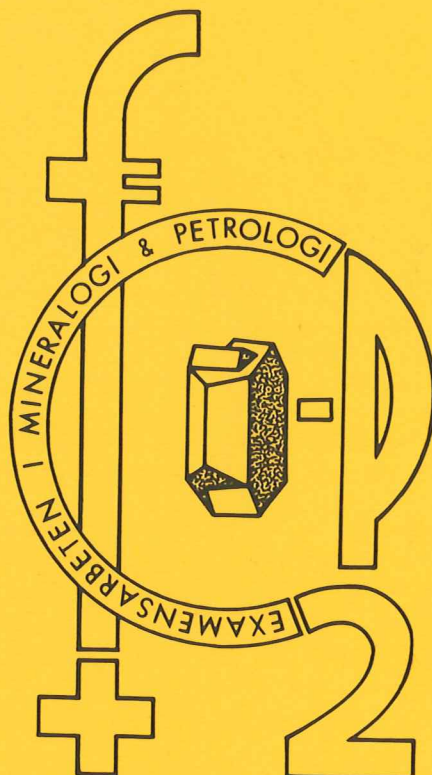


EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



**ÖVERGÅNGEN MELLAN KORONADIABAS OCH EKLOGIT I
SEVESKOLLAN PÅ GRAPESVARE, NORRBOTTEN, SVENSKA
KALEDONIDERNA**

LENA HAGIN

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600954133

NR 42

INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi



**ÖVERGÅNGEN MELLAN KORONADIABAS OCH EKLOGIT I
SEVESKOLLAN PÅ GRAPESVARE, NORRBOTTEN, SVENSKA
KALEDONIDERNA**

LENA HAGIN

LUND 1992

NR 42

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

Abstract

In the Seve Nappe Complex on Mt. Grapesvare, Swedish Caledonides, coronitic dolerites and eclogites occur in psammitic and pelitic schists. The transition between them is a 200 m wide zone with small boudins of garnet amphibolite. That zone trends N95°E and does not coincide with any tectonic discontinuity. The intensity of deformation and the lithology of the host rock do not change at the transition from corona dolerite to eclogite. The eclogites and corona dolerites are chemically identical. Their main and trace element patterns resemble those of the Baltoscandian rift facies dyke swarm comprising the Sarek and Särsv dolerites (the Barturte and Pieljekaise dolerites included). The REE patterns of the eclogites, corona dolerites, the Sarek, and Särsv dolerites are all parallel and close to T-type MORB. In the Nb-Zr-Y and Ti-Zr-Hf tectonic setting discrimination diagrams, the corona dolerites plot between the E- and N-MORB fields. In the Hf-Th-Ta diagram, the Särsv dolerites plot in the E-MORB field, and the eclogites, corona dolerites and Sarek dolerites in or between the fields for N-MORB and destructive margin basalts. It is concluded that the eclogites and the corona dolerites belong to the same nappe; their protolith probably belonging to the Baltoscandian rift facies dyke swarm. Eclogitization was isochemical.

Innehållsförteckning

| | |
|--|----|
| Inledning | 1 |
| Metodik | 3 |
| Litologisk variation inom undersökningsområdet | 4 |
| Strukturer inom undersökningsområdet | 6 |
| Kemi | 9 |
| Metamorfos: | 25 |
| Koronadiabaser | 25 |
| Eklogiter | 26 |
| Granatamfiboliter | 26 |
| Diskussion | 31 |
| Sammanfattning | 32 |
| Tack | 32 |
| Referenser | 34 |

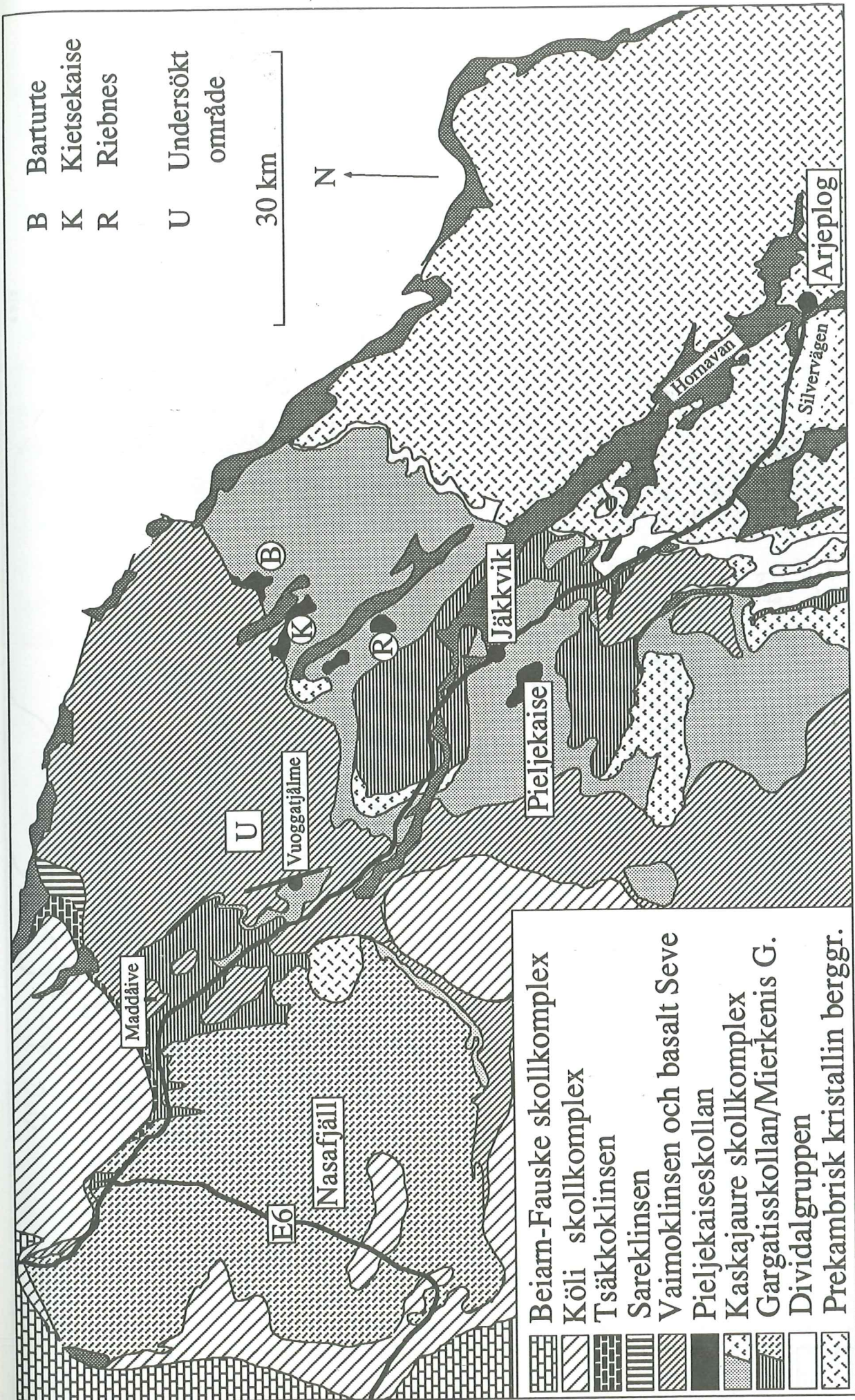
Inledning

Eklogit är en röd-grön tung bergart som bildas genom högtrycksmetamorfose av basaltiska bergarter. Sammansättningen domineras av röd granat, grön omfacit och kvarts. Plagioklas får ej förekomma (Yardley, 1989). Omfacit är en klinopyroxen som bildas vid extremt högt tryck. Dess kemiska sammansättning är en fast lösningsserie mellan komponenterna augit, jadeit och ägirin. Den kan skrivas $(Ca,Na)(Mg,Al)Si_2O_6$. Eklogiterna i västra Norge undersöktes i början av 1960-talet av I. Bryhni och M.A. Lappin. De kom fram till två olika, inbördes oförenliga tolkningar av eklogiternas bildning. Dessa tolkningar kom att bilda "foreign"- respektive "in situ"- skolorna i den följande intensiva debatten om eklogiternas bildning. Enligt "foreign"- skolan har eklogiterna bildats i manteln och därefter tektoniskt transporterats in i jordskorpan. Enligt "in situ"-skolan utgjorde eklogitkropparna från början normala krustala intrusioner, som befann sig på höga nivåer i jordskorpan och därefter utsattes för högtrycksmetamorfose genom nedsänkning till större djup.

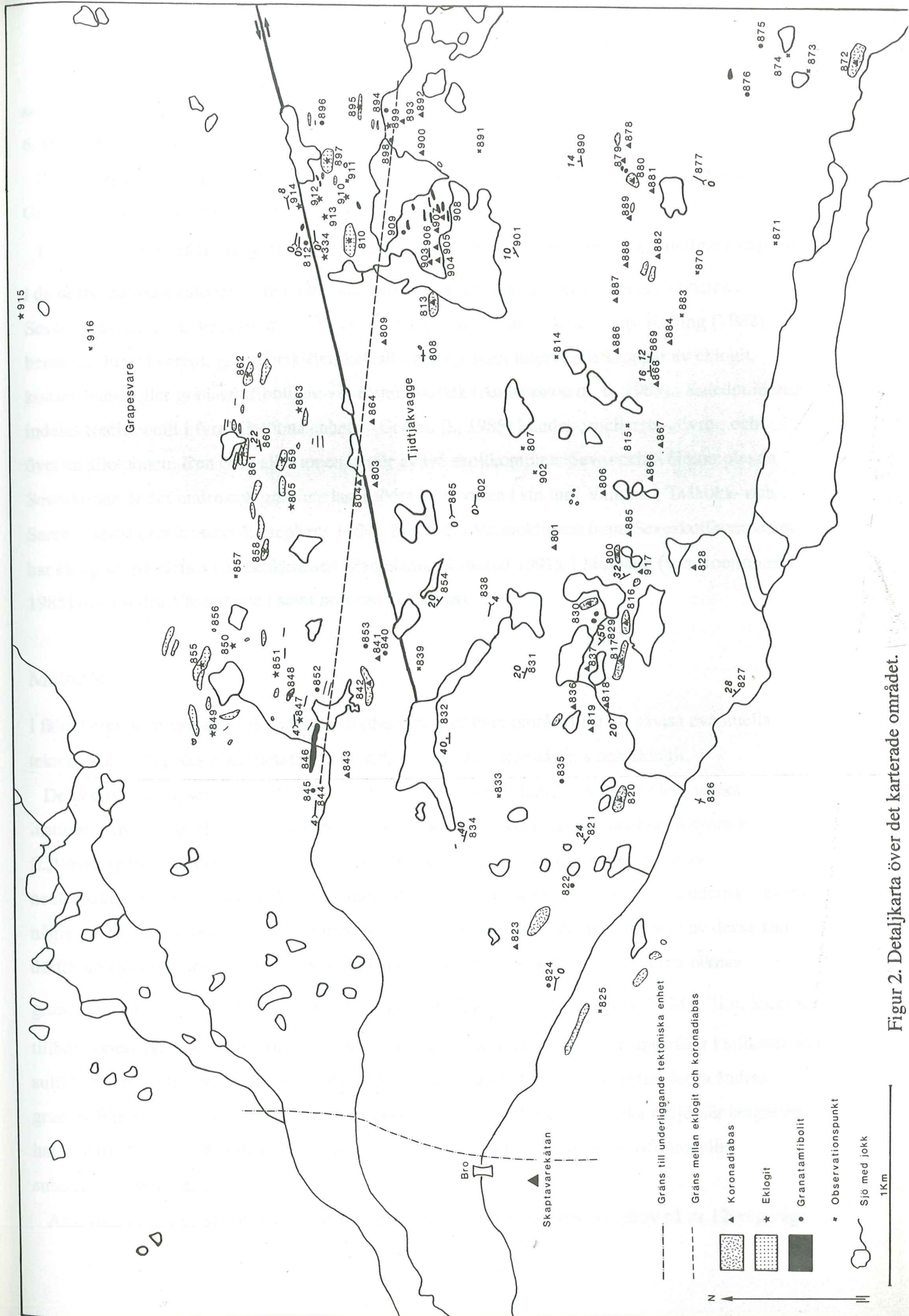
I Seveskollan på Grapesvarefjället i södra Norrbottens län tycks diabas övergå i eklogit inom ett mycket begränsat område. Om så är fallet, skulle denna lokal ge ytterligare ett övertygande bevis för att *in situ*- hypotesen är riktig. Lokalen skulle även kunna ge värdefull information om processen för eklogiternas bildning. Andréasson m. fl. (1985) föreslog att diabaserna och eklogiterna på Grapesvare kunde ha samma ursprung som diabaserna i Pieljekaiseskollan närmast under Seveskollan (figur 1). Dessa diabaser tillhör Särvidiabaserna som intruderade den baltoskandiska kontinentkanten när Iapetusocenen började bildas genom uppsprickning för 650 Ma sedan (Solyom et al. 1979, Claesson & Roddick, 1983). Om eklogiterna och Särvidiabaserna har samma ursprung är detta viktigt för tolkningen av fjällkedjans utveckling eftersom det visar, att den baltoskandiska kontinentkanten befunnit sig på minst 50 kilometers djup. En datering av högtrycksmetamorfosen i Grapesvareeklogiterna har givit en ålder av 503 ± 14 Ma (Sm-Nd; granat, omfacit, Mörk et al, 1988).

Problemen ovan kräver svar på följande frågor:

1. Tillhör koronadiabaser och eklogiter med säkerhet samma tektoniska enhet eller finns det en tektonisk gräns mellan dem?
2. Sker omvandlingen till eklogit abrupt eller successivt?
3. Beror den olika metamorfa graden på olika vattenhalt i värdbergarten, dvs förändrar värdbergarten sammansättning genom området där övergången sker?
4. Beror olikheten på olika stark deformation?
5. Är Grapesvaremetabasiterna kemiskt lika de andra baltoskandiska diabasgrupperna; har de samma koncentrationer av huvudelement; samma spårelement- och lantanidmönster samt visar de



Figur 1. Tektonostratigrafi längs Silvervegen.



Figur 2. Detaljkarta över det karterade området.

samma magmatektoniska ursprung?

6. Hur påverkas den kemiska sammansättningen vid eklogitbildningen?

Dessa frågor utgör uppgiften för mitt examensarbete, som utfördes vid Lunds universitet, Geologiska institutionen, Avd. för mineralogi och petrologi.

Det studerade området är ca 16 km² stort och beläget ca 10 km norr om Vuoggatjålme i Lappland i de skandinaviska kaledoniderna. Området tillhör stratigrafiskt den näst understa enheten i Seveskollkomplexet, Vaimoklinsen (figur 1). Denna domineras av kvartsit, av Kulling (1982) benämnd Juronkvartsit, glimmerskiffer, kalksilikatgnejs samt insprängda kroppar av eklogit, koronadiabas eller granatamfibolit av varierande storlek (Andréasson m. fl. 1985). Kaledoniderna indelas traditionellt i fyra alloktona enheter (Gee m. fl., 1985) i undre-, mellersta-, övre-, och översta alloktonen. Den övre alloktonen består av två skollkomplex: Seve- och Kölikomplexen. Seveskollan är det undre och grovindelas i södra Norrbotten i sin tur i Vaimok-, Tsäkokk- och Sareklinserna (Zackrisson & Stephens 1984). Förutom i Vaimoklinsen inom Seveskollkomplexet har eklogiter påträffats i Tsäkokklinsen (Padjelanta, Kullerud 1991), i Jämtland (van Roermund, 1985) och i södra Västerbotten samt norr om Torneträsk.

Metodik

I fältarbetet, som varade i två veckor, utfördes traverser över området för att påvisa eventuella tektoniska, litologiska eller metamorfa gränslinjer mellan koronadiabas och eklogit.

De kemiska analyserna utfördes av Ingrid Johansson och Zoltan Solyom vid Geologiska institutionen i Lund. Huvudelementen analyserades våtkemiskt (betr. metoder se Solyom m. fl., 1984), spårelementen och däribland också lantaniderna, analyserades med hjälp av neutronaktiveringsanalys INAA (=instrumental neutron activation analysis). Lantaniderna, liksom några andra spårelement är relativt immobilare vid vittring eller metamorfos. Analys av dessa kan därför upplysa om ursprungssammansättningen av metabasiterna. Till lantaniderna räknas grundämnena från ⁵⁷La till ⁷¹Lu. Lätta lantanider är ⁵⁷La - ⁶²Sm och tunga är ⁶⁴Gd - ⁷¹Lu. Samtliga tillhör periodiska systemets grupp 3A. Att de är litofila betyder att de hellre uppträder i silikater än i sulfid- och metallfaser (Henderson, 1984). Det geokemiska beteendet hos lantaniderna ändras gradvis från La till Lu och elementfördelningen avspeglar därför den kemiska miljö där bergarten har bildats. Det kan på detta sätt fastställas om bergarten t ex har bildats vid riftning eller subduktion (Wilson, 1989).

Analysen tillgår på så sätt att bergarterna pulveriseras, standardprov och prov på ca 120mg vägs

upp i aluminiumfoliebehållare. För att undvika störningar från föroreningar i aluminiumfolien bör alla dessa behållare ha samma vikt. De tillsluts väl och bestrålas i 10 min i $450 \times 10^{10} \text{ n m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Eftersom kärnan upptar en mycket liten del av atomens volym måste strålningsintensiteten vara hög för att kärnan skall träffas av neutronerna. Ett givet elements mottaglighet för strålning beror på hur stor andel av elementet som föreligger som exciterbara isotoper, koncentrationen av isotoperna i provet samt isotopernas halveringstid. Isotoper med kortare halveringstid mäts snabbare med avseende på strålning än mer långlivade isotoper. Proverna bestrålas med neutroner som fångas in av atomkärnorna vilka därmed blir instabila. Vid kärnornas sönderfall utsänds spektra av gammastrålning som är karaktäristiska för respektive isotop. För analys av spårelement med kort halveringstid (Sm och La) mäts dessa spektra första gången en vecka efter bestrålningsstillfället. Strålningen för huvudelementen har då avklingat. Fe och Na kan emellertid fortfarande störa spektrat och höja bakgrundsbruset. För att analysera de mer långlivade isotoperna mäts proverna därför ytterligare en gång då Na-strålningen helt har avklingat. Fe-strålningen finns dock fortfarande kvar. Den kan avlägsnas våtkemiskt genom uppslutning och jonbyte, men detta innebär en kontaminationsrisk. Metoden benämns då inte längre INAA utan RNAA (Radiochemical Neutron Activation Analysis).

Strålningen mäts av två detektorer bestående av rent germanium: en plan- och en koaxialdetektor. Koaxialdetektorn har större mätomfång än plandektorn men sämre upplösning (ca 0.5 KeV mellan varje kanal medan den planära har ca 0,05 KeV). Det spektrum man får fram vid mätning bearbetas slutligen i en dator varvid de intressanta topparna integreras, kalibreras mot standardprover och invägd mängd, samt korrigeras för hur mycket strålningen har avklingat från tiden för bestrålning.

Litologisk variation inom undersökningsområdet

De metabasiska kropparna är koncentrerade i två grupper. Den ena finns i norr på Grapesvares sluttning, den andra i dalen söder om Grapesvare (figur 2). Området däremellan är helt fritt från metabasiter och består av kraftigt veckad Juronkvartsit med tunna band av glimmerrika horisonter. Den södra metabasitgruppen (söder om sjöarna vid 832 och 807 i figur 2) består av granatamfibolit samt koronadiabas. Den norra gruppens södra del (boudinerna strax söder om eklogitgränsen i figur 2) består likaså av koronadiabas och granatamfibolit, medan dess norra del (norr om

Figur 2. Detaljkarta över området.

eklogitgränsen) innehåller både eklogit och koronadiabas. Metabasiterna förändras således från nästan opåverkade diabaser i södra delen av det karterade området (figur 2) via koronadiabaser till eklogiter i norr. Övergången från diabas till alltmer granatförande koronadiabas sker successivt över ca 2 km, medan gränsen mellan koronadiabas till eklogit är skarp. Den ca 200 m breda övergångszonen består av ett bälte med små granatamfibolitkroppar. Eklogiterna strax norr om eklogitgränsen, liksom koronadiabaser strax söder om denna, är starkt amfibolitiserade. De sistnämnda visar inga tecken på penetrerande högtrycksmetamorfos. På två ställen inom området finns inneslutningar av små kalksilikat-kroppar i koronadiabas (nr 823 och 828, i figur 2, se även figur 3).

Strukturer inom undersökningsområdet

Det undersökta området (figur 2) är påverkat av tre deformationsfaser, av Andréasson m. fl. (1985) och Nordgren (1987) beskrivna som D1, D2 och D3. D1 gav upphov till isoklinala F1-veck med subhorisontella veckaxlar, D2 bildade icke-cylindriska F2-veck med 0 till 70 graders vinkel mellan veckbenen och sydöstlig vergens av veckaxlarna. F3 är en krenulationsfoliation med nordvästlig vergens bildad av D3. F1-veckan är mycket tydliga på Grapesvares sluttning (figur 4). Ett flertal av dessa isoklinala veck har här mätts och plottats i stereogrammet i figur 5. I stort sett samtliga har horisontella till subhorisontella veckaxlar och är orienterade i öst-västlig riktning. På ett fåtal ställen finns baljveck och tubveck (Andréasson, 1985; Nordgren, 1987; Skjerna, 1989) med utsträckning i öst-västlig riktning. Dessa har av de nämnda författarna tolkats så att de från början varit F1-veck, som under D2-fasen deformerats ytterligare. Därigenom miste de sin cylindriska form, och det bildades baljveck som vid ytterligare deformation övergick i tubveck. Ett av dessa har iakttagits vid lokal 857 (figur 6). Flexurer i nord-sydlig riktning på Grapesvare tillhör förmodligen F2.

Krenulationsfoliationen som främst uppträder inom det eklogitiska området, kan tillhöra F3. Den finns såväl i eklogiternas kanter som i sidoberget och syns tydligt i lokal 916.

Krenulationsfoliationen i 805:1 tillhör möjligtvis F3 men kan lika gärna ha uppkommit i samband med att sidoberget deformerats vid boudineringen av eklogitkroppen. Möjlig korsskiktning i kvartsiten upptäcktes vid punkt 829.

F1 deformationens intensitet är konstant från karteringsområdets södra kant till ca 800 m norr om eklogitgränsen men ökar därifrån gradvis norrut. Vid punkt 916 har sidoberget övergått till en intensivt veckad metapelit (figur 4).

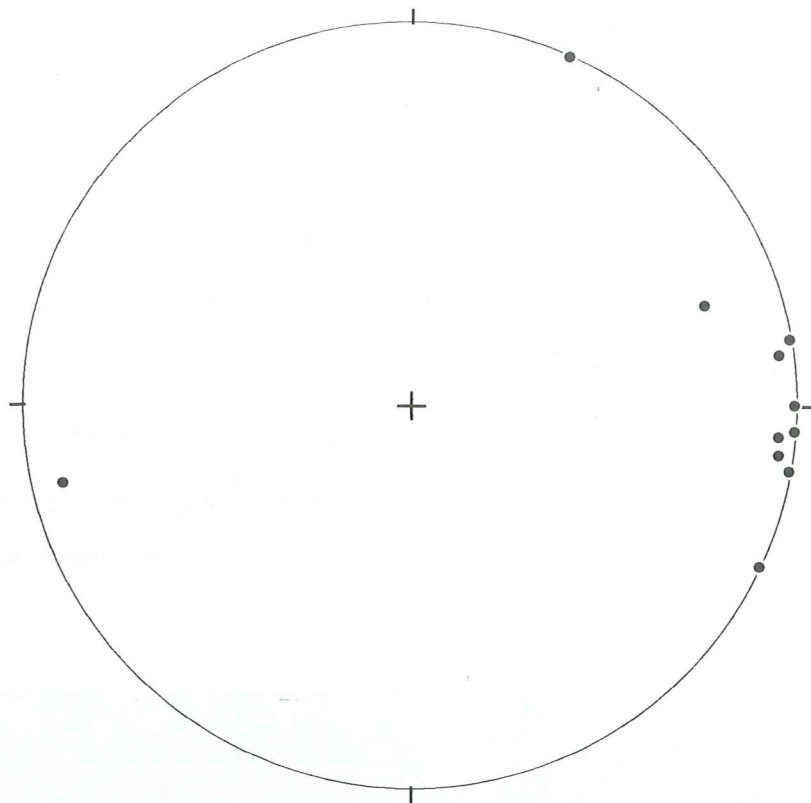
Området genomskärs av ett flertal förkastningar med riktningar huvudsakligen i 90° och 120°.



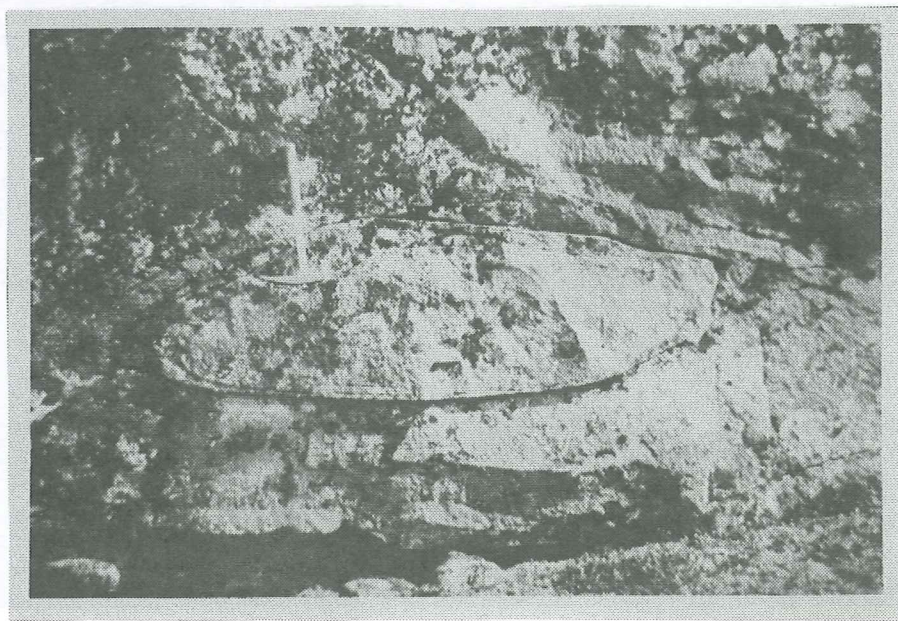
Figur 3. Inneslutning av kalksilikat i boudin 823 (skalstrecket motsvarar 1 mm).



Figur 4. Veck i sidoberget (metapelit) vid lokal 916.

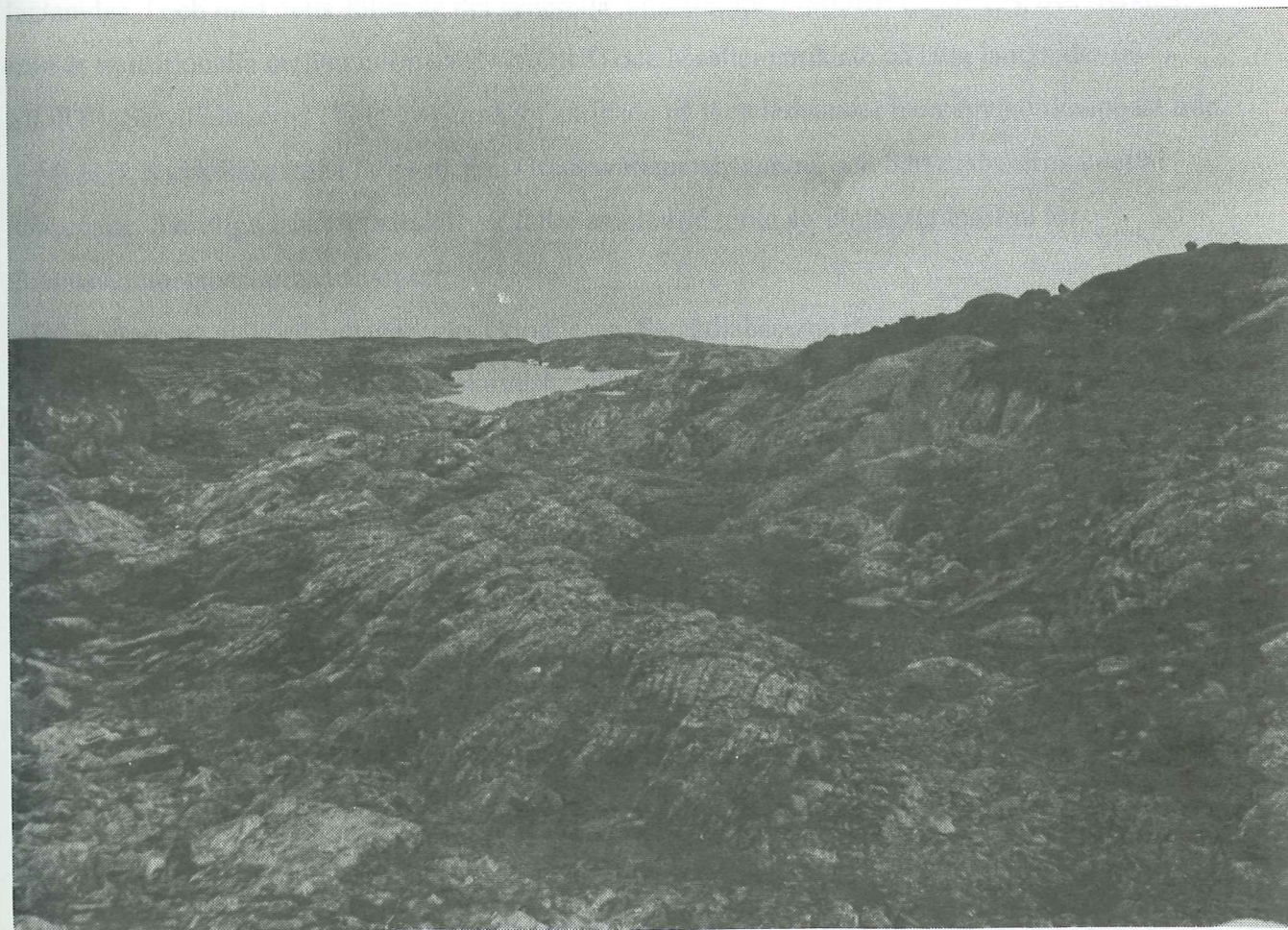


Figur 5. Stereogram över F1-veck på Grapesvares sluttning.



Figur 6. Tubveck vid lokal 857.

Den största av dessa av dessa löper i riktningen 78° genom Tjiddtjakvagge (figur 2 samt figur 7). Berggrunden är där kraftigt förskiffrad och mylonitiserad längs en sinistral lateral förkastning, med en liten vertikal rörelsekomponent. Vid punkt 834 uppmättes "slickensides"-lineation med riktningen $85^\circ/15^\circ\text{S}$. Detta innebär att det södra blocket har upphöjts något. Kvärtära fluviala avlagringar täcker dalbotten kring de flesta av de andra förkastningarna och rörelseriktning kan därför inte bestämmas (figur 20, lokal 874). Några små förkastningar med duktil deformation finns vid lokal 800 (sinistral, med strykning 76°) och två andra vid lokal 825 (en dextral med strykning 122° , och en sinistral med strykning 80°) men deformationen har varit spröd i de flesta fallen. *Ingen av dessa förkastningar markerar någon gräns mellan eklogiter eller koronadiabasförande kvartsiter.*



Figur 7. Undersökningsområdets största förkastning (foto i riktning SV), rörelseriktning $85^\circ/15^\circ\text{S}$.

Kemi

Huvudelementanalyserna (tabell 1) för eklogiter och koronadiabaser är mycket lika varandra. Även Sarek- och Särvidiabaserna är lika Grapesvaremetabasiterna (tabell 3).

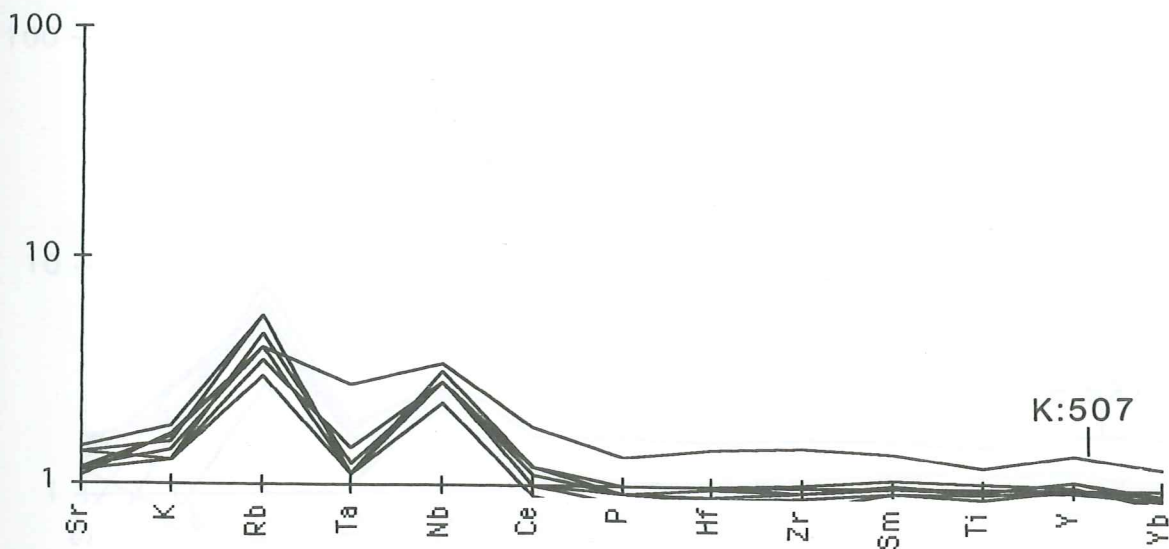
Medelvärdeskurvorna i diagrammen för immobiliserade spårelement (figur 8 och 9) är utpräglat parallella för eklogiter och koronadiabaser. Sarekdiabaserna och Särvidiabaserna avviker heller inte mycket (figur 10). De följer nära den linje som markerar MORB-sammansättningen (Pearce, 1983) undantagen är Rb och Nb som ger två toppar. Eklogiternas analyser (figur 9) sprider något mera än koronadiabasernas för Sr, K och Rb (figur 8) och medelvärdeskurvan för de förstnämnda ligger något över koronadiabasernas för K, Rb och Ta (figur 10). Spridningen kan förklaras med att Sr, K och Rb är relativt lätt mobiliserade vid metamorfos.

Lantanidkurvorna är för eklogiter (figur 11) och koronadiabaser (figur 12) utpräglat parallella (se även figur 14). De är flacka och visar ingen tendens till anrikning av vare sig lätta eller tunga lantanider. I och med detta följer de det generella mönstret för T-MORB (figur 13), dvs basalter som är transitionella mellan normala (N-MORB) och basalter anrikade på lätta lantanider (E-MORB). Särvidiabaserna (figur 14) är något anrikade på lätta lantanider men avviker knappast från T-MORB. Sarekdiabaserna faller mellan Grapesvaremetabasiterna och Särvidiabaserna i detta hänseende. Samtliga medelvärdeskurvor faller emellertid inom spridningsgränserna för Grapesvaremetabasiternas analyser.

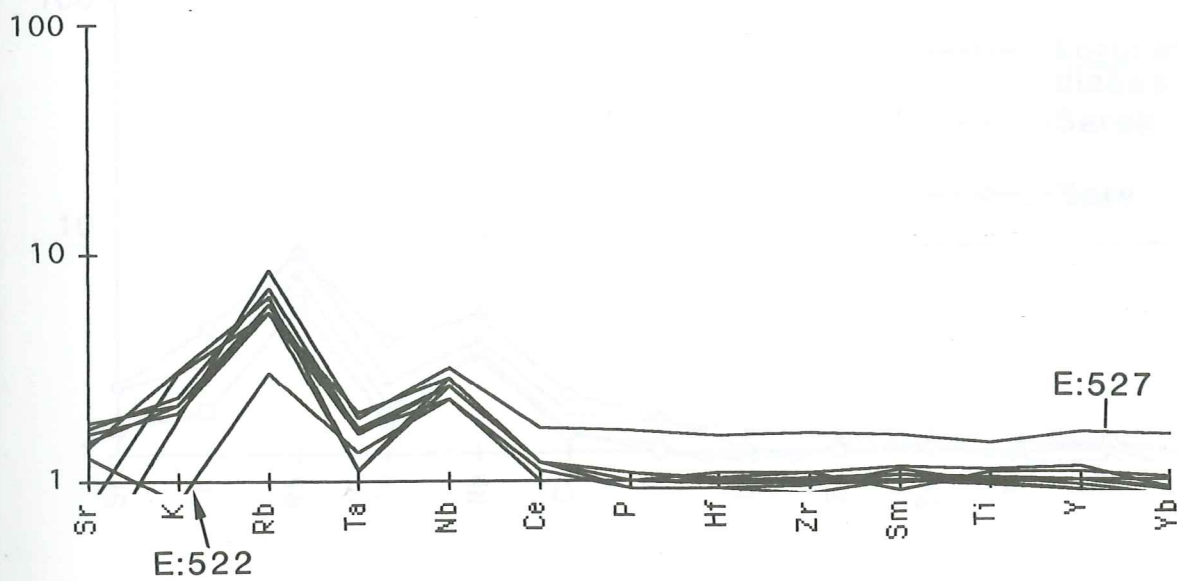
Då analyserna av koronadiabaserna, eklogiterna, Sarekdiabaserna och Särvidiabaserna plottas i diskrimineringsdiagram för magmatektonisk miljö, (figur 15-21) finner man att analyserna ligger väl samlade, undantaget är Hf/3-Th-Ta-diagrammet (figur 20, Wood m. fl., 1979). I Ti/100-Zr-Yx³-diagrammet (figur 18, Pearce och Cann, 1973) faller samtliga inom MORB-fältet. I 2Nb-Zr/4-Y-diagrammet (figur 16, Meschede, 1986) ligger Sarek- och Särvidiabaser inom E-MORB-fältet medan Grapesvaremetabasiterna finns på gränsen mellan E- och N-MORB i överensstämmelse med lantanidmönstren. I Hf/3-Th-Ta-diagrammet (figur 20, Wood m. fl., 1979) ligger Sarek i fältet för kolliderande plattkant (= fältet för "destructive margin"), Grapesvaremetabasiterna på gränsen mellan kolliderande plattkant, samt N- och E-MORB-fälten, och Särvidiabaserna inom E-MORB-fältet. Kontamination mot kontinental skorpa är enligt Andréasson m. fl. (1992) en möjlig orsak till att Sarek faller inom fältet för kollisionssmiljö.

Kullerud och Stephens (1991) anser att även metabasiterna i Tsäkokklinsen, 60 km norr om Grapesvare, har samma geokemiska kännetecken som övriga Sevevetabasiter. De menar att Tsäkokkmetabasiterna härrör från en magmatektonisk miljö motsvarande E-MORB. Denna slutsats grundades på huvudelementanalyserna och analyserna av immobiliserade spårelement; lantanidhalterna

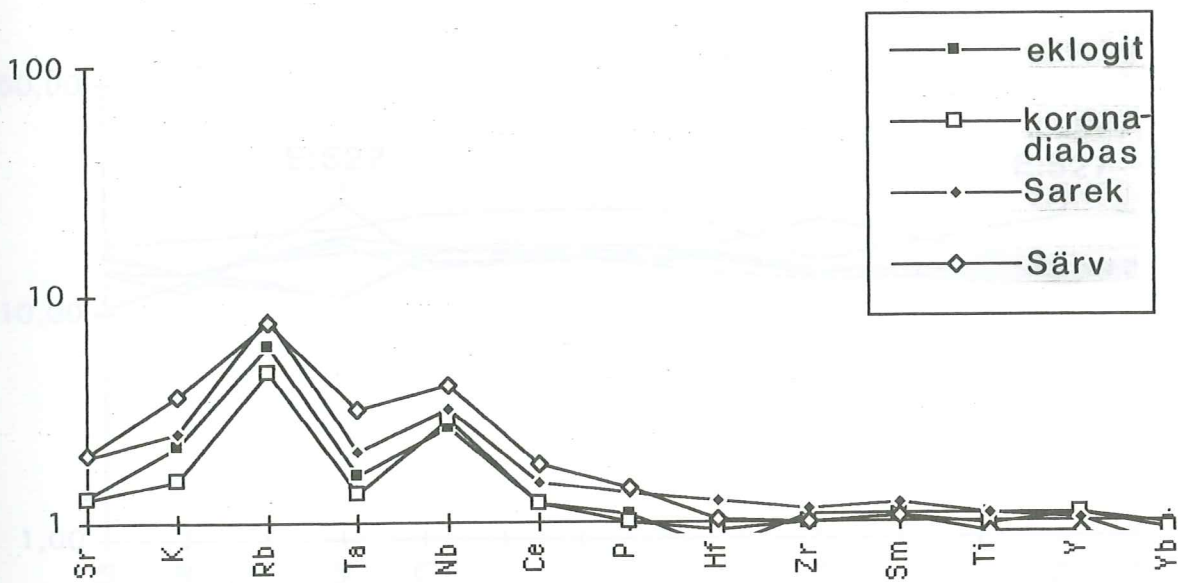
analyserades ej.



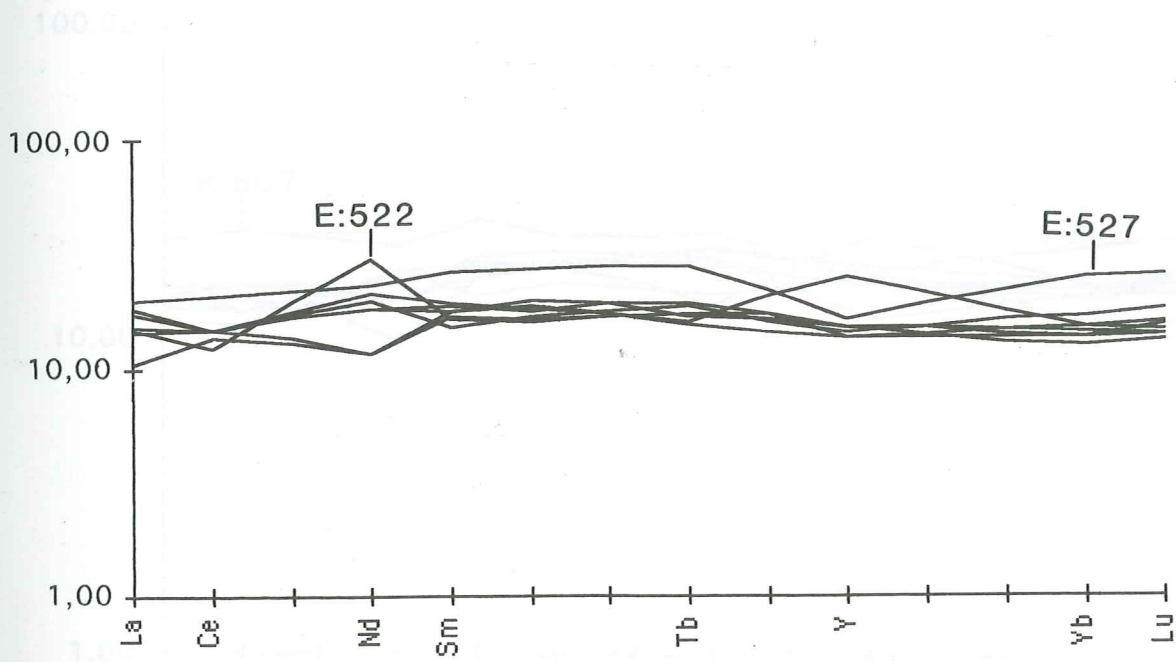
Figur 8. MORB-normaliserat variationsdiagram för spårelement i koronadiabaser på Grapesvare, normaliseringskonstanter enligt Pearce (1983).



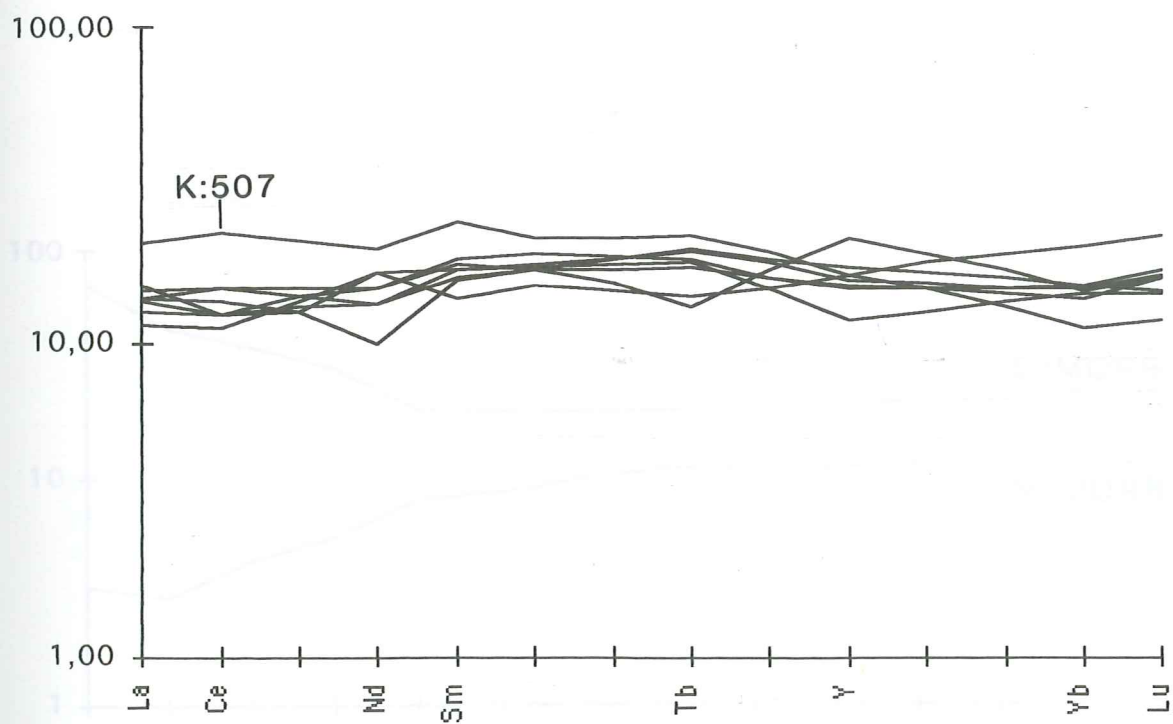
Figur 9. MORB-normaliserat variationsdiagram för spårelement i eklogiter på Grapesvare, normaliseringskonstanter enligt Pearce (1983)



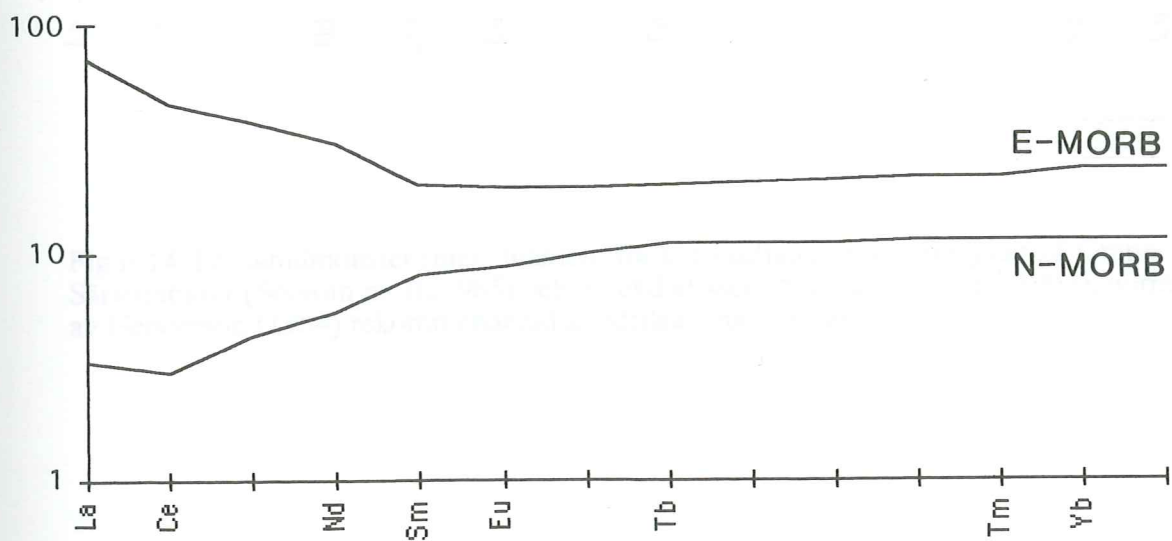
Figur 10. MORB-normaliserat variationsdiagram för medelvärden av spårelementanalyser för eklogiter och koronadiabaser på Grapesvare samt för särviabaser (Solyom m. fl., 1985) och Sarekiabaser (Andréasson m. fl., 1992), normaliseringskonstanter enligt Pearce (1983).



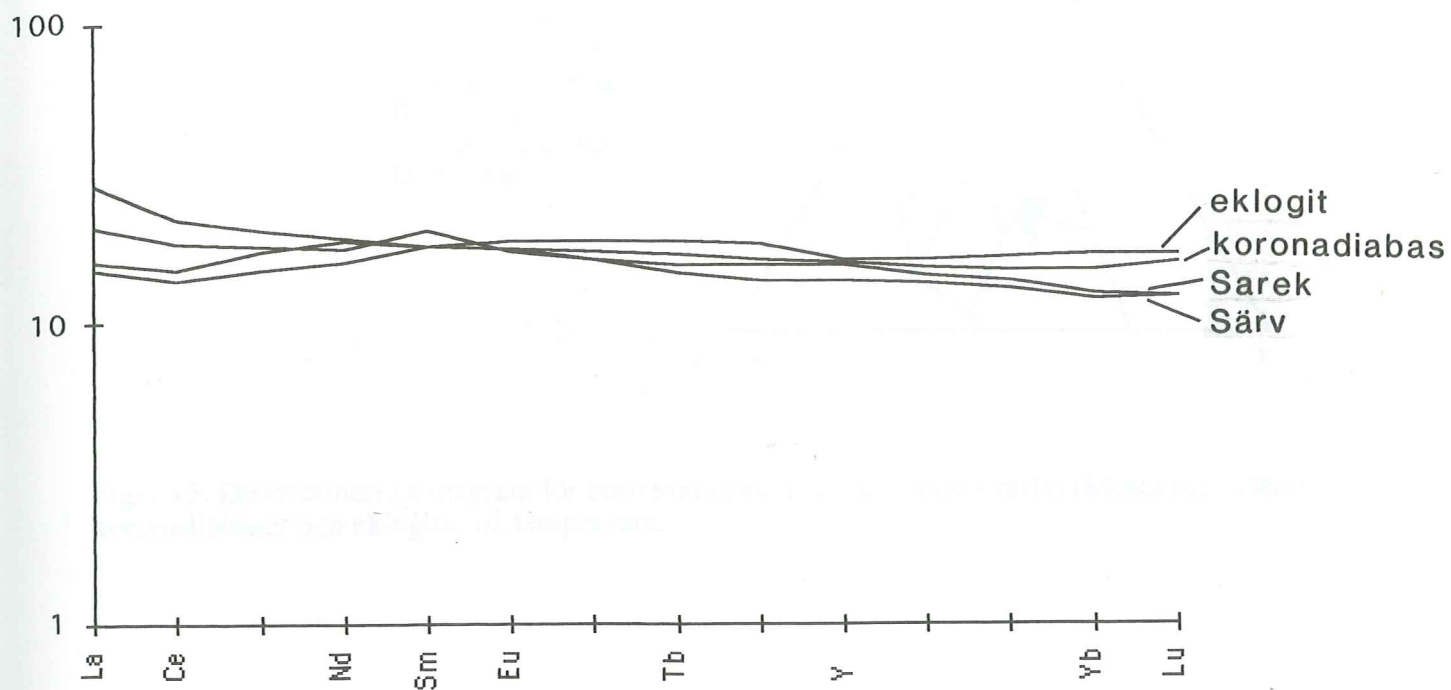
Figur 11. Lantanidmönster för eklogiter på Grapesvare, normaliserade mot av Henderson (1984) rekommenderad kondrittsammansättning.



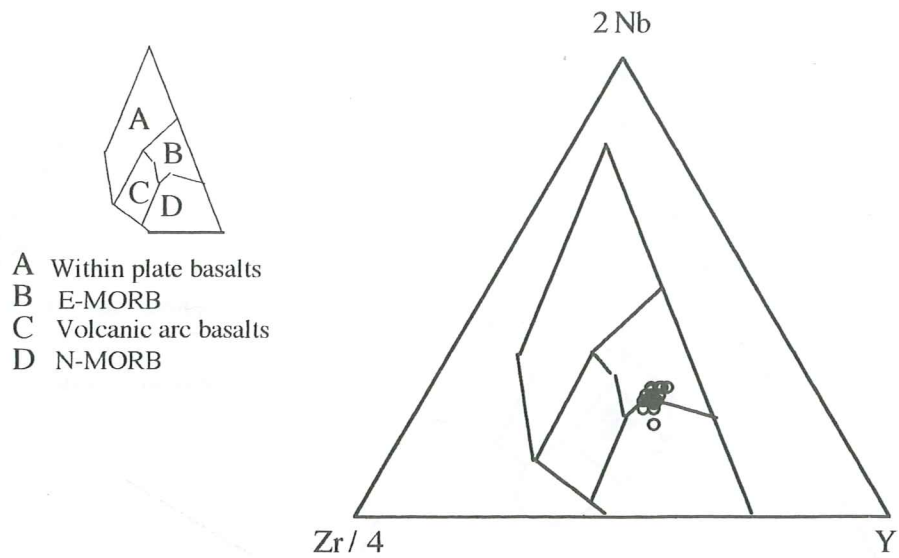
Figur 12. Lantanidmönster för koronadiabaser på Grapesvare, normaliserade mot av Henderson (1984) rekommenderad kondritsammansättning.



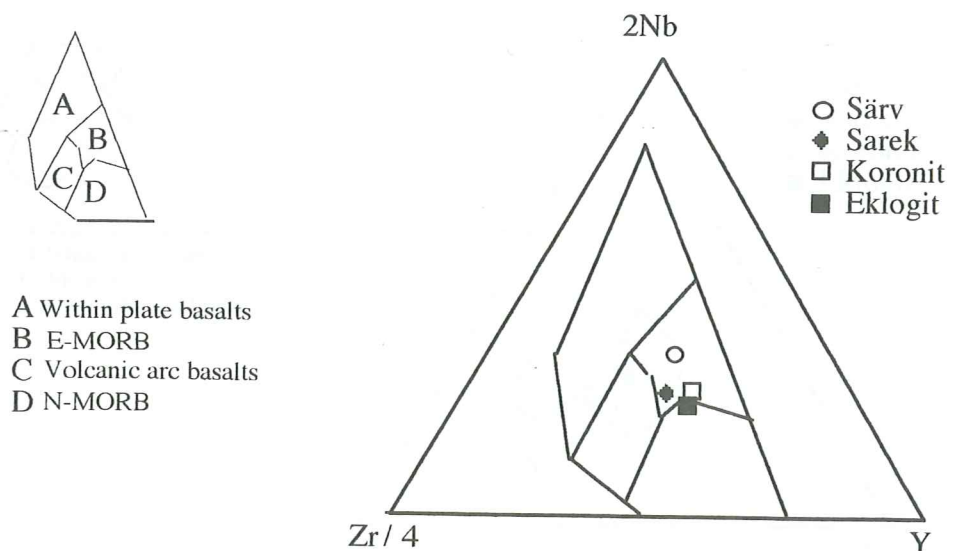
Figur 13. Typiska lantanidmönster för N-MORB och E-MORB, normaliserade mot av Henderson (1984) rekommenderad kondritsammansättning.



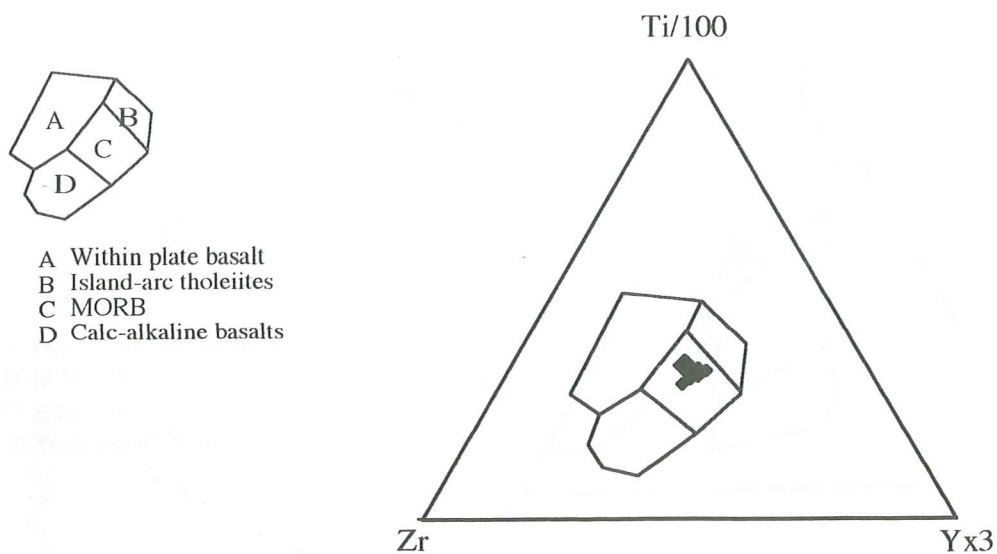
Figur 14. Lantanidmönster (medelvärden) för koronadiabaser och eklogiter på Grapesvare, Särsvdiabaser (Solyom m. fl., 1985) och Sarekdiabaser (Andréasson m. fl., 1992), normaliserade mot av Henderson (1984) rekommenderad kondritsammansättning.



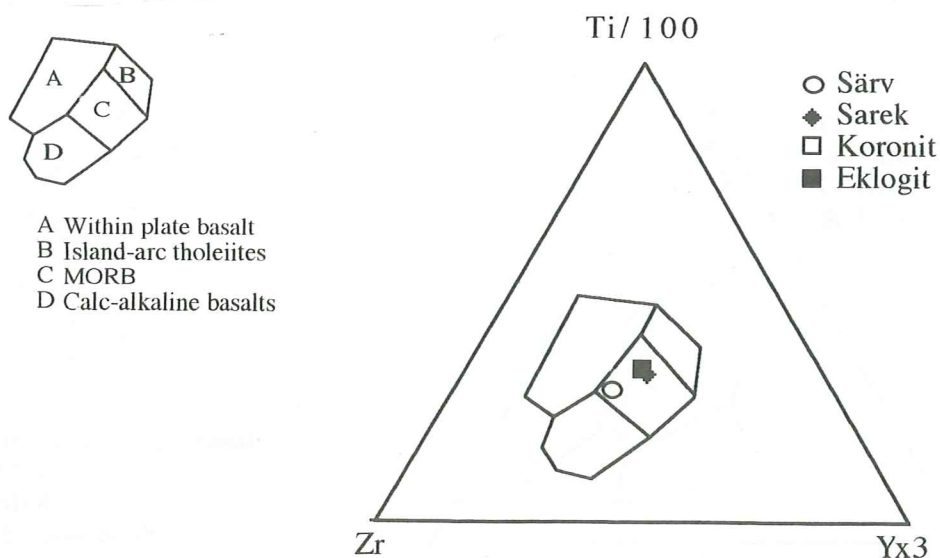
Figur 15. Diskrimineringsdiagram för bestämning av magmatektonisk miljö (Meschede, 1986) för koronadiabaser och eklogiter på Grapesvare.



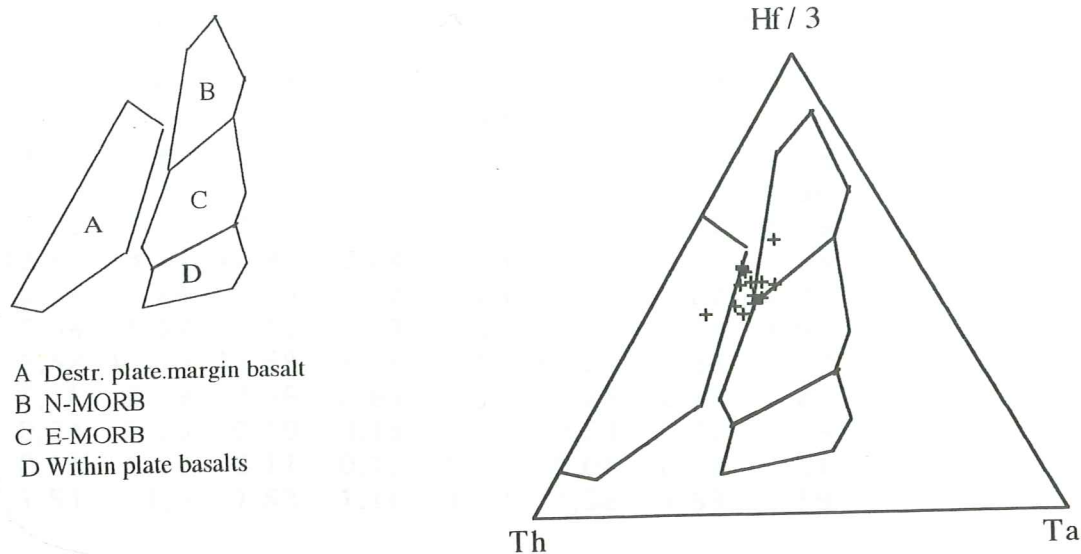
Figur 16. Diskrimineringsdiagram för bestämning av magmatektonisk miljö (Meschede, 1986) för medelvärdena av analyserna från Sarek- och Särsvdiabaserna samt för koronadiabaserna och eklogiterna på Grapesvare.



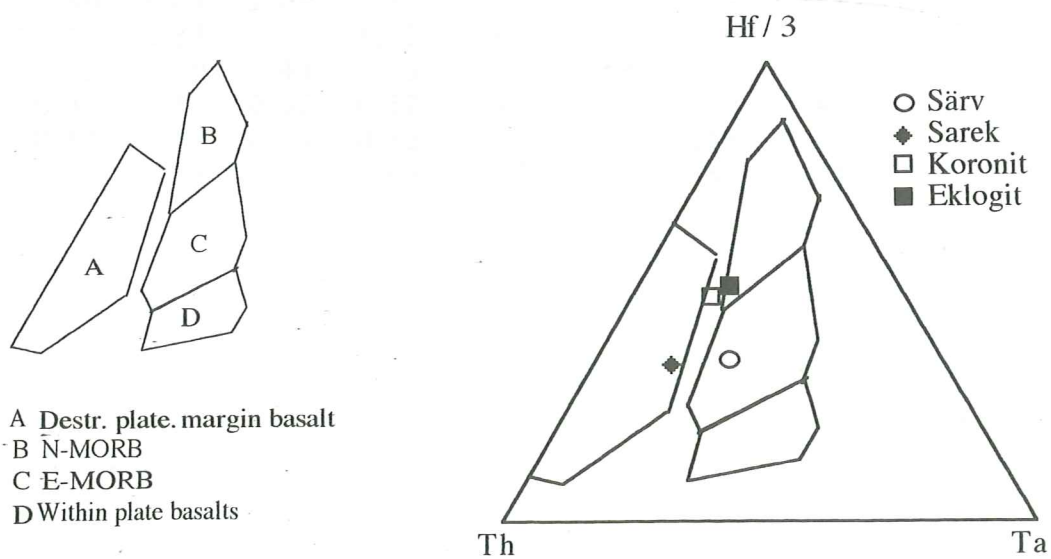
Figur 17. Diskrimineringsdiagram för bestämning av magmatektonisk miljö (Pearce och Cann, 1973) för koronadiabaserna och eklogiterna på Grapesvare.



Figur 18. Diskrimineringsdiagram för bestämning av magmatektonisk miljö (Pearce och Cann, 1973) för medelvärdena av analyserna från Sarek- och Särvidiabaserna samt för koronadiabaserna och eklogiterna på Grapesvare.



Figur 19. Diskrimineringsdiagram för bestämning av magmatektonisk miljö (Wood m. fl., 1979) för koronadiabaser och eklogiter på Grapesvare.



Figur 20. Diskrimineringsdiagram för bestämning av magmatektonisk miljö (Wood m. fl., 1979) för medelvärdena av analyserna från Sarek- och Särviabaserna samt för koronadiabaserna och eklogiterna på Grapesvare.

| Oxid | K:505 | K:507 | K:509 | K:510 | K:511 | K:514 | K:515 | K:517 |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,5 | 49,5 | 49,71 | 48,93 | 49,64 | 49,14 | 49,07 | 49,67 |
| TiO ₂ | 1,46 | 1,83 | 1,41 | 1,58 | 1,44 | 1,17 | 1,4 | 1,35 |
| Al ₂ O ₃ | 14,04 | 13,69 | 13,92 | 14,5 | 14,29 | 15,2 | 14,86 | 14,48 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,83 | 1,34 | 1,82 | 1,62 | 1,66 | 2,08 | 1,72 | 1,56 |
| FeO | 10,28 | 11,25 | 9,91 | 10,27 | 10,32 | 7,89 | 9,27 | 9,88 |
| Fe ₂ O ₃ totalt | 13,26 | 13,84 | 12,83 | 13,04 | 13,13 | 10,85 | 12,02 | 12,54 |
| MnO | 0,24 | 0,24 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,2 | 0,22 | 0,22 |
| MgO | 6,84 | 6,67 | 7,15 | 7,23 | 6,94 | 7,78 | 7,38 | 6,99 |
| CaO | 11,52 | 11,15 | 11,69 | 11,56 | 11,55 | 12,21 | 11,95 | 11,7 |
| Na ₂ O | 2,36 | 2,29 | 2,36 | 2,63 | 2,16 | 2,26 | 2,34 | 2,25 |
| K ₂ O | 0,24 | 0,25 | 0,19 | 0,19 | 0,21 | 0,23 | 0,27 | 0,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,16 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,12 | 0,1 |
| GLF | 1,51 | 1,6 | 1,53 | 1,16 | 1,59 | 1,56 | 1,68 | 1,59 |

| Oxid | E:521 | E:522 | E:523 | E:524 | E:525 | E:527 | E:528 | E:506 |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,12 | 49,41 | 49,25 | 48,01 | 48,1 | 50,07 | 48,81 | 48,68 |
| TiO ₂ | 1,46 | 1,54 | 1,41 | 1,53 | 1,61 | 2,17 | 1,44 | 1,65 |
| Al ₂ O ₃ | 15,08 | 14,28 | 14,55 | 14,5 | 14,88 | 13,73 | 14,97 | 13,97 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,29 | 1,06 | 2,49 | 3,42 | 1,47 | 0,8 | 2,23 | 1,96 |
| FeO | 9,73 | 11,18 | 8,57 | 8,45 | 10,8 | 13,28 | 9,01 | 10,44 |
| Fe ₂ O ₃ totalt | 12,1 | 13,48 | 12,01 | 12,81 | 13,48 | 15,56 | 12,24 | 13,56 |
| MnO | 0,2 | 0,23 | 0,21 | 0,21 | 0,22 | 0,26 | 0,21 | 0,27 |
| MgO | 7,59 | 7,04 | 7,03 | 7,13 | 6,95 | 6,05 | 7,01 | 6,7 |
| CaO | 11,57 | 11,31 | 11,7 | 11,12 | 11,69 | 10,57 | 11,45 | 11,08 |
| Na ₂ O | 2,63 | 2,59 | 2,44 | 3,13 | 2,04 | 0,78 | 2,47 | 2,63 |
| K ₂ O | 0,32 | 0,12 | 0,35 | 0,32 | 0,45 | 0,28 | 0,3 | 0,42 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,13 | 0,12 | 0,2 | 0,13 | 0,13 |
| GLF | 1,27 | 1,34 | 1,69 | 1,66 | 1,57 | 1,74 | 1,53 | 1,74 |

Tabell 1. Koncentrationer av huvudelement i eklogiter och koronadiabaser på Grapesvare (GLF = Glödförlust).

Analyserna utfördes av: I. Johansson och Z. Solyom, Geologiska Institutionen, Lunds Universitet.

Element E:521 E:522 E:523 E:524 E:525 E:527 E:528 E:506

| | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ce | 12 | 10 | 11 | 12 | 12 | 17 | 12 | 12 |
| Co | 69,5 | 70,3 | 49,5 | 47,5 | 52,1 | 62,8 | 55,4 | 53,4 |
| Cr | 287 | 236 | 269 | 292 | 271 | 187 | 287 | 242 |
| Eu | 1,23 | 1,12 | 1,14 | 1,3 | 1,17 | 1,92 | 1,27 | 1,38 |
| Hf | 2,22 | 2,35 | 2,18 | 2,42 | 2,58 | 3,77 | 2,45 | 2,44 |
| La | 4,7 | 4,6 | 3,2 | 4,5 | 5,4 | 6,1 | 5,7 | 4,7 |
| Lu | 0,45 | 0,48 | 0,43 | 0,5 | 0,59 | 0,84 | 0,45 | 0,52 |
| Nb | 9 | 8 | 8 | 9 | 10 | 11 | 9 | 10 |
| Nd | 11 | 18 | 7 | 7 | 12 | 14 | 11 | 13 |
| Rb | 12 | 6 | 14 | 11 | 11 | 17 | 11 | 13 |
| Sc | 42,5 | 46,1 | 45,6 | 43,3 | 46,4 | 48 | 42,4 | 46 |
| Sm | 3,65 | 3,2 | 3,26 | 3,47 | 2,97 | 5,14 | 3,43 | 3,72 |
| Sr | 214 | 154 | 203 | 180 | 91 | 50 | 191 | 168 |
| Ta | 0,31 | 0,24 | 0,3 | 0,29 | 0,36 | 0,34 | <0,2 | <0,2 |
| Tb | 0,92 | 0,82 | 0,81 | 0,73 | 0,88 | 1,33 | 0,79 | 0,76 |
| Th | 0,63 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Y | 27 | 30 | 27 | 28 | 32 | 49 | 30 | 34 |
| Yb | 2,86 | 3,15 | 2,64 | 2,88 | 3,52 | 5,28 | 3,02 | 3,16 |
| Zr | 85 | 88 | 79 | 92 | 98 | 144 | 88 | 96 |

nr. K:505 K:507 K:509 K:510 K:511 K:514 K:515 K:517

| | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ce | 10 | 18 | 11 | 12 | 12 | 9 | 10 | 10 |
| Co | 60 | 57,5 | 58,6 | 59,7 | 57,3 | 50,9 | 56,8 | 56,9 |
| Cr | 173 | 195 | 202 | 267 | 169 | 379 | 341 | 179 |
| Eu | 1,2 | 1,5 | 1,19 | 1,33 | 1,23 | 1,06 | 1,21 | 1,2 |
| Hf | 2,14 | 3,48 | 2,12 | 2,41 | 2,32 | 1,78 | 2,41 | 2,09 |
| La | 4,2 | 6,4 | 4,3 | 4,5 | 4,3 | 3,5 | 4,7 | 3,9 |
| Lu | 0,55 | 0,7 | 0,52 | 0,52 | 0,53 | 0,38 | 0,46 | 0,47 |
| Nb | 10 | 12 | 10 | 10 | 11 | 8 | 10 | 10 |
| Nd | 9 | 12 | 6 | 9 | 8 | 10 | 10 | 8 |
| Rb | 8 | 8 | 6 | 9 | 8 | 11 | 11 | 7 |
| Sc | 46,8 | 47,8 | 48,2 | 44,4 | 46,6 | 43,6 | 44,6 | 46,2 |
| Sm | 3,42 | 4,67 | 3,1 | 3,59 | 3,33 | 2,69 | 3,35 | 3,15 |
| Sr | 140 | 131 | 137 | 167 | 141 | 167 | 172 | 136 |
| Ta | <0,2 | 0,49 | <0,2 | 0,22 | <0,2 | 0,2 | <0,2 | 0,26 |
| Tb | 0,94 | 1,04 | 0,62 | 0,87 | 0,92 | 0,66 | 0,86 | 0,82 |
| Th | <0,5 | 0,89 | <0,5 | <0,5 | 0,78 | 0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Y | 32 | 42 | 30 | 31 | 32 | 23 | 29 | 30 |
| Yb | 3,18 | 4,21 | 3,06 | 2,87 | 3,1 | 2,34 | 3,01 | 3,17 |
| Zr | 86 | 135 | 80 | 93 | 84 | 67 | 86 | 73 |

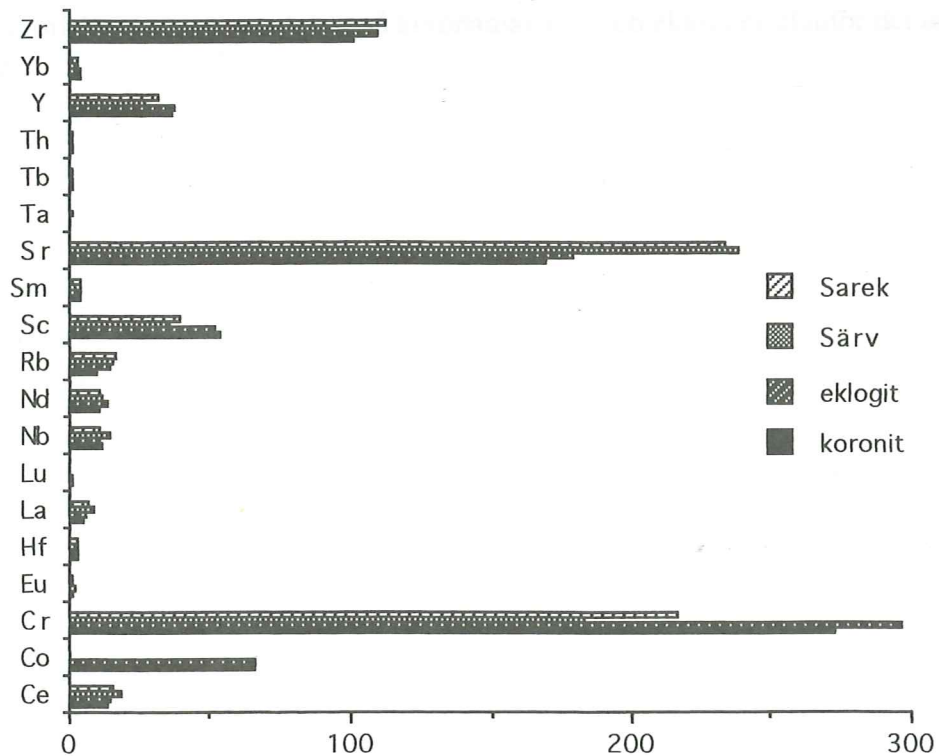
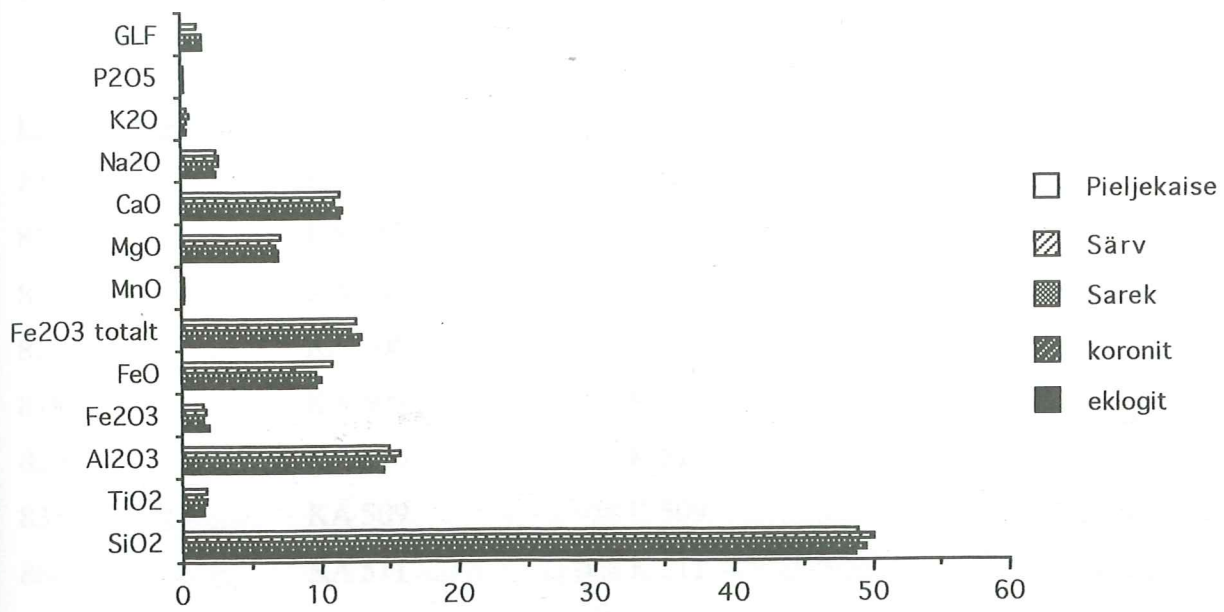
Tabell 2. Koncentrationer av spårelement i eklogiter och koronadiabaser på Grapesvare (GLF = Glödförlust).

Analyserna utfördes av: I. Johansson och Z. Solyom, Geologiska Institutionen, Lunds Universitet.

| Oxid | koronit | eklogit | Särv | Sarek | Pieljekaise |
|---------------------------------------|---------|---------|-------|-------|-------------|
| SiO ₂ | 49,43 | 48,77 | 50,12 | 48,88 | 48,98 |
| TiO ₂ | 1,50 | 1,52 | 1,32 | 1,65 | 1,75 |
| Al ₂ O ₃ | 14,25 | 14,60 | 15,78 | 15,25 | 14,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,65 | 1,99 | 1,76 | 1,55 | 1,57 |
| FeO | 10,17 | 9,74 | 8,24 | 9,68 | 10,89 |
| Fe ₂ O ₃ totalt | 12,95 | 12,81 | 10,92 | 12,30 | 12,61 |
| MnO | 0,23 | 0,22 | 0,20 | 0,20 | 0,20 |
| MgO | 7,03 | 7,06 | 6,49 | 6,72 | 7,20 |
| CaO | 11,59 | 11,42 | 11,12 | 11,10 | 11,46 |
| Na ₂ O | 2,34 | 2,56 | 2,64 | 2,75 | 2,59 |
| K ₂ O | 0,22 | 0,33 | 0,52 | 0,37 | 0,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,12 | 0,15 | 0,16 | 0,17 |
| GLF | 1,52 | 1,54 | | 1,49 | 1,15 |

| Element | koronit | eklogit | Särv | Sarek |
|---------|---------|---------|-------|-------|
| Ce | 13 | 14 | 18 | 15 |
| Co | 65,4 | 65,8 | | |
| Cr | 272 | 296 | 183 | 216 |
| Eu | 1,42 | 1,50 | 1,26 | 1,28 |
| Hf | 2,7 | 2,9 | 2,4 | 2,7 |
| La | 5,1 | 5,6 | 8,9 | 6,5 |
| Lu | 0,59 | 0,61 | 0,38 | 0,40 |
| Nb | 11,57 | 10,57 | 14,20 | 10,79 |
| Nd | 10,3 | 13,3 | 11,5 | 10,6 |
| Rb | 10 | 14 | 15 | 16 |
| Sc | 53 | 51 | 35 | 39 |
| Sm | 3,9 | 4,1 | 3,5 | 4,0 |
| Sr | 170 | 179 | 238 | 233 |
| Ta | <0,2 | 0,37 | 0,56 | 0,37 |
| Tb | 0,96 | 1,01 | 0,66 | 0,74 |
| Th | <0,5 | <0,5 | 0,88 | 1,28 |
| Y | 36 | 37 | 27 | 31 |
| Yb | 3,56 | 3,79 | 2,50 | 2,61 |
| Zr | 101 | 110 | 92 | 112 |

Tabell 3. Medelvärden av analyser från Särv- Pieljekaise- och Sarekdiabaserna (GLF = Glödförlust). Analysdata från: Pieljekaise: Kulling (1982) samt från Solyom & Andréasson, opublicerat; Särv: Solyom & Andréasson (1985); Sarek: Andréasson m. fl. (1992).



Figur 21. Histogram över analysmedelvärdena i tabell 3.

Tabell 4. Lokal och analysnummer:

| <u>Lokalnummer</u> | <u>Analysnummer</u> | <u>Tabellnummer</u> |
|--------------------|---------------------|---------------------|
| 810 | KA 523 | E 521 |
| 813 | KA 517 | K 517 |
| 816 | KA 505 | K 505 |
| 817 | KA 506 | E 506 |
| 819 | KA 507 | K 507 |
| 820 | KA 510 | K 510 |
| 835 | KA 509 | K 509 |
| 886 | KA 511 | K 511 |

E=eklogit; K=koronit

Övriga kemiska analyser är gjorda på koronadiabaser och eklogiter utanför det undersökta området i figur 2.

Metamorfos

Berggrunden har genomgått en högtrycksmetamorf fas i eklogitfacies (tydlig i boudin nr 805), följt av retrogression i amfibolit- (syns i boudinerna 847 samt 822) och grönskifferfacies (822).

Retrogressionen har påverkat hela området och kan även spåras i omgivande kvartsit.

Eklogitmetamorfosen kan däremot inte påvisas i söder där basiterna är i det närmaste opåverkade diabaser.

Koronadiabaser

Koronadiabaser är diabaser, som omvandlats på så sätt att koronor av granat utbildats runt plagioklaskornen. I södra delen av området (figur 2) finns ett band av stora boudiner av koronadiabas (figur 22). Koronadiabaserna bevarar ofta ursprungliga magmatiska drag som t ex kylda kontakter (boudinerna 800, 804, 809, 816, 820, 830, 868, 880, 882 och 889) och inneslutningar av stycken av sidoberget (boudinerna 816, 867, figur 23). Två av dessa boudiner (800 och 816) provtogs systematiskt från kanterna in mot mitten. De yttersta 50-100 centimetrarna är i båda starkt omvandlade till granatamfibolit. Relikta magmatiska texturer, som t ex pyroxenfenokrister i ett finkornigt matrix, pekar på att intrusionerna har kvar sina ursprungliga kylda kontakter. Amfibolitiseringsgraden avtar gradvis mot mitten av boudinerna, där texturen är ofitisk och mineralen plagioklas, ortopyroxen, opaka mineral och accessorisk kalifältspat. Bergarten ser ut som en diabas, men pyroxenerna är något mörka (figur 24) pga att ilmenit har avblandats och har börjat vandra ut mot korngränserna. Koronor av granat har inte utvecklats i dessa båda boudiner.

I boudinerna 806 och 830 strax norr om 800 och 816 finns tydliga koronor av små idioblastiska granater som omger omvandlade plagioklaskorn (figur 25). Dessa boudiner innehåller förutom granat även hornblände, rutil, kvarts, hematit, titanit, epidot och ilmenit. Det som i stoff uppfattas som plagioklasfenokrister består av idioblastisk zoisit, kvarts och en gråmurrig massa av finkornig plagioklas. Rutil finns i grupper och växer på ilmenit och opaka mineral. Prov från koronadiabaserna närmast söder om eklogitgränsen (nr 804 och 841) har en liknande mineralogi med den skillnaden att de är ännu starkare amfibolitiserade.

I koronadiabaserna 823 och 828 finns inneslutningar av kontaktmetamorfa kalksilikatbergarter. Dessa innehåller ca 4-5mm långa amfibolkristaller i en karbonatrikt matrix och förutom hornblände även muskovit (el. flogopit), kvarts och hematit (figur 3).

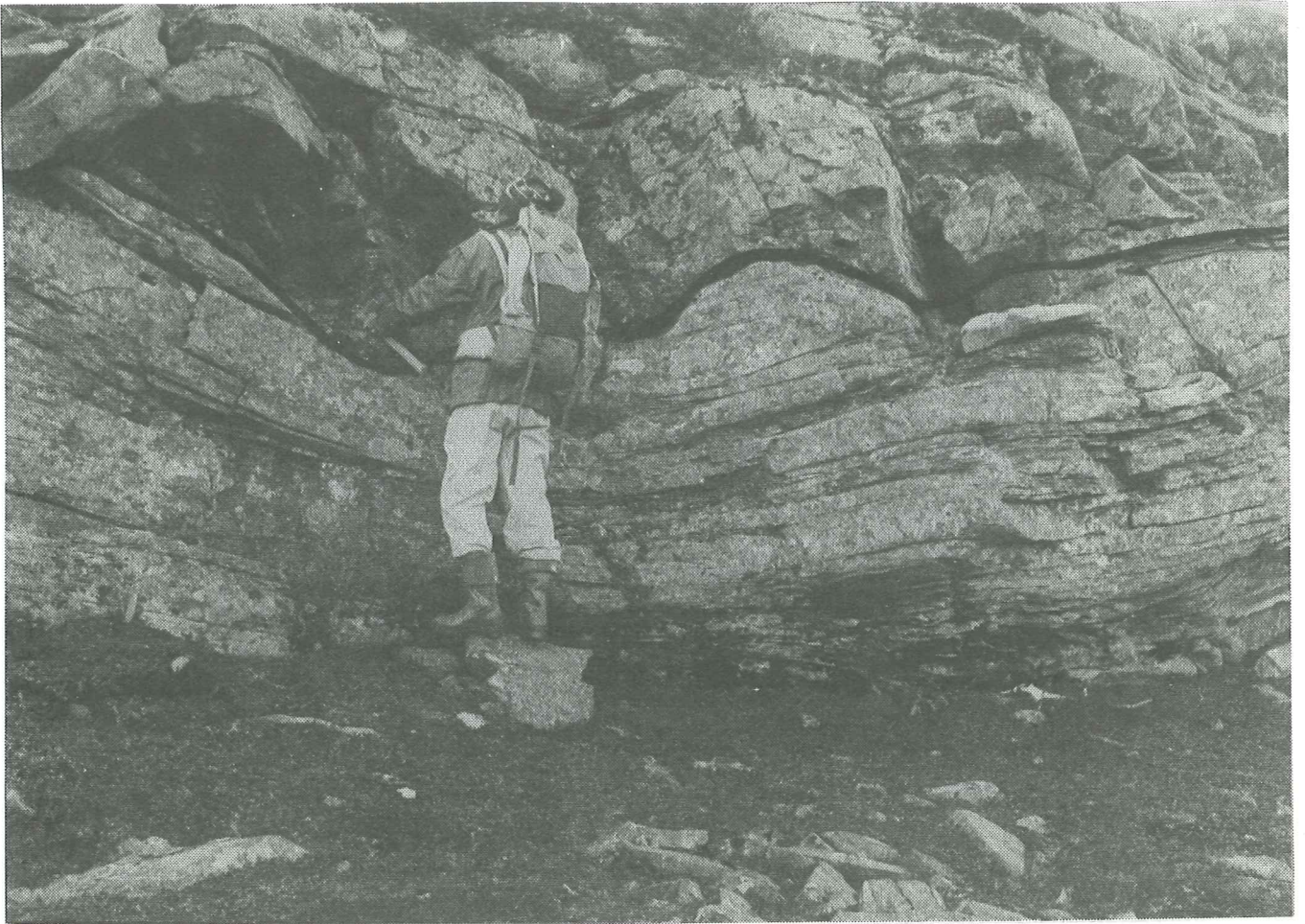
Eklogiter

Eklogiterna vid Grapesvare upphöjer sig topografiskt i förhållande till omgivande kvarsit. Detta kan bero på deras större motståndskraften mot vittring (figur 26). Eklogiterna i detta område har tidigare beskrivits av Andréasson m. fl. (1985) och Santallier (1988). De är gröna med röda granater ca 2-3 mm stora och mörka streck av hornblände. I tunnslip ser man i eklogiterna granat, omfacit, kvarts, pyroxen- och hornbländesymplektit, rutil, titanit, epidot, zoisit och hematit. Granaterna är ibland tillväxtzonerade på så sätt att det i mitten finns inneslutningar av kvarts och opaka mineral, medan kanterna är idioblastiska och fria från inneslutningar (figur 27). I kontakt med dessa finns omfacit. Granaternas utseende kan i vissa fall förklaras av att koronor av granat vuxit inåt och ersatt de plagioklaskorn som de tidigare inneslutit (Mörk, 1984). Eklogiterna nära eklogitgränsen är starkt retrogressivt omvandlade (847 och 848), man ser då att granaten och omfaciten brutits ned till symplektit. Där epidot bildar stråliga aggregat inne i kvartskornen (figur 28). De opaka mineralen kantas ofta av rutil samt titanit. Rutil förekommer även självständigt. De flesta av eklogiterna genomslås av ett oregelbundet nätverk av ca 2-5mm breda amfibolitiserade zoner. Bildningen av dessa kan inte relateras till någon deformationsfas inom området utan har bildats genom att eklogitkropparna har spruckit och givit vatten möjlighet att vandra in i sprickorna och där omvandla pyroxener till amfiboler (Charlotte Möller personligt meddelande).

Eklogitmetamorfosen daterades av Mörk m. fl. (1988) till 503 ± 14 Ma med Sm-Nd,-metoden på granat och omfacit, dvs till sent kambrium till tidigt ordovicium. De tryck- och temperaturer som eklogiterna har utsatts för är enligt Santalliér (1988) 19 Kbar samt 650° - 760° C. Någon tidigare metamorfos än den i eklogitfacies har inte kunnat urskiljas i eklogiterna.

Granatamfiboliter

Samtliga metabasiter är mer eller mindre amfibolitiserade. De större boudinerna är i kanterna omvandlade till granatamfibolit medan de mindre är helt amfibolitiserade. I övergångszonen mellan eklogit och koronadiabas finns en zon med små kroppar av granatamfibolit. De är i stoff svarta med ca 2-3mm stora granater. I tunnslip ser man granat, hornblände, kvarts, rutil, titanit, hematit, opaka mineral, plagioklas, zoisit, epidot, klinopyroxener och pennin. Rutilen omvandlas till titanit och bildar "öar"; halterna varierar. Granatamfiboliterna norr om eklogitgränsen är porfyroblastiska. De har större granater och högre halt av rutil och opaka mineral än granatamfiboliterna söder om eklogitgränsen (figur 29). De förstnämnda granatamfiboliterna är i stoff mycket lika eklogiterna men granaterna ligger i ett svart i stället för ett grönt matrix. Granatamfiboliterna söder om



Figur 22. Boudin av koronadiabas vid lokal 816.



Figur 23. Inneslutning av kvartsit i kanten på boudin nr 867 (koronadiabas).



Figur 24. Ofitisk textur i boudin nr 816 (skalstrecket motsvarar 1 mm).



Figur 25. Koronør av små granater i boudin nr 830 (skalstrecket motsvarar 1 mm).



Figur 26. Uppstickande eklogiter i närheten av lokal 850.



Figur 27. Idioblastisk granat i kontakt med omfacit (boudin nr 805:2, skalstrecket motsvarar 1 mm).



Figur 28. Stråliga aggregat av epidot i boudin nr 847 (skalstrecket motsvarar 1 mm).



Figur 29. Retrogradt omvandlad eklogitboudin (nr 914, skalstrecket motsvarar 1 mm).

eklogitgränsen har ofta kvar den ursprungliga koronatexturen där granat bildar koronor runt pseudomorfoser av plagioklaskorn. I vissa amfiboliter är granaterna spruckna och anfrätta av hornblände och epidot. I prov 894 finns även anhedral kvarts och biotit, troligtvis bildade vid den sista omvandlingen i grönskifferfacies (denna syns även i sidoberget). Längst ut i eklogitboudinernas kanter är granatamfiboliterna starkt folierade och de tidigare strukturerna helt utplånade. Krenulationsfoliation finns bl a i nr. 805:1. Hornblände från retrogressivt omvandlade eklogiter vid Grapesvare daterades av Dallmeyer och Gee (1986) med $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoden till 491 ± 8 Ma. Tidpunkten avspeglar enligt författarna den postmetamorfa avsvälningstemperaturen vid $500 \pm 25^\circ\text{C}$ då hornblände stängdes för Ar-diffusion.

Sidoberget inom området består av bandad fältspatkvartsit med varierande halt av glimmer. I de mer glimmerrika horisonterna har granat, epidot och zoisit bildats. Granaterna har därefter omvandlats till främst muskovit och biotiterna har ersatts av klorit. Stängningstemperaturen för Ar-diffusion i fengitisk muskovit ($400 \pm 25^\circ\text{C}$, baserat på Jäger, 1979) i sidoberget vid Grapesvare daterades av Dallmeyer och Gee (1986) till 436 ± 7 Ma, respektive 444 ± 7 med $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -metoden och ger en ungefärlig ålder för områdets upplyftning genom 400° -isotermen.

Diskussion

Eftersom det inte finns några tektoniska zoner mellan eklogiterna och koronadiabaserna kan dessa bergarter inte tillhöra olika skollor.

Sidoberget förändras inte vid övergången från koronadiabas till eklogit. Deformationsgraden samt inslaget av OH-förande mineral ökar först norr om eklogitgränsen. Eklogitseringen kan således inte främst förklaras med ökande deformation och/eller ökande vattenhalt i sidoberget.

Närvaron av primära strukturer såsom kylda kontakter samt inneslutningar av brottstycken ur sidoberget tyder på att koronadiabaserna befinner sig *in situ*. Ursprungliga magmatiska strukturer har inte hittats i eklogiterna. förkastningar inom området är troligtvis sent bildade och påverkar inte fördelningen av metabasiter.

Koronadiabaserna och eklogiterna är kemiskt mycket lika varandra både ifråga om spår- och huvudelement. Lantanidmönstren är identiska. Likheten gör att eklogiterna och koronadiabaserna bör ha samma protolit. Den kemiska sammansättningen verkar inte ha påverkats av eklogitseringen.

Eklogiterna och koronadiabaserna i sin tur liknar kemiskt Sarek- samt Särvidiabaserna. Medelvärdeskurvorna av lantanidanalyserna för de sistnämnda bergarterna faller inom spridningsfältet för analyserna av koronadiabaserna och eklogiterna. I diskrimineringsdiagrammen för magmatektoniskt ursprung är analyserna, som tidigare påpekats, samlade utom i Hf/3-Th-Ta-diagrammet där de sprider något hos både eklogiter och koronadiabaser. I detta diagram finner man även den största spridningen mellan de olika grupperna. Särvid- och Sarekdiabaserna samt Grapesvaremetabasiterna plottar där i olika fält. Sarekdiabaserna liksom en del av Grapesvaremetabasiterna faller inom fältet för kolliderande plattkant.

Baserat på huvudelement och immobilspårelement anser (Kullerud och Stephens, 1990) att även metabasiterna i Tsäkokklinsen liknar övriga Seveemetabasiter. Alla har en sammansättning med en dragning åt E-MORB. Det vore därför intressant att analysera även lantanidhalterna hos Tsäkokkmetabasiterna för att säkrare kunna fastställa om så verkligen är fallet.

Sammanfattning

1. Eklogiter och koronadiabaser omges av likadant sidoberg och åtskiljes inte av några tektoniska zoner. De tillhör således samma skolla.
2. Övergångszonen mellan koronadiabas och eklogit är ca 200 m bred och metabasiter i denna zon är helt amfibolitiserade.
3. Metabasiternas kylda kontakter samt inneslutningar av sidoberget pekar på att de befinner sig *in situ* i betydelsen att de inte tektoniskt intransporterats från manteln.
4. Deformationsgraden skiljer sig inte åt på olika sidor om eklogitgränsen.
5. Grapesvareeklogiterna, koronadiabaserna, Pieljekaise-, Sarek- och Särvidiabaserna samt Tsäkokkmetabasiterna har alla liknande huvudelementkemi. Spår- och lantanidmönstren är mycket lika för Grapesvareeklogiterna, koronadiabaserna samt de tholeiitiska Sarek- och Särvidiabaserna. För de övriga bergarterna är lantaniderna inte analyserade. Det magmatektoniska ursprunget varierar mellan E- och N-MORB.
6. Den kemiska sammansättningen tycks inte ha påverkats av eklogitiseringsprocessen.

Tack till:

-P-G som är min handledare för alla råd och hjälp i fält, utvärdering av analyser samt synpunkter vid skrivandet,

- Joachim som var min medhjälpare i fält, och bl a bar alla stuffer,
 - Zoltan för den intressanta och ingående förklaringen av spårelementanalyserna,
 - Ingrid som utförde analyserna,
 - Lina som tillverkade mina tunnslip,
 - Lotta som gav mig hjälp och tips vid utvärdering och skrivande,
- Dessutom tackar jag alla andra som på något sätt hjälpt mig färdigställa denna uppsats.

Referenser

- Andréasson P.G., Gee, D.G., Sukotji, S. 1985: Seve eclogites in the Norrbotten Caledonides, Sweden. *I: Gee, D.G., Sturt, B.A. 1985: The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas.* 135-159 Wiley & Sons, Chichester.
- Andréasson P.G., Johansson, I., Solyom, Z., Svenningsen, O. 1992: Mafic dyke swarms of the Baltica-Iapetus transition, Seve Nappe Complex of the Sarek Mts., Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 114. 31-45.
- Claesson, S., Roddick, J.C., 1983: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on the age and metamorphism of the Ottfjäll dolerites, Särsvappan, Swedish Caledonides. *Lithos* 16, 61-73.
- Dallmeyer, R.D., Gee, D.G. 1986: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline: Implications for a polyphase Caledonian orogenic evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 97. 26-34.
- Gee, D.G, Kumpulainen, R., Roberts, D., Stephens, M.B. Thon, A. Zachrisson, E., 1985: Scandinavian Caledonides: Tectonostratigraphic Map. *Sveriges Geologiska Undersökning* Ba 35.
- Henderson, P. 1984: *Rare Earth Element Geochemistry.* Elsevier, London 510 pp.
- Jäger, E. 1979: Introduction to Geochronology. *I: Jäger, E. och Hunziker J.C. (red.) Lectures in Isotope Geology: Berlin, Springer-Verlag, 1-12.*
- Kullerud, K., Zachrisson, E. Stephens, M.B., 1990: Pillow lavas and high level intrusions as protoliths for eclogites, Tsäkkokk lens (Seve Nappes), north central Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 1-10.
- Kullerud, K., Stephens, M.B. (in press): Tectonometamorphic evolution of the Seve eclogites of the Tsäkkokk Lens (Seve Nappes), southern Norrbotten Caledonides, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology.*
- Kulling, O. 1982: Översikt över södra Norrbottenfjällens Kaledonberggrund. *Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ba, 26, 295 pp.*
- Meschede, M. 1986: A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 208-18.
- Mørk, M.B.E. 1984: A Gabbro to Eclogite transition on Flemsøy, Sunnmøre, western Norway. *Chemical Geology*, 50. 283-310.
- Mørk, M.B.E., Kullerud, K., Stabel, A. 1988: Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden - Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99. 344-351
- Nordgren, M. 1987: Deformation Structures in the trailing part of a Seve Lens, Maddåive, Scandinavian Caledonides. *Öpublicerad avhandling, Geologisk Centralinstitut, Köpenhamns universitet.* 140 pp.
- Pearce, J.A. 1983: The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. *I: Hakesworth, C.J. and Norry, N.J. (red.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* 230-249
- Pearce, J.A. & Cann, J. R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.

- Roermund, H.L.M, van . 1981: Structure and metamorphism of the Seve Nappe Complex in northern Jämtland and southern Västerbotten, Sweden: an improved tectonic model. *Earth Science Department, Ecole Normale Supérieure de Lyon*, 29 pp.
- Santallier, D.S. 1988: Mineralogy and crystallization of the Seve eclogites in the Vuoggatjålme area, Swedish Caledonides of Norrbotten. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 110, 89-98.
- Solyom, Z. Gorbatshev, R., Johansson I. 1979: The Ottfjället dolerites. Geochemistry of the dyke swarm in relation to the geodynamics of the Caledonide orogen of Central Scandinavia. *Sveriges geologiska undersökning C 756*, 1-38.
- Solyom, Z., Andréasson, P-G., Johansson, I., Hedvall, R. 1984: Petrochemistry of late Proterozoic rift volcanism in Scandinavia I: The Blekinge-Dalarna Dolerites (BDD) - volcanism in a failed arm of Iapetus? *Lund Publications in Geology* 23, 56 pp.
- Solyom, Z., Andréasson, P-G. 1985: Petrochemistry of late Proterozoic rift volcanism in Scandinavia: II: The Särvi Dolerites (SD) - volcanism in the constructive arm of Iapetus. *Lund Publications in Geology* 35, 42 pp.
- Skjernaa, L. 1989: Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. *Journal of Structural Geology* 11, 689-703.
- Wilson, M. 1989: *Igneous Petrogenesis - A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London 466pp.
- Wood, D.A., Joron, J.L. & Treuil, M. 1979: A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planetary Science Letters* 45, 326-36.
- Yardley, B.W.D. 1989: *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Earth Science Series, New York 284 pp.
- Zackrisson, E. & Stephens, M.B. 1984: Mega-structures within the Seve Nappes, southern Norrbotten Caledonides, Sweden. *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution* 255, p. 241

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

7. Helldén, J., Nilsson, A.-G.: Undersökning av den baltiska moränleran vid Svalöv, NV-Skåne. 1985.
8. Persson, K.: Kobolt i pyrit från Kiruna Järnmalmsgruva. 1985.
9. Ekström, J.: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslerorna i Skåne. 1985.
10. Säll, E.: Neobeyrichia from the Silurian of Bjärsjölagård. 1986.
11. Markholm, C.-O.: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie. 1986.
12. Hellström, C.: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan O. Silberg och Vallberget, Dalarna. 1986.
13. Öhman, E.: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskeratofyr i Kiirunavaara-gruvan. 1986.
14. Holmberg, G., Johansson, L.: Sedimentologisk undersökning av de övre glacifluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne. 1986.
15. Thuning, B., Linderson, H.: Stratigrafi och överplöjning i Bussjöområdet, Ystad. 1986.
16. Bergstedt, E., Lööf, A.I.: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, A.: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.
18. Andrésdóttir, A.: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, K.: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, K.: Alkalisering vid konstgjord infiltration : En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, B.: Granitförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.
22. Utgår.
23. Hammarlund, D.: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, C.: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd. 1988.

25. Jerre, F.: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.
26. Svensson, E.: Upper Triassic depositional environments at Lunom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, V.: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, A.: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, M.: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, M.: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, L.: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
32. Månsson, A.: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides. 1990.
33. Lagerås, P.: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.
34. Rundgren, M.: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland. 1991.
35. Björkman, L.: Vegetationshistorisk undersökning av en förhistorisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland. 1991.
36. Holmström, P., Möller, P., Svensson, M.: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe. 1991.
37. Barnekow, L.: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafimetoderna för kornstorleksanalyser. 1991.
38. Ask, R.: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden. 1992.
39. Leander, P., Persson, C.: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg. 1992.
40. Mannerstrand, M.: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige. 1992.
41. Johansson, P.: Moränstratigrafisk undersökning i kustklintar, NV Polen. 1992.