skandinaviska Kaledoniderna

En tidig västlig rörelse följt av en sen östlig har tidigare inte observerats i Kaledoniderna. Västliga rörelser har i stället förts till ett sent stadium i den Skandiska fasen, där en orogen

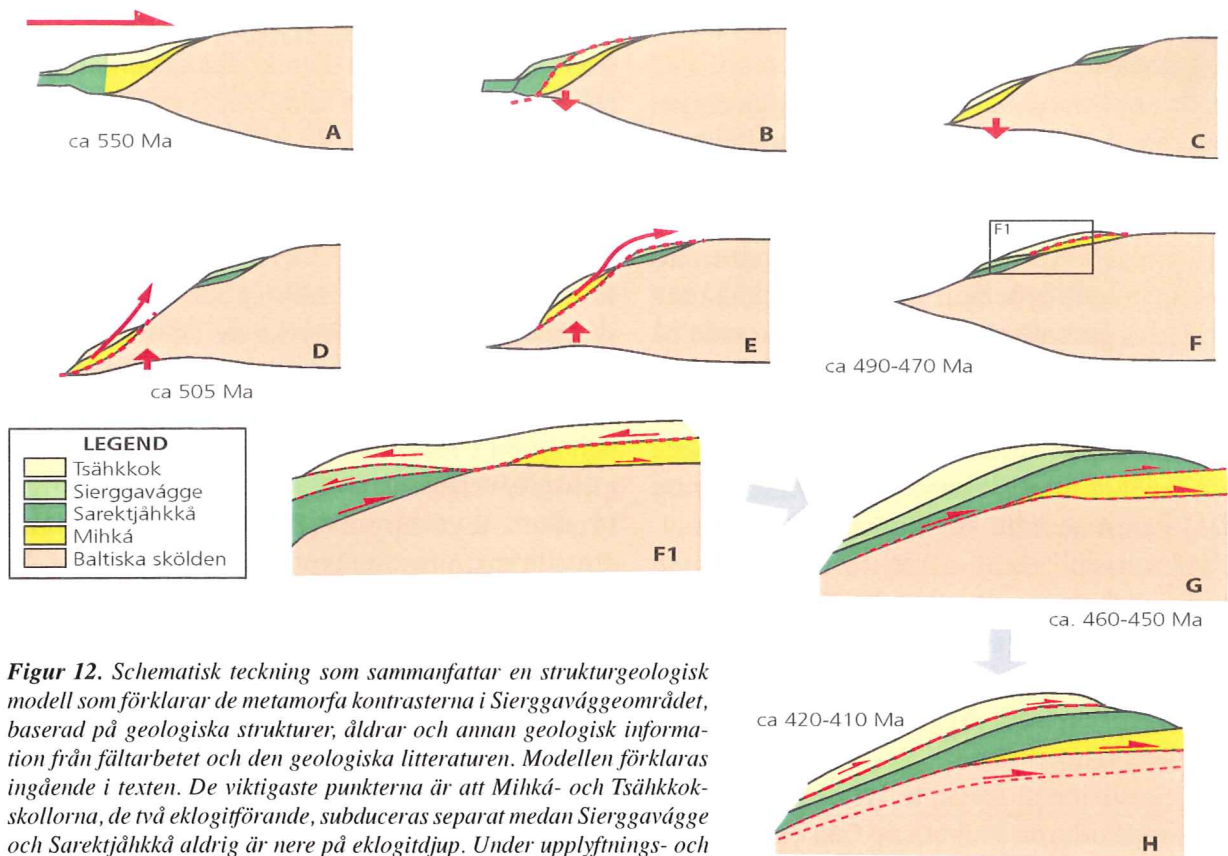
kollaps använts för att förklara de antitetiska rörelserna. Vilken absolut ålder de västliga rörelserna i Sierggavággeskollan och Tsähkkokskollan har går inte att avgöra ur tillgängliga data, men att de är tidigare än den Skandiska fasen är troligt, förutsatt att de östvergenta rörelserna som resulterade i de spröda strukturerna är skandiska. Bland annat i myloniterna finns det titanit, som förmodligen bildats under deformationen. Isotopdatering av dessa kanske skulle kunna ge åldern på de västliga rörelserna.

Vad som orsakat de västliga rörelserna i området kan förstås diskuteras. Orogen kollaps kan fortfarande vara ett alternativ. Det utesluter inte heller på något vis att händelsen ägde rum i ett tidigt skede, eftersom det redan under den Finnmarkiska fasen måste ha funnits mäktiga skollpackar i området. En orogen kollaps förklarar dock inte mönstret med måttligt metamorfoserade skollor inkilade mellan skollor utsatta för extremt höga tryck.

Northrup (1996) visade att antitetiska rörelser kan uppstå i de övre, mer spröda delarna av en skollpacke när dess bas rör sig duktilt. För att detta ska inträffa krävs dock att det övre spröda skiktet är kopplat till det undre duktila, så att de inte rör sig som två oberoende enheter. När den undre duktila delen rör sig tänjs den samtidigt ut och blir längre. Den övre spröda delen utsätts också för denna extension, varvid förkastningar (både syn- och antitetiska) bildas. Bergarter som marmor och glimmerskiffer reagerar mer duktilt i de annars spröda delarna, vilket gör att ett mönster som liknar det i Sierggavágge- och Tsähkkokskollorna skulle kunna uppstå. De duktila undre delarna skulle i så fall representeras av Sarektjähkkåskollan — som trots den välbevarade delen i sydväst till största delen består av duktilt deformerade bergarter — respektive Mihkåskollan. Inte heller detta förklarar dock det metamorfa mönstret i området.

5.3 En strukturgeologisk modell för Sierggavágge-Ruohesvággeområdet

En modell som kan förklara såväl de västliga rörelserna, som det metamorfa mönstret presenteras nedan. Modellen gör inte anspråk på att vara den enda möjliga lösningen på problemet eftersom dateringar saknas och betydligt mer data



Figur 12. Schematisk teckning som sammanfattar en strukturgeologisk modell som förklarar de metamorfa kontrasterna i Sierggavággeområdet, baserad på geologiska strukturer, åldrar och annan geologisk information från fältarbetet och den geologiska litteraturen. Modellen förklarar ingående i texten. De viktigaste punkterna är att Mihká- och Tsähkkokskollorna, de två eklogitförande, subduceras separat medan Sierggavágge och Sarektjåhkkå aldrig är nere på eklogitdjup. Under upplyftnings- och överskjutningsfasen glider sedan M-T-paketet, under deformation, först över S-S-paketet, varefter S-S och T glider som en enhet över Mihkåskollan.

från området skulle behövas. Den ger dock en möjlig förklaring samt en intressant utgångspunkt för fortsatta undersökningar. Modellen visas i figur 12 och förklaras i det följande:

Eftersom Sierggavággeskollans mafiska bergarter ligger som mer eller mindre horisontella lager och uppenbarligen inte skurit igenom stratigrafien, är det rimligt att anta att Sarektjåhkkåskollans diabasgångar i ursprungsläget har fungerat som matargångar till Sierggavággeskollans mafiska metavulkaniter. En annan indikation för detta är att den kemiska sammansättningen av de magmatiska mafiterna i Sierggavággeskollan verkar stämma överens med Sarekdiabasernas (Ljungberg in prep.). Sarektjåhkkåskollan, som rimligen kan antas ha överlagrats av Sierggavággeskollan, vilade antagligen direkt på uttunnad litosfärisk mantel (Svenningsen pers. komm. 2000). Dessa två skollor utgjorde den yttre delen av den passiva kontinentkanten (figur 12 A), dvs den direkta övergången mot normaltjock oceanskorpa.

Eftersom Mihká- och Tsähkkokskollorna innehåller en väsentligt lägre proportion mafiska bergarter, kan man anta att dessa ursprungligen

låg närmare kontinenten än Sarektjåhkkå- och Sierggavággeskollorna. Överskärande kontakter mellan eklogitiserade gångar och laminering i omgivande berg har observerats i Mihkåskollan (Tjiddjak Metavolcanite; Albrecht 2000), vilket stödjer antagandet om matargångar. I analogi med de andra skollorna har alltså Mihkåskollan, med sina diabasgångar, sannolikt legat under Tsähkkokskollan som ju bland annat innehåller kuddlavor. I detta ursprungsläge har enheterna ännu inte blivit skollor, men för enkelhetens skull används namnen ändå. Den passiva kontinentkanten bildades för ca 610 miljoner år sedan, vilket kan härledas ur diabasgångarnas ålder (608 ± 1 Ma; Svenningsen 2001).

I det första skedet av kollisionen med den "kryptiska kontinenten" eller ö-bågen i Finnmarkium, uppstod förkastningar mer eller mindre parallellt med Sarektjåhkkåskollans diabasgångar (figur 12 B), vilket medförde att Sarektjåhkkå- och Sierggavággeskollorna avskildes från sina ursprungliga positioner. Sierggavággeskollan red förmodligen passivt ovanpå den mer kompetenta Sarektjåhkkåskollan. Mihká- och Tsähkkokskollorna behöll sina positioner och

började subduceras ner mot djup motsvarande eklogitfaciesmetamorfose.

Eftersom Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna avskilts i ett tidigt skede undgick de högtrycksmetamorfosen (figur 12 C). Ca 505 Ma nådde Mihká- och Tsähkkokskollorna eklogitdjup, troligen överlagrade av tjock kontinental-skorpa. Samtidigt befann sig Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna sannolikt fortfarande på en intermediär nivå i jordskorpan där de, förmodligen på sin geometri hade "fastnat", kanske i någon form av oregelbundenheter i underlaget. Enligt Svenningsen (pers. komm. 2001) kan man anta att skollorna varit "knivbladsformade" strax efter de avskilts med dimensioner om maximalt ca 30-40 km x 4-5 km x 0,5-2 km. Detta motsvarar storleken på det sammanhängande "thrust sheet" av Sarektjåhkkåskollan som bygger upp Ähpar- och Sarektjåhkkåmassiven.

När kollisionen fortsatte lyftes Mihká- och Tsähkkokskollorna snabbt upp från eklogitdjup, vilket sannolikt ägde rum i tidig-mellersta ordovicium (Dallmeyer *et al.* 1991; Essex *et al.* 1997; Svenningsen 2000). Hur detta gått till i detalj är fortfarande oklart, men sannolikt har en kombination av kraftig erosion och delaminering av jordskorpan ovanför, samtidig med skjuvningsrörelserna, fört skollorna mot högre nivåer (figur 12 D). När Mihká- och Tsähkkokskollorna åter kom i kontakt med Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna transporterades de upp på och över de senare (figur 12 E-F). I det här skedet spelade Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollornas "knivbladsform" och dimensioner en viktig roll. För att Mihká- och Tsähkkokskollorna skulle ha skjutits helt och hållet över Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna krävdes bara en transport på 4-8 km, vilket inte är helt osannolikt med tanke på att den totala skolltransporten var i storleksordningen 500 km. Avståndet för att skjuta Mihká-Tsähkkokpaketet helt och hållet över Sarektjåhkkå-Sierggaväggeskollorna var alltså bara någon procent av det totala skolltransportsträckan.

När den bakre delen av Mihkáskollan slutligen sköts över Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna började kompetenskontrasterna att göra sig gällande. Tsähkkokskollan började släpa efter, kanske enligt Northrups modell, samtidigt som

Sarektjåhkkåskollan åter började röra sig som en överskjutning. Den i Sarektjåhkkåskollan välbevarade delens höga kompetens gjorde att den klämdes ut mellan de mindre kompetenta skollorna, vilket resulterade i att de överliggande Sierggavägge- och Tsähkkokskollorna präglades av en *relativ* västlig rörelse (figur 12 F-F1). Detta skedde alltså på en intermediär nivå i jordskorpan, vilket även styrks av att skjuvzonen mellan Sarektjåhkkå- och Sierggaväggeskollorna uppvisar deformation på gränsen mellan duktil och spröd i form av delvis spruckna granater i glimmerskiffern. Det mesta av den östliga rörelsen togs upp av Sarektjåhkkåskollans golvförkastning medan resten togs upp dels duktilt av Mihkáskollans inre delar och dels av dess golvförkastning. Detta skedde då Sarektjåhkkåskollan för andra gången gled över Mihkáskollan (figur 12 F1-G). Sierggavägge- och Tsähkkokskollorna följde här passivt med på Sarektjåhkkåskollans "rygg", samtidigt som de västvergenta rörelserna avstannade.

Hela det ovan beskrivna händelseförloppet är svårt att kvantitativt åldersbestämma, men om man tar hänsyn till de isotopåldrar som erhållits från Seveskollorna i Sarek och omgivningar (Dallmeyer *et al.* 1991; Essex *et al.* 1997; Svenningsen 2000), kan man förmoda att det ägde rum i samband med den finnmarkiska upplyftningen av skollpaketet. Betydligt senare, förmodligen vid 420-410 Ma i sen skandisk tid, bildades imbrikeringen på Jälle och den östvergenta överskjutningen på Ruohesvärásj, vilken troligen är en reaktivering av skollgränsen mellan Sierggavägge- och Tsähkkokskollorna (figur 12 H). Dessa östliga rörelser har varit helt spröda och måste följaktligen ha skett efter att skollorna hade svalnat tillräckligt. De inre delarna av Sarektjåhkkåskollan svalnade till under 350°C vid ca 430 Ma (Svenningsen 2000). Förmodligen rörde det sig om mindre justeringar i skollpacken när Seveskollorna, som en mer eller mindre sammanhängande enhet, sköts upp på Baltica under den Skandiska fasen. Foliationen i alla skollorna i undersökningsområdet sammanfaller med Ähparnsynformen, trots att de haft olika utvecklingar. Det gör att man kan sluta sig till att Ähparnsynformens bildande tillhör de senaste tektoniska processerna i området.

6. Slutsatser

Strukturgeologiska faktorer spelar en nyckelroll för att förklara både de märkliga metamorfa kontrasterna mellan de olika skollorna i Seve-komplexet i Sarek och för att tolka berggrundens geologiska utveckling under den kaledoniska orogensen. Sierggavággeskollan och undre delen av Tsähkkokskollan visar båda upp en huvudtransportriktning som är västlig, d v s antitetisk mot den annars dominerande östliga till sydöstliga skolltransportriktningen. De västvergenta kinematiska indikatorerna, som är utbildade i duktilt deformerade bergarter, skärs av en flackt orienterad skjuvzon innehållande östvergenta indikatorer. Skjuvzonen har utsatts för spröd deformation vilket, sammantaget med det ovan nämnda, innebär att de västvergenta rörelserna

måste ha varit tidigare än de spröda östvergenta. Den stora skillnaden i duktilitet betyder också att händelserna sannolikt är åtskilda av ett inte obetydligt tidsintervall.

Med de antitetiska rörelserna i åtanke har en modell konstruerats, som kan förklara det metamorfa mönstret i norra Sarek (figur 12). I modellen tolkas de västliga rörelsernas ursprung som beroende på att en underliggande skolla har rört sig med en större hastighet. Sierggavägge- och Tsähkkokskollorna har alltså hela tiden transporterats åt öster, inte åt väster, och den västvergenta rörelsen har varit relativ.

Den sista tektoniskt viktiga händelsen i området är förmodligen bildningen av Ähpar-synformen, vilket framgår av att foliationen i samtliga skollor transponerats till att sammanfalla med dess veckaxelorientering.



Tack

Det största av tack går till min handledare Olaf Svenningsen som tog mig med till Sarek, mitt första riktigt stora äventyr. Trots att han sedan befunnit sig på andra sidan Atlanten den största delen av tiden, har han ändå alltid funnits till hands på ett beundransvärt sätt. Olaf har även varit aktivt delaktig i konstruktionen av den i arbetet presenterade modellen. Tack till Anders Lindh och Per-Gunnar Andréasson, som alltid lagt allt annat åt sidan när jag bett om hjälp. Tack också till Leif Johansson som hjälpte mig att fotografera mina tunnslip. Sist men inte minst går ett stort tack, för ett gott samarbete, till min älskade Julia Ljungberg - du betyder allt för mig...



Figur X (handledarens tillägg). Kvartärgeologisk eftergift. Författaren och Julia Ljungberg i dödisen och den ofattbart kletiga moränen framför Ruohetesjiegns front i södra delen av fjältområdet, augusti 2000.

Referenser

- Albrecht, L., 2000. Early structural and metamorphic evolution of the Scandinavian Caledonides: a study of the eclogite-bearing Seve Nappe Complex at the Arctic Circle, Sweden. Doctoral thesis, Lund University.
- Andréasson, P.G., Svenningsen, O.M. and Albrecht, L., 1998. Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *GFF*, 120: 159-172.
- Bergman, S. and Sjöström, H., 1997. Accretion and lateral extension in an orogenic wedge: evidence from a segment of the Seve-Koli terrane boundary, central Scandinavian Caledonides. *Journal of Structural Geology*, 19(8): 1073-1091.
- Björklund, L., 1985. The Middle and Lower Allochthons in the Akkajaure-Tysfjord Area, northern Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 515-528.
- Dallmeyer, R.D., Andréasson, P.G. and Svenningsen, O., 1991. Initial tectonothermal evolution within the Scandinavian Caledonide Accretionary Prism: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages within the Seve Nappe Complex, Sarek Mountains, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 203-218.
- Eneroth, E & Svenningsen, O., 2001. A Vendian Paleolatitude for Baltica — Paleomagnetic Constraints from the Sarek Dyke Swarm, Northern Swedish Caledonides. *Journal of Conference Abstracts* 6 (1), 731
- Essex, R.M., Gromet, L.P., Andréasson, P.G. and Albrecht, L., 1997. Early Ordovician U-Pb metamorphic ages of the eclogite-bearing Seve Nappes, northern Scandinavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, 15(5): 665-676.
- Gayer, R.A., Rice, A.H.N., Roberts, D., Townsend, C. and Welbon, A., 1987. Restoration of the Caledonian Baltoscandian margin from balanced cross-sections: the problem of excess continental crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 78: 197-217.
- Gee, D.G., 1975. Tectonic Model for Central Part of Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, A275: 468-515.
- Gee, D.G., Lobkowicz, M. and Singh, S., 1994. Late Caledonian extension in the Scandinavian Caledonides — the Røragen Detachment revisited. *Tectonophysics*, 231(1/3): 139-155.
- Gee, D.G. & Zachrisson, E., 1979. The Caledonides in Sweden, Sveriges Geologiska Undersökning Serie C, pp. 48.
- Goldstein, A.G., 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10: 707-715.
- Hanmer, S., 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 111-122.
- Hermansson, T., Ljungberg, J. & Svenningsen, O., 2001. Bulk Antithetic Shear in Thrust Sheets — A Key to Metamorphic Contrasts within the Seve Nappes, Northern Swedish Caledonides. *Journal of Conference Abstracts* 6 (1), 407.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. and Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball earth. *Science*, 281(5381): 1342-1346.
- Kullerud, K., 1987. Opprinnelse og tektonometamorf utvikling for eklogittene i Tsäkkoklinsen

- (Sevedekkenene), söndre Norrbotten Kaledonidene, Sverige. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Oslo, 217 pp.
- Kulling, O., 1982. Översikt över södra Norrbottenfjällens kaledonberggrund, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Ba, pp. 295.
- Kumpulainen, R. and Nystuen, J.P., 1985. Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 213-232.
- McClay, K.R., 1989. Physical models of structural styles during extension. In: A.J. Tankard and H.R. Balkwill (Editors), *Extensional tectonics and the stratigraphy of the north Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 95-110.
- Mørk, M.B.E., Kullerud, K. and Stabel, A., 1988. Sm-Nd Dating of Seve Eclogites, Norrbotten, Sweden - Evidence for Early Caledonian (505 Ma) Subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3): 344-351.
- Northrup, C.J., 1996. Structural expression and tectonic implications of general noncoaxial flow in the midcrust of a collisional orogen: The northern Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, 15(2): 490-505.
- Roberts, D. & Gee, D.G., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 55-68.
- Snilsberg, P., 1987. Strukturgeologi og metamorf petrologi i metasedimentene i Tsäkkoklinsen (Sevedekkenene) og i vulkanosedimentene i undre Köli, söndre Norrbotten Kaledonidene, Sverige. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Oslo, 220 pp.
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1985. A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 953-978.
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1989. Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Special Paper*, 230: 17-30.
- Svenningsen, O.M., 1993. Tectonic evolution of the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides. Doctoral thesis, Lund University.
- Svenningsen, O.M., 2000. Thermal history of thrust sheets in an orogenic wedge: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from the polymetamorphic Seve Nappe Complex, northern Swedish Caledonides. *Geological Magazine*, 137(4): 437-446.
- Svenningsen, O.M., 2001. Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of the Sarek Dyke Swarm, northern Swedish Caledonides. *Precambrian Research*, 110(1-4): 241-254.
- Zachrisson, E. & Stephens, M.B., 1984. Mega-structures within the Seve Nappes, Southern Norrbotten Caledonides, Sweden (Abstract). *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution*, 255: 241.

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

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 manganmineral 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 Brennvinsfjorden 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 våtmarks-komplexet 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. Eyjafjalla-jökull 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 stromboli-karaktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagerföljd vid St Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvage - Luottalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.

114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granat-amfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimat-oscillation.
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 tidig-holocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högrtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petrophysical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av föroreningsspridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene-Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergbörade grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.