

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



**Tectonic stratigraphy and structural geology of the
Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides**

Emma Rehnström

Per

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

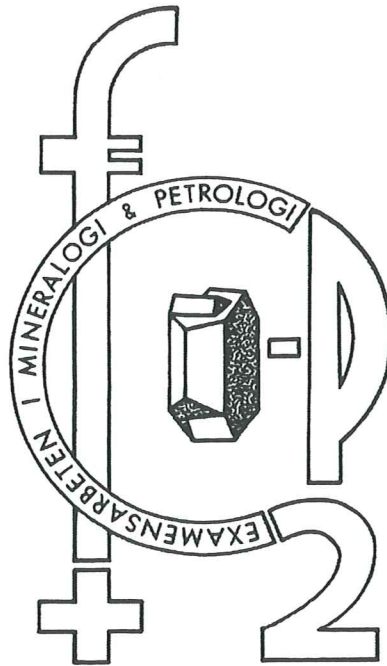
600955233

ensarbete, 20 p
utionen, Lunds Universitet

Nr 97

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



**Tectonic stratigraphy and structural geology of the
Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides**

Emma Rehnström

ABSTRACT

Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.

The bedrock of the Ålkatj-Tielma massif in the central part of the Sarek National Park in the northern Scandinavian Mountains, has never before been investigated. This massif was mapped during the summer of 1997 and the bedrock consists entirely of Caledonian nappes. The lowermost unit in the study area is the Akkajaure Nappe Complex (ANC), consisting of variably deformed thrust sheets of Precambrian crystalline rocks, dominated by syenite and gabbro, with a conspicuous anorthosite component, and subordinate thin covers of sedimentary rocks. Overlying the ANC is Skarja Nappe, consisting of monotonous and strongly deformed garnet mica schist with very subordinate occurrences of amphibolite boudins. Contained within the Skarja Nappe is the herein defined Skårva unit, which is less than 50 m thick and predominantly consists of metamorphosed plutonic rocks and some sedimentary rocks of comparatively low metamorphic grade. Stratigraphically on top of the Skarja Nappe rests the Mikka Nappe, dominated by strongly deformed mica schist and quartzite, with locally abundant boudins of garnet amphibolite. The topmost tectonic unit in the study area is the Sarektjåkkå Nappe, dominated by diabase and garnet amphibolite with subordinate mica schist and marble. Structurally, the southern part of the Ålkatj-Tielma massif is characterized by the dome-like Tielma Culmination (TC) in the ANC. The northern and western border of the TC constitute frontal and oblique ramps. The TC may thus have formed as a result of lateral stacking of thrust sheets due to converging thrust directions. As a consequence, the overlying nappes form a large recumbent fold - the Jåkåtkaska Fold (JF) - with a more than 500 m thick overturned lower limb, in which the entire tectonic stratigraphy above the ANC is inverted. At the lateral ramp, the JF was stretched and downfolded, perhaps synchronously with the formation of the TC.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1	INLEDNING	2
	1.1 Fältområde och metoder	2
	1.2 Bakgrund och målsättning	2
	1.3 Tidigare arbeten	3
2	DE SKANDINAVISKA KALÉDONIDERNA	4
	2.1 Fjällkedjan och plattetektoniken	4
	2.2 Tektonisk stratigrafi	4
3	FÄLTOMRÅDETS BERGGRUND	6
	3.1 Sareks berggrund	6
	3.2 Ålkatj-Tielma's geologi	8
	3.2.1 <i>Akkajaure Nappe Complex</i>	8
	3.2.2 <i>Skarjaskollan</i>	9
	3.2.3 <i>Skårvaenheten</i>	11
	3.2.4 <i>Mikkaskollan</i>	12
	3.2.5 <i>Sarektjäkkåskollan</i>	13
4	RESULTAT	14
	4.1 Tektonostratigrafisk analys	14
	4.2 Strukturgeologisk analys	15
5	DISKUSSION	18
	5.1 Skarjaskollan – Särv, Seve eller mitt emellan?	18
	5.1.1 <i>Skårvaenhetens ställning och innebörd</i>	19
	5.2 Tektonostratigrafien och strukturerna	19
6	SLUTSATSER	24
	TACK...	24
	REFERENSER	25

Sareks nationalparks geografiska läge i hjärtat av Lapplandsfjällen har medfört att antalet geologiska undersökningar i området är mycket begränsat. Ändå är förutsättningarna för studier av berggrunden optimala genom generellt mycket hög blottningsgrad och vertikala snitt på upp till 1,5 km, en situation med få motsvarigheter på andra ställen i vårt land.

Ålkatj-Tielmamassivet i nationalparkens mitt är sannolikt ett av Sveriges mest otillgängliga områden (Grundsten, 1992) och litteraturstudier (se nedan under "Tidigare arbeten") avslöjar att områdets geologi aldrig undersökts. Ett rekognosceringsbesök av Olaf Svenningsen 1994 indikerade att Ålkatj-Tielma dominerades av en domstruktur av regional dimension, men data insamlade då räckte inte för att skapa en modell av strukturen.

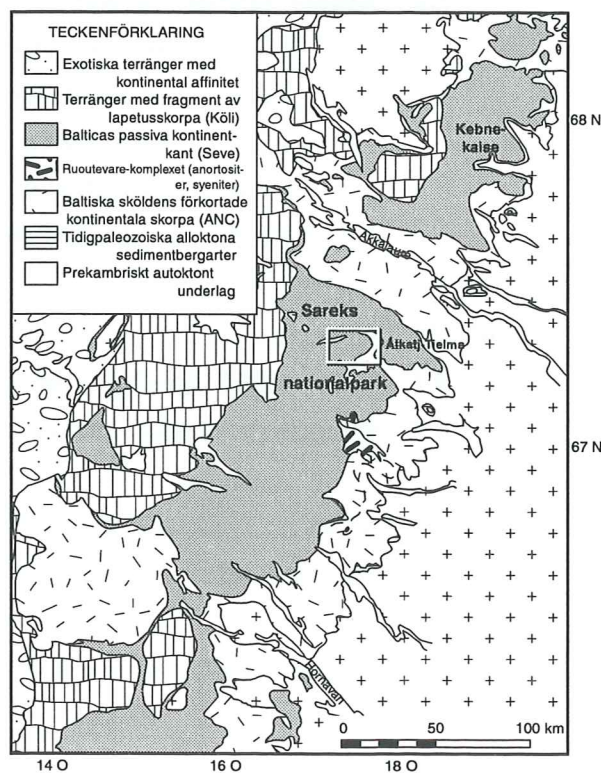
1.1 Fältområde och metoder

Fältområdet är beläget (fig. 1) ungefär mitt i Sareks nationalpark i norra Lappland, Sverige (Fjällkartan, blad BD 10). Det avgränsas av dalgångarna Akkavagge, Alkavagge, Rapadalen och Sarvesvagge. Dalgångarna ligger på ungefär 600 m.ö.h., medan de högsta topparna ligger på strax under 2000 meters höjd. Fältarbetet utfördes i två perioder under sammanlagt fyra veckor under augusti 1997. Under denna tid karterade jag själv, Olaf Svenningsen och Mats Lund det ca. 90 km² stora område som utgör Ålkatj-Tielmamassivet (fig. 3). Under fältperioden samlades stora delar av de strukturella data, samt prover från de olika bergarterna och enheterna in. Bergartsproverna har sedan studerats i mikroskop för att analysera

mineralogi, metamorfa reaktioner och mikrostrukturer. Strukturdata har använts dels för kart- och profilkonstruktion, dels till stereografiska projektioner (StereoNet, version 3.03) för analys av olika strukturella element.

1.2 Bakgrund och målsättning

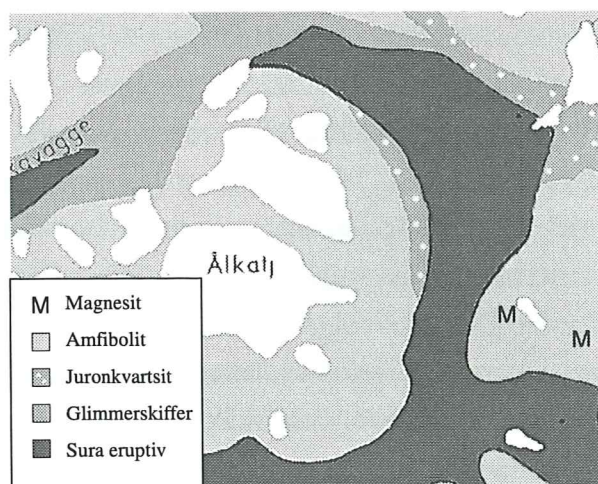
Ålkatj-Tielmas läge precis söder om den regionala NV-strykande Äparsynformen, vilken präglar hela norra Sareks berggrundsgeologi, samt det nyupptäckta förhållandet att vissa av massivets höga toppar byggs upp av enheter som normalt återfinns längst nere i dalgångarna (Svenningsen pers. com. 1997), föranledde den undersökning vars resultat presenteras här.



Figur 1 Ålkatj-Tielmas läge i Sarek och i förhållande till den omgivande geologin.

Om Ålkatj-Tielmamassivets verkliga bestod av en dom av dimensionerna ungefär 10*10 km, borde denna struktur ha styrts och länkats av den kaledoniska deformationen i kringliggande

områden och därmed vara av central betydelse för tolkningen av hela regionens strukturgeologi. Denna domstrukturs uppbyggnad och bildningshistoria måste först av allt dokumenteras och analyseras, vilket är syftet med detta examensarbete. Under arbetets gång upptäcktes att strukturen är avsevärt mycket mer komplicerad och involverar flerfasig deformation med storskalig veckning, överskjutningar över olika ramper och uppbyggnad av en strukturell kulmination i underlaget till Seveskollkomplexet. Målsättningen men uppgiften kvarstod dock; att dokumentera och analysera Ålkatj-Tielmas strukturgeologi, tektoniska stratigrafi och geologiska utveckling.



Figur 2 Efter Oskar Kullings översiktskarta över södra Norrbottensfjällen från 1982. Jämför skalan med figur 3.

1.3 Tidigare arbeten

Ålkatj-Tielmas berggrundsgeologi finns endast beskriven i kartform och då i de regionala kartor som täcker hela Norrbottensfjällens berggrund (Kulling, 1982; Krill et al., 1988). Bägge dessa grundar kartbilden av Ålkatj-Tielma på Axel Hambergs karta från 1910 (Hamberg, 1910). Denne erkänner dock att han aldrig undersökt just detta områdes berggrund, utan baserar den geologiska kartan på kikarobservationer och

antaganden (Hamberg, 1910). En jämförelse mellan Kullings (1982) karta och resultatet av föreliggande undersökning visar direkt att skillnaderna är avsevärda (figurerna 2 och 3). Utöver detta finns ingenting publicerat om Ålkatj-Tielmas berggrund.

Sareks berggrundsgeologi har inte heller ägnats någon större uppmärksamhet i den geologiska litteraturen; det är återigen Axel Hamberg, som står för merparten av det publicerade materialet (Hamberg, 1901; 1910; 1915). Han var en av de tidigaste förespråkarna för överskjutningsteorin och föreslog redan i sin doktorsavhandling 1901 att Sarekfjällen byggdes upp av mot öster transporterade skollor. Hambergs arbeten utgjorde basen för i princip allt som skrevs om Sareks berggrund fram till mitten av 1980-talet. Ett fåtal specialiserade malmgeologiska undersökningar, inriktade på magnesitförekomsterna (Tegengren, 1910; Högbom, 1930; Shaikh, 1974) är allt som publicerats utöver Kullings karta från 1982, vilken i stort sett helt bygger på Hambergs arbeten. Från och med mitten av 1980-talet har P-G Andréasson (1986 a, b m.fl.) och O. Svenningsen (1993; 1994 a, b; 1995 m.fl.) bedrivit undersökningar i Sarek, vilka främst varit inriktade på den riftrelaterade magmatismen i Sarektjåkkåskollan (se nedan under "Sareks berggrund").

2 DE SKANDINAVISKA KALEDONIDERNA

2.1 Fjällkedjan och plattektoniken

De skandinaviska kaledoniderna utgör en ca. 200 mil lång bergskedja, som sträcker sig i nordostlig-sydvästlig riktning genom Skandinavien (fig. 1). Den består av tunna skollor med stor lateral utbredning som ligger överskjutna på varandra. Det djupa erosionssnittet i den kaledoniska bergskedjan innebär att här finns unika möjligheter att studera tektoniska sammanhang och strukturer i fält.

I tidig kambrium bildades ett stort antal oceanbassänger och mindre kontinenter då superkontinenten Rodinia bröts sönder. Mellan Baltica och kontinenten Laurentia bildades en rift som skulle komma att bli Iapetushavet och Baltica blev i och med detta en självständig kontinent. I den nya riftbassängen avsattes klastiska sediment såväl som evaporiter och genom dessa slog diabasgångar upp. Med fortsatt extension bildades till slut också ny oceanskorpa. Dateringar gjorda på riftrelaterade mafiska gångar och massiv i hela fjällkedjan indikerar att den egentliga havsbottenspridningen började omkring 620-570 Ma (t.ex. Andréasson, 1994).

Genom hela kambrium fortsatte den tektoniska situationen att förändras och olika sedimentära sekvenser kom att deponeras på de västra delarna av den baltiska kontinentkanten och i Iapetushavet. I senkambrium bildades en subduktionszon mellan Baltica och Laurentia, som troligtvis var riktad västerut.

I mellankambrium inleddes en tidig fas av metamorfos och deformation i den s.k. finnmarkiska händelsen (Andréasson, 1994). I

denna subduktionsrelaterade fas avskildes och imbrikerades vissa delar av den Baltoskandiska kontinentkanten, som därmed undgick omfattande högtrycksmetamorfos, medan det i andra delar bildades både eklogiter och blåskifferparageneser (t.ex. Mørk et al., 1988; Kullerud et al., 1990). Den finnmarkiska händelsen följdes av upplyftning och erosion.

I tidig silur inleddes en ny kompressionell fas, den skandiska fasen, där den huvudsakliga kontinent-kontinentkollisionen mellan Baltica och Laurentia ägde rum. Dessa ingick därefter i jättekontinenten Pangea.

De orogena processerna fortsatte ända in i devonsk tid och inkluderade bl.a. en sen fas av extension i samband med upplyftning.

2.2 Tektonisk stratigrafi

Indelningen av Kaledoniderna i olika tektoniska enheter har alltid återspeglat idéerna om fjällkedjans bildning. Den terminologi som varit förhärskande de senaste decennierna stammar från Strand & Kulling (1972), som delade in skollpacken i fyra olika större enheter; den undre, mellersta, övre och översta skollenheten, med rötter tillbaka till Törnebohm (1896). Gee & Zachrisson (1979) introducerade en indelning i alloktoner, som direkt bygger på Strand & Kulling (1972). Problemen är dock många med denna indelning, bl.a. befinner sig gränsen mellan bergarter med baltisk affinitet och bergarter med 'exotisk' signatur mitt i den övre alloktonen.

Termen autokton betecknar de delar av kontinentberggrunden som ligger öster om den kaledoniska överskjutningsfronten och som inte blivit utsatt för någon kaledonisk metamorfos eller deformation. De autoktona delarna av de skandinaviska Kaledoniderna består av ett prekambrikt kristallint 'basement' och

sedimenthorisonter av vendisk-ordovicisk ålder. Senproterozoiska glaciogena sediment och mellan-senkambriskas alunskiffrar fungerar som en viktiga ledhorisonter (Kumpulainen & Nystuen, 1985).

Över dessa passiva delar ligger de alloktiona skollorna, d.v.s. de delar av orogenen som har transporterats, deformerats och metamorfoserats.

De undre skollorna (lägre alloktion i Roberts & Gee, 1985) består av sedimentära täckbergarter av samma typ som autoktonen och lokalt underordnade kvantiteter kristallin berggrund. Den metamorfa graden är generellt mycket låg eller låg i skollpaketets undre delar och ökar upp till grönskifferfacies uppåt i tektonostratigrafien. Imbrikationsstrukturer och duplex av olika slag är vanliga i de undre delarna.

Överliggande skollor härrör från Balticas förkortade kontinentkant (Stephens & Gee, 1989; mellersta alloktion i Roberts & Gee, 1985) och består till största del av prekambriskas kristallina 'basement'-bergarter, men även små mängder sedimentära bergarter. Den metamorfa graden är högre än i den lägre alloktionen och når upp till övre grönskifferfacies. Imbrikationsstrukturer av duplex typ är vanliga liksom i lägre alloktion.

De undre delarna av den övre alloktionen (d.v.s. Seveskollkomplexet, förkortat SNC (Seve Nappe Complex) i fortsättningen) utgörs av terränger från den yttersta kanten av den tektoniskt förkortade kanten av Baltica, samt övergången från kontinental till ocean skorpa (Stephens & Gee, 1989). SNC består av metasedimentära glimmerskiffrar, gnejser, metakarbonater, metadiabaser och en del gabbroider. Den metamorfa graden är varierande men har beskrivits som generellt hög, från amfibolitfacies till granulit- och eklogitfacies. Mycket välbevarade magmatiska och sedimentära bergarter utgör dock lokalt dominerande inslag.

Gränsen mellan SNC och de överliggande

skollorna representerar den huvudsakliga suturen i den Kaledoniska orogenen eftersom alla bergarter under denna gräns har baltisk affinitet medan de som ligger över härrör från andra tektoniska miljöer.

De undre av dessa exotiska terränger, bl.a. Kölskollkomplexet består av ocean-, öbåge- och oceanö-relaterade bergarter av senordovicisk till silurisk ålder (Sturt et al., 1985), exempelvis bimodala metavulkaniter, ofiolitkomplex och fossilförande sedimentbergarter. Dessa skollors generellt låga metamorfa grad, yngre bergarter och tektoniska affinitet skiljer dem från den underliggande Seveskollan.

Mellan de oceana skollorna och de som har en uttalad Laurentisk affinitet finns ett antal småskollor bestående av metamorfa bergarter (terrane 10-12 i Stephens & Gee, 1989).

De allra översta delarna, motsvarande de översta enheterna i översta alloktion, innehåller kontinental skorpa från kontinenten Laurentia.

3 OMRÅDETS BERGGRUND

3.1 Sareks berggrund

Typiskt för skollorna i södra Norrbotten är enligt Stephens et al. (1985) en storskalig linsformad skollgeometri, med förtunning dels i skollornas transportriktning, dels i orogenens strykningsriktning. Detta medför att enheternas tjocklek varierar kraftigt, en enhet som lokalt är km-tjock kan t.ex. i på andra ställen följas genom zoner där den endast är någon dm tjock. Många av de tektonostratigrafiskt högt liggande enheterna tunnar ut och försvinner helt i väster (Zachrisson, 1973).

Den autoktona berggrunden i Sarek finns bl.a. exponerad i Lietjitjaure-fönstret, ca. 13 km NW om fältområdet där den domineras av Kukkesvage-porfyriten (Kulling, 1982), en basisk metavulkanit. 'Basement' är oftast överlagrat av autoktona till parautoktona sediment av vendisk och kambrisk ålder. I Akkajaureområdet har den kristallina berggrunden betydligt mer felsiska inslag och den överlagras diskordant bl.a. av Sjöfallssandstenen (Kulling, 1982).

De närmast överliggande enheterna hör med Björklunds (1989) terminologi till den lägre alloktonen. De bergarter i denna enhet som finns exponerade i Akkajaureområdet består av korttransporterade delar av Balticas kontinentkant. Skollorna domineras av metasedimentära enheter med ekvivalenter i autoktonen. De är metamorfoserade upp till grönskifferfacies och ligger imbrikerade i duplex 'piggy-back style' (Björklund, 1989).

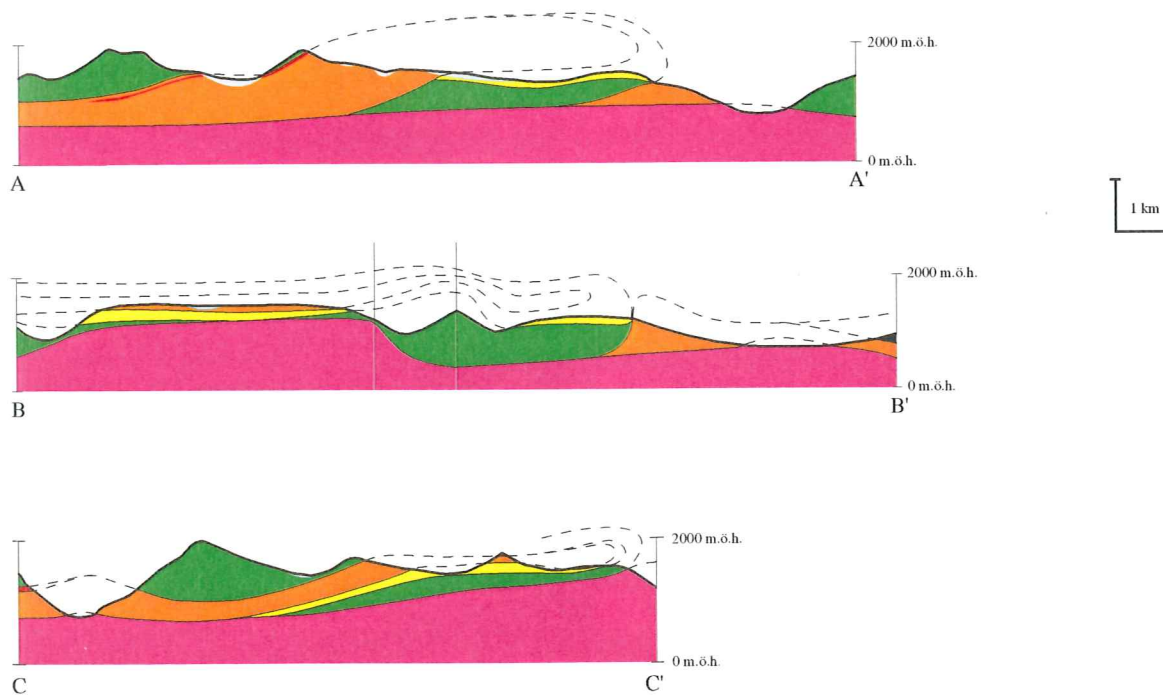
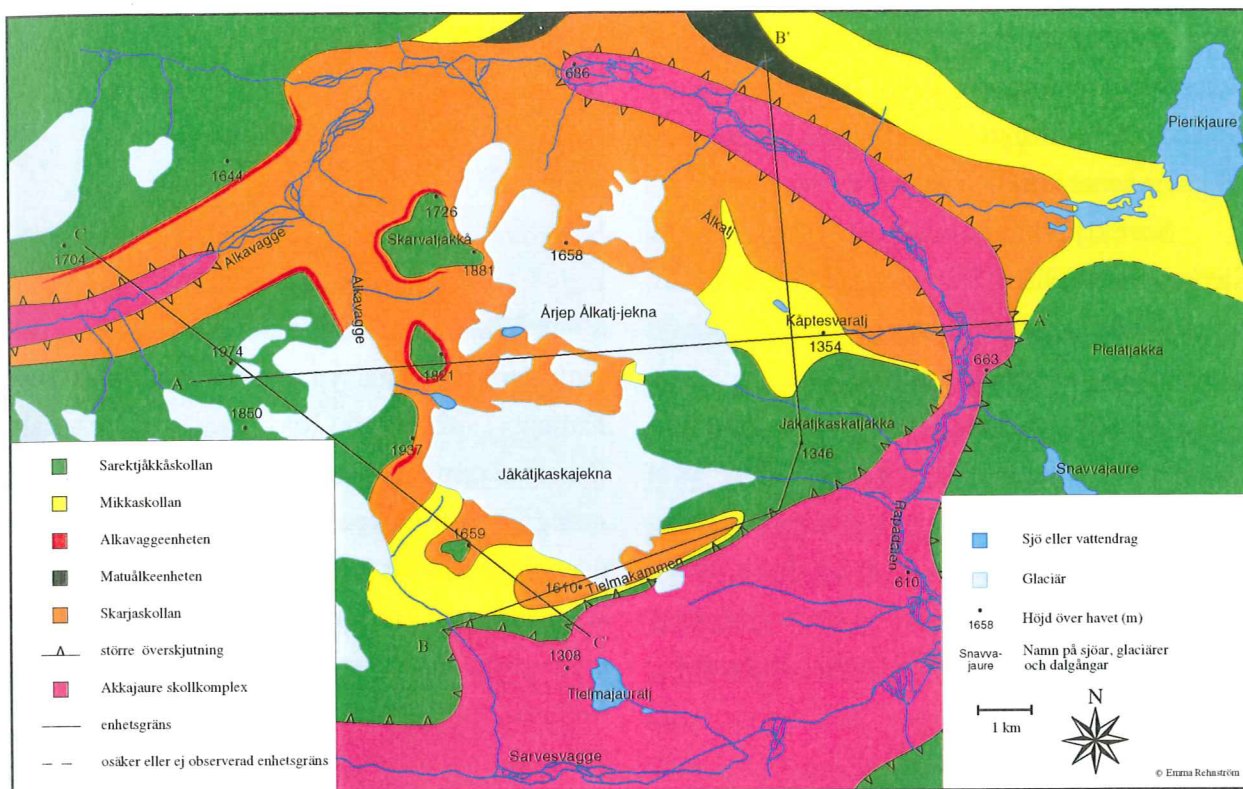
Den tektoniskt förkortade kontinentkanten, som i Sarek representeras av Akkajaure Nappe Complex, ANC (Björklund, 1989), tillhör mellersta allokton.

I typområdet runt sjön Akkajaure, vid nordgränsen för nationalparksområdet, utgörs ANC av en magmatisk association av granitoider, gabbroider, porfyrier, syenit, och anortositer, samt tunnare horisonter av metasediment, alla deriverade från Balticas kontinentkant. Den metamorfa graden i dessa bergarter är generellt låg och enligt Björklund (1989) saknar de granat. Deformationen i typområdet runt Akkajaure (Björklund, 1989), visar sig som distinkta skjuvzoner runt skollor med välbevarade interna delar. Vissa av skollorna uppvisar tydliga duplexstrukturer, framförallt nära gränserna.

Över ANC ligger Skarjaskollan, som består av en homogen granatglimmerskiffer. Den har ansetts ekvivalent med Särsvskollan i Jämtland (Andréasson et al., 1992). I sitt typområde och i andra delar av Sarek runt Ålkatj-Tielma överlagras Skarjaskollan av kalkhaltiga granatamfiboliter och kalksilikatbergarter i Matuålkeskollan (Svenningsen, 1994b). Norr om undersökningsområdet finns en överskjutning mellan Skarjaskollan och Matuålkeskollan.

Mikkaskollan överlagrar i sin tur Matuålkeskollan (Dallmeyer et al., 1991). Den består av ljusa kvartsitiska metasedimentära bergarter med mer eller mindre rikligt med amfibolit-/eklogitboudiner. Mikkaskollan är ofta mycket komplext veckad. I sitt typområde består boudinernas kärna av retroeklogit. Mikkaskollan kan troligen korreleras med Juronkvartsiten (Andréasson, 1986a) i Vaimoklinsen.

Sarektjåkkåskollan (Andréasson, 1986a) överlagrar Mikkaskollan. Den består av diabasgångar intruderade i klastiska metasediment och metaevaporiter (Andréasson, 1986a; Svenningsen, 1993). Diabaserna utgör 70- 90 % av skollans volym. I Sareks östra delar domineras skollan av mycket välbevarade delar med lägre metamorfosgrad. Skollan består av icke-



Figur 3 Tektonostratigrafisk karta över Ålkatj-Tielmaområdet i centrala Sarek; kartområdets läge framgår av figur 1. Profilerna är inte vertikalt överdrivna.

omvandlad diabas och prekaledoniska extensionsstrukturer och överskärande gångkontakter med flera primära fenomen är bevarade (Svenningsen, 1995). Högre metamorf grad och mer omfattande deformation är begränsad till tunna zoner i massivens ytterkanter.

Sarektjåkkåskollan överlagras av Sierkavaggeskollan (Svenningsen, 1994a), som också den till största del består av amfibolit och till mindre del av metasediment.

De tektonostratigrafiskt högsta delarna i Sarek utgörs av Låutakformationen (Dallmeyer et al., 1991), som kan korreleras med de undre delarna av Tsäkkoklinsen (Zachrisson & Stephens, 1984). Låutakformationen innehåller bl.a. marmor, kvartsit och metabasiter metamorfoserade ända upp i eklogitfacies.

3.2 Ålkatj-Tielma's geologi

Fältområdets tektonostratigrafi, som kommer att

beskrivas nedan, finns sammanfattad i figur 17 och på den berggrundsgeologiska kartan i figur 3. Tabell 1 innehåller jämförande mineralparageneser.

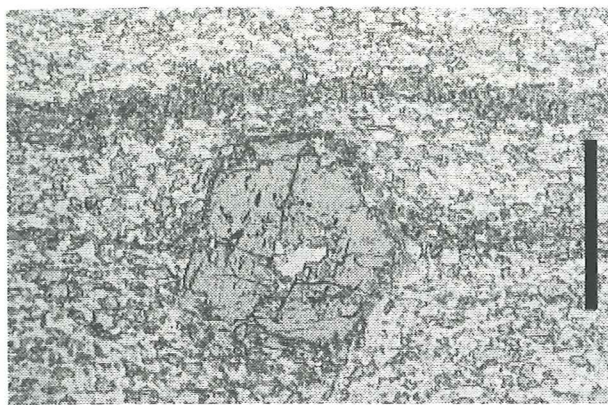
3.2.1 Akkajaure Nappe Complex

I undersökningsområdet finns ANC representerad i de östra delarna. Den domineras av blågrå, grov- till medelkornig pertitisk monzonit (Tabell 1) som torde vara av samma typ som den 'vallevarit' som Kulling (1982) funnit i Ruotevares anortositfält. Den förekommer tillsammans med underordnade mängder djupbergarter, bl.a. som glidande övergångar mellan ren anortosit över gabbro till kumulatgabbro. Här finns även en del bergarter med sedimentärt ursprung, bl.a. som turmalinförande myloniter (jmf. Björklund, 1989, s. 102), men dessa är mycket underordnade.

Inom undersökningsområdet är stora delar av enheten kraftigt deformerade. I vissa skjuvzoner har det bildats granatförande blastomylo-

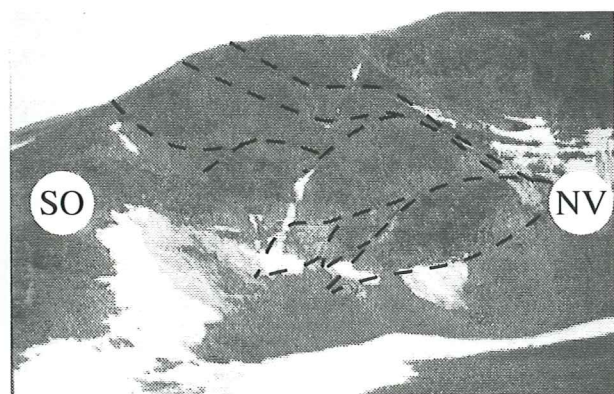
Tabell 1 Mineralparageneser som resultat av punkträkning (i % av 500 punkter/slip). Ett + indikerar förekomst under 1 %.

	metadiabas ANC	epidot-amfibolit Alkavagge	amfibolit Mikka	metadiabas SN	metasediment Skarja	metasediment Mikka	gnejsmylonit Alkavagge	monzonit ANC
kvarts		6	1		10	39	17	1
k-fältspat					+	+	29	17
plagioklas	42	1	12	57	40	2	26	11
peritit								61
hornblende		64	31	12			12	2
opx	18							
cpx			24	22				+
granat			24		10	12	1	
muskovit					19	28		+
biotit	13	2		+	13	17	12	3
zoisit		15	5		6	2	1	
epidot		7			+	+	+	
allanit					+	+	+	
klorit	18			3	+	+		+
titanit		4				+	1	4
apatit	1	1		+	1		1	
opaker	8	+	+	5	1	+		1
kalцит								+
turmalin						+		
rutil			3					



Figur 4 Mylonitiserad anortosit i ANC från Tielmakammen. Den stora subeudralla kristallen i mitten är granat och matrix består av plagioklas, zoisit, muskovit och biotit. Skalan på bilden motsvarar 0,5 mm och fotot är taget i planpolariserat ljus (PPL).

niter av en anortositisk protolit (fig. 4). De allra översta delarna, gränsande mot Sevebergarterna, bildar duplex, som delvis är av 'antiformal stack'-typ (fig. 5). De partier som har undgått den omfattande mylonitiseringsen ligger som skjuvzonsavgränsade linser och uppvisar då mycket välbevarad primär magmatisk textur. De lägre delarna, nedanför duplexen, är kraftigt och penetrativt deformerade.



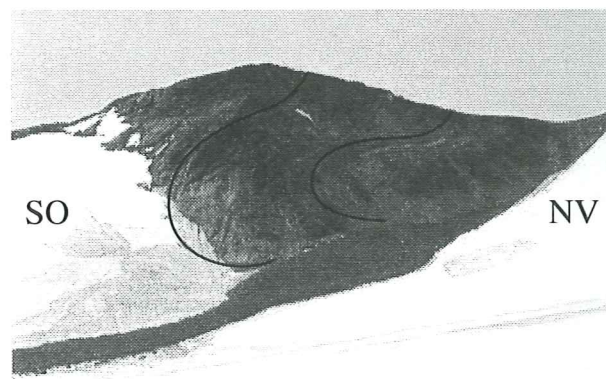
Figur 5 Duplexstrukturer i ANC i västra delen av Tielmakammens sydbrant. Strukturen bildar en 'antiformal stack' med den ungefärliga överskjutningsriktningen i den generella skolltransportriktningen. Bergväggen är ca. 200 m hög och orienterad parallellt i förhållande till rörelseriktningen.

Den metamorfa graden går generellt upp till grönskifferfacies, men som tidigare nämnts bildas

granater i zoner med intensiv deformation i de anortositiska leden. De mafiska bergarterna i enheten är inte granatförande. Flera bergarter visar tecken på retrogradering bl.a. med omfattande klinozoisit-bildning (jmf. fig. 4).

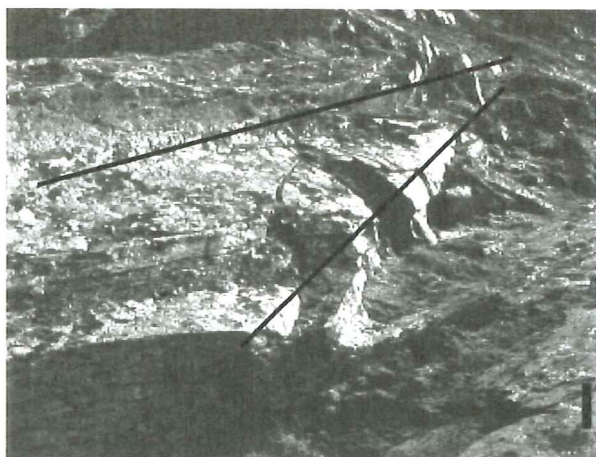
3.2.2 Skarjaskollan

Denna enhet utgörs av ett granatförande fältspatrikt metasediment med vissa interna variationer, främst i deformationsgrad och kornstorlek. I fält känns den igen som en violett planfolierad granatglimmerskiffer. Enheten ter sig mycket homogen och i hela fältområdet hittades endast en, antagligen sekundärt bildad, pegmatitgång och ett fåtal amfibolitboudiner. Vissa av boudinerna låg i anslutning till tektoniska gränser, mot Sarektjåkkåskollan respektive Skårvaenheten och kan därför inte entydigt tolkas som delar av Skarjaskollan.



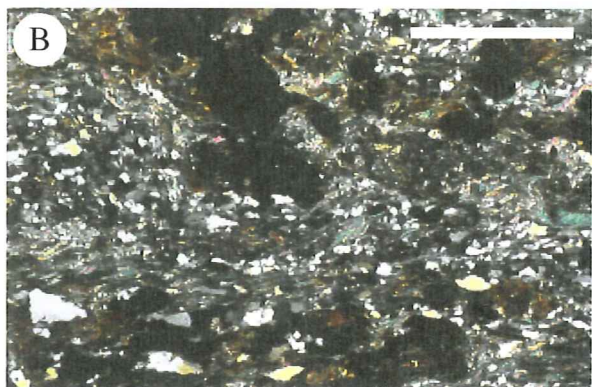
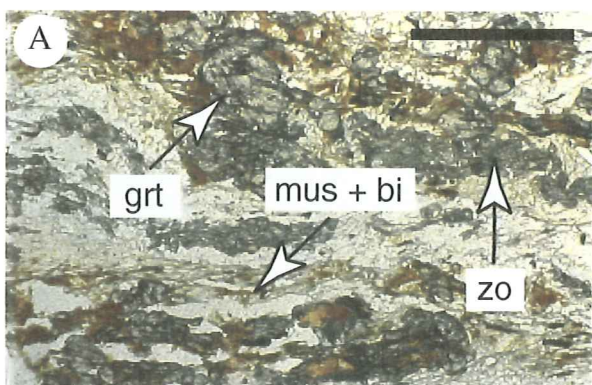
Figur 6 Stort och troligen helt internt isoklinalveck i Skarjaskollan som det ser ut i Skårvatjåkkås sydöstra förtopps nordvägg. Liknande veck av samma dimensioner syns i alla topparna längs Akkavagges östra sida, men vergensen är inte enhetlig mellan de olika vecken. Bergväggen är ca. 110 meter hög.

Tjockleken på enheten varierar kraftigt inom fältområdet. Runt Akkavagge är den ca. 450 m tjock, i Skårvatjåkkå förtjockas den till nästan 1100 m och nordväst om Tielmakammen är den bara 100-talet meter tjock.



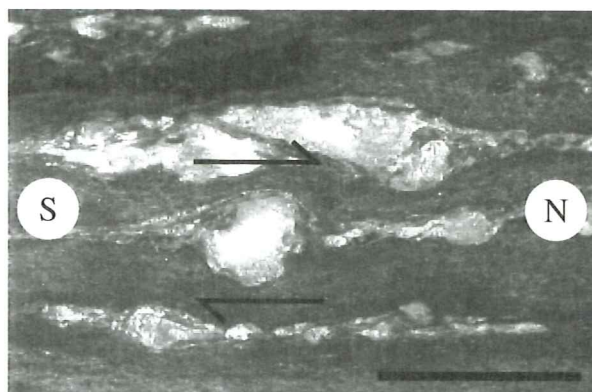
Figur 7 Typexempel på den öppna, icke-cylindriska veckning som kännetecknar topparnas nordväst-flanker i Ålkatj -Tielma. Veckaxlarna konvergerar i denna typ av mesoskalig veckning i Skarjaskollan. Skalan i högra nedre kanten är ca. 2,5 dm.

I de mycket kraftigt deformerade östra delarna av enheten tar sig deformationen framför allt uttryck som en isoklinalveckning i varierande skala, men även som småskaliga cylindriska veck.



Figur 8 Typisk utseende på metasedimenten ur Skarjaskollan. Granater och retrograd zoisit bildar bandliknande strukturer. A) i PPL och B) under korsade nicoller. Skalan på bilderna är 0,5 mm.

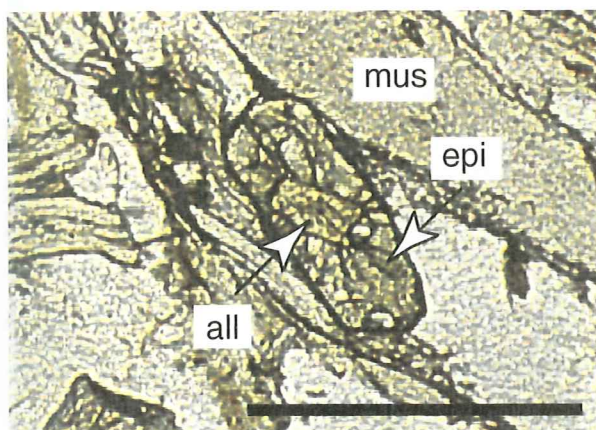
I de västra områdena dominerar en mjuk, öppen, mesoskalig veckning. Det finns vissa indikationer på att hela Skarjaskollan är internt isoklinalveckad i mycket stor skala, bl.a. i form av ett antal isoklinalveck i 100-metersskala (fig. 6) med förbryllande asymmetri och som mycket intensivt veckade meterbredda zoner mellan planfolierade partier. Dessa stora veck har ingen motsvarighet vare sig i underliggande eller överliggande skollor.



Figur 9 Typiskt Skarjametasediment i håll. Denna rosaaktiga glimmerskiffer med violetta granater och stora utdragna fältspatblaster varierar främst avseende proportionen av fältspatblaster, men är i stort sett homogen på både lokal och regional skala. Skalan på bilden är ca. 5cm.

På nordvästflankerna av vissa toppar observerades en framträdande mesoskalig öppen, icke-cylindrisk, asymmetrisk veck-geometri, med en våglängd på ca. 10 m och med vergens åt NW (fig. 7). Trots deformationsgraden är Skarjaskollans bergarter inte mylonitiserade till den grad som bergarterna i ANC även om delar av dem liknar en protomylonit mer än en glimmerskiffer. I de grovkornigare varianterna finns ibland mycket rikligt med upp till dm-stora fältspatutsvettningar (fig. 8). Där dessa blaster är mer utdragna definierar de också en sträckningslineation. Däremot definieras foliationen främst av biotit och muskovit. I tunnslip kan man se hur både kvarts och plagioklas bildar bandstrukturer och suturerade korngränser till följd av dynamisk omkristallisation (fig. 9).

Plagioklasblasterna har ofta en kant av små nykristalliserade plagioklaskorn runt sig i 'core-mantle' strukturer (Pryer, 1993). I vissa fall konsumeras både denna kant och plagioklasblasten i sig av klinozoisit p.g.a. viss retrograd överprägling. Där omvandlingen till zoisit är fullständig ligger denna som utdragna band av prismatiska kristaller. Mineralparagenesen indikerar att metamorfosgraden har gått upp till lägre amfibolitfacies, men sedan till viss del överpräglats av en retrogradering. De tre epidotmineralen: epidot, klinozoisit och allanit förekommer tillsammans med varandra i zonerade korn (fig. 10).

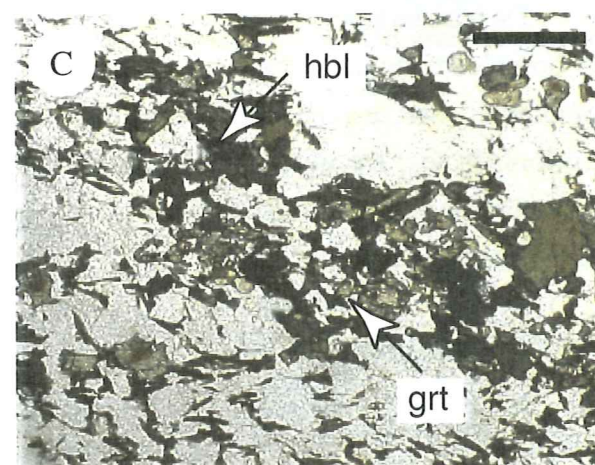
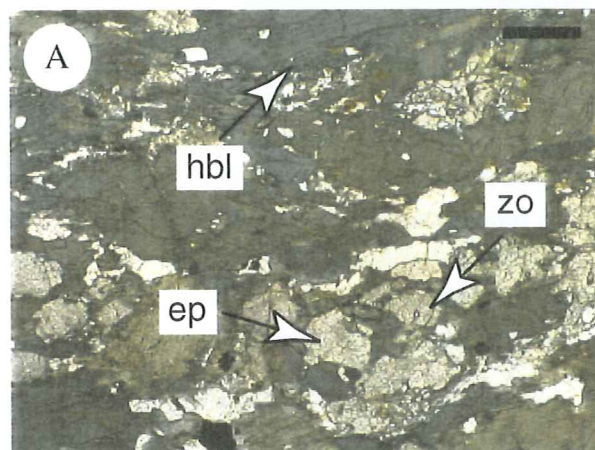


Figur 10 Allanit i Skarjaglimmerskiffer. Det elongerade kornet i mitten av bilden har en kärna av allanit och en mantel av radialsprucken epidot. Övriga mineral är främst muskovit och plagioklas. Skalan på bilden är 0.1 mm lång.

3.2.3 Skårvaenheten

Skårvaenheten är en < 50m mäktig enhet som förekommer internt i Skarjaskollan och med något oklar tektonostratigrafisk hemvist. På vissa ställen ligger dess övre gräns mycket nära Sarektjåkkåskollans (se nedan) bas, medan den på andra ställen ligger väl inne i Skarjaskollan. Gränserna är utan undantag kraftigt tektoniserade.

Skårvaenheten utgörs främst av magmatiska bergarter, företrädesvis granitoida, gabbroida (fig. 11) och ultramafiska bergarter. Viss magmatisk textur är bevarad och några horisonter har en typisk



Figur 11 Skårvaenhetens bergarter. A) Metabasiten från Skårvaenheten består främst av hornblende, epidot och zoisit, i PPL; B) visar samma prov under korsade nicoller; C) visar en monzogranitisk mylonit ur samma enhet, notera de små, idioblastiska granaterna. Skalan på alla bilderna är 0,5 mm.



Figur 12 Starkt mylonitiserat led i Skårvaenheten. På denna lokal utgörs hela Skårvaenheten av denna horisont, medan enheten på andra lokaler är betydligt mer välbevarad och innehåller mer deformationskänsliga bergarter.

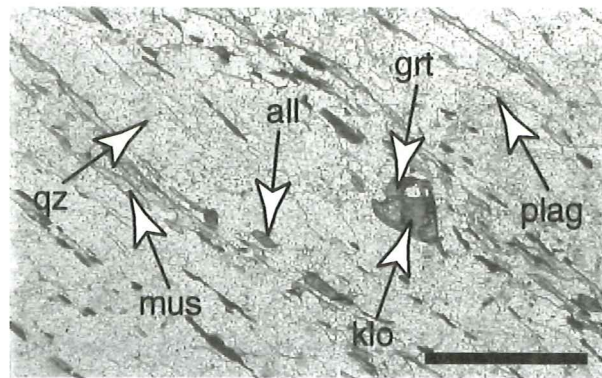
rosa vittringshud. I granitoiderna förekommer myrmekit med magmatisk prägel och inte såsom bildad p.g.a. deformation (Simpson, 1985). Underordnat förekommer metasedimentära bergarter, bl.a. karbonater, men även psammiter.

Enheten är delvis mycket kraftigt deformerad och mylonitiserad i olika hög grad, detta syns bland annat i mycket iögonfallande ”väggar” av mylonit (fig. 12). Andra delar är mindre deformerade och har en lägre grad av deformation än den omgivande Skarjaskollan.

De felsiska leden av enheten domineras av en hornblendeförande monzogranit, medan de gabbroida leden är metamorfoserade i epidot-amfibolitfacies. De mafiska inslagen är inte granatförande, men i de felsiska delarna växer små, idiolblastiska granater (fig. 11 c).

3.2.4 Mikkaskollan

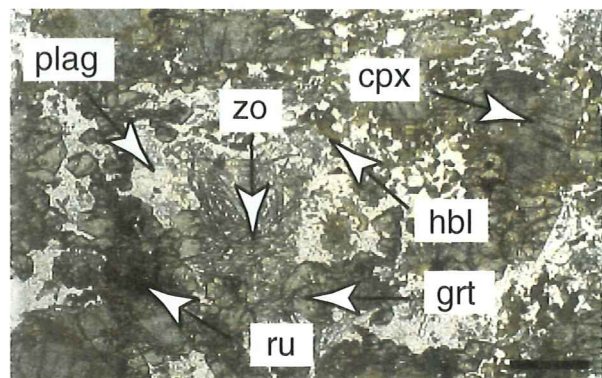
Denna skolla består av ljusgrå, glimriga, granatförande kvartsiter (fig. 13) med mörkare band med högre andel glimmerkorn. Mikkaskollan karakteriseras av förekomsten av mellan 20-60% amfibolitboudiner. Skollans bergarter är i stort sett



Figur 13 Kvartsitiskt högmetamorft metasediment från Mikkaskollan, notera att klorit börjat konsumera granaten och att allanit förekommer frekvent här liksom i Skarjaskollan. Skalan på bilden är 0,5 mm.

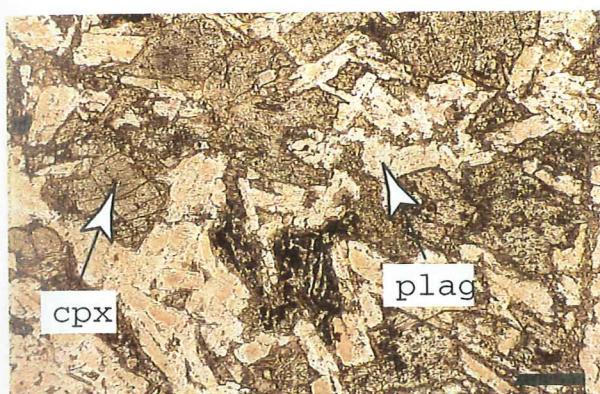
planfolierade, men det stora antalet boudiner gör att foliationen sveper runt dessa och ger enheten ett knöligt utseende. I Ålkatj-Tielma är den kraftigt deformerad och intensivt tub- och isoklinalveckad.

Kvartsiten är mycket lik metasedimenten i Skarja (fig. 13, jmf. fig. 9), i fält skiljs de åt av Skarjaskiffrens rödlätta färg, kontrasterande deformationsstil och boudinförekomst. Mineralsammansättningen skiljer sig främst med avseende på kvarts- och plagioklasandel (Tabell. 1).



Figur 14 Tunnslip av amfibolit från en boudin i Mikkaskollan. Tecken på en prograd metamorfos finns kvar som omvandling av opaker till rutil och bildning av granatkoronor mellan plagioklas och klinopyroxen. Retrograderingen till grönskifferfacies syns som zoisit-omvandling av plagioklas och att klinopyroxen konsumeras av hornblende. Skalan är 0,5 mm.

Amfibolitboudinerna visar spår av en höggradig metamorfos (fig. 14), trots viss retro-gradering till grönskifferfacies (Andréasson, 1986 a). Mineralsammansättningen skiljer sig väsentligt från de andra metabasiterna i området (Tabell 1) då de senare inte visar samma högmetomorfa spår. Eftersom Mikkaskollan kan korreleras med Vaimoklinsen bör metamorfosen ha nått eklogitfacies, trots att inga spår av sådana parageneser påträffas i prover från Ålkatj-Tielma.



Figur 15 Diabas från en gång i den mest välbevarade delen av Sarektjåkkåskollan, strax väster om Jåkatj-kaskatjåkkå. Den primära ofitiska texturen, liksom stora delar av de ursprungliga magmatiska mineralen, finns fortfarande kvar i detta prov i. Det dendritiska omvandlingsmönstret i opakerna är ett karakteristiskt tecken på en prekaledonisk kontaktmetamorfos (Svenningsen, 1994). Provet kommer från den del av Tielmavecket, i vilken tektonostratigrafin är inverterad. Skalstrecket på bilden är 0,5 mm långt.

3.2.5 Sarektjåkkåskollan

Sarektjåkkåskollan varierar i fältområdet från kraftigt deformerad granatamfibolit och granatmylonit till välbevarade diabasgångar i 'sheeted dyke'-komplex (fig. 15). De mest välbevarade delarna återfinns i ryggen från Jåkatj-kaskatjåkkå och västerut, där magmatiska texturer och mineral är bevarade, liksom kylkontakter, apofyser och gabbropegmatiter.



Figur 16 Sarektjåkkåskollan i Jåkatj-kaskatjåkkå östsluttning. Extremt välbevarade diabaser med överskärande kontakter och kalksilikatbergarter med bevarade, pre-intrusiva extensionsstrukturer finns kvar trots den upp-och-nervända tektoniska stratigrafin. Isyxan på bilden är ca. 70 cm lång.

Sedimentlinserna i Sarektjåkkåskollan domineras i fältområdet av karbonater tillhörande Spikaformationen, vilken är av underordnad betydelse i norra Sarek. Spikaformationens karbonater och kalksilikater deformeras lättare än andra bergarter i området, men i 1346-toppen är den preintrusiva extensionsdeformation som beskrivits av Svenningsen (1995) lokalt bevarad (fig. 16), trots att skollan här är upp-och-nervänd. I övriga delar av fältområdet är Sarektjåkkåskollan penetrativt deformerad till den grad att primära relationer inte längre går att urskilja.

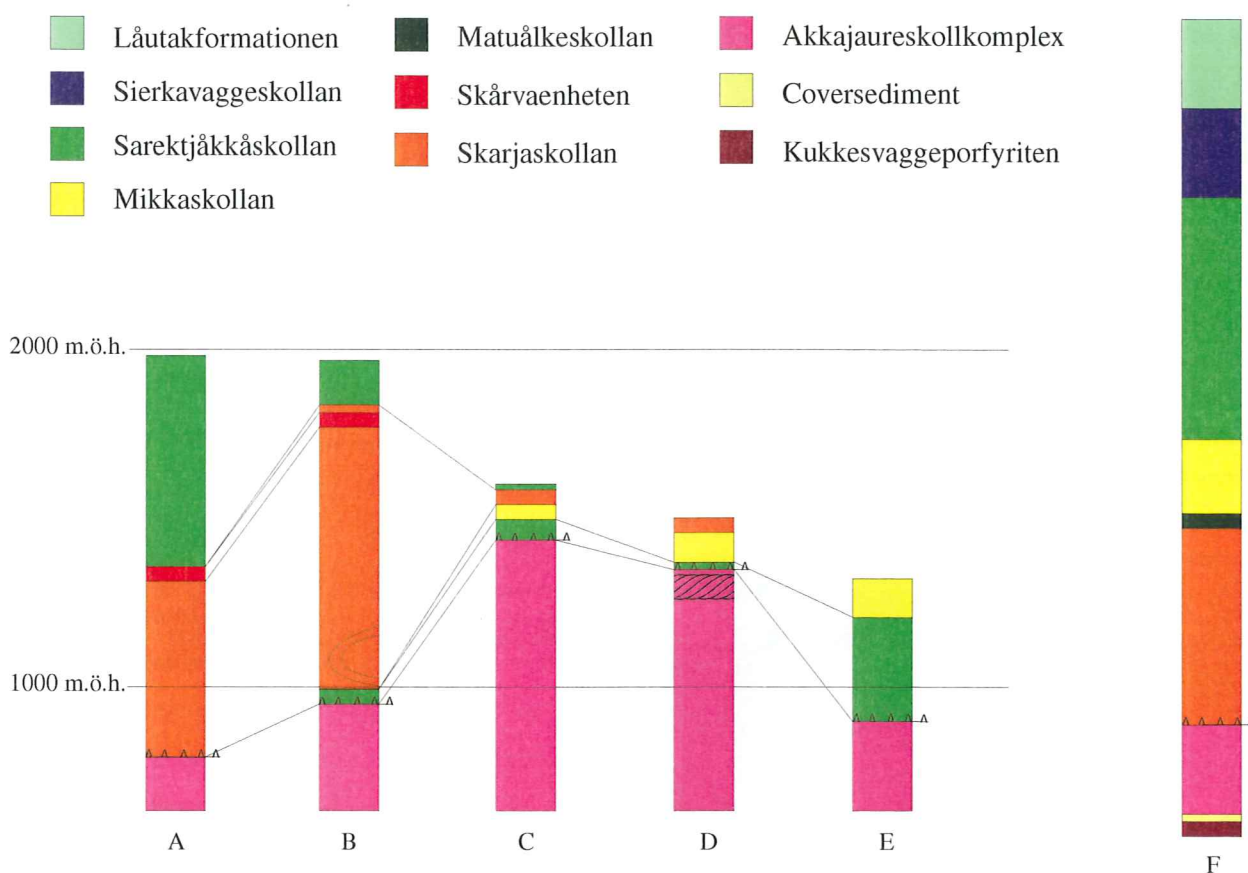
4 RESULTAT

4.1 Tektonostratigrafisk analys

De västra delarna av undersökningsområdet, runt dalgångarna Alkavagge och Akkavagge, karakteriseras av en 'normal' och rättvänd tektonostratigrafi, med för Sarek 'normala' mäktigheter på enheterna (jmf. kolumn F, fig. 17). Skarjaskollan överlagras ANC och överlagras själv

av Sarektjåkkåskollan. Mikkaskollan finns inte alls representerad i detta område, men väl subenheten Skårva i Skarjaskollan (se kolumn A), som verkar ha sin huvudsakliga utbredning runt just Skårvatjåkkå och Alkavagge. Skårvaenheten uppträder så långt österut som till positionen för kolumn B, men utgör där bara en mycket tunn horisont av mörk glimmerskiffer.

I området runt Kåptesvaratj (kolumn E) återfinns Mikkaskollan, men i en tektonostratigrafisk position över



Figur 17 Tektonostratigrafiska kolumner för nyckellokaler i Ålkatj-Tielmaområdet. Lokalernas lägen framgår av kartorna i figur 2 och 19, A) 1974-toppen B) 1937-toppen C) 1659-toppen D) Tielmakammen E) Kåptesvaratj F) norra Sarek.

I kolumn B och C dupliceras Sarektjåkkåskollan p.g.a. Jåkatjaskavecket och i kolumn B finns ett av de mycket stora interna isoklinalvecken i Skarjaskollan representerat. I kolumn D är duplexstrukturerna i övre delen av ANC indikerad. Kolumn F representerar en generell tektonostratigrafi för hela norra Sarek och enheternas tjocklekar representerar de maximala värden som uppmätts inom hela det 700 km² stora område som kolumnen representerar. Skalan är den samma som för de övriga kolumnerna.

Sarektjåkkåskollan och under Skarjaskollan med en kraftigt mylonitiserad kontakt till Skarjaskollan. Trots att Sarektjåkkåskollan ligger *under* både Mikkaskollan och Skarjaskollan så är dess bergarter anmärkningsvärt välbevarad vid Jåkatjkaskatjåkkå och uppvisar många prekaledoniska strukturer.

De södra delarna av området (kolumn B och C) karakteriseras av samma upp-och-nervändhet, men deformationsgraden är högre och Sarektjåkkåskollan är inte alls lika välbevarad. Kolumn B och C är särskilt intressanta då de visar hur enheterna dupliceras.



Figur 18 Konvolut och närmast kaotisk veckning av kvartsit och amfibolit i partiet mellan ANC och Skarjaskollan i Tielmakammen. Hammaren på bilden är ca. 50 cm lång.

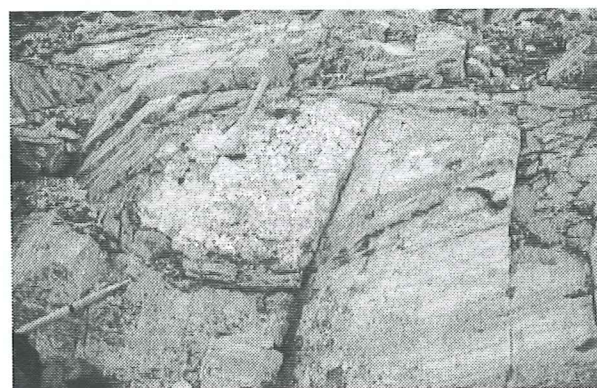
Kolumn D återger tektonostratigrafin vid Tielmakammen (se Profil B) och visar hur ANC överlagras direkt av Sarektjåkkåskollan, med en kraftigt tektoniserad gräns emellan. Sarektjåkkåskollan har här en varierande tjocklek, från ett tiotal meter till några dm, och varierande deformationsgrad. Trots att den är så tunn finns det här linser med bevarade 'sheeted-dyke' strukturer. Sarektjåkkåskollan övergår, lokalt gradvis, till ett ca. 100 meter tjockt parti med mycket komplext sammanveckade kvartsiter och amfiboliter (fig. 18). Detta parti består av Mikkabergarter där amfiboliten utgörs av utdragna

boudiner, men delar av amfiboliten kan härröra från Sarektjåkkåskollan. På liknande sätt övergår Mikkaskollan i kraftigt deformerade Skarjaskollan på toppen av Tielmakammen.

En jämförelse med typisk tektonostratigrafi från Sarek (kolumn F) visar att Skarjaskollan, Mikkaskollan och Sarektjåkkåskollan alla är betydligt tunnare i de östra partierna av Ålkatj-Tielma än i Sareks norra delar. ANC skiljer sig från hur skollkomplexet ser ut i sitt typområde, Akkajaure, och i norra Sarek. I Akkajaure urskiljer Björklund (1989) sex stycken distinkta skollor, begränsade av kraftigt mylonitiserade och tektoniserade gränser. Denna struktur dominerar i norra Sarek, åtminstone runt Lietjit-jaure och Kukkesvageområdet. Vissa av skollorna uppvisar duplexstrukturer av 'piggy-back' typ, i undantagsfall även som 'antiformal-stacks'. I Tielmakammen är ANC penetrativt deformerad från ca. 700 m.ö.h. till 1200 m.ö.h. och uppvisar endast duplexgeometri i de överliggande 200 meterna.

4.2 Strukturgeologisk analys

Ålkatj-Tielmamassivet domineras strukturellt dels



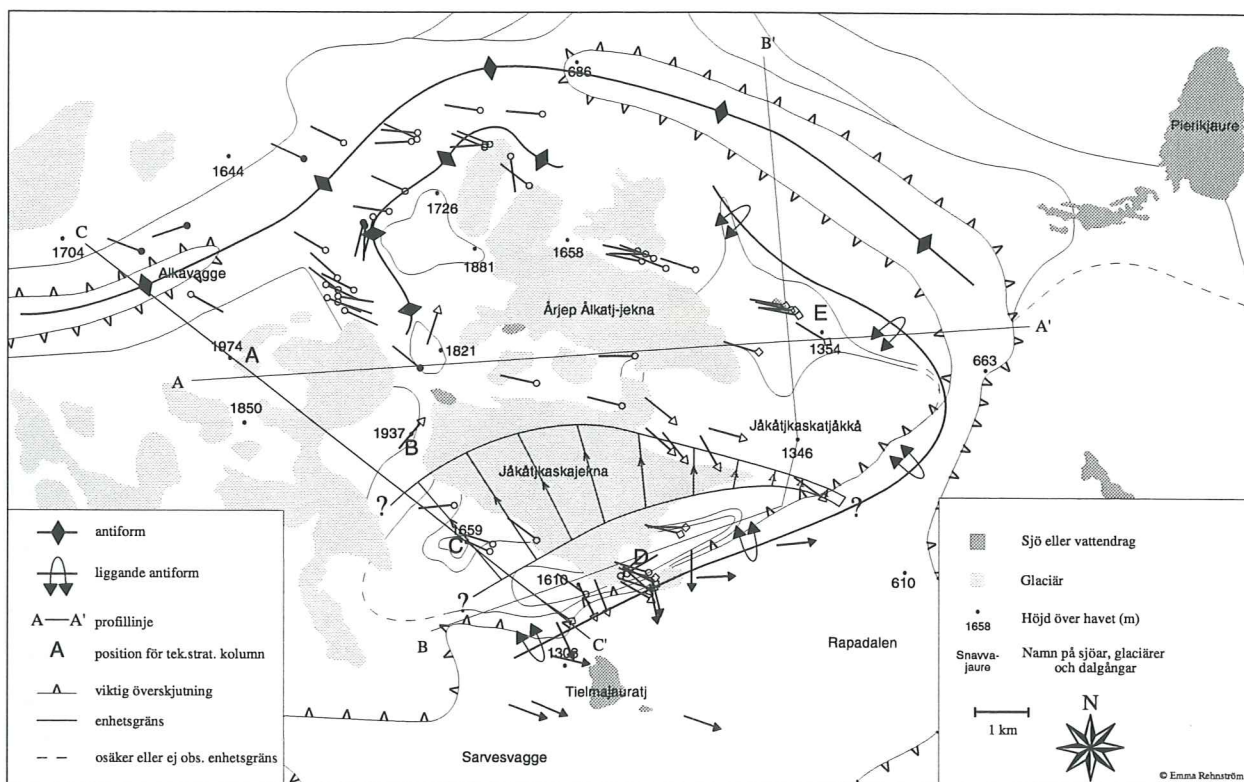
Figur 19 Lins av en välbevarad, grovkornig monzonit/vallevarit, omsvept av en kraftigt mylonitiserad variant av samma bergart. Denna lins finns i den allra översta delen av ANC. Hammaren på bilden är ca. 50 cm lång.

av Tielmakulminationen i ANC i områdets sydöstra delar, dels av ett liggande isoklinalt baljveck av mycket stora dimensioner.

Höjdskillnaden i ANC's övre gräns är ca. 800 m mellan högsta och lägsta punkt. Bergarterna i ANC reser sig från ca. 600 m.ö.h. i de västra delarna, vilket är överensstämmande med resten av Sarek, till som högst 1450 m.ö.h. i massivets östra delar (se Profil C i fig. 3 och kolumn D i fig. 17). Det övre hundratalet meter av kulminationen är exponerade i den 1,5 km långa Tielmakammen där det kan observeras hur kraftigt penetrativt deformerad ANC övergår i en serie linser (10-talet till 100-talet meter stora), som är välbevarade i mitten, men begränsade av kraftiga skjuvzoner (fig. 19). De SSO-vergenta lineationerna i ANC's övre del indikerar samma rörelseriktning som de

lineationer som uppmätts i de understa delarna av den överliggande Sarektjåkkåskollan (fig. 20). Denna riktning skiljer sig från både huvudlineationsriktningen i de undre delarna av ANC (mera ostlig) och de högre enheterna Skarjaskollan och Mikkaskollan (sydostlig) (fig. 20). Förutom de översta delarna är bergarterna i kulminationen generellt kraftigt och penetrativt deformerade (se fig. 4).

Kulminationen slutar mot norr med en mycket dramatisk nivåförändring av ANC's överyta (se Profil B). Mot väster slutar kulminationen i en NO-SV-strykande frontal ramp med ganska moderat stupning, medan den söder om Jákátjkaskatjåkkå får en mer öst-västlig strykning och betydligt brantare stupning (fig. 20). Strukturen verkar fortsätta över dalgångarna som



Figur 20 Karta med viktigare strukturgeologiska element, strecken visar lineationsmätningar, med markeringen up-dip (fyllda trianglar ▲ - ANC, ofyllda cirklar ○ - Skarjaskollan, fyllda cirklar ● - Skärvaenheten, ofyllda romber ◇ - Mikkaskollan och ofyllda trianglar △ - Sarektjåkkåskollan). Det streckade området visar den hypotetiska utbredningen av Tielmakulminationens ramp som böjer av åt sydväst, där längre streck indikerar en lägre lutningsgrad. Pilmarkeringarna på dessa streck pekar down-dip.

begränsar Ålkatj-Tielmamassivet i sydost, men dessa förhållanden måste undersökas utförligare för att kunna bekräftas.

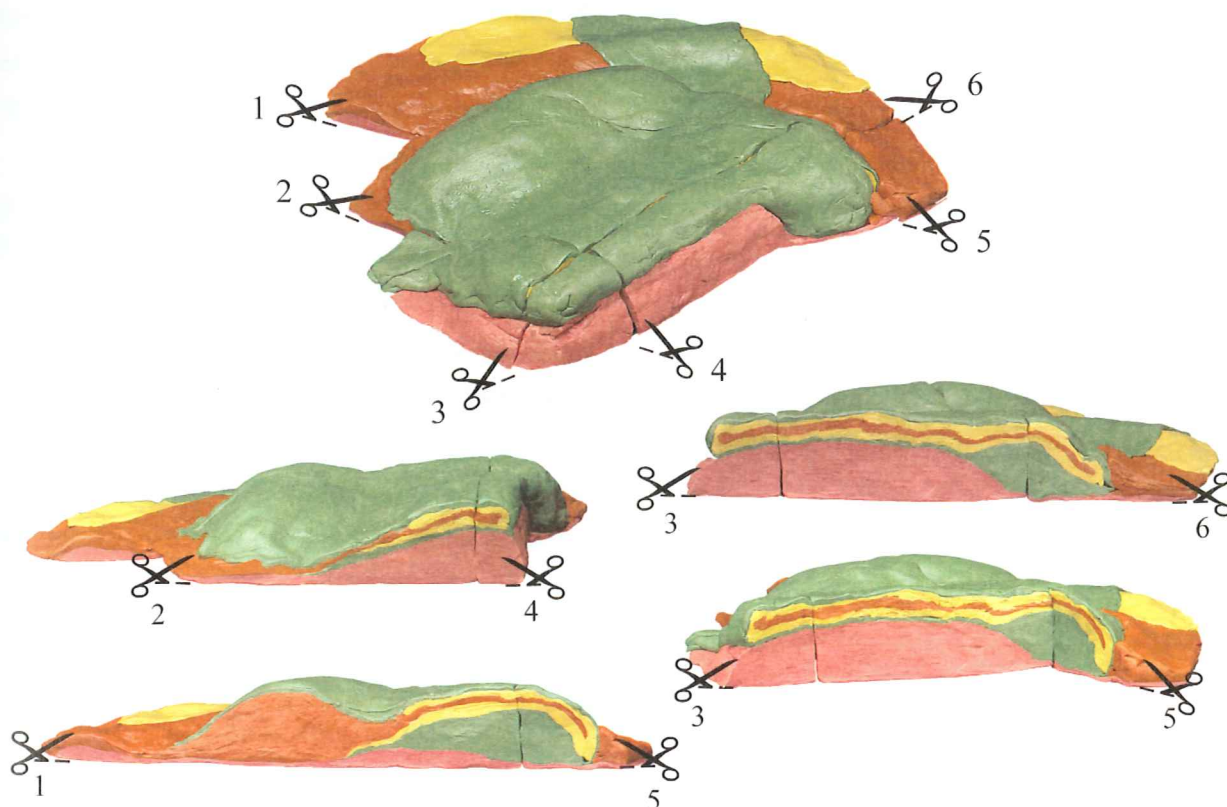
Det strukturellt dominerande Jåkatjkaska-vecket är ett liggande veck som är överstjälpt och utdraget åt nordost. Det omfattar alla enheter över ANC (Profil A & C i fig. 3), medan bergarterna i ANC överhuvudtaget inte är veckade på detta sätt. De främsta indikationerna på den storskaliga veckningen är i dupliceringen av enheterna, den inverterade tektonostratigrafien i veckets undre ben, samt den vertikala stupningen i samtliga lager i ryggen strax NNV om Kåptesvaratj (Profil A & C, även kolumn B & C, samt figur 21). I figur 21 ser man också den märkliga, men odiskutabla förtjockningen i Sarektjåkkåskollan i veckets undre

ben. Veckets omböjning svänger runt Kåptesvaratj och får mot norr en sträckning i stort parallellt med Rapadalen.

Den Ö-V dalgången Alkavagge karakteriseras av den öppna Alka-antiformen, som fortsätter i Rapadalens längdriktning (fig. 20, samt profil C i figur 3).

Skarjaskollan förtjockas kraftigt i massivets västra delar (fig. 21, snitt1-5), här indikerar lineationer i Sarektjåkkåskollan och Skårvaenheten en avvikande nordlig rörelseriktning (Profil A och fig. 20), medan Skarjaskollans lineationer har en sydvästlig riktning. Det är även i dessa västra toppar som den storskaliga isoklinalveckningen i Skarjaskollan kan observeras (fig. 6).

Den mesoskaliga veckningen, som beskrivits



Figur 21 Bilderna visar en strukturegeologisk modell över området gjord i Plastelina®. Modellen är tänkt att motsvara fältområdet, med vissa modifikationer, innan dagens erosionsnitt. I verklig skala är modellen ca. 25 * 25 cm. Snitten är lagda så att de skall kunna jämföras med profilerna i figur 16. Profil A motsvaras av snitt 1-5, profil B av 3-6 och profil C av 2-4. Snittet mellan 3 och 5 är lagt för att ytterligare demonstrera geometrin nedanför rampen i den välbevarade, tjocka Sarektjåkkåskollan. Denna figur kan jämföras med figur 23.

i avsnitt 3.2.2 och figur 7, är indikerad i figur 19 som en antiformal längs de norra och västliga kanterna av Skårvatjåkkå och 1821-toppen. Veckvåglängden är ca. 10 meter och kraftigt asymmetrisk. Denna vecktyp återkommer på nordvästsidan om 1659-toppen. Lineationer uppmätta i vecken tyder på att veckningen skedde efter bildningen av sträckningslineationerna.

I massivets interna delar är blottningsgraden mycket låg p.g.a. de stora glaciärerna, men de observationer som gjorts där avslöjar återigen en åt sydväst flackt stupande Skarjaskolla.

5.1 Skarjaskollan – Särvi, Seve eller mitt emellan?

Skarjaskollan är bara nämnd i sitt tektonostratigrafiska sammanhang en gång (Dallmeyer et al., 1991) och där korreleras den med Särviskollan i Jämtland. Särviskollan plockades ur Seveskollkomplexet av Asklund (1960) och fördes till mellersta allokton. Senare studier har fört fram argument för att återföra Särviskollan och dess ekvivalenter till SNC (Andréasson et al., 1998). Eftersom resten av SNCs litologier utgörs av riftrelaterade metasediment och metabasiter är detta en mer logisk indelning. I undersökningsområdet finns flera och inte alltid helt entydiga indikationer både för och emot att Skarjaskollan tektoniskt hör hemma i SNC.

Skarjaskollan har deformerats tillsammans med övriga SNC-bergarter (Mikkaskollan och Sarektjäkkåskollan), på ett sätt som skiljer sig från ANC. Vidare har metasedimenten i Skarjaskollan ett utseende, som skiljer sig från dem i ANC, och en tydlig kontinentkantssignatur. Sedimenten i ANC är betydligt mer heterogena och har inslag av glaciogena och fluviala avlagringar, medan Skarjasedimenten är mycket homogena, sannolikt marint avsatta peliter med diabasgångar i. Även om antalet diabasgångar är mycket få så måste de ändå räknas med och detta stärker likheten med Särviskollan. Det finns även ett metamorft skutt mellan ANC (mellangrönskifferfacies) och Skarjaskollan (övre grönskiffer- lägre amfibolitfaciesgrad), där den högre graden i Skarjaskollan stämmer bättre överens med SNC än med underliggande skollor. Skårvaenhetens närvaro komplicerar tolkningen, eftersom dess

inslag av djupbergarter (t.ex. gabbro, ultramafiter, granitoider) leder närmast tankarna till 'mellersta allokton', vilket diskuteras i följande avsnitt.

5.1.1 Skårvaenhetens ställning och innebörd

Skårvaenheten skiljer sig mycket från Skarjaskollan och har en helt annan protolit än denna. Stora delar är kraftigt deformerade och detta medför att tolkningen av myloniternas protoliter delvis blir osäker. Det rör sig dock vare sig om samma litologier som i ANC eller i Skarjaskollan (se figur 4, 7 och 10 samt Tabell 1). Både utseendet och mineralparageneserna skiljer sig distinkt från något annat vi sett i området.

Det måste också understrykas att dessa granitoida bergarter stämmer dåligt ihop med Skarjaskollans tektoniska riftbassängssignatur, men bär större likheter med de underliggande tektoniska enheternas, främst ANCs litologier. Detta tillsammans med den delvis kraftiga deformationen kan tyda på att Skårvaenheten är en främmande skiva som imbrikerats och skjuvats tillsammans med Skarjaskollan, men ursprungligen inte har något samband med denna.

Skårvaenheten är 50 meter mäktig, men har ändå en horisontell utbredning på minst 20 km², vilket talar emot en sen imbrikation av den duplex-typ som finns i ANC.

En annan tolkning är att den utgör kärnan av ännu ett stort baljveck utvecklat öster om Ålkatj-Tielma. Om Skarjaskollan undergått en intensiv isoklinalveckning innan den stora överskjutningsfasen kan denna främmande platta ha infogats under denna deformationsfas.

Av tillgängliga data står det klart att Skårvaenheten inte hör genetiskt samman med den omgivande Skarjaskollan.

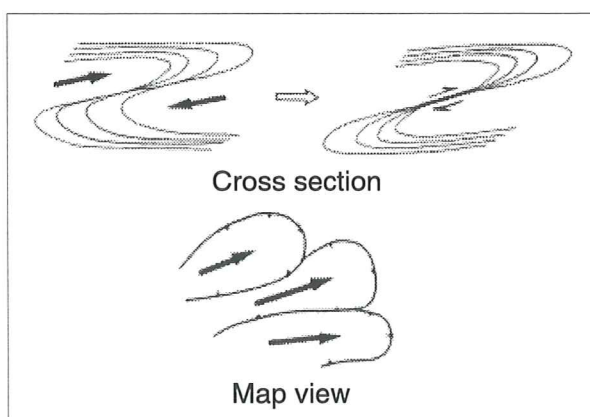
Det är inte ett isolerat fenomen: I

Kebnekaiseområdet finns Storglaciärengnejsen, vilken uppvisar många likheter med Skarjaskollan och som ligger i samma tektonostratigrafiska position som denna. I Storglaciärengnejsen har hittats magmatiska associationer liknande dem i Skårvaenheten (P. Nilsson, 1992).

5.2 Tektonostratigrafien och strukturerna

Bergarterna som tillhör ANC i Ålkatj-Tielma skiljer sig en del från typbergarterna i området kring Akkajaure, men det råder inga tvivel om att detta är samma skollkomplex. Bergarterna är karterade från toppen av kulminationen runt 1610-toppen ner i Sarvesvagge. Från tidigare undersökningar (Kulling, 1982) finns ANC kontinuerligt karterad från norra Rapadalen till typområdet kring Akkajaure och från norra Rapadalen ner i sitt utbredningsområde i Sarvesvagge. De kroppar av anortosit som finns karterade bl.a. väster om Pierikjaure har sin tektonostratigrafiska tillhörighet i ANC och inte i Seveskollkomplexet (jmf. Svenningsen, 1993 och Strand & Kulling, 1972).

Kulminationer är ett fenomen som finns beskrivet från det kaledoniska basement, där de



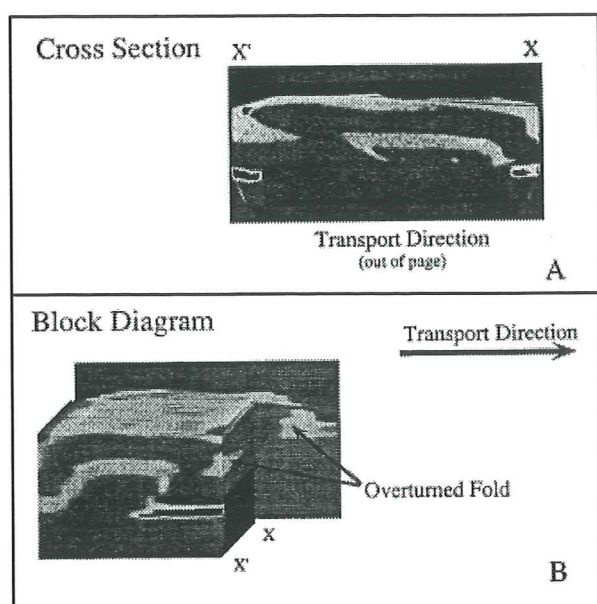
Figur 22 Modell för bildning av en typ F-skolla enligt Hatcher & Hooper, 1991. Kartvyn visar skollornas lobform. Dessa skollor bildas enligt författarna företrädesvis i kristallina bergarter.

bl.a. har tolkats som 'antiformal stacks' (t.ex. Greiling et al., 1993), men inte från de högre skollkomplex som ANC tillhör. Skulle Tielmakulminationen vara en imbrikationsstruktur i mycket stor skala skulle den uppvisa en uttalad linsgeometri med distinkta skjuvzoner emellan. Detta är bara fallet i de allra översta delarna av kulminationen, i ANC's undre två tredjedelar är deformationen kraftig och penetrativ genom en flera hundra meter tjock profil (se även kapitel 4.2).

Romer & Bax (1992) argumenterar för en modell med ett kaledoniskt underlag uppsprucket i förkastningsavgränsade rombiska megablock. De förlägger sina förkastningszoner i stort sett i samma riktning som överskjutningsriktningen för allokten och genom flera av de stora dalarna i den svenska fjällkedjan, baserat dels på geografiska observationer, dels på geofysiska mätningar. Inga av de stortektoniska lineament som enligt Romer & Bax (1992) fragmenterar basement går dock genom Sarek. Det närmaste norrut går genom Akkajaure och närmast söderut sträcker sig detta lineament genom Tarrevagge söder om Sarek. Dessa block skulle ha styrt både den efterföljande plattformssedimentationens tjocklek och facies, samt deformationen under orogenen. Upplyftningen och i vissa fall nedsänkningen av blocken skulle vara en passiv process. Detta är mycket olikt de spår av duktil deformation vi ser i ANC idag.

Kulminationen kan ha bildats genom lokalt konvergerande rörelse- och transportriktningar som pressat ihop och lyft bergarterna i ANC. Situationer av det här slaget, men i betydligt större skala, finns rapporterade från Nanga Parbat-syntaxen och Hazara-syntaxen i östra Himalaya (Bossart et al., 1988; Treloar et al., 1991). Denna modell kan förklara den kraftiga penetrativa deformationen och planfolieringen, men även de mesoskaliga tub- och baljveck som lokalt är ganska vanliga.

En annan möjlighet är den typ av storskalig veckmodell kombinerad med stark deformation som beskrivs som typ F-skollor i Hatcher & Hooper (1991), 'thrust nappe' med McClays (1991) terminologi. Denna typ av framför allt kristallina skollor bildas då mycket stora liggande veck slits av och bildar egna enheter. Skollorna har en typisk lobform sett ovan ifrån och genomgående en stark penetrativ deformation med



Figur 23 Veck nära korsning mellan frontal och oblique ramp i sandmodell. A) Profil X-X' vinkelrät mot kompressionen. B) Överstälpt veck i kompressionsriktningen. Efter Wilkerson et al., 1991.

utbildning av mesoskaliga tub- och baljveck (fig. 22). Välutvecklade sådana strukturer är inte ovanliga i ANC i Tielma.

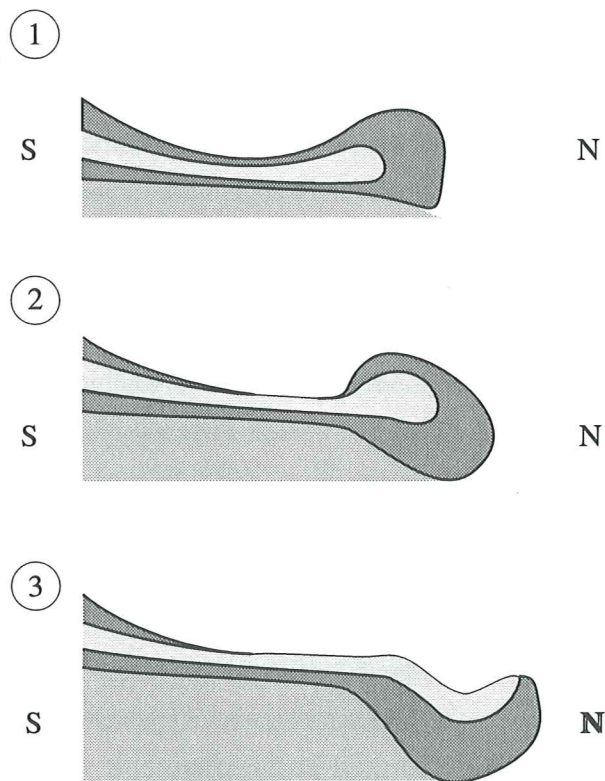
För att kunna utesluta en 'normal', d.v.s. icke omveckad tektonostratigrafi måste de observerade enheterna i Ålkatj-Tielma jämföras med de enheter som överlagrar Sarektjåkkåskollan i omkringliggande områden. I Sarektjåkkåmassivet, norr om undersökningsområdet, överlagras Sarektjåkkåskollan av Sierkavaggeskollan som består av amfibolit och mindre mängder metasediment, med typisk kärvskiffer och

grafitförande dolomiter. Detta skiljer sig från den enhet som överlagrar Sarektjåkkåskollan i Ålkatj-Tielma och som vi korrelerar till Mikkaskollan, eftersom denna domineras av kvartsit med underordnad mängd amfibolitboudiner, vilka visar spår av högre metamorfosgrad. Sierkavaggeskollan innehåller inte amfibolitboudiner på det sätt som Mikkaskollan gör. Låutakformationen och Tsäkkoklinsen som innehåller förhållandevis mycket karbonater, något som är sällsynt i Mikkaskollan och som inte heller observerats i den ifrågavarande enheten i Ålkatj-Tielma. metabasitboudinerna i Tsäkkoklinsen innehåller blåskifferfaciesmineral (t.ex. glaukofan och krossit (Kullerud, 1987)), vilka saknas i de observerade bergarterna. Skarjaskollan som överlagrar Mikkaskollan i området har ingen motsvarighet högre upp i tektonostratigrafien och är kontinuerligt blottad från typområdet vid Skarja in i undersökningsområdet. Vid Skarja vilar Mikkaskollan *ovanpå* Skarjaskollan, medan förhållandet vid Käptesvaratj, några kilometer söderut, är det omvända.

Det är alltså helt uteslutet att tektonostratigrafien i Tielmakammen och Jåkatjkaskatjåkkå är rättvänd. Därmed är det osannolikt att en imbrikation i SNC orsakat Jåkatjkaskavecket, eftersom tektonostratigrafien ligger upp-och-ner.

Många studier har ägnats åt veck- och överskjutningsgeometri upp över olika former av ramper (t.ex. Ramsay, 1991), dock är det ovanligare med studier över en skollas deformationsbeteende då den skjuts *ned* över en lateral ramp. Detta är dock ett fullt möjligt scenario, t.ex. i den situation som är i Ålkatj-Tielma. Kulminationen i ANC slutar i norr med en lateral ramp som ligger i stort sett parallellt med den generella överskjutning-sriktningen och här måste alltså en överliggande skolla på något sätt ta sig ner för denna ramp.

Om man antar att strukturen i SNC-bergarterna är ett isoklinalveck måste man fråga sig hur detta bildats. Den del av vecket som syns i profil A och profil C har med stor sannolikhet bildats i respons på den frontala rampen mot väster i ANC. Wilkerson et al. (1992) undersökte hur en sandmodell reagerade och deformerades vid överskjutning över både frontala och sneda laterala



Figur 24 Bildningsmodell för Jåkkåskavecket.

Bilderna visar Tielmakammens norra ramp och en modell för hur de extremt välbevarade bergarterna i Jåkkåskatjåkkå kan ha hamnat vid rampens kant. 1) visar det propagerande vecket vid ett initialt skede av sträckning och rampen som börjar bildas, 2) visar när sträckningen gått längre och det övre veckbenet brutit p.g.a. uppdomningen i underliggande bergarter, 3) visar hur veckomböjningen tillslut kollapsar nedför färdigutbildade rampen och lämnar en välbevarad Sarektjåkkåskå kvar. Profilerna är skurna så att den generella skolltransportriktningen är rakt ut från pappret.

ramp. Deras geometriska resultat överensstämmer i mycket hög grad med vad som kan observeras i Ålkatj-Tielma (figur 23 B) både vad det gäller själva veckgeometrin och den distinkta förtjockningen i Skarjabergarterna (jmf. Profil A i figur 3). Om sedan bildningen av kulminationen/rampen är syntektonisk med överskjutningen av Seveskollorna skulle detta kunna medföra att veckningen 'dras' upp för rampen efter att ha bildat ett 'fault-bend fold' (McClay, 1991), som blir utdraget i överskjutningsriktningen.

Vad som är ännu mer intressant i Wilkerson et al.'s (1992) modell är det överstjälpta veck som bildas vinkelrätt emot det första vecket (figur 23 A). Hade detta bildats vid en nedåtriktad lateral ramp skulle det kunna få en överstjälpt baljvecksgeometri lik den som observeras i undersökningsområdet vid den norra terminationen av Tielmakulminationen. På något sätt måste nämligen vecket *stjälpas* ned, inte duktilt transporteras runt en omböjning, över denna laterala ramp för att kunna uppvisa de mycket välbevarade strukturer som finns i Sarektjåkkåskollan runt Jåkkåskatjåkkå. En lateral kollaps av det propagerande vecket i NO-SV riktning kan eventuellt vara en möjlighet (fig. 24).

Stölen (1988) rapporterade om ett stort överstjälpt veck i Staloloukta, väster om Ålkatj-Tielma, av samma dimensioner som det nu undersökts. Även i Staloloukta finns en kulmination i enheter motsvarande ANC associerade med veckningen, men Stölen tolkade detta som en del av själva veckningen och inte en egen struktur. Kulminationen i Ålkatj-Tielma verkar dock ha en betydligt större lateral utbredning än den i Staloloukta och de två behöver inte ha mer gemensamt än att de på något sätt ingår i storskaliga veckstrukturer.

Den kraftiga förtjockningen i Skarjaskollan som omtalats ovan kan vara en nedärvd 'pinch-and-swell' geometri från en tidigare deformationshändelse, som hänger ihop med den storskaliga, interna isoklinalveckningen i Skarjabergarterna (fig. 6). I detta område ligger Skårvaenheten mycket nära Skarjaskollans överyta och lineationer uppmätta i denna enhet och i den överliggande Sarektjåkkåskollan indikerar en brant transport åt norr. Detta tyder på att förtjockningen i Skarjaskollan fanns innan Sarektjåkkåskollan hamnade ovanpå Skarjaskollan och att även Skårvaenheten deformerades då detta hände.

På ett antal ställen i området finns som tidigare nämnts en öppen, mesoskalig veckning (fig. 7) på nordvästflankerna av flera av de högre topparna, både i områdets östra och västra delar. Denna kan tolkas som tidigare alternativt senare än den stora interna isoklinalveckningen i Skarjaskollan. Observationer från 1821-toppen av liknande veck i Sarektjåkkåskollan motsäger dock att dessa bildats innan den interna veckningen i Skarjaskollan.

Om det är en senare veckgeneration kan den jämföras med nordvästvergenta 'back-folds' rapporterade från Ofotenområdet (Steltenpohl & Bartley, 1988). Deras veck har bildats i respons till nordvästvergent strain efter den kaledoniska metamorfa toppen.

En annan möjlighet är att vecken bildats i respons till extensionella krafter under gravitativ kollaps av orogenen.

Denna studie har resulterat i en helt ny kartbild över Ålkatj-Tielmamassivet. Den tidigare förmodade enkla tårtgeologin¹ har visat sig varit betydligt mer komplicerad. Bara i områdets västra delar är detta koncept applicerbart. I områdets östra delar kompliceras bilden dels av Tielmakulminationen, med sina ramper mot väster och norr, som påverkat den efterföljande skolltransporten och deformationen, dels av det liggande Jååkåtkaskavecket i SNC, vars geometri är avhängig Tielmakulminationen och därför är mycket komplext.

De viktigaste slutsatserna i denna studie är;

- förekomsten av en tidigare ej dokumenterad strukturell kulmination i Ålkatj-Tielma's ANC-bergarter.
- förekomsten av anortosit och valleverit i ANC ger en korrelation till ekvivalenta bergarter i Routevare, vilket ger de senare en tektonisk tillhörighet i ANC.
- förekomsten av granater i ANC.
- Skårvaenheten är en ny enhet, som med sin tektoniska samhörighet med Skarjaskollan kan utgöra en viktig länk mellan ANC:s och SNC:s tektoniska utvecklingen.
- Skarjaskollan är en Särv-ekvivalent, som tveklöst har deformerats tillsammans med SNC.
- förekomsten av det icke förut dokumenterade Jååkåtkaskavecket, troligen bildat som ett 'fault-bend fold' samtidigt som eller efter bildningen av rampen och som stjälpts ned över den laterala ramp Tielmakulminationen bildar mot norr, genom förtunning och bristningar i veckets övre ben.

Först och främst vill jag rikta ett stort och varmt tack till min handledare, Olaf Svenningsen. Utan hans rekognoscering hade det här examensarbetet aldrig blivit till. Vidare har hans vägledning och stora entusiasm och engagemang i hög grad underlättat mitt arbete.

Ett stort tack även till P-G Andréasson, Lena Albrecht och många andra på institutionen för uppslag, hjälp, tips och råd och till Mats Lund för bl.a. trevlig fältsamvaro och gott samarbete.

Tack även till mina 'sambor': Mattias, Spock och Solo för all hjälp ni varit för mig på era olika individuella plan och min övriga familj för råd och stöd.

Stort tack till även Bravitec och Prickskyttsproduktion för bl.a. teknisk support.

REFERENSER

- Andréasson, P-G, 1986 a, *The Sarektjåkkå Nappe, Seve terranes of the northern Swedish Caledonides*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, vol. 108, 3, 263-266
- Andréasson, P-G, 1986 b, *Seve terranes, Swedish Caledonides*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, vol. 108, s. 261-263
- Andréasson et al., 1992 *Mafic dyke swarms of the Baltica-Iapetus transition, Seve Nappe Complex of the Sarek Mts., Swedish Caledonides*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, vol. 114, 31-45
- Andréasson, P-G, 1994, *The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic-early paleozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides*, Tectonophysics, 231 (1-32)
- Andréasson et al., 1998, *Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract. Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides*, GFF in press
- Åsklund, B., 1960, *Guide to excursions Nos A24 and C19*, International Geological Congress XXI Session, Norden, s. 1-60
- Björklund, L., 1989, *Geology of the Akkajaure-Tysfjord-Lofoten traverse, N. Scandinavian Caledonides*, Geologiska institutionen, Göteborgs universitet, Publ. A 59, 214 s.
- Bossart et al., 1988, *The tectonic structure of the Hazara-Kashmir Syntaxis, southern Himalayas, Pakistan*, Tectonics, 7, 273-297
- Dallmeyer, R.D., Andréasson, P-G, Svenningsen, O.M., 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
- Gee & Zachrisson, 1979, *The Caledonides in Sweden*. Sveriges Geologiska Undersökning Serie C 769, 48 s.
- Greiling et al., 1993, *A basement culmination in the Scandinavian Caledonides formed by antiformal stacking (Bångonåive, northern Sweden)*, Geological Magazine, 130, s. 471-482
- Grundsten, C, 1992, *På fjälltur- Sarek, STF:s publikation nr 2940*, Centraltryckeriet, Borås, 190 s.
- Hamberg, A., 1901 a, *Sarekfjällen, en geografisk undersökning*, Ymer 21, 145-204
- Hamberg, A., 1901 b, *Sarekfjällen, en geografisk undersökning*, Ymer 21, 223-276
- Hamberg, A., 1910, *Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette*. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 32, 681-724
- Hamberg, A., 1915, *Till frågan om Sarektraktens tektonik och bergarter*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 37, s. 119-126
- Högbom, A., 1930, *Om Tarrekaisses magnesit- och järnmalmförekomster*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 52, s. 417-430
- Hatcher, R.D. & Hooper, R.J., 1991, *Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain chains, i Thrust tectonics*, ed. K. R. McClay, Chapman & Hall, London
- Krill et al., 1988, *Alternative to the Finnmarkian-Scandian interpretation on Mageröya, northern Norway*, Norsk Geologisk Tidsskrift, 68, s. 171-185

- Kullerud, K., 1987, *Opprinnelse og tektonometamorf utvikling for eklogitterne i Tsäkkoklinsen (Sevedekkene), Søndre Norrbotten Kaledonidene, Sverige*, opubl. Kandidatuppsats, Universitetet i Oslo, s. 1-120
- Kullerud, K et al., 1990, *Pillow lavas as protholiths for eclogites: evidence from a late Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 105, s. 1-10
- Kulling, O., 1982, *Översikt över södra Norrbottensfjällens Kaledonidberggrund*, Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ba 26, 295s.
- Kumpalainen, R. & Nystuen, J.P., 1985, Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia, *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*, ed. by Gee & Sturt, John Wiley & Sons LTD
- McClay, K.R., 1991, Glossary of thrust tectonics terms, *Thrust Tectonics*, ed. McClay, K.R., Chapman & Hall, London
- Mørk et al., 1988, *Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden- Evidence for early Caledonian (505) Ma subduction*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, 344-351
- Nilsson, P., 1992, *Caledonian geology of the Ladtjovaggi valley, Kebnekaise Area, northern Swedish Caledonides*, Examensarbete i Geologi, nr 43, Lunds Universitet
- Pryer, L.L., 1993, *Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville front, Ontario, Canada*, Journal of Structural Geology, vol. 15, no. 1, s. 21-36
- Ramsay, J.G., 1991, Some geometric problems of ramp-flat models, *Thrust Tectonics*, ed. McClay, K.R., Chapman & Hall, London
- Roberts, D & Gee, D.G., 1985, An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides, *The Caledonide Orogen -Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons
- Romer, R.L. & Bax, G., 1992, *The rhombohedral framework of the Scandinavian Caledonides and their foreland*, Geologische Rundschau, 81/2, s. 391-401
- Shaikh, N.A., 1974, *Förekomster av magnesit, dolomit och kalksten i Norrland*, Sveriges Geologiska Undersökning Serie C 699, 48 s.
- Simpson, C., 1985, *Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition*, Journal of Structural Geology, vol. 7, no. 5, s. 503-511
- Stephens et al., 1985, The Caledonides of central-north Scandinavia- a tectonostratigraphic overview, *The Caledonide Orogen -Scandinavia and Related Areas*, ed. by Gee & Sturt, John Wiley & Sons Ltd.
- Stephens, M.B., 1988, *The Scandinavian Caledonides: a complexity of collisions*, Geology Today, January-February 1988/21
- Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1989 *Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides*, Geological Society of America, Special paper 230, s.17-30
- Steltenpohl, M.G. & Bartley, J.M., 1988, *Cross folds and back folds in the Ofoten-Tysfjord area, north Norway, and their significans for Caledonian tectonics*, Geological Society of America Bulletin, v. 100, s. 140-151
- Strand & Kulling, 1972, *The Scandinavian Caledonides*, John Wiley & Sons Ltd
- Sturt et al., 1985, The Skei Group, Leka: an unconformable clastic sequence overlying the Leka ophiolite, *The Caledonide Orogen -Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons

- Stölen, L.K., 1988, *Tectonostratigraphy and structure of the Stalouloukta area*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 110, 4, s. 341-349
- Svenningsen, O.M., 1993, *Tectonic evolution of the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides*, Doktorsavhandling, Lunds Universitet
- Svenningsen, O.M., 1994a, *Tectonic significans of the evaporitic origin of the magnesite-dolomite-calcsilicate Spika Formation, Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides*, Tectonophysics 231, 33-44
- Svenningsen, O.M., 1994b, *The Baltica-Iapetus passive margin dyke complex in the Sarektjåkkå Nappe, northern Swedish Caledonides*, Geological Journal, vol. 29, 323-354
- Svenningsen, O.M., 1995, *Extensional deformation along the Late Precambrian-Cambrian Baltoscandian passive margin: the Sarektjåkkå Nappe, Swedish Caledonides*, Geologische Rundschau 84:649-664
- Tegengren, F., 1910, *Järnmalms- och magnesitförekomster inom Kvikkjokks kapellag jämte en redogörelse för likartade utländska förekomster och deras tekniska tillgodogörande*, Sveriges Geologiska Undersökning Serie C 230, 134 s.
- Treloar et al., 1991, Thrust geometries, interferences and rotation in the Northwest Himalaya, *Thrust Tectonics*, ed. McClay, K.R., Chapman & Hall, London
- Törnebohm, A. E., 1896, *Grunddragen af de centrala Skandinaviens bergbyggnad*. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Akademiska Handlingar*, 28, 212s
- Wilkerson et al., 1992, *Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps*, Geology, v.20, s. 439-442
- Zachrisson, E., 1973, *The westerly extension of Seve rocks within the Seve-Köli Nappe Complex in the Scandinavian Caledonides*, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 95, 243-251
- Zachrisson & Stephens, 1984, *Mega-structures within the Seve Nappes, southern Norrbotten Caledonides Sweden*. Meddelanden från Stockholms universitets Geologiska Institution, 255, 241

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

29. Regnell, Mats, 1988: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie.
30. Siverson, Mikael, 1989: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden.
31. Mathiasson, Lena, 1989: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet.
32. Månsson, Agneta, 1990: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides.
33. Lagerås, Per, 1991: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne.
34. Rundgren, Mats, 1991: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland.
35. Björkman, Leif, 1991: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland.
36. Holmström, Patrich, Möller, Per, & Svensson, Mats, 1991: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe.
37. Barnekow, Lena, 1991: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafmetoderna för kornstorleksanalyser.
38. Ask, Rikard, 1992: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte, 1992: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg.
40. Mannerstrand, Maria, 1992: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige.
41. Johansson, Per, 1992: Moränstratigrafisk undersökning i kustklintar, NV Polen.
42. Hagin, Lena, 1992: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna.
43. Nilsson, Patrik, 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides.
44. Nilsson, Pia, 1992: Lateritiserings - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias.
45. Jacobsson, Mikael, 1993: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden.
46. Christodoulou, Gina, 1993: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden.
47. Söderlund, Ulf, 1993: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland.
48. Remelin, Mika, 1993: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur.
49. Gedda, Björn, 1993: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Äleklinta, Öland, Sweden.
50. Månsson, Kristina, 1993: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania.
51. Carlsson, Patric, 1993: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard.
52. Holmqvist, Björn.H., 1993: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko.
53. Zander, Mia, 1993: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselv, Jameson Land, Östgrönland.
54. Albrecht, Joachim, 1993: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany.
55. Magnusson, Martin, 1994: Sedimentologisk och morfologisk undersökning av Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne.
56. Holmqvist, Johan, 1994: Vittring i en moränjord vid Farabol, NV Blekinge.
57. Andersson, Torbjörn, 1994: A sedimentological study of glacial deposits in the upper Sjøellandselv area, Jameson Land, East Greenland.
58. Hellman, Fredrik, 1994: Basement - cover relationships in the Harkerbreen Group of the northern Ny Friesland Caledonides, Svalbard.
59. Friberg, Magnus, 1994: Structures and PT determination of the Caledonian metamorphism of the lower part of the Planetfjella Group in the area around Mosseldalen, northern Ny Friesland, Svalbard.
60. Remelin, Mika, 1994: Palaeogeographic and sedimentation models for the Whitehill-Irati sea during the Permian of South America and southern Africa.
61. Hagman, Mats, 1994: Bevattning med avloppsvatten - en hydrogeologisk studie.
62. Sandström, Olof, 1994: Petrology and depositional history of the Campanian strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden.
63. Pålsson, Christian, 1995: Middle-Upper Ordovician trilobites and stratigraphy along the Kyrkbäcken rivulet in the Röstånga area, southern Sweden.
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 läsideskavitet, 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 kullait.
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 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, hydrogeologisk 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, jordmånsbildning 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 Brenninsfjorden 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 Bodens 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 *Aodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.