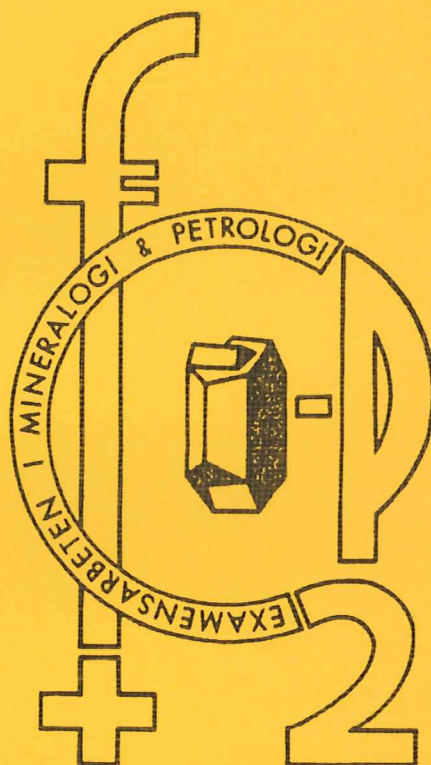


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Berggrundsgeologi

2003 -08- 2 5



Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineralkemi och genes

Helena Näsström

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600956838

Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 164

Innehållsförteckning

Svensk sammanfattning	2
English Abstract.....	3
Inledning	4
Geologi i området	4
Material och metod.....	6
Fältbeskrivning	6
Makroskopisk beskrivning av klotbergarten.....	8
Mikroskopisk beskrivning	10
Mineralkemi	13
Klotbergarten	15
Omgivande bergart "matrix utan klot"	17
Diskussion.....	17
Slutsatser	23
Referenser	24
Appendix 1	26
Appendix 2.....	35
Appendix 3.....	36

Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland

- mineral kemi och genes

Näsström, H., 2003: Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet – Berggrundsgeologi, Nr 164, 1-39

I Slättemossa, Hultsfreds kommun, Kalmar län förekommer två hållar som båda är mindre än 20 m². De består av en så kallad klotbergart (orbicular rock). Bergarten är klassad som monzodiorit till diorit och består av klot, som ligger tätt i ett matrix. Kloten är uppbyggda av en medelkornig kärna omgiven av tre finkorniga skal; ett inre mörkt, ett mellanliggande ljust och ett yttre mörkt skal. Matrix är medelkornigt och liknar så väl i utseende som i sammansättning kärnan. Fältspaten är i hela klotbergarten, framförallt i det ljusa skalet, fyllosilikatomvandlad.

Det finns många förslag till bildningar av klotbergarter; både magmatiska och metamorfa bildningsmekanismer har föreslagits. Resultatet av denna undersökning visar att klotbergarten i Slättemossa har ett magmatiskt ursprung. Klotbergarter är sällsynta och har i allmänhet en mycket begränsad utbredning, vilket tyder på att klotbergarter är mycket lokala fenomen och att de processer, som leder till dess bildning är udda.

Kornstorleksskillnaden mellan skalen respektive kärnan och matrix tyder på att kristallisationsförhållandet förändrats i bergarten under dess bildning. I skalen finns tecken på underkyllning, vilket tyder på ändrade tryckförhållanden. Denna underkyllning måste också kopplas till tillgång på vatten för att förklara omvandlingen i klotbergarten. En möjlig bildningsmodell skulle kunna vara en lokal tryckavlastning i samband med ett vulkanutbrott eller en "caldera subsidence". Detta leder till vattenavgång vilket medför omvandling av fältspaten samtidigt med en kraftig underkyllning. Man kan tala om en skorstenseffekt.

Slättemossa, klotbergart, magmatisk, underkyllning, vulkanutbrott, caldera subsidence

Orbicular diorite at Slättemossa, central Småland - mineralchemistry and genesis

Näsström, H., 2003: Klottedioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineralkemi och genes. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet – Berggrundsgeologi, Nr 164, 1-39

At Slättemossa, Hultsfreds kommun, Kalmar län, Sweden two outcrops of orbicular rock occur. Both are smaller than 20 m². The rock is classified as a monzodiorite to diorite; it contains closely spread orbicules in a matrix. The orbicules are made up of a medium-grained core surrounded by three fine-grained shells: an inner dark shell, a light shell and an outer dark shell. The matrix is medium-grained and similar to the core in composition and in appearance. Feldspars in the orbicular rock, especially in the light shell, are altered to phyllosilicates.

There are several models to explain how orbicular rocks form; the models are both magmatic and metamorphic. The results of this study show that the Slättemossa rock is magmatic in origin. Orbicular rocks are rare and always occur in small volumes, a few 100 m³, thus orbicular rocks are local phenomena and the processes leading to them are rare.

Differences in grain size of the shells compared to that of cores and matrix indicate a change in crystallization condition during the formation of the rock. In the shells, there are signs of supercooling indicating a change of pressure. A supercooling linked to water release from the magma explains the alterations in the orbicular rock. A decrease in pressure at a volcano eruption or caused by a "caldera subsidence" would be a possible model for the origin of this orbicular rock

Slättemossa, Sweden, orbicular rock, magmatic, supercooling, volcanic eruption, caldera subsidence

Inledning

Klot (orbicules) bestående av en kärna omgiven av ett eller flera skal i ett matrix förekommer i alla typer av magmatiska bergarter, men förekomsterna är alltid mycket begränsade och ofta associerade till gångar. De begränsade förekomsterna tyder på att de processer som leder till att klot bildas inte är särskilt vanliga och dessutom lokala.

Klotbergarter finns beskrivna sedan 1800-talet, men någon allena rådande teori till hur de bildats finns inte. De två huvudsakliga inriktningarna är bildning genom magmatiska processer (se t.ex. Enz *et al*, 1979 och 1980, Vernon, 1985, Owen, 1991 och 1992, Ort, 1992, Meyer, 1997 och Decitre *et al*, 2002) och bildning genom metasomatos (se t.ex. Conybeare, 1951, Simonen, 1966, Thompson och Giles, 1974 och 1980). Elliston (1984) föreslår ytterligare en modell som bygger på metamorfos av hydrosilikataggregat.

Klotbergarten i Slättemossa kallas allmänt klotgranit men är egentligen en kvartsmonzodiorit till diorit. Den finns omnämnd redan av Holst & Eichstädt (1884) och av Bäckström (1894). Kloten består av en kärna och tre välutvecklade, omväxlande ljusa och mörka skal.

Uppgiften i examensarbetet är att:

- makroskopiskt och mikroskopiskt beskriva bergarten i Slättemossa
- mineralkemiskt beskriva bergarten i Slättemossa
- jämföra slättemossabergarten med andra kända klotbergarter
- studera de bildningsmodeller som finns och där det är möjligt testa dessa på bergarten från Slättemossa och därmed ge ett bidrag till diskussionen om klotbergarters bildning

Geologi i området

Slättemossa ligger inom Smålandsgranitområdet (fig 1), som utgör en del av det transskandinaviska magmatiska bältet (TIB). TIB-bergarterna delas in i två grupper (Åhäll & Larson, 2000). Den första gruppen, TIB1, är 1,81-1,77 Ga och förekommer i hela Småland, utom närmast Protoginonen. Längre i väster och norr finns en andra TIB-grupp med åldrar mellan 1,72 och 1,66 Ga. De flesta bergarterna har en syenitisk till monzo-

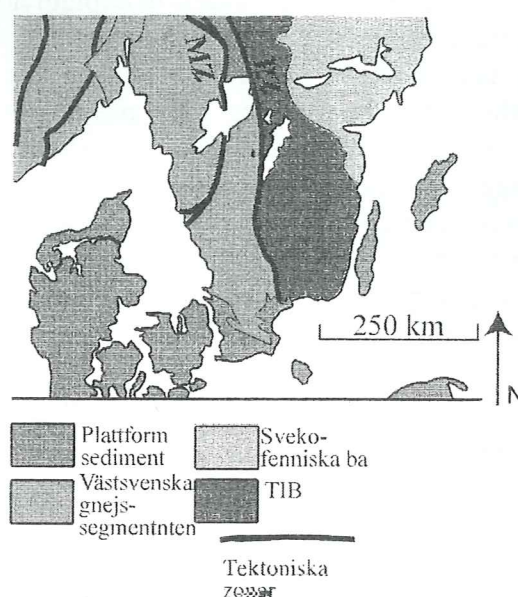


Fig. 1 Karta över södra Sverige. Slättemossa ligger inom TIB-området.

nitisk trend. Gruppen innehåller också felsiska vulkaniter och gabbro. Det förekommer flera generationer av gångar i området, så väl diabaser som felsiska och sammansatta gångar.

Inte långt ifrån Slättemossa (fig 2) ligger Oskarshamn-Jönköpingsbältet med äldre bergarter, vilka består av mafiska vulkaniter, klastiska sediment och granitoider. Ca 1 km söder om Slättemossalokalen finns en förkastning som skiljer smålandsgraniterna från de äldre bergarterna (Lindh, 2002). Förkastningen har lett till rörelser varför det inte är känt hur klotbergarten ursprungligen legat.

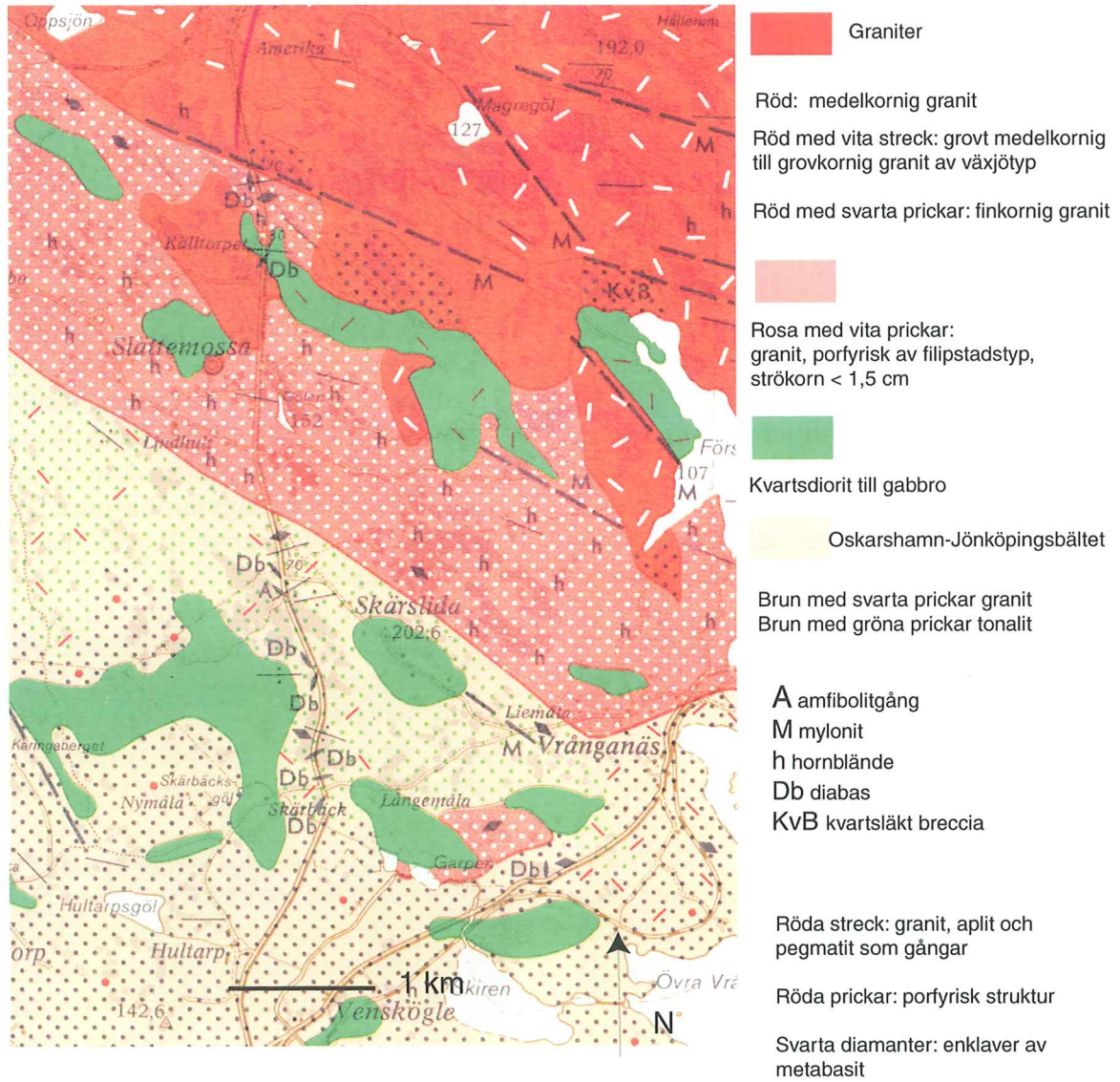


Fig.2 Karta över Slättemossa och närliggande område (Persson, 1989)

Material och metod

Materialet består av ett tiotal stuffer från två hållar i Slättemossa. Stufferna har sågats till tjugo tunnslip.

Fältundersökning av de två hållarna i Slättemossa utfördes under en dag. Klot och omgivande matrix studerades med avseende på fördelning mellan klot och matrix, klotens storlek och uppbyggnad, kontakter inom och mellan klot samt mellan klot och matrix. Dessutom studerades den omgivande bergarten.

En makroskopisk undersökning av stufferna genomfördes för att bestämma skalens bredd, kornstorlek, mineralinnehåll, kontakter mellan skalen, brottstrukturer på skalen och deformation av kloten.

Mikroskopiska undersökningar gjordes för att bestämma mineralsammansättningen i matrix, de olika skalen samt kärnan. Dessutom undersöktes texturella variationer, korngränser, inklusionsmönster, zoner och mineralsammanväxningar. Även i mikroskopisk skala studerades kontakter mellan skalen och brott i skalstrukturen.

En mineralkemisk undersökning gjordes i ett svepelektronmikroskop med energidispersiv röntgenanalys för att bestämma den kemiska sammansättningen av alla huvudfaser, identifiera faser som ej identifierats i mikroskop, jämföra den kemiska sammansättningen hos faserna från kärnan, genom skalen och ut i matrix samt mellan olika klot.

Fältbeskrivning

Klotbergarten i Slättemossa, Hultsfreds kommun, Kalmar län, består av två blottade hållar, vilka ligger ca 50 meter ifrån varandra. I trakten finns inga andra kända förekomster av klotbergarter. De två hållarnas tektoniska riktningar skiljer sig något åt och det är möjligt att klotbergarten inte är en sammanhängande förekomst utan två mindre. Variationen i de tektoniska riktningarna skulle emellertid också kunna bero på att det finns en förkastning mellan hållarna. Blottningen av den första hållen (häll 1, koordinater i

rikets nät 6361850/1487748,) mäter ca 8×2 meter. Häll 1 saknar blottade kontakter mot den omgivande bergarten, men en mindre håll av denna ligger mindre än 3 meter från klothällen. Den omgivande bergarten påminner om en normal smålandsgranit, men den innehåller mindre kvarts och har en sammansättning som är nära monzonitisk.

I häll 1 (fig 3) ligger kloten mycket tätt, avståndet mellan dem är ofta mindre än 5 mm. I östra delen är flertalet klot sfäriska. Det "normalstora" klotets diameter är ca 7 cm, men det finns också små klot med en diameter av ca 3-4 cm och stora klot med 10 centimeters diameter. Förutom sfäriska klot förekommer också deformerade klot (normalklotet får då en längd av 8-9 cm och en bredd av 5-6 cm). Särskilt kring en mafisk enklav har kloten deformerats. På ett ställe tycks magman ha intruderat sig själv innan den kristalliserat och deformerat ett klot.

I västra delen av hållen (fig 4) är de flesta klot utdragna, alla i samma riktning (N85°E). Här ligger kloten ofta kant i kant och påverkar då varandra genom att ändarna ofta blir spetsiga. Däremot bryts de aldrig sönder. De största kloten mäter här ungefär 14×7 cm.

Häll 2 (6361815/1487711) ligger ca 50 meter sydväst om häll 1. Hällen är ca 20 m² stor. Inte heller här syns någon kontakt mot omgivande smålandsgranit, men hållar av denna finns 150 meter norr och 100 meter söder om häll 2. Däremot syns i alla riktningar en oregelbunden kontakt mellan klotbergarten och vad som ser ut som matrix utan klot. Övergången mellan klotbergartens matrix och "matrix utan klot" är plötslig (fig 5). I västra delen är kloten deformerade mot kontakten. De flesta klot är av normalstorlek, men det finns också ett jätteklot ca 25×15 cm. Jätteklotet har samma antal skal som övriga klot, men dessa är ovanligt tunna och kärnan blir därmed mycket större än normalt. Det ljusa skalet är <5 mm jämfört med ca 10 mm hos normalkloten. Det finns ytterligare

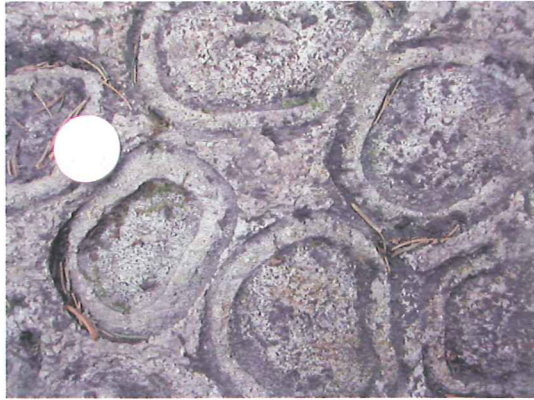


Fig. 3 Sfäriska klot från håll 1, längst åt öster.

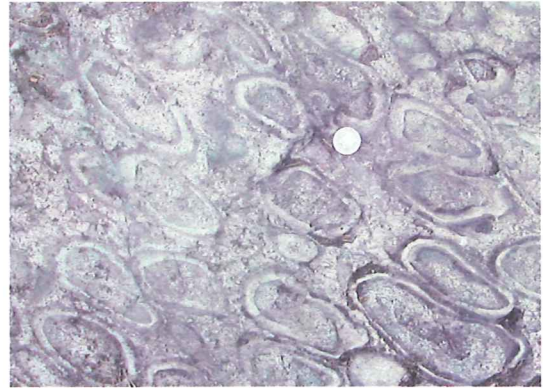


Fig. 4 Deformerade klot från håll 1, längre åt väster.

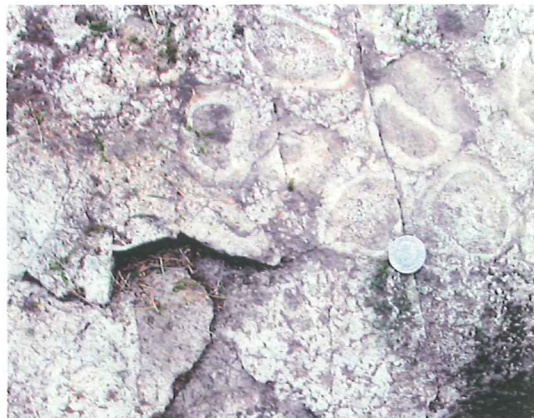


Fig. 5 Kontakten mellan klotbergarten och den omgivande bergarten i håll 2.



Fig. 6 Jätteklot på toppen av håll 2.

några mycket stora klot på toppen av håll 2. De har alla mycket tunna skal och en förhållandevis stor kärna. I de normalstora kloten är skaltjockleken inte proportionerlig mot klotens storlek.

I östra delen av håll 2 är kloten sfäriska även vid den snabba övergången mellan matrix och "matrix utan klot". Vid kontakten sitter en mafisk enklav, kring vilken intilliggande klot deformerats. En sen (postglacial?) spricka slår genom kontakten.

På toppen av hällen är kloten oregelbundna. Här finns flera mycket stora klot (fig 6), som ofta är utdragna till en längd av 25 cm och bredd 10 cm. Liksom hos andra jätteklot är skalerna ovanligt tunna. Även här finns ett tydligt mönster av sena sprickor. Sprickorna går i olika riktningar, vilket tyder på att det handlar om flera generationer.

Det finns ingen synlig kontakt mellan "matrix utan klot" och den omgivande bergarten, en kvartsfattig smålandsgranit (troligen en kvartsmonzonit), men den senare syns i en mindre håll (håll 3) ca 20 meter sydost om håll 2. Ytterligare ca 80 meter åt sydost ligger en betydligt större håll, håll 4 (6361697/1487787). Bergarten innehåller betydligt mindre kvarts än den normala smålandsgraniten och de kvartskorn som finns är mycket små. Andra kännetecken hos bergarten är att den är hornbländeförande.

Makroskopisk beskrivning av klotbergarten

Kloten består av en kärna och omväxlande ljusa och mörka skal (fig 7). De är ursprungligen sfäriska, men flera av kloten har deformerats och dragits ut. Ett typiskt klot har i odeformerat skick en diameter av mellan 5 och 10 cm. I mitten av klotet finns en kärna vars diameter är mellan 2 och 5 cm. Resten av klotet utgörs av tre finkorniga skal. Det innersta skalet är mörkt, därefter följer ett ljust skal och det yttersta skalet är mörkt. Det ljusa skalet är särskilt i de sfäriska kloten svagt radial-

stråligt och även i kärnan visar fältspaterna ibland en svag radialstrålighet.

Mellan kloten finns ett medelkornigt matrix, vilket till sin sammansättning påminner om kärnan. I matrix finns en viss enhetlig orientering, som inte stämmer med klotens orientering och som förekommer även där dessa inte är deformerade. Avståndet mellan två klot är vanligen mindre än 5 mm och det finns också klot som ligger direkt mot varandra. Dessa klot tycks dock inte påverka varandra. Klot som deformerats är utdragna och spetsiga i ändarna, där skalerna förtjockas (fig 8). På en vittrad yta syns kärnan och särskilt det ljusa lagret som uppstående, medan de två mörka skalerna är utvittrade i högre grad.

Innerst i kloten finns en ljus kärna. Färgen är vanligen grå, med en svag röd skiftning i vissa kristaller; en del kärnor har en starkare rödfärgning. Denna rödfärgning beror troligen på hematit pigment. Kärnan är medelkornig och består i sin innersta del av nästan bara stora fältspatkristaller. De största är upp till 10 mm. I några kärnor finns även kvarts. Det förekommer bara enstaka mörka mineral, företrädesvis hornblände, men också biotit. Längden hos de största mäter 1-2 mm. I vissa kärnor är halten av mörka mineral något större än i den "normala kärnan".

Andelen mörka mineral ökar gradvis under ca 5 mm i den yttre delen av kärnan mot ett mörkt, finkornigt skal. Gränsen är undulerande men skarp i sfäriska klot. I deformerade klot är gränsen svårare att definiera. Det mörka skalet är ca 3-8 mm brett, men skalets bredd varierar från klot till klot. Då kloten dragits ut blir skalerna förtjockade i ändarna.

På grund av finkornigheten i skalet är det svårt att urskilja enskilda mineral, men ibland kan dock enstaka kantiga, millimeterstora biotitkristaller urskiljas. Förutom de mörka mineralen består skalet av fältspat.

Det mörka skalet övergår med en tydlig gräns i ett ljust skal, vars tjocklek

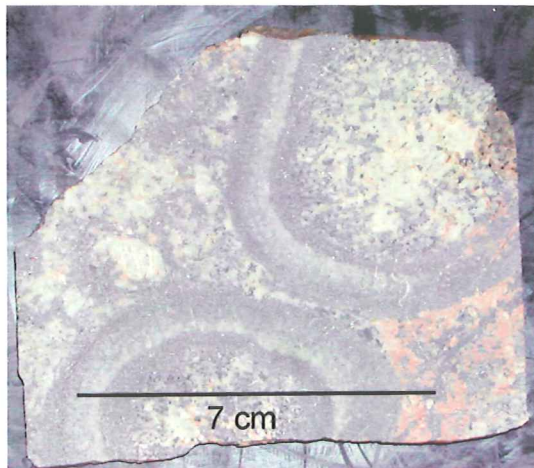
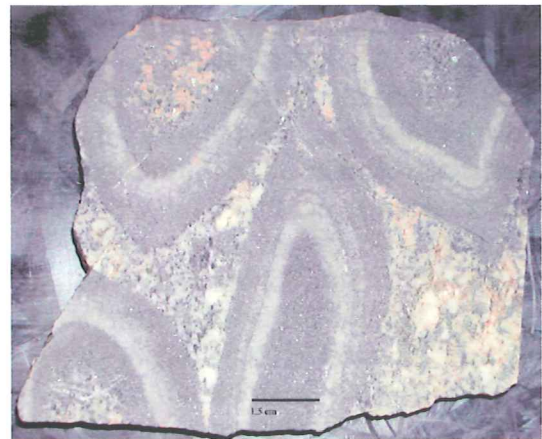


Fig 7 Sfäriska klot bestående av en medelkornig kärna omgiven av tre finkorniga skal liggande i ett medelkornigt matrix.



Figur 8 Deformerade klot

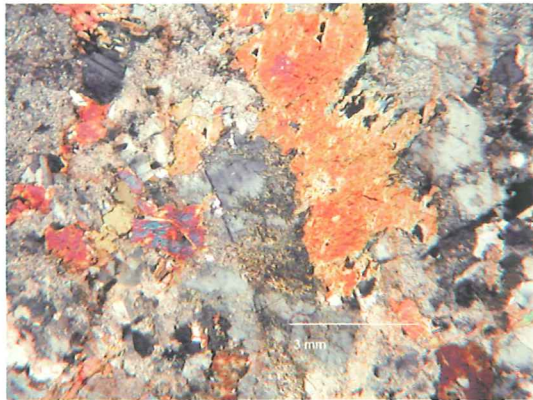


Fig 9 Kärnan är medelkornig och består till största del av omvandlad fältspat och amfibol.

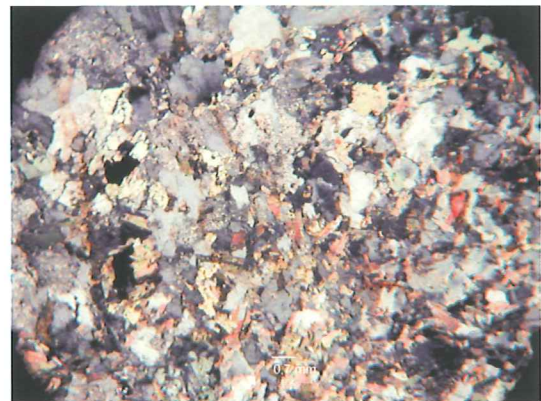


Fig 10 Övergången från kärnan (i övre vänstra hörnet) till det inre mörka skalet (i nedre högra hörnet) är gradvis.

varierar mellan 2 och 10 mm. Det ljusa skalet är finkornigt och enskilda korn är svåra att urskilja. Färgen är grå med svaga röda toner. Skalet är något mörkare i färgen än kärnan, kanske på grund av att det är finkornigare. De få mörka mineralkristallerna är ansamlade till ett eller flera ofullständiga, mycket tunna mörka band i det ljusa skalet. De går emellertid bara att urskilja som några få enskilda kristaller (0,5 mm i fyrkant). Till största del består skalet av fältspater, vilka främst i sfäriska klot är stråliga in i det yttre mörka skalet.

Det ljusa skalet följs av ett mörkt skal. Gränsen mellan de två skalen är liksom gränsen mellan kärnan och det inre mörka skalet oskarp. Skalet påminner om det tidigare mörka skalet, dvs. det är mörkgrått och finkornigt. Det är bara enstaka, biotitkristaller som kan urskiljas makroskopiskt. Kristallerna är kantiga och mindre än 1 mm stora. Skalets tjocklek varierar mellan 3 och 8 mm.

Det mörka skalets yttre gräns mot matrix är ibland ojämn men tydlig. Matrix är till den dominerande delen ljusgrått med en svagt röd ton. I en stuff är rödfärgningen i den ena kanten betydligt starkare än hos matrix i övrigt och den röda färgen sträcker sig in i klotet på denna kant. Ansamlat i vissa områden uppträder ett mörkt mineral, troligtvis biotit, som flagiga, kantiga kristaller. Av dessa är enstaka större (1×2 mm, 2×3 mm). Tillsammans med biotit förekommer även hornblände. De ljusa mineralen utgörs främst av fältspater, men även kvarts förekommer ibland. Fältspatkristallerna är stora (7×10, 9×5 mm) gråa, ibland svagt röda. Den största kristallen (om det är en enskild kristall) mäter 15×9 mm. Kornstorleken inom matrix varierar. Inom vissa områden har mycket stora korn ansamlats, medan andra områden innehåller betydligt mindre korn. I matrix finns också på några ställen centimeterstora "fläckar" där mörka mineral ansamlats.

I en stuff skiljer sig ett av kloten från det vanliga mönstret. Kärnan är mörkgrå och finkornig. Utanpå kärnan följer med en

ojämn gräns ett grått, finkornigt skal. Skalet kan eventuellt bestå av två ljusa skal med en mm-bred mörk rand emellan. Den inre delen av det ljusa skalet är 4 mm tjock, den yttre 2-3 mm. Utanför det tunna ljusa skalet finns ett yttersta mörkt skal, ca 5 mm brett. Det yttersta mörka skalets gräns mot matrix är däremot ganska skarp. Matrix är medelkornigt, grått med svaga röda toner hos vissa fältspatkristaller. Ansamlingen av mörka mineral är inte lika tydlig som i tidigare beskrivna klot. Enstaka stora (2-3 mm) mörka biotitkristaller förekommer. Kloten i stuffen är deformerade. Kanske är klotet skuret så att det som ser ut att vara kärnan egentligen är det inre mörka skalet.

Mikroskopisk beskrivning

Kärnan (fig 9) är medelkornig och består till största del av fältspat, mestadels plagioklas. Fältspaten är vanligen ca 3×5 mm stor, men det förekommer också mer långsträckta kristaller med en längd av upp till 10 mm och bredd runt 3 mm. Den mesta fältspaten är omvandlad, men det finns även oomvandlade fältspatkristaller, vilka för det mesta har albittvillingar. Kalifältspat med mikroklintvillingar syns som enstaka småkorn. Bara i en av de undersökta kärnorna förekommer ett större mikroklinkorn (4×8 mm). Tillsammans med fältspaten uppträder ofta små, ibland även större, kvartskorn. Kvartskornen utgör < 10 % av kärnans mineralinnehåll, men uppträdandet är fläckvist. Flera kvartskorn kan ligga samlade inom ett mindre område medan kärnan i övrigt är kvartsfri.

De mörka mineralen, som utgör 10 – 15 % av kärnans mineralinnehåll, domineras av amfibol (hornblände). Amfibolerna är stora upp till 3×4 mm, men vanligen 2×2 mm. De ökar i mängd från kärnans mitt utåt mot det mörka skalet. Oftast är de pleokroiskt mörkt grönbruna (stort Fe-innehåll), men det finns också amfiboler med en ovanlig, blågrön egenfärg. Det är vanligt att amfibolerna är omvandlade och många av dem innehåller

inklusioner av kvarts och fältspat. Tillsammans med amfibolen förekommer biotit, som i ett slip är böjd. Ofta omges biotitkornen av kanter av amfibol. De mörka mineralen är i en del slip starkt kloritiserade.

I kärnan uppträder epidot i två former, dels som större (1x2 mm), prismatiska kristaller, dels som mindre runda eller droppformade kristaller. De små epidotkristallerna förekommer ofta tillsammans med amfibol, i kanten av dessa, särskilt om amfibolen är omvandlad. Ett annat accessoriskt mineral i kärnan är zirkon.

Övergången från kärnan till det mörka skalet (fig 10), där mer än 1/3 av mineralinnehållet utgörs av amfibol och biotit, är gradvis. Kornstorleken minskar och mängden mörka mineral ökar över en ca 5 mm bred zon. Fältspaten i det mörka skalet är 0,5x1 mm stor och amfibolen 0,5x0,8 mm. I det inre mörka skalet (fig 11) är inte omvandlingen av fältspaten lika stark som i kärnan. Även enstaka helt oomvandlade plagioklaskristaller (ofta med tunna albitvillingar) finns. Tillsammans med fältspaten uppträder enstaka kvartskorn.

Liksom i kärnan är amfibolerna ofta omvandlade och biotitkornen har kanter av amfibol. Även kloritomvandlingen är stark i vissa slip. Det finkorniga mörka skalet är inte lika tydligt i alla slip. På ett ställe verkar det saknas eller kan inte urskiljas på grund av att övergången från kärnan är så gradvis.

Det mörka skalet övergår i ett ljust skal (fig 12). Denna övergång är inte gradvis, som övergången mellan kärnan och det mörka skalet, utan ganska skarp. Gränsen är inte jämn, utan den tydliga fältspatsomvandlingen i det ljusa skalet (se nedan) sträcker sig ibland in i det mörka skalet. Längs gränsen är inte amfibolerna omvandlade, utan kan ligga oomvandlade in i det ljusa skalet. Gränsen till det innersta mörka skalet är inte lika tydlig i alla slip.

Det ljusa skalet (fig 13 och 14) består nästan uteslutande av starkt omvandlade fältspater. Omvandlingsgraden är betydligt

starkare än i kärnan och enstaka korn kan inte längre urskiljas. Förutom fältspater förekommer amfibol i mindre mängd (< 5 %), ibland tillsammans med biotit. De mörka mineralen finns i kanterna av skalet mot de mörka skalerna. Främst associerade till amfibol finns ibland små epidotkristaller. I en del slip förekommer dessutom en del klorit. Det ljusa skalet kännetecknas också av betydligt större mängd opaka mineral än övriga skal. Dessa opaka mineral är ansamlade i vågiga band i skalet, vilka syns som ytterst tunna, ofullständiga, mörka skal, när man betraktar skalet makroskopiskt.

Övergången från det ljusa skalet till det yttre mörka skalet (fig 15) är skarp på samma sätt som övergången mellan det ljusa och det inre mörka skalet. Det yttersta skalet (fig 16) är mörkt och finkornigt, och liknar det inre mörka skalet. Fältspaterna är omvandlade, men betydligt svagare än i både det ljusa skalet, i kärnan och matrix. Tillsammans med fältspaterna syns mindre mängder kvarts. Mängden amfibol uppskattas till 30 - 35 %. Tillsammans med amfibol finns biotit. Liksom tidigare växer amfibol på flera av biotitkornens kanter. I en del slip är kloritseringen stark och tydliga gränser mellan de olika skalerna är svåra att urskilja.

Gränsen mellan matrix och det yttersta mörka skalet är gradvis (fig 17). Utåt blir kornstorleken allt större, mängden mörka mineral minskar och omvandlingen av fältspatkristallerna blir starkare.

Matrix består av betydligt större korn än skalerna (fig 18). Fältspaten är vanligen ca 3x4 mm stor och amfibolen ca 2x3 mm. Matrix påminner i sin sammansättning om kärnan. Här, liksom i kärnan, är det dominerande mineralet fältspat. De flesta fältspatkristallerna är starkt omvandlade, men även oomvandlade kristaller förekommer. Dessa har oftast tunna albitvillingar. På ett ställe finns små fältspatsinneslutningar i fältspaterna. Tillsammans med fältspaterna förekommer en del kvarts (< 10 % av det totala mineralinnehållet i

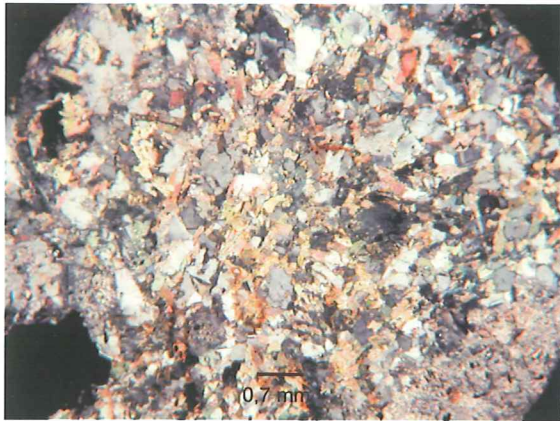


Fig 11 Det inre mörka skalet är finkornigt och omvandlingen av fältspaten är svagare

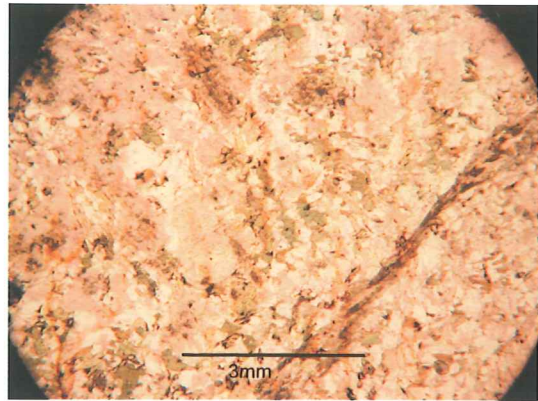


Fig 12 Övergången mellan det inre mörka skalet och det ljusa skalet är skarp.



Fig 13 Det ljusa skalet består nästan uteslutande av starkt omvandlad fältspat. Amphibol och opaka mineral har ansamlats i tunna mörka band (markerade med pilar).

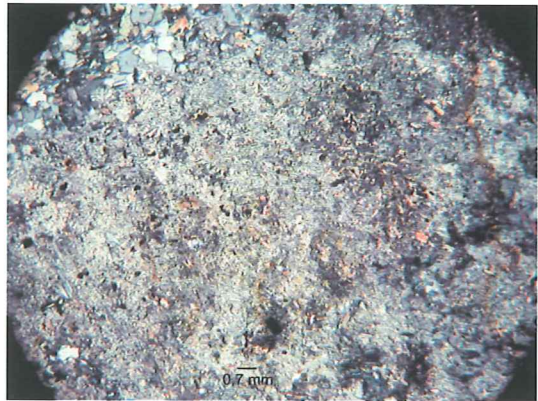


Fig 14 Det ljusa skalet med korsade nickoler.

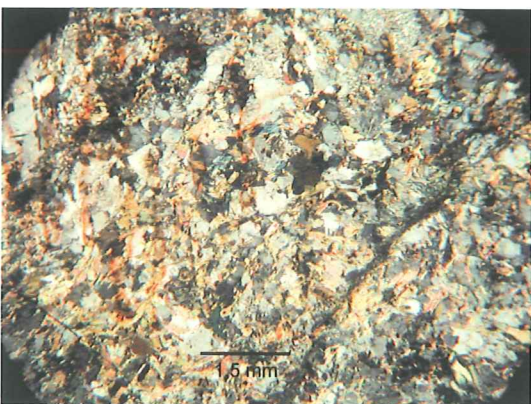


Fig 15 Övergången mellan det ljusa skalet och det yttre mörka skalet är mindre tydlig än övergången mellan det ljusa skalet och det inre mörka skalet.

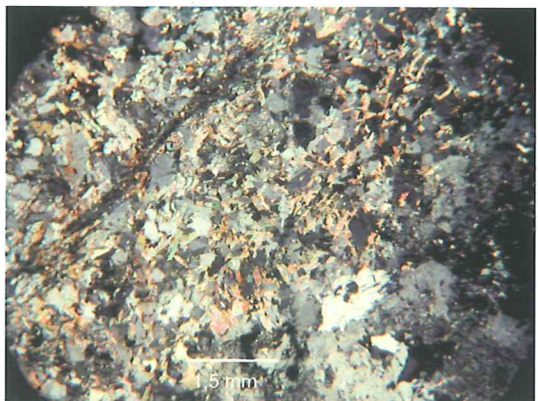


Fig 16 Det yttre mörka skalet är finkornigt och liknar det inre mörka skalet.

slipet), som på samma sätt som i kärnan har ansamlats fläckvis.

De mörka mineralen, amfibol och biotit, utgör ungefär 20 % av mineralinnehållet i matrix. En del av amfibolerna har små inklusioner av kvarts. Tillsammans med amfibolerna förekommer små epidotkorn. Amfibolen är ofta klorit-omvandlad.

Övriga mineral som förekommer i mindre mängder är epidot, apatit, titanit och zirkon. Epidot uppträder dels som ganska stora, utdragna, prismatiska kristaller i kärna och matrix, dels som små runda eller utdragna kristaller ofta associerade med amfiboler. Den senare typen förekommer i kärna, matrix och skal. Epidoten ligger ofta i kanterna av amfibolerna, eller om amfibolerna börjat omvandlas i sprickor på dessa. Apatit förekommer som små korta prismor främst i matrix.

Särskilt i de ljusa skalen finns ganska mycket opaka mineral, vilka emellertid är så små att de är svåra att identifiera. Magnetit förekommer emellertid.

Den omgivande bergarten, "matrix utan klot", har provtagits vid kontakten med klotbergarten i häll 2 (fig 19). Vid denna kontakt på den västra sidan är kloten inte särskilt deformationerad. Den omgivande bergarten domineras av plagioklas. Precis som i klotbergarten är denna starkt omvandlad, sericitiserad. En del kristaller har tydliga albittvillingar, men många korn saknar tvillingar. Mikroklintvillingar saknas helt och kalifältspat förekommer troligen bara i mindre mängder, ca 10-15% av totalsammansättningen. Kvartsinnehållet är mindre än 5%.

De mörka mineralen utgör ca 15% av mineralinnehållet. Amfibolkristallerna är ofta spruckna och trasiga. Klorit-omvandling är vanligt och små epidotkristaller är ofta associerade med amfibol. Även biotit, som bara förekommer i accessoriska mängder, är i stor utsträckning klorit-omvandlad. På ett ställe är en biotitkristall böjd. Tillsammans med amfibol finns också stora, fyrkantiga kristaller

av något opakt mineral. Accessoriskt finns också små titanitkristaller.

Den omgivande bergarten är mycket lik den samlade klotbergarten, dvs. summan av matrix och skalen är mycket likt den omgivande bergarten. Den innehåller sannolikt något mer kalifältspat än klotbergarten och klassas som en monzodiorit.

Mineralkemi

Sammansättningen hos de olika mineralen analyserades med energidispersiv röntgenanalys (EDS) i ett svepelektronmikroskop (SEM). Den typ av SEM som användes är en JSM-6400 med ett Link eXL-system. En Ge-detektor och 18 kV accelerations-spänning användes vid EDS-analyserna. Analystiderna var 100 sekunders "levande" tid med ca 25 % dödtid. Naturliga och syntetiska mineralstandarder användes vid analyserna. En Co-metallstandard användes för kalibrering av instrumentet (topphöjd, upplösning, halvvärdesbredd och toppform). Analysresultat för de olika mineralen återfinns i appendix 1-3.

Amibolen har räknats om enligt Leake et al (1997). Denna omräkning görs eftersom H^+ inte kan analyseras och analyserna därmed baseras på 23 syreatomer. Den generella formeln för en omräknad amfibol blir



Eftersom resultaten från analyserna presenterar allt järn som Fe^{2+} sker även en omräkning till Fe^{2+} och Fe^{3+} för att kationerna skall kunna placeras på de olika positionerna. De analytiska felen ansamlas i Fe^{3+} . Vid beräkningen placeras först all Si på T-positionen som därefter fylls med Al och Fe^{3+} för att uppnå summan är 8. På de sammanlagt fem positionerna M1, M2 och M3 placeras Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn, Ti samt eventuellt överbliven Al. På de två M4-positionerna placeras överskottet från de förra M-positionerna. I övrigt placeras först Ca sedan Na på M4-positionerna. Det Na som inte går in på M4-positionen sitter tillsammans med K på A-positionen.



Fig 17 Övergången mellan det yttre mörka skalet och matrix syns tydligt i mikroskop. Kornstorleken ändras från finkornig till medelkornig och fältspaternas omvandling blir starkare.



Fig 18 Matrix är medelkornigt och påminner i sin sammansättning om kärnan. Fältspat utgör den största delen av sammansättningen. De mörka mineralen, främst amfibol utgör ca 20%.



Fig 19 Den omgivande bergarten påminner mikroskopiskt om klotbergartens kärna och matrix.

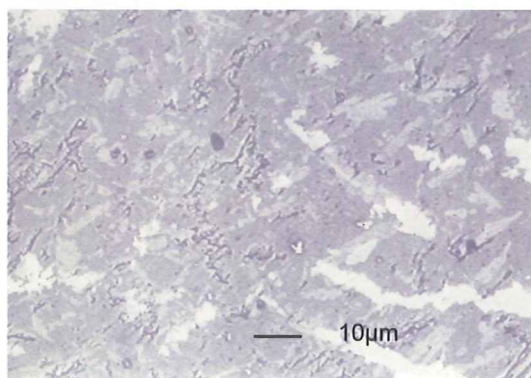


Fig 20 Fyllosilikatomvandlingar i det ljusa skalet fotograferat i svepelektronmikroskop.

Magnesiumtalet Mg# har beräknats som $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Klotbergarten

Den amfibol som förekommer i klotbergarten är kalciumamfibol (appendix 1). Mängden Ca på M4-positionen är 1,95-2,0 (fig 21) och mängden Na på denna position är därmed mycket liten eller noll. Magnesium-järnförhållandet varierar i klotens olika delar. Kärnan är mer magnesiumrik medan skalén utåt och matrix blir allt mer järnrika. Halterna är inte de samma i alla klot men tendensen är den samma. Variationen är mycket liten om man jämför matrix med det yttersta mörka skalet, eller detta skal med nästa mörka skal etc. men skillnaden är signifikant om man jämför matrix med kärnan (Appendix 1). I matrix är Mg# ca 0,45 (fig 22). I kärnan varierar Mg# mellan 0,47 och 0,58. $(Na+K)_A$ varierar mellan 0,4 och 0,6 (fig 23). Det innebär att amfibolen i matrix ligger på gränsen mellan ferrohornblände och ferroedenit (Leake et al, 1997). I kärnorna förekommer främst magnesiohornblände, men i en del analyser är Mg# något under 0,5 (fig 22) och klassas därmed som ferrohornblände. Liksom i matrix varierar $(Na+K)_A$ mellan 0,4 och 0,6 (fig 23), vilket innebär att amfibolen klassas som edenit eller ferroedenit. Enstaka analyser visar på Si-halter något under 6,5 och klassas därmed som hastingsit eller ferropargasit.

De flesta biotitkorn är helt eller delvis kloritomvandlade. Möjligen finns en variation i magnesium-järnförhållandet på samma sätt som i amfibolen (appendix 2), dvs. kärnans biotit är mer magnesiumrik än biotiten i matrix. Denna skillnad är emellertid inte signifikant.

Anortithalten i plagioklasen varierar inte enligt något tydligt mönster i kärna, skal och matrix (appendix 3). Katjonhalten i plagioklasen är genomgående för låg, ca 4,9 istället för 5,0 räknat på 8 syreatomer. Då totalsummorna är ungefär de samma som för kalifältspaten (appendix 3) beror detta troligen inte på att plagioklasen

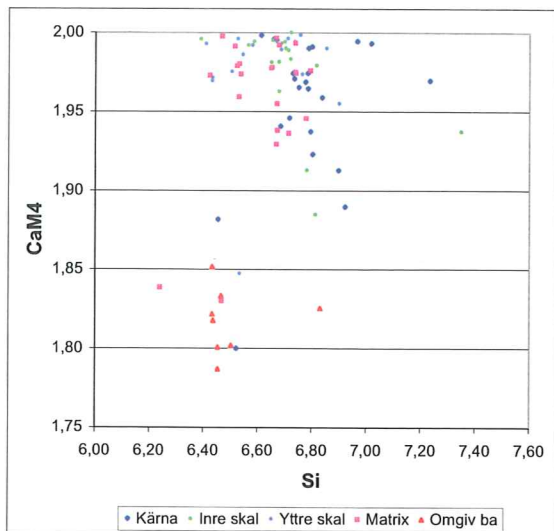
förlorat några större mängder natrium genom volatilisering vid analysen. I stället tyder aluminiumöverskottet i plagioklasanalyserna på att plagioklasen är delvis omvandlad till fyllosilikat.

Omvandlingen är starkast i det ljusa skalet och består bl.a. av oidentifierbara mycket små kristaller av något fyllosilikat (fig 20). Eftersom kristallerna är i mikrometerskala är de för små och tunna för att kunna analyseras med energidispersiv röntgenanalys. Kristallerna är enbart upplösningsbara med en backscatterdetektor vid litet arbetsavstånd och måttligt hög accelerationsspänning. Det är därför inte klarlagt vilka fyllosilikat det är frågan om.

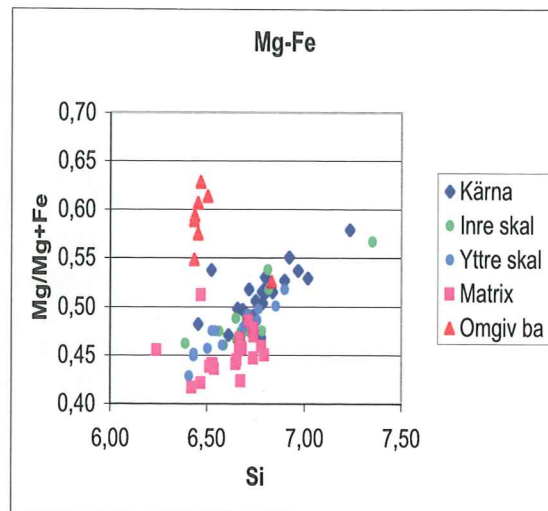
Tänkbara omvandlingsmineral är att döma av analyserna pyrofyllit $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ och margarit $CaAl_2Al_2Si_2O_{10}(OH)_2$. Pyrofyllit är ett högtrycks- och högttemperaturmineral och därmed mindre troligt än margarit. På rent kemiska grunder skulle prehnit, $Ca_2AlAlSi_3O_{10}(OH)_2$, kunna vara ett tänkbart omvandlingsmineral, men detta har heller inte kunnat identifieras i mikroskop. Dessutom förekommer troligen en del klinozoisit $Ca_2Al_3Si_3O_{12}OH$.

Kalifältspat uppträder i mindre mängder, främst i matrix, men även i kärnan. Analyser av 50 slumpvis punkter i kärnan gav 28 % kalifältspat och 72 % plagioklas, vilket ger kärnan en monzodioritisk sammansättning. Denna sammansättning är dock otillförlitlig eftersom så få punkter analyserades. Standardavvikelsen för kalifältspat är ungefär 7 %-enheter (2σ) och för plagioklas ungefär 12 %-enheter (2σ).

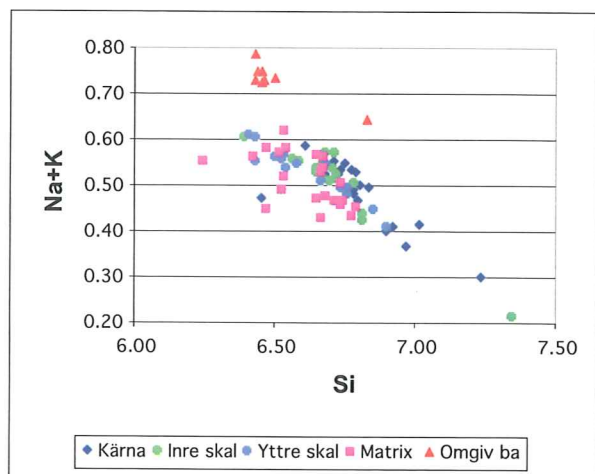
Omvandlade små mikroklinkorn förekommer i kärna och matrix. I en kärna finns också ett betydligt större korn (4x8 mm). Det större kornet är betydligt svagare omvandlat än plagioklasen. Om denna iakttagelse kan generaliseras innebär detta att kalifältspat förekommer i mindre mängder än plagioklas. Enstaka oomvandlade, ej tvillingbildade kalifältspatkristaller förekommer också. Om dessa utgörs av



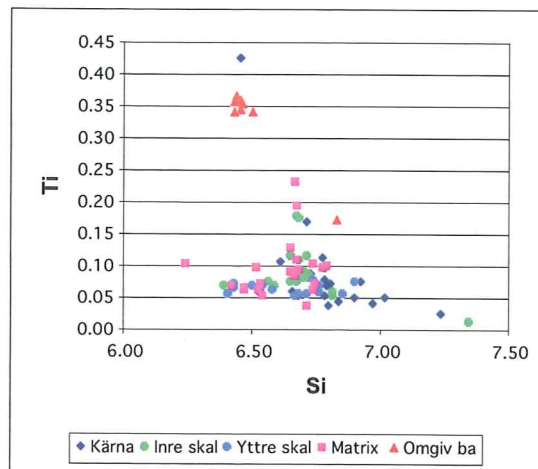
Figur 21 Diagrammet visar mängden Ca på M4-positionen i amfibolen i klotets olika delar samt i den omgivande bergarten. I klotbergarten förekommer nästan enbart Ca på denna position medan den omgivande bergarten även har Na på M4-positionen.



Figur 22 Diagrammet visar amfibolens Mg# i klotets olika delar samt i den omgivande bergarten. I kärnan är Mg# högre än i matrix. Den mest magnesiumrika amfibolen finns i den omgivande bergarten.



Figur 23 Diagrammet visar mängden Na+K på A-positionen i amfibolen i klotets olika delar samt i den omgivande bergarten. Den omgivande bergarten har betydligt större mängd Na+K på A-positionen än klotbergarten.



Figur 24 Diagrammet visar mängden Ti i amfibolen i klotbergarten samt i den omgivande bergarten. Den omgivande bergartens amfibol är betydligt titanrikare än klotbergarten.

ortoklas eller mikroklin går inte att avgöra utan röntgendiffraktionsundersökning.

Titanit förekommer som anhedrala kristaller främst associerade med amfibol och är troligen sekundär. Titaniten innehåller små mängder järn. Andra omvandlingsmineral än fyllosilikaten som förekommer i klotbergarten är epidot och klorit. I flera klot antyder analyserna av de mörka mineralen en tydlig förekomst av klor och ibland finns även spår av svavel. Dessa förekomster skulle kunna tyda på att skapolit finns i kloten. Detta har dock inte kunnat bekräftas i mikroskop.

Omgivande bergart, "matrix utan klot"

Liksom i kloten och matrix är amfibolen i den omgivande bergarten kalciumrik. Fler-talet av amfibolerna är kloritomvandlade. Amfibolen i den omgivande bergarten skiljer sig emellertid från den i klotbergarten. Mängden Ca är lägre än i klotbergarten, ca 1,8 jämfört med klotbergartens 1,9-2,0 räknat på 23 syreatomer (fig 21). Den är mer magnesiumrik än i klotbergarten, med ett Mg# på 0,55-0,60 (fig 22). $(Na+K)_A$ är högre än i klotbergarten, ungefär 0,75 (fig 23). Även titanhalten är högre, ca 0,3 (fig 24), medan mängden Fe^{3+} är lägre (appendix 1). I flertalet amfiboler är Si-halten under 6,5 (appendix 1). Amfibolerna utgörs således av pargasit eller edenit (Leake *et al*, 1997).

Biotit finns bara i mindre mängder i den omgivande bergarten och den är oftast kloritomvandlad.

Plagioklasen i den omgivande bergarten är omvandlad på samma sätt som i klotbergarten och är därför svår att analysera. I stort sett all plagioklas (då analyser kan genomföras) är albitisk, men även enstaka mer kalciumrika plagioklaser förekommer (appendix 3).

Kalifältspat förekommer, liksom i klotbergarten, tillsammans med den omvandlade plagioklasen. Men dessutom finns stora (4x8 mm) korn av kalifältspat som är svagare omvandlade och därför tydligt kan urskiljas. Dessa är associerade med amfibol.

De opaka mineral som ofta är associerade med amfibolen utgörs av ilmenit och magnetit. Dessutom förekommer titanit. Apatit har inte iakttagits.

Diskussion

En korrekt namngivning av de flesta klotbergarter är svår att göra då en modalberäkning måste ta hänsyn inte bara till matrix utan även till klotens sammansättning. Om man bara ser till matrix blir andelen klotgraniter hög, men om man även tar hänsyn till kloten vid beräkningarna är de flesta klotbergarter dioritiska till kvartsmonzodioritiska (Meyer, 1997). För att beräkna klotmagmans sammansättning behövs de rätta andelarna av klot och matrix. I Slättemossa utgör matrix någonstans mellan tio och tjugo procent av klotmagman (figur 3d).

Holst (i Holst & Eichstädt, 1884) anser att klotbergarten i Slättemossa är en diorit, om än inte en typisk sådan, medan Eichstädt (i Holst & Eichstädt, 1884) anser att bergarten snarare bör kallas amfibolbiotit-granit. Med hänsyn till makroskopiska, mikroskopiska och mineralkemiska undersökningar (ovan) har klotbergarten i Slättemossa snarast en dioritisk till kvartsmonzodioritisk sammansättning. Emellertid har inga analyser av total kemi utförts och pointcounting med ett bra resultat har inte ansetts vara genomförbar, varför en riktig bergartsklassificering inte har kunnat göras.

Det finns många olika modeller för att förklara klotbildningar. Från slutet av sjuttio-talet och framåt dominerar magmatiska bildningsmodeller, där underkylning av magman är av stor betydelse. Författare som föreslår magmatiska modeller är Enz *et al* (1974; 1980), Vernon (1985), Owen (1991), Ort (1992), Meyer (1997) och Decitre *et al* (2002). Sha (1995) föreslår en magmatisk modell som bygger på magma mixing. Durant & Fowler (2002) anser att klotbildning beror på underkylning på grund av magma mixing. Enligt de flesta tidigare modeller bildas

klot genom metasomatos, t.ex. Conybeare (1951), Leveson (1963), Simonen (1966) och Thompson & Giles (1974; 1980). Ellistons (1984) bildningsmodell innefattar metamorfos av hydrosilikat.

Det finns både magmatiska och metamorfa klot, men de är mycket olika till utseende och uppträdande (Leveson, 1966; Mutanen, 1974). Indikationer på att klotbergarter bildats magmatiskt är magmatiska strukturer, texturer och mineralparagenser hos kloten (Bryhni, 1977). Även kristallisationsordningen hos kloten med att det först sker en bildning av protoklot, dvs. kärnor, därefter en tillväxt av skal och slutligen en kristallisation av matrix (Mutanen, 1974) tyder på att kloten är magmatiska. Regelbunden sammansättningsvariation hos plagioklasen, där anortithalten är högst i kärnan och minskar utåt mot matrix, är ett tecken på magmatiskt ursprung (Enz *et al*, 1974; Vernon, 1985). Flerskaliga magmatiska klot kan bildas ur flera olika magma-batcher (Barrière, 1972; Decitre *et al*, 2002).

Eventuella metamorfa händelser kan ha skett efter klotbildningen (Mutanen, 1974). Sekundära mineraliseringar, som t.ex. sericitisering och epidotmineral, maskerar den primära magmatiska texturen (Bryhni, 1977). Metamorfa klot är främst enskaliga och saknar därmed en rytmisk förändring av mineralen i skalen och de uppträder främst i skiffrar eller paragnejser (Mutanen, 1974).

Kloten i Slättemossa visar tydliga tecken på att vara magmatiska; kloten är flerskaliga och variationerna i sammansättningen hos amfibolen tyder på att hela kloten bildats ur en och samma magma, där kärnan kristalliserat först följt av skalen och matrix. Resultaten av de mineralkemiska undersökningarna visar att magnesiumhalten i amfiboler (appendix 1) är högst i klotens kärnor och minskar utåt mot matrix. Detta innebär att kärnan kristalliserat först, sedan skalen och slutligen matrix. Denna variation i magnesiumhalten skulle kunna indikera att

klotbildningen skett från en och samma magma. Mängderna av övriga element i amfibolen är ungefär de samma i hela klotbergarten, vilket också tyder på att kloten och matrix bildats ur en och samma magma.

Någon sammansättningsvariation i plagioklasen har inte kunnat konstateras i Slättemossa. På grund av den starka omvandlingen av flertalet fältspatkristaller kan analyser av sammansättningen inte genomföras i det ljusa skalet (se resultat ovan). Även i de två mörka skalen och i kärnan är det svårt att få fram bra analyser. Då kloten i Slättemossa är magmatiskt bildade inriktas den fortsatta diskussionen på magmatiska modeller för klotbildningar. Det finns emellertid ingenting som tyder på att någon magmamixing förekommit och även dessa modeller utelämnas därmed.

Klotbergartens utbredning i Slättemossa är liksom de flesta klotbergarters mycket begränsad. Leveson (1966), Vernon (1985), Ort (1992) och Decitre *et al* (2002) menar alla att den begränsade volymen hos klotbergarter beror på att de förhållanden, som medför att klotbergarter bildas är ovanliga och lokala. Magmatiska förekomster beskrivs som en isolerad ficka med en volym av ca 600 m³ (Decitre *et al*, 2002), begränsade klotkroppar med en lateral utbredning av maximalt 300 men ofta mindre än 100 meter (Meyer, 1997), fickor bildade då smälta intruderat genom en spricka i taket på en grund batolit (Haapala *et al*, 1992), som uppträdande i oregelbundna gångar (Kalsbeek & Skjernaa, 1999) eller i kontaktnära områden ofta begränsade av gångar (Meyer, 1989). Klotbergarterna ligger ofta i randområden till intrusivkomplex (Meyer, 1997). Ort (1992) föreslår att klotbildning sker i en kupol i magmakammarens tak. Durant & Fowler (2002) menar att klotbergartens utbredning begränsas genom att den underkylning som ger upphov till klotbildningen endast påverkar en liten del av magman, närmast gränsen till den kallare bergarten.

Förekomsten i Slättemossa ligger inte i direkt anslutning till någon synlig kontakt, kontakten mot de äldre graniterna finns ungefär en kilometer mot söder, och stämmer därmed inte med Meyers (1989 & 1997) kontaktnära modell. Slättemossa-bergarten skulle kunna sitta i taket till en magmakammare och därmed stämma överens med Orts (1992) modell. Detta kan emellertid inte testas.

Klot bestående av bara kärnor, enkel- respektive flerskaliga klot har vuxit under olika förhållanden och troligen på olika platser i magmakammaren (Kobe, 1988). I Slättemossa har alla klot tre välutvecklade skal, vilket innebär att alla klot bör ha bildats under samma förhållanden och på samma plats i magmakammaren.

Inom några områden är kloten i Slättemossa deformerade mot varandra, men de är inte upplösta eller sönderbrutna. Det kan bero på att kloten med en diameter på 10-15 cm på grund av sin tyngd sjunkit i magman och tyder på att kloten även då skalen kristalliserat fortfarande inte var helt rigida. Den regelbundna formen hos kloten och att de rör vid varandra indikerar på att de bildats någon annanstans och sedan transporterats till den slutliga platsen. Speciellt vid vissa kontakter mot den omgivande bergarten är slättemoskakloten starkt deformerade. Klot som bildats *in situ* är inte deformerade (Decitre *et al*, 2002). Om kloten bildats *in situ* borde inte kristallisationen skett runt jämnt spridda punkter och inte heller ha upphört så snart kloten kom i kontakt med varandra (Edelman, 1983). Modellen för Slättemossa är således en magmatisk modell, där det skett en viss förflyttning av kloten i magman.

Vad som kännetecknar en magmatisk klotbergart är en heterogen kristallisation där först en kärna kristalliserar och sedan skal avsätts runt denna kärna. Skalen kan vara omväxlande mafiska och felsiska. När sedan kristallisationen blir mer "normal", dvs. homogen, kristalliserar matrix mellan kloten. Varför och hur sker denna ovanliga form av kristallisation?

Det första problemet är hur kärnorna bildas. Kärnorna i Slättemossa visar inga tecken på att vara xenoliter, utan har med största sannolikhet sitt ursprung i klotmagman. Förutom skillnaderna i magnesium- och järnhalter i amfiboler är kärna och matrix hos slättemossakloten till sin sammansättning mycket lika. En sådan likhet förekommer även hos andra klotbergarter (jmf Bryhni, 1977; Elliston, 1984). Denna iakttagelse står i motsatsförhållande till flera författare som anser att kärnorna utgörs av xenoliter (t.ex. Leveson, 1966; Mutanen, 1974; Meyer, 1997; Durant & Fowler, 2002) men är i överensstämmelse med bl.a. Elliston (1984), som bland möjliga modeller för kärnbildningen diskuterar att de skulle kunna bestå av grundmassans granit. Enligt honom skulle kärnorna även kunna utgöra ickegranitiska xenoliter, kärnor bestående av tidigare klot, enstaka kristaller eller kristallaggregat, sammansatta klotkärnor och remobiliserade kärnor, dvs. kärnor som har trängt igenom skalen. Även en av de huvudgrupper Leveson (1966) anger, stämmer väl överens med den föreslagna modellen för Slättemossa.

Kärnans ursprung är således inte viktigt för bildandet av klot; skal bildas runt såväl xenoliter som autoliter. Däremot är förekomsten av få kristallisationscentra viktig för bildning och utveckling av klot.

Om kärnorna inte är xenoliter utan har sitt ursprung i magman finns det två möjligheter till att klot bildats. Den ena möjligheten är att det sker en nukleation i magman, denna börjar kristallisera normalt men efter det att kristallisationen fortsatt en viss tid börjar den bildade bergarten brytas upp och delar av den uppbrutna bergarten löses upp på grund av t.ex. överhettning. Den andra möjligheten är att en normal kristallisation sker till dess att den del av magman som utgör kärnorna har kristalliserat. Därefter ändras kristallisationsförhållandet från att vara långsamt, då de grovkorniga kärnorna bildas, till att bli snabbt, vilket möjliggör kristallisation av de finkorniga skalen.

Enligt Vernons (1985), Owens (1991) och Orts (1992) modeller sker en överhettning i magman, vilket innebär att den bergart som börjat kristallisera splittras eller löses upp, varvid antalet kärnor, runt vilka vidare kristallisation kan ske begränsas. Överhettningen kan ske antingen på grund av intrusion av en varmare mafisk magma i en intermediär eller felsisk magma, eller på grund av tillförsel av vatten till en relativt vattenfattig mafisk magma (Vernon, 1984). Upplösning av kristaller sker på grund av att vattnet i magman koncentreras nära magmakammarens tak på grund av ett minskat tryck. Magmans liquidus sänks i området och kristaller löses upp (Ort, 1992).

Det finns inga tecken på spår efter upplösta kristaller eller på att en överhettning verkligen ägt rum i Slättemossa. Det är därmed möjligt att någon överhettning av magman aldrig ägt rum i Slättemossa utan att bildningen av kärnor har andra orsaker.

Om man ser så väl till kornstorlek som sammansättning hos kärnorna i slättemossakloten är dessa mycket lika matrix. Den lilla skillnad som finns i magnesium-järnförhållandet i amfibolen innebär att temperaturen har varit något högre då kärnorna kristalliserade. Denna likhet med matrix tyder på att kristallisationen av kärnorna varit lika normal som kristallisationen av matrix (jmf Mutanen, 1974). Av någon anledning har sedan kristallisationen förändrats efter att de ungefär fem procent av magman som kärnorna utgör hunnit kristallisera. Detta innebär att det inte är några kärnor som löses upp på grund av överhettning eller någon annan process. I stället upphör kristallisationen av kärnor på grund av att kristallisationsförhållandena ändras. Eftersom skalen visar tydliga tecken på snabb kristallisation, skulle det kunna handla om underkyllning.

En tydlig variation i kornstorleken hos kloten i Slättemossa finns om man jämför skalen med kärna och matrix. Storleken på

kristallerna i de mörka skalen, är ungefär en fjärdedel av de i matrix och kärna. Det ljusa skalet är alltför omvandlat för att man ska kunna urskilja korngränserna. Denna variation i kornstorleken visar på en skillnad i tillväxthastighet mellan å ena sidan skalen och å andra sidan kärna och matrix. Skillnaden skulle kunna bero på övermättnad i magman då skalen kristalliserade, kanske på grund av tillförsel av volatiler.

Den snabba kristallisationen av skalen ses i klotbildningsmodellerna som ett tecken på att magman utsatts för underkyllning. På grund av underkyllningen blir nukleationshastigheten hög och kristalltillväxthastigheten låg, vilket i sin tur leder till en snabb avsättning på kärnorna i smältan (Durant & Fowler, 2002). Ytterligare tecken på underkyllning är t.ex. radialstrålighet i skalen och dendritiska fältspatkristaller (Meyer, 1997; Decitre *et al*, 2002). I de senare kan omvänd kemisk zonerung förekomma (Durant & Fowler, 2002).

En svag radialstrålighet finns i slättemossaklotens ljusa skal, vilket skulle kunna ses som bevis för att magman utsatts för en låg grad av underkyllning. Dendritiska kristaller saknas i Slättemossa och omvänd kemisk zonerung har inte kunnat påvisas.

Underkyllning av magman kan ske på grund av vattenfluktuationer i magman (Vernon, 1984; Owen 1991). I slättemossabergarten finns tecken på vattenfluktuationer; en kraftig omvandling och bildning av hydratiserade faser i särskilt det ljusa skalet medan kärna och matrix är betydligt mindre påverkade. Det magmatiska trycket kan sänkas på grund av t.ex. eruption eller gångbildning och vatten löses ut som en separat fas (Ort, 1992). Detta leder till att vatteninnehållet i magman snabbt sänks. När vatteninnehållet sjunker stiger liquidus och magman blir underkyld. I Slättemossa finns inga tecken på gångbildning, vilket emellertid inte behöver betyda att det inte funnits några

gångar då de bör ha suttit i taket som inte längre finns kvar.

Även Meyer (1997) anser att skalens snabba kristallisation beror på underkylning av magman, men menar att detta inte beror på ändrade vattenförhållanden i magman, vilken bör vara vattenmättad. I stället sker underkylningen då den överhettade magman intruderar i en kall omgivande bergart. Klotbergarten i Slättemossa skulle kunna utgöra en intrusion, men en underkylning på grund av intrusion borde vara begränsad. Plutoniska bergarter intruderar alltid i en kallare omgivning, men klotbergarter är mycket sällsynta. Förklaringen måste därför sökas i processer som inte sker annat än lokalt och med långa men oregelbundna mellanrum.

En underkylning kan orsakas av en snabb minskning av P_{H_2O} (Durant & Fowler, 2002). I Slättemossa skulle en minskning av P_{H_2O} kunna vara en möjlig orsak till underkylning.

Elliston (1984) nämner två olika typer av bildningsmiljöer för klotbergarter. Den första är en trång pipe, dvs. klotmagman intruderar i en omgivning som kan vara kall och därmed orsaka underkylning. Den andra miljön utgörs av små fickor i tidigare vattenrika delar av magman, där en underkylning skulle kunna orsakas av att vattnet löses ut som en separat fas vid tryckminskning.

En kraftig men lokal underkylning utgör en möjlig bildningsmiljö för klotbergarten i Slättemossa. Denna underkylning måste också kopplas till tillgång på vatten för att förklara den selektiva omvandlingen i klotbergarten. Magman var säkert inte vattenmättad. Vattenavblandning kan förklaras genom en lokal tryckavlastning i samband med ett vulkanutbrott eller en kalderabildning. Denna bildningsmiljö stämmer väl överens med TIBbergarternas grunda intrusioner och närheten till vulkaniterna. Detta skulle verka ungefär som en skorsten. En skorstensbildning har dessutom en naturligt begränsad utbredning.

Kloten i Slättemossa liksom i många andra klotbergarter består av flera omväxlande mafiska och felsiska skal. De omväxlande skalerna anses ha bildats genom att magman omväxlande anrikats och utarmats på olika komponenter (Owen, 1991), på grund av växlande övermättnad av olika mineral i magman (Srikantia *et al*, 1994) eller genom små skillnader i smältsammansättningen eller kristallisationsförhållandena (Meyer, 1997). I Slättemossa är skillnaderna i sammansättning mellan de ljusa skalerna bestående av nästan enbart fältspat och de mörka skalerna där 30-35% utgörs av mafiska mineral stora.

Klotens skalbildningar kan jämföras med magmatisk, rytmisk lagring (Mutanen, 1974). De omväxlande skalerna bildas på grund av anrikning och utarmning av olika faser. Diffusionen sker ifrån en närliggande zon runt kärnan. Om man ser till hur snabbt skalerna kristalliserat, på grund av finkornigheten och radialstråligheten, är det troligt att materialet bara kan tas ifrån det absoluta närområdet. Detta kan förklara varför anrikningen respektive utarmningen av olika faser kan bli så tydlig. Denna modell skulle kunna passa in på slättemossaklotens skal.

På grund av de temperaturgradienter som finns mellan kärnorna och magman börjar skalerna bildas. Från den närmast omgivande magman i en zon runt protoklotet diffunderar en överskotts-komponent och kristalliserar som ett radiellt skal på klotet. Detta gör att komponenter hos någon av de övriga faserna i diffusionsfronten anrikas till dess att de blir mättade och kan kristallisera som nästa skal. Sedan kristalliserar återigen den första fasen. Tjockleken hos skalerna beror på diffusionshastigheten, men också på hur toleranta faserna är för övermättnad. De enskilda skalerna är därmed bredare ju varmare och mer fluid magman är.

Underkylda fluider från klotkärnan reagerar med matrixmagman. På grund av en temperaturgradient på gränsen mellan

kärna och matrix är diffusionsriktningarna för alkalier och kalcium olika (Owen, 1992). De undersökningar som har kunnat göras på slättemossabergarten visar inte på några skillnader i Na/Ca-förhållanden i plagioklasen. Plagioklasen är emellertid i hög utsträckning omvandlad. Amfibolen visar däremot på en liknande skillnad i järn-magnesiumförhållandena. Denna skillnad kan enklast tolkas som den normala Fe-anrikningen under kristallisationsprocessen.

Matrix i Slättemossa är medelkornigt och har kristalliserat homogent på samma sätt som de flesta andra "normala" bergarter. Detta är även fallet i andra klotbergarter, vilka alla kännetecknas av klot som ligger i ett matrix, även om förhållandet mellan matrix och klot kan variera. Någon process leder således till att kristallisationen av skal runt kärnan upphör och att en "normal" kristallisation inleds.

Det är underkylningen som är avgörande för att kristallisationen ska ske som skal (Meyer, 1997). De radialstråliga och koncentriska strukturerna kan bildas så länge som den relativa underkylningen är tillräckligt stor för att kristallkärnbildningen skall vara heterogen. I Slättemossa är underkylningen redan från början låg och det är möjligt att den sedan blir för låg för att skalstrukturerna ska fortsätta att bildas. Mellan kärna och matrix finns ett geokemiskt förhållande där matrix framstår som ett restdifferentiat av klotbildningen (Meyer, 1997). Mineralsammansättningen hos matrix visar att detta bildats vid lägre temperaturer än kärnorna. Matrix innehåller t.ex. ofta högre halter av alkalier. I Slättemossa handlar det inte om något långt gånget differentiat. Alkalihalten är något högre i matrix, men inte påfallande. Mineralsammansättningen i Slättemossa visar att matrix bildats vid något lägre temperatur än kärnan.

Inte heller i matrix finns det några tecken på att ändrade vattenförhållanden skulle vara orsaken till de förändrade kristallisationsförhållandena. De pegmatitfläckar i matrix som Decitre *et al* (2002)

ser som ett tecken på att det funnits en icke blandbar fluid fas i magman saknas i Slättemossa. Det är därmed inte troligt att fluktuationer i vattentillförsel förorsakat underkylning, och därmed avsättningen av skal, i Slättemossa.

Om Slättemossa utgör en skorsten kan underkylningen upphöra på grund av att skorstenen efterhand täpps till och, vilket är väsentligt, kloten på grund av sin tyngd sjunker nedåt i magman. Omgivningen kring kloten blir då helt annorlunda jämfört när de bildades, varför kristallisationsförhållandet ändras och kommer att likna det som rådde vid kristallisationen av kärnorna, dvs. en långsam, "normalt plutonisk" kristallisation som leder till att ett medelkornigt matrix bildas. Då kloten sjunker ner i en omgivning som inte längre är nämnvärt underkyld kommer dessa att mjukna och bli deformerbara både mot varandra och underliggande bergart. Det är vidare sannolikt att kloten inte bara sjunker ner genom magman utan tar delar av denna med sig. Detta visar att matrix inte är identiskt med den omgivande bergarten, "matrix utan klot".

Amfibolen i den omgivande bergarten, som omger håll 2, skiljer sig i sin sammansättning tydligt ifrån klotbergartens amfibol och är betydligt mer magnesiumrik, kaliumhalten är högre liksom titanhalten, medan det finns mindre Fe^{3+} . Skillnaden i sammansättning tyder på ett annat ursprung för den omgivande bergarten än för klotbergarten, vilket därmed innebär att den process som lett till klotbergartens bildning varit mycket begränsad. Detta talar även för att klot med magma fysiskt har placerats mot en tidigare bergart.

Vattenförande faser och volatiler är av stor betydelse vid bildningen av klotbergarter enligt inte bara den här föreslagna modellen utan även enligt flera andra t.ex. Vernon (1985), Owen (1991), Ort (1992), Sha (1995) och Decitre *et al* (2002). Tecken på hydrotermal omvandling, vattenförande faser och förekomst av volatiler finns i så gott som alla

klotbergarter. Sekundära omvandlingar och mineraliseringar är vanligt förekommande i klotbergarter (Mutanen, 1974). Bryhni (1977) beskriver en ursprunglig magma som blivit relativt anrikad på volatiler under kristallisationsprocessen, vilket ger upphov till en slutlig stark hydrotermal-omvandling.

I Slättemossa finns en mycket tydlig hydrotermal omvandling i hela kloten och i det omgivande matrix. Förekomsten av klorit och den starka omvandlingen av fältspaterna hos kloten i Slättemossa tyder på riklig förekomst av vatten under någon del av bildningen. En skorstensbildning med medföljande tryckminskning och därmed avblandning av vatten i magman skulle kunna ge upphov till dessa omvandlingar.

Slutsatser

- Klotbergarten i Slättemossa är magmatisk, inte metamorf.
- Slättemossaklotens kärnor är inga xenoliter. Kärnornas ursprung är inte av betydelse för klotbildningen, såväl xenoliter som autoliter förekommer. Undersökningar av kloten i Slättemossa visar att kärnan och matrix är mycket lika. Därmed är kärnorna inga xenoliter utan har sitt ursprung i klotmagman.
- Överhettning är inte nödvändigt vid bildningen av kärnor. I klotbergarten i Slättemossa finns inga bevis för att kärnor lösts upp på grund av en överhettning av magman. Det är troligare att kärnorna utgör den först kristalliserade delen av magman och att kristallisationsförhållandena sedan har förändrats.
- Underkylning är av betydelse vid bildandet av skal hos magmatiska klotbergarter. De flesta magmatiska klotbergarter har finkorniga skal, ofta radialstråliga och ibland med dendritiska kristaller. Dessa egenskaper tillskrivs en snabb kristallisation på grund av underkylning av

magman. I Slättemossa visar skalens finkornighet att kristallisationen varit snabb, men den svaga radialstråligheten tyder på en låg diffusionshastighet.

- Underkylningen kan ha olika orsaker i olika klotbergarter: magma mixing, intrusion, ändrat P_{H_2O} eller vattenfluktuationer. I Slättemossa finns det inga bevis för magma mixing eller intrusion. Om det handlar om en underkylningsprocess är det mer troligt att denna orsakas av förändringar i tryck, möjligen på grund av skorstensbildning, än att fluktuationer i vattentillförsel förekommit.
- Skalens snabba kristallisation kan vara orsaken till de omväxlande mafiska och felsiska skalerna. Om material bara kunnat tillföras från det absoluta närområdet kan detta leda till en växelvis anrikning och utarmning av olika faser.
- Klotbergartens medelkorniga matrix är resultatet av en långsam kristallisation då underkylningen upphört och kristallisationsförhållandena återgått till de ursprungliga.
- Omvandlingarna som förekommer i hela klotbergarten och i den omgivande bergarten ("matrix utan klot") är ett resultat av att vattenavblandning i magman under slutfasen av bergartens bildning.
- Bildningsprocessen för klotbergarten i Slättemossa har tre skeden:
 1. Först en långsam kristallisation då en liten del av magman kristalliserar som medelkorniga kärnor.
 2. Därefter underkyls magman och kristallisationen övergår till att vara snabb. De finkorniga, svagt radialstråliga skalerna avsätts kring de tidigare bildade klotkärnorna.

3. Kristallisationsförhållandena återgår sedan till de

normala och ett medelkornigt matrix kristalliserar.

Referenser

- Åhäll, K.I. & Larson, S.Å. 2000. Growth related 1.85-1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB1 related, and Gothian events. *GFF*, 122, 193-206.
- Barrière, M., 1972: Le gabbro orbiculaire des Alharisses (massif de Néouvielle, Pyrénées française). *Bulletin de la société française minéralogie et de cristallographie*, 95, 495-506.
- Bryhni, I., 1977: Orbicular diorite from Hardangervidda, South Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57, 179-185.
- Bäckström, H., 1894: Tvenne nyupptäckta svenska klotgraniter. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, 156, 107-125.
- Conybeare, C. E. B., 1951: An Occurrence of Orbicular Structure, of Metasomatic Origin, in the Gold Coast. *Geological Magazine*, 88(2), 145-147.
- Decitre, S., Gasquet, D. & Marignac, C., 2002: Genesis of orbicular granitic rocks from the Ploumanac'h plutonic Complex (Brittany, France): petrographical, mineralogical and geochemical constraints. *European Journal of Mineralogy*, 14(4), 715-731.
- Durant, D.G. & Fowler, A. D., 2002: Origin of reverse zoning in branching orthopyroxene and acicular plagioclase in orbicular diorite, Fisher Lake, California. *Mineralogical Magazine*, 66(6), 1003-1019.
- Edelman, N., 1983: Boulder of orbicular rapakivi, in Taivassalo, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 55(2), 179-185.
- Elliston, J. N., 1984: Orbicules: An indication of the crystallisation of hydrosilicates, I, *Earth-Science Reviews*, 20, 265-344.
- Enz, R. D., Kudo, A. M. & Brookins, D. G., 1979: Igneous origin of the orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 138-140.
- Enz, R. D., Kudo, A. M. & Brookins, D. G., 1980: Orbicular Rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 245-247.
- Haapala, I., Rämö, O. T. & Tähtinen, M. K., 1992: Orbicular granite from the Suomenniemi rapakivi batholith, southeastern Finland. *International Geological Congress, Abstracts*, 29, 564.
- Holst, N. O. & Eichstädt, F., 1884: Klotdiorit från Slättmossa, Järeda socken, Kalmar län. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, 86, 134-142.
- Kalsbeek, F. & Skjernaa, L., 1999: The Archean Atâ intrusive complex (Atâ tonalite), north-east Disko Bugt, West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 181, 103-112.
- Kobe, H. W., 1988: Petrography of orbicular granitoids in the Separation Point Batholith, northwest Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 31, 493-504.

- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new Minerals and Mineral Names, *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Leveson, D. J., 1963: Orbicular rocks of the Lonesome Mountain area, Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 74, 1015-1040.
- Leveson, D. J., 1966: Orbicular Rocks: A Review. *Geological Society of America Bulletin*, 77, 409-426.
- Lindh, A., 2002: The southern part of the Transscandinavian Igneous Belt. *Beiheft zum European Journal of Mineralogy*, 14: 185-217.
- Meyer, H. P., 1989: Ein Modell zur Genese von granitoiden Orbiculiten, dargestellt am Beispiel Kuru. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, 1, 123.
- Meyer, H. P., 1997: Orbiculite – Faszinierende granitoide Gesteine. Hemsida: www.min.uni-heidelberg.de/peteraki/forschung/orbs/orbiculite.htm, senast uppdaterad 97-12-28.
- Mutanen, T., 1974: Petrography and protoclastic structures of the orbiculite boulders from Sääkslahti, Toivakka, Finland and the magmatic genesis of orbiculites. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 46, 53-74.
- Ort, M. H., 1992: Orbicular volcanic rocks of Cerro Panizos: Their origin and implications for orb formation. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1048-1058.
- Owen, J. V., 1991: Significance of epidote in orbicular diorite from the Grenville Front zone, eastern Labrador. *Mineralogical Magazine*, 55, 173-181.
- Owen, J. V., 1992: Geochemistry of orbicular diorite from the Grenville Front zone, eastern Labrador. *Mineralogical Magazine*, 56, 451-458.
- Persson, L., 1989: Berggrundskartan 6F Vetlanda SO. SGU Serie Af nr 171.
- Sha, L. K., 1995: Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic-silic intrusive complexes: an MHFC hypothesis. *Earth-Science Reviews*, 39, 59-90.
- Simonen, A., 1966: Orbicular rock in Kuru, Finland. *Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande*, 38, 93-107.
- Srikantia, S. V., Bhat, P. K. G. & Subramani, N., 1994: Orbicular Rocks from Closepet Granite near Hoskote, Tumkur Dt., Karnataka. *Journal Geological Society of India*, 43, 267-279.
- Thompson, T. B. & Giles, D. L., 1974: Orbicular Rocks of the Sandia Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 911-916.
- Thompson, T. B. & Giles, D. L., 1980: Orbicular Rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 245-247.
- Vernon, R. H., 1985: Possible role of superheated magma in the formation of orbicular granitoids. *Geology*, 13, 843-845.

Appendix 1 Sammansättning för amfibol i klotbergarten och den omgivande bergarten

Tabell1 Amfibol i den omgivande bergarten

Omgiv ba	Amf-1:1	Amf-1:2a	Amf-1:2b	Amf-3a	Amf-7:1a	Amf-7:1b	Amf-9:1	Amf-10:1b
SiO ₂	42.57	42.29	42.78	45.76	43.77	44.00	43.15	41.86
Al ₂ O ₃	9.64	9.62	9.28	7.19	9.65	9.92	9.82	9.63
TiO ₂	3.02	2.98	2.98	1.53	3.19	3.26	3.26	3.09
MgO	11.28	11.57	12.06	10.78	12.70	12.28	11.83	10.57
FeO	15.94	15.44	14.49	18.75	14.39	15.42	15.30	16.30
MnO	0.37	0.35	0.33	0.61	0.38	0.39	0.33	0.40
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.09	11.18	11.06	11.41	11.58	11.37	11.37	11.25
Na ₂ O	2.03	2.14	2.08	1.62	2.05	2.09	2.14	1.91
K ₂ O	1.12	1.05	1.02	0.92	1.01	1.05	1.09	1.06
Summa O	97.07	96.62	96.07	99.30	98.73	99.78	98.30	96.07
Si	6.45	6.43	6.50	6.83	6.46	6.45	6.44	6.43
Al ^{IV}	1.55	1.57	1.50	1.17	1.54	1.55	1.56	1.57
Al ^{M1-M3}	0.17	0.15	0.16	0.10	0.14	0.17	0.16	0.18
Ti	0.34	0.34	0.34	0.17	0.35	0.36	0.37	0.36
Mg	2.55	2.62	2.73	2.40	2.80	2.68	2.63	2.42
Fe ^{M1-M3}	1.89	1.84	1.72	2.17	1.66	1.74	1.80	2.00
Mn ^{M1-M3}	0.05	0.05	0.04	0.08	0.05	0.05	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{M4}	0.13	0.13	0.12	0.17	0.12	0.15	0.11	0.10
Ca ^{M4}	1.80	1.82	1.80	1.83	1.83	1.79	1.82	1.85
Na ^{M4}	0.06	0.05	0.08	0.00	0.05	0.06	0.08	0.05
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.53	0.58	0.53	0.47	0.54	0.53	0.54	0.52
K	0.22	0.20	0.20	0.17	0.19	0.20	0.21	0.21
Fe ^{3+(IV)}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Σ(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Σ(A)	0.75	0.78	0.73	0.64	0.73	0.73	0.75	0.73
Σ(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	14.94	14.95	14.92	15.00	14.95	14.94	14.92	14.95
Mg/(Mg+Fe)	0.57	0.59	0.61	0.53	0.63	0.61	0.59	0.55
(Na+K) _A	0.75	0.78	0.73	0.64	0.73	0.73	0.75	0.73
Amfibolnamn	Pargasit	Pargasit	Edenit	Edenit	Pargasit	Pargasit	Pargasit	Pargasit

Tabell 2 Amfibol i matrix

Matrix	Amf-1	Amf-2	Amf-5	Amf-14	Amf-16	Amf-22	Amf-23	Amf-24	Amf-25	Amf-26	Amf-27
SiO ₂	45.13	43.70	44.61	43.45	44.69	43.49	45.89	46.15	45.54	46.53	45.81
Al ₂ O ₃	9.33	10.19	8.99	10.35	9.51	11.41	9.25	8.95	9.40	8.96	8.62
TiO ₂	0.77	0.88	0.96	0.56	0.80	0.61	0.64	0.87	0.85	0.90	2.11
MgO	8.70	8.08	8.64	7.87	8.28	7.52	9.00	8.87	8.72	8.82	9.11
FeO	18.57	18.55	18.80	17.98	18.59	19.00	18.35	19.06	18.55	19.38	19.14
MnO	0.58	0.65	0.68	0.60	0.64	0.60	0.61	0.63	0.58	0.65	0.72
Fe ₂ O ₃	3.13	3.70	2.87	4.54	3.42	4.28	2.86	2.46	3.28	2.07	2.76
CaO	12.62	12.47	12.20	12.30	12.40	12.47	12.55	12.36	12.68	12.63	12.37
Na ₂ O	1.06	1.12	1.07	0.78	0.86	1.04	0.87	0.80	0.91	0.86	0.82
K ₂ O	1.19	1.31	1.20	1.37	1.17	1.40	1.17	1.11	1.16	1.11	1.06
Summa O	101.29	100.28	99.74	99.78	100.36	101.81	101.17	101.26	101.66	101.92	102.51
Si	6.67	6.51	6.67	6.52	6.65	6.42	6.74	6.78	6.68	6.79	6.67
Al ^{IV}	1.33	1.49	1.33	1.48	1.35	1.58	1.26	1.22	1.32	1.21	1.33
Al ^{M1-M3}	0.29	0.30	0.25	0.35	0.32	0.41	0.34	0.32	0.30	0.33	0.14
Ti	0.09	0.10	0.11	0.06	0.09	0.07	0.07	0.10	0.09	0.10	0.23
Mg	1.91	1.80	1.92	1.76	1.84	1.66	1.97	1.94	1.91	1.92	1.98
Fe ^{M1-M3}	2.29	2.30	2.31	2.24	2.29	2.32	2.23	2.29	2.27	2.34	2.26
Mn ^{M1-M3}	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09
Fe ³⁺	0.35	0.41	0.32	0.51	0.38	0.48	0.32	0.27	0.36	0.23	0.30
Fe ^{M4}	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.07
Ca ^{M4}	2.00	1.99	1.95	1.98	1.98	1.97	1.97	1.95	1.99	1.98	1.93
Na ^{M4}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.30	0.32	0.31	0.23	0.25	0.30	0.25	0.23	0.26	0.24	0.23
K	0.22	0.25	0.23	0.26	0.22	0.26	0.22	0.21	0.22	0.21	0.20
Fe ^{3+(IV)}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.53	0.57	0.54	0.49	0.47	0.56	0.46	0.43	0.48	0.45	0.43
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.46	0.44	0.45	0.44	0.44	0.42	0.47	0.46	0.46	0.45	0.47
(Na+K) _A	0.53	0.57	0.54	0.49	0.47	0.56	0.46	0.43	0.48	0.45	0.43
Amfibolnamn	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- hornblände	Ferro- hornblände	Hastingsit	Ferro- hornblände	Ferro- hornblände	Ferro- hornblände	Ferro- hornblände	Ferro- hornblände

Tabell 2 forts

Matrix	Amf-28	Amf-29	Amf-32	Amf-33	Amf-36	Amf-37	Amf-38	Amf-4	Amf-7	Amf-11	Amf-12
SiO ₂	45.76	44.22	44.01	45.61	40.96	43.89	44.68	45.76	44.82	44.21	44.28
Al ₂ O ₃	8.96	10.56	10.57	9.53	14.34	8.62	8.57	9.13	10.48	11.13	10.29
TiO ₂	0.55	0.62	0.46	0.33	0.91	1.69	0.92	1.18	0.66	0.58	0.56
MgO	9.09	8.08	8.04	9.11	7.60	8.09	8.47	8.67	8.40	7.79	9.18
FeO	17.77	18.41	18.77	17.77	17.47	20.15	18.94	19.76	19.43	19.10	17.00
MnO	0.63	0.69	0.66	0.73	0.83	0.72	0.61	0.70	0.55	0.62	0.57
Fe ₂ O ₃	3.55	4.02	3.53	3.48	1.63	1.47	2.58	2.92	3.48	4.00	6.62
CaO	12.64	12.52	12.40	12.28	11.26	11.90	12.22	12.71	12.55	12.75	11.69
Na ₂ O	0.88	0.96	1.12	0.93	1.43	1.03	0.93	1.11	1.29	1.13	0.94
K ₂ O	1.10	1.31	1.37	1.07	0.68	1.34	1.22	1.36	1.36	1.40	0.98
Summa O	100.92	101.37	100.92	100.84	97.11	98.90	99.13	103.21	102.69	102.31	101.44
Si	6.74	6.53	6.54	6.71	6.24	6.67	6.74	6.65	6.53	6.47	6.47
AlIV	1.26	1.47	1.46	1.29	1.76	1.33	1.26	1.35	1.47	1.53	1.53
AlM1-M3	0.29	0.37	0.39	0.36	0.81	0.21	0.26	0.21	0.33	0.39	0.24
Ti	0.06	0.07	0.05	0.04	0.10	0.19	0.10	0.13	0.07	0.06	0.06
Mg	1.99	1.78	1.78	2.00	1.72	1.83	1.90	1.88	1.82	1.70	2.00
FeM1-M3	2.18	2.25	2.30	2.12	2.06	2.50	2.36	2.38	2.33	2.34	1.91
MnM1-M3	0.08	0.09	0.08	0.09	0.11	0.09	0.08	0.09	0.07	0.08	0.07
Fe ₃ ⁺	0.39	0.45	0.39	0.39	0.19	0.17	0.29	0.32	0.38	0.44	0.73
FeM4	0.01	0.02	0.03	0.06	0.16	0.06	0.02	0.02	0.04	0.00	0.17
CaM4	1.99	1.98	1.97	1.94	1.84	1.94	1.97	1.98	1.96	2.00	1.83
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.25	0.27	0.32	0.26	0.42	0.30	0.27	0.31	0.36	0.32	0.26
K	0.21	0.25	0.26	0.20	0.13	0.26	0.23	0.25	0.25	0.26	0.18
Fe ₃ ⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.46	0.52	0.58	0.47	0.55	0.56	0.50	0.57	0.62	0.58	0.45
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.48	0.44	0.44	0.48	0.46	0.42	0.45	0.44	0.44	0.42	0.51
(Na+K)A	0.46	0.52	0.58	0.47	0.55	0.56	0.50	0.57	0.62	0.58	0.45
Amfibolnamn	Ferro- hornblände	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- hornblände	Ferro- pargasit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Hastingsit	Tschemakit

Tabell 3 Amfibol I det yttre mörka skalet

YMS	Amf-1	Amf-3	Amf-13	Amf-14	Amf-16	Amf-17	Amf-18	Amf-19
SiO ₂	45.97	46.33	43.98	46.51	43.67	44.84	43.64	44.05
Al ₂ O ₃	8.68	10.05	10.36	9.12	11.60	10.32	11.05	11.18
TiO ₂	0.63	0.52	0.62	0.71	0.50	0.55	0.64	0.54
MgO	9.62	9.35	8.40	9.33	7.82	8.63	8.19	8.11
FeO	17.52	18.26	18.00	18.29	18.66	18.12	17.96	19.69
MnO	0.60	0.68	0.65	0.69	0.61	0.67	0.57	0.61
Fe ₂ O ₃	3.16	2.44	4.42	2.99	4.23	3.52	4.76	2.64
CaO	12.52	12.87	12.47	12.85	12.68	12.67	12.48	11.63
Na ₂ O	1.04	1.17	1.12	1.04	1.17	1.14	1.13	1.16
K ₂ O	1.00	1.20	1.28	1.10	1.47	1.19	1.23	1.23
Summa O	100.42	102.66	100.86	102.33	101.98	101.33	101.18	100.57
Si	6.76	6.68	6.50	6.73	6.41	6.58	6.43	6.53
AlIV	1.24	1.32	1.50	1.27	1.59	1.42	1.57	1.47
AlM1-M3	0.27	0.39	0.31	0.29	0.41	0.36	0.35	0.49
Ti	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.06
Mg	2.11	2.01	1.85	2.01	1.71	1.89	1.80	1.79
FeM1-M3	2.13	2.19	2.20	2.21	2.28	2.22	2.18	2.29
MnM1-M3	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08
Fe ³⁺	0.35	0.27	0.49	0.33	0.47	0.39	0.53	0.29
FeM4	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.15
CaM4	1.97	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.97	1.85
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.30	0.33	0.32	0.29	0.33	0.32	0.32	0.33
K	0.19	0.22	0.24	0.20	0.27	0.22	0.23	0.23
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.48	0.55	0.56	0.50	0.61	0.55	0.55	0.57
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.50	0.48	0.46	0.48	0.43	0.46	0.45	0.44
(Na+K)A	0.48	0.55	0.56	0.50	0.61	0.55	0.55	0.57
Amfibolnamn	Ferro- hornblände	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- hornblände	Hastingsit	Ferro- edenit	Hastingsit	Ferro- edenit

Tabell 3 forts

YMS	Amf-4	Amf-5	Amf-6	Amf-7	Amf-8	Amf-9	Amf-10	Amf-11
SiO ₂	43.45	43.85	46.78	44.95	47.39	46.28	45.91	47.73
Al ₂ O ₃	9.90	11.31	9.13	10.29	8.37	9.35	9.80	7.90
TiO ₂	0.56	0.60	0.55	0.63	0.52	0.53	0.49	0.69
MgO	8.62	8.27	9.53	8.91	9.94	9.46	8.99	10.29
FeO	17.00	18.34	17.98	17.67	17.77	17.45	18.18	17.47
MnO	0.67	0.59	0.71	0.67	0.61	0.62	0.66	0.81
Fe ₂ O ₃	4.57	4.04	2.99	4.31	2.87	3.74	3.40	2.76
CaO	12.41	12.55	12.92	12.73	12.85	12.85	12.81	12.63
Na ₂ O	1.12	1.23	1.09	1.08	0.96	0.98	1.07	0.86
K ₂ O	1.22	1.38	1.04	1.27	0.98	1.05	1.12	0.91
Summa O	99.05	101.76	102.41	102.08	101.98	101.92	102.10	101.78
Si	6.52	6.43	6.75	6.54	6.85	6.71	6.67	6.90
AlIV	1.48	1.57	1.25	1.46	1.15	1.29	1.33	1.10
AlM1-M3	0.28	0.39	0.31	0.31	0.28	0.30	0.35	0.24
Ti	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07
Mg	1.93	1.81	2.05	1.93	2.14	2.04	1.95	2.22
FeM1-M3	2.13	2.22	2.17	2.14	2.14	2.11	2.20	2.07
MnM1-M3	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.10
Fe3+	0.52	0.45	0.33	0.47	0.31	0.41	0.37	0.30
FeM4	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04
CaM4	2.00	1.97	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99	1.95
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.32	0.35	0.30	0.30	0.27	0.27	0.30	0.24
K	0.23	0.26	0.19	0.24	0.18	0.19	0.21	0.17
Fe3+(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.56	0.61	0.49	0.54	0.45	0.47	0.51	0.41
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.47	0.45	0.49	0.47	0.50	0.49	0.47	0.52
(Na+K)A	0.56	0.61	0.49	0.54	0.45	0.47	0.51	0.41
Amfibolnamn	Ferro- edenit	Hastingsit	Ferro- hornblände	Ferro- edenit	Magnesio- hornblände	Ferro- hornblände	Ferro- edenit	Magnesio- hornblände

Tabell 4 Amfibol i det inre mörka skalet

IMS	Amf-1	Amf-3	Amf-4	Amf-7	Amf-8	Amf-14	Amf-17	Amf-1	Amf-4
SiO ₂	46.02	45.82	46.75	50.95	45.87	45.17	45.38	45.98	45.06
Al ₂ O ₃	9.28	9.09	8.63	4.83	8.69	9.65	9.31	9.04	8.84
TiO ₂	0.80	1.04	0.49	0.12	0.87	0.67	0.74	1.62	1.57
MgO	9.22	9.38	10.44	11.92	9.25	9.03	9.22	9.36	9.05
FeO	18.29	18.57	16.94	16.75	18.95	17.89	17.72	18.97	18.99
MnO	0.65	0.68	0.58	0.47	0.68	0.51	0.64	0.73	0.66
Fe ₂ O ₃	2.49	1.92	3.33	2.25	2.08	2.89	2.82	1.86	1.86
CaO	12.78	12.67	12.07	12.54	12.08	12.61	12.61	12.74	12.36
Na ₂ O	1.04	1.19	0.88	0.46	1.07	0.99	1.02	1.12	1.05
K ₂ O	1.19	1.25	0.95	0.48	1.04	1.23	1.16	1.27	1.29
Summa O	101.52	101.42	100.73	100.54	100.39	100.34	100.35	102.50	100.30
Si	6.72	6.71	6.81	7.35	6.78	6.67	6.70	6.67	6.68
AlIV	1.28	1.29	1.19	0.65	1.22	1.33	1.30	1.33	1.32
AlM1-M3	0.32	0.28	0.29	0.17	0.29	0.35	0.32	0.22	0.22
Ti	0.09	0.11	0.05	0.01	0.10	0.07	0.08	0.18	0.18
Mg	2.01	2.05	2.27	2.56	2.04	1.99	2.03	2.02	2.00
FeM1-M3	2.23	2.26	1.95	1.96	2.26	2.21	2.18	2.28	2.32
MnM1-M3	0.08	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.08	0.09	0.08
Fe3+	0.27	0.21	0.37	0.24	0.23	0.32	0.31	0.20	0.21
FeM4	0.00	0.01	0.11	0.06	0.09	0.00	0.01	0.02	0.04
CaM4	2.00	1.99	1.88	1.94	1.91	2.00	1.99	1.98	1.96
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.29	0.34	0.25	0.13	0.31	0.28	0.29	0.31	0.30
K	0.22	0.23	0.18	0.09	0.20	0.23	0.22	0.23	0.24
Fe3+(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.52	0.57	0.42	0.22	0.50	0.51	0.51	0.55	0.55
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.47	0.47	0.54	0.57	0.47	0.47	0.48	0.47	0.46
(Na+K)A	0.52	0.57	0.42	0.22	0.50	0.51	0.51	0.55	0.55
Amfibolnamn	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Magnesio- hornblände	Magnesio- hornblände	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit

Tabell 4 forts

IMS	Amf-5	Amf-6	Amf-7	Amf-8	Amf-9	Amf-11	Amf-6	Amf-8	Amf-11
SiO ₂	45.85	46.25	45.09	45.23	45.68	45.94	45.18	45.57	43.79
Al ₂ O ₃	9.45	8.60	10.30	9.61	9.37	9.14	10.26	9.54	11.70
TiO ₂	0.74	0.55	0.68	0.67	1.01	0.82	0.63	1.07	0.62
MgO	9.37	10.00	8.99	9.30	9.41	9.50	8.74	9.07	8.47
FeO	18.03	16.81	17.80	17.54	18.48	17.89	18.33	18.57	17.60
MnO	0.68	0.52	0.69	0.59	0.48	0.75	0.62	0.57	0.62
Fe ₂ O ₃	2.25	2.89	3.66	3.33	2.07	2.82	3.48	2.59	4.30
CaO	12.63	12.54	12.77	12.58	12.72	12.74	12.77	12.76	12.77
Na ₂ O	1.09	0.88	1.16	1.10	1.23	1.12	1.12	1.06	1.22
K ₂ O	1.15	1.00	1.25	1.14	1.19	1.20	1.27	1.29	1.41
Summa O	100.99	99.79	102.05	100.76	101.42	101.64	102.05	101.82	102.08
Si	6.72	6.81	6.56	6.65	6.68	6.70	6.58	6.65	6.39
AlIV	1.28	1.19	1.44	1.35	1.32	1.30	1.42	1.35	1.61
AlM1-M3	0.35	0.31	0.33	0.31	0.30	0.27	0.35	0.29	0.40
Ti	0.08	0.06	0.07	0.07	0.11	0.09	0.07	0.12	0.07
Mg	2.05	2.20	1.95	2.04	2.05	2.06	1.90	1.97	1.84
FeM1-M3	2.19	2.05	2.16	2.14	2.25	2.17	2.23	2.26	2.14
MnM1-M3	0.08	0.06	0.09	0.07	0.06	0.09	0.08	0.07	0.08
Fe ³⁺	0.25	0.32	0.40	0.37	0.23	0.31	0.38	0.28	0.47
FeM4	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
CaM4	1.98	1.98	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	2.00	2.00
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.31	0.25	0.33	0.31	0.35	0.32	0.32	0.30	0.34
K	0.21	0.19	0.23	0.21	0.22	0.22	0.24	0.24	0.26
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.52	0.44	0.56	0.53	0.57	0.54	0.55	0.54	0.61
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.48	0.52	0.47	0.49	0.48	0.49	0.46	0.47	0.46
(Na+K)A	0.52	0.44	0.56	0.53	0.57	0.54	0.55	0.54	0.61
Amfibolnamn	Ferro- edenit	Magnesio- hornblände	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Hastingsit

Tabell 5 Amfibol i kärnan

Kärna	Amf-1	Amf-2	Amf-3	Amf-4	Amf-5	Amf-8	Amf-12	Amf-13	Amf-14	Amf-15	Amf-16
SiO ₂	45.75	47.03	50.49	47.57	46.17	46.41	47.65	46.75	43.64	46.09	47.92
Al ₂ O ₃	8.75	8.98	6.02	8.39	9.14	8.76	9.07	9.52	10.23	8.58	7.41
TiO ₂	1.54	0.41	0.23	0.45	0.47	0.62	0.36	0.63	0.54	0.66	0.44
MgO	10.32	10.24	12.14	10.43	10.04	10.26	10.51	10.10	9.59	10.10	10.66
FeO	17.60	17.56	16.02	17.43	17.03	17.56	16.69	17.89	16.31	17.58	16.97
MnO	0.59	0.50	0.63	0.53	0.60	0.54	0.69	0.55	0.78	0.50	0.65
Fe ₂ O ₃	1.50	1.90	1.57	2.54	2.22	2.15	3.14	1.81	4.82	2.32	1.62
CaO	12.37	12.58	12.83	12.31	12.54	12.35	13.03	12.70	11.24	12.16	12.70
Na ₂ O	1.15	1.13	0.74	0.86	1.08	1.21	1.02	1.25	1.02	1.09	0.91
K ₂ O	1.21	0.96	0.52	0.86	1.05	1.01	1.02	1.08	1.03	1.01	0.84
Summa O	100.64	101.10	101.03	101.12	100.17	100.64	102.87	102.11	98.73	99.86	99.95
Si	6.71	6.84	7.23	6.90	6.78	6.79	6.80	6.75	6.52	6.80	7.02
AlIV	1.29	1.16	0.77	1.10	1.22	1.21	1.20	1.25	1.48	1.20	0.98
AlM1-M3	0.23	0.37	0.25	0.33	0.36	0.30	0.32	0.37	0.32	0.29	0.30
Ti	0.17	0.04	0.02	0.05	0.05	0.07	0.04	0.07	0.06	0.07	0.05
Mg	2.26	2.22	2.59	2.25	2.20	2.24	2.24	2.17	2.13	2.22	2.33
FeM1-M3	2.11	2.09	1.89	2.03	2.07	2.09	1.98	2.13	1.84	2.09	2.07
MnM1-M3	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	0.10	0.06	0.08
Fe3+	0.17	0.21	0.17	0.28	0.25	0.24	0.34	0.20	0.54	0.26	0.18
FeM4	0.05	0.04	0.03	0.09	0.03	0.06	0.01	0.03	0.20	0.08	0.01
CaM4	1.95	1.96	1.97	1.91	1.97	1.94	1.99	1.97	1.80	1.92	1.99
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.33	0.32	0.21	0.24	0.31	0.34	0.28	0.35	0.29	0.31	0.26
K	0.23	0.18	0.10	0.16	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.16
Fe3+(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.55	0.49	0.30	0.40	0.50	0.53	0.47	0.55	0.49	0.50	0.41
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.52	0.51	0.58	0.53	0.52	0.52	0.53	0.51	0.54	0.51	0.53
(Na+K)A	0.55	0.49	0.30	0.40	0.50	0.53	0.47	0.55	0.49	0.50	0.41
Amfibolnamn	Edenit	Magnesio- hornblände	Magnesio- hornblände	Magnesio- hornblände	Edenit	Edenit	Magnesio- hornblände	Edenit	Magnesio- hornblände	Edenit	Magnesio- hornblände

Tabell 5 forts

Kärna	Amf-17	Amf-1	Amf-2	Amf-3	Amf-4	Amf-6	Amf-7	Amf-8	Amf-10	Amf-11	Amf-12
SiO ₂	44.56	43.44	46.34	47.50	45.97	45.97	45.32	47.84	45.90	45.95	45.84
Al ₂ O ₃	9.76	8.53	8.87	7.49	8.95	9.42	9.61	7.52	9.87	8.79	9.25
TiO ₂	0.96	3.81	0.72	0.69	0.48	0.58	0.55	0.37	0.48	1.01	0.78
MgO	8.99	9.18	9.87	10.92	9.95	9.56	9.52	10.60	9.56	9.24	9.43
FeO	18.05	18.55	17.43	16.79	16.96	17.94	17.18	16.34	17.76	18.95	18.11
MnO	0.61	1.04	0.60	0.78	0.59	0.63	0.50	0.71	0.64	0.66	0.64
Fe ₂ O ₃	2.49	2.49	2.29	2.86	2.59	2.20	3.31	3.03	2.88	1.51	2.23
CaO	12.57	11.82	12.68	12.10	12.42	12.56	12.68	12.78	12.44	12.46	12.55
Na ₂ O	1.20	0.97	1.00	0.99	1.01	1.16	1.16	0.80	1.18	1.17	1.09
K ₂ O	1.27	1.02	1.10	0.69	1.03	1.10	1.11	0.77	1.02	1.06	1.16
Summa O	100.20	100.60	100.67	100.53	99.69	100.90	100.61	100.45	101.45	100.65	100.86
Si	6.61	6.45	6.78	6.92	6.78	6.73	6.66	6.97	6.68	6.77	6.73
AlIV	1.39	1.49	1.22	1.08	1.22	1.27	1.34	1.03	1.32	1.23	1.27
AlM1-M3	0.32	0.00	0.31	0.21	0.34	0.36	0.32	0.26	0.38	0.30	0.33
Ti	0.11	0.43	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.11	0.09
Mg	1.99	2.03	2.15	2.37	2.19	2.09	2.08	2.30	2.07	2.03	2.06
FeM1-M3	2.24	2.19	2.13	1.94	2.06	2.17	2.11	1.98	2.10	2.31	2.20
MnM1-M3	0.08	0.13	0.07	0.10	0.07	0.08	0.06	0.09	0.08	0.08	0.08
Fe ³⁺	0.28	0.22	0.25	0.31	0.29	0.24	0.37	0.33	0.32	0.17	0.25
FeM4	0.00	0.12	0.01	0.11	0.04	0.03	0.00	0.01	0.06	0.03	0.03
CaM4	2.00	1.88	1.99	1.89	1.96	1.97	2.00	1.99	1.94	1.97	1.97
NaM4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaA	0.34	0.28	0.28	0.28	0.29	0.33	0.33	0.22	0.33	0.34	0.31
K	0.24	0.19	0.21	0.13	0.19	0.21	0.21	0.14	0.19	0.20	0.22
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S(M1-M3)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
S(M4)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
S(A)	0.58	0.47	0.49	0.41	0.48	0.54	0.54	0.37	0.52	0.53	0.53
S(T)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M +T-platser	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Mg/(Mg+Fe)	0.47	0.48	0.50	0.55	0.52	0.49	0.50	0.54	0.50	0.47	0.48
(Na+K)A	0.58	0.47	0.49	0.41	0.48	0.54	0.54	0.37	0.52	0.53	0.53
Amfibolnamn	Ferro- hornblände	Ferro- tschermakit	Magnesio- hornblände	Magnesio- hornblände	Magnesio- hornblände	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Magnesio- hornblände	Ferro- edenit	Ferro- edenit	Ferro- edenit

Appendix 2 Sammansättning för biotit i klotbergarten

Tabell 1 Biotit i matrix, det yttre mörka skalet, det inre mörka skalet och kärnan

	Matrix			YMS			IMS		Kärna	
	Bio-1	Bio-5	Biotit-17	Bio-2	Bio-7	Bio-13	Bio-3	Bio-7	Bio-1:2	Bio-2:1
Na ₂ O	0.21	0.08	0.18	0.21	0.18	0.13	0.25	0.20	0.06	0.16
MgO	9.66	12.24	10.56	11.08	10.52	10.65	11.44	11.30	10.60	10.64
SiO ₂	37.13	32.55	37.17	35.39	36.55	35.52	36.82	37.51	36.47	36.70
K ₂ O	9.86	4.91	9.77	7.88	9.19	8.89	9.25	9.30	9.40	9.75
TiO ₂	2.53	1.44	3.71	1.96	2.35	2.01	2.40	2.15	2.18	2.35
MnO	0.28	0.29	0.26	0.41	0.35	0.43	0.36	0.36	0.44	0.35
FeO	23.47	27.05	21.57	23.40	21.33	23.13	22.02	22.28	21.58	21.65
Al ₂ O ₃	15.47	15.43	14.18	14.93	14.97	14.71	15.13	15.67	14.69	14.25
CaO	-0.03	0.49	0.06	0.04	0.07	-0.01	-0.02	0.04	-0.04	-0.04
Tot	98.58	94.47	97.47	95.30	95.52	95.47	97.64	98.81	95.40	95.82
Na	0.06	0.03	0.05	0.06	0.05	0.04	0.07	0.06	0.02	0.05
Mg	2.17	2.88	2.38	2.56	2.41	2.47	2.57	2.51	2.44	2.44
Si	5.59	5.14	5.62	5.49	5.62	5.52	5.55	5.58	5.63	5.65
K	1.89	0.99	1.89	1.56	1.80	1.76	1.78	1.76	1.85	1.92
Ti	0.29	0.17	0.42	0.23	0.27	0.24	0.27	0.24	0.25	0.27
Mn	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05
Fe	2.96	3.57	2.73	3.04	2.74	3.01	2.78	2.77	2.79	2.79
Al	2.75	2.87	2.53	2.73	2.71	2.70	2.69	2.75	2.68	2.59
Ca	0.00	0.08	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	-0.01	-0.01
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Katjoner	15.73	15.76	15.66	15.73	15.68	15.79	15.76	15.72	15.72	15.76
Mg/Mg+Fe	0.42	0.45	0.47	0.46	0.47	0.45	0.48	0.47	0.47	0.47

Appendix 3 Sammansättning hos fältspat i klotbergarten och den omgivande bergarten

Tabell 1 Plagioklas i den omgivande bergarten

Omgiv ba	Plag-3d	Plag-3f	Plag-3:3	Plag-8:5	Plag-10:2	Plag-11:1	Plag-13:2
Na ₂ O	8.14	9.96	9.38	10.18	10.00	8.80	10.26
SiO ₂	63.37	67.59	65.91	68.39	68.27	66.30	68.62
K ₂ O	2.71	0.05	0.20	0.02	0.05	1.56	0.05
FeO	0.24	0.09	0.20	0.11	0.04	0.19	0.05
Al ₂ O ₃	24.49	20.68	21.66	20.35	20.44	23.35	20.25
CaO	1.52	1.21	1.95	0.58	0.61	1.03	0.49
Tot	100.39	99.34	99.19	99.52	99.18	101.19	99.58
Na	0.70	0.85	0.80	0.86	0.85	0.74	0.87
Si	2.80	2.96	2.91	2.99	2.99	2.87	2.99
K	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00
Fe	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	1.27	1.07	1.13	1.05	1.05	1.19	1.04
Ca	0.07	0.06	0.09	0.03	0.03	0.05	0.02
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	4.99	4.93	4.94	4.92	4.91	4.94	4.92
(Na+Ca+K)	0.92	0.91	0.91	0.89	0.88	0.87	0.89
An	0.08	0.06	0.10	0.03	0.03	0.05	0.03
Ab	0.76	0.93	0.89	0.97	0.96	0.85	0.97
Or	0.17	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	0.00

Tabell 2 Plagioklas i matrix

Matrix	Fsp-4	Fsp-7	Fsp-10	Fsp-11	Fsp-12	Fsp-16	Plag-13	Plag-14	Plag-16
Na ₂ O	7.16	8.29	7.33	7.27	7.22	7.17	8.56	8.20	7.10
SiO ₂	61.42	63.46	61.81	61.87	60.84	60.95	64.24	64.58	61.32
K ₂ O	0.37	1.59	2.19	0.29	0.28	0.40	0.08	1.52	0.49
FeO	0.19	0.17	0.17	0.19	0.11	0.20	0.10	0.11	0.02
Al ₂ O ₃	25.36	23.90	25.59	25.77	25.54	25.31	23.55	24.18	25.53
CaO	6.47	2.27	3.21	6.65	6.64	6.63	4.27	2.06	6.47
Tot	100.86	99.65	100.42	101.85	100.60	100.60	100.58	100.52	100.78
Na	0.61	0.71	0.63	0.61	0.62	0.61	0.73	0.70	0.61
Si	2.70	2.81	2.73	2.70	2.69	2.69	2.81	2.83	2.70
K	0.02	0.09	0.12	0.02	0.02	0.02	0.00	0.09	0.03
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.32	1.25	1.33	1.32	1.33	1.32	1.22	1.25	1.33
Ca	0.31	0.11	0.15	0.31	0.31	0.31	0.20	0.10	0.31
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	4.95	4.97	4.98	4.96	4.97	4.97	4.95	4.95	4.95
(Ca,Na,K)	0.94	0.91	0.90	0.94	0.95	0.95	0.93	0.88	0.94
An	0.33	0.12	0.17	0.33	0.33	0.33	0.21	0.11	0.33
Ab	0.65	0.78	0.70	0.65	0.65	0.65	0.78	0.79	0.65
Or	0.02	0.10	0.14	0.02	0.02	0.02	0.00	0.10	0.03

Tabell 3 Plagioklas i det yttre mörka skalet

YMS	Fsp-1	Fsp-2	Fsp-3	Fsp-4	Fsp-7	Fsp-9
Na ₂ O	7.15	5.80	6.91	7.26	7.29	6.98
SiO ₂	62.11	61.60	62.50	62.80	63.19	61.89
K ₂ O	1.61	5.19	3.41	0.44	0.34	0.42
FeO	0.29	0.74	0.95	0.06	0.09	0.21
Al ₂ O ₃	25.99	26.66	26.29	26.15	26.02	26.44
CaO	5.01	2.38	2.22	7.09	6.65	7.57
Tot	102.06	102.61	102.53	103.55	103.46	103.29
Na	0.60	0.49	0.58	0.60	0.61	0.58
Si	2.71	2.70	2.72	2.70	2.71	2.67
K	0.09	0.29	0.19	0.02	0.02	0.02
Fe	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01
Al	1.34	1.38	1.35	1.32	1.31	1.34
Ca	0.23	0.11	0.10	0.33	0.31	0.35
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	4.97	5.00	4.99	4.96	4.95	4.96
(Ca,Na,K)	0.93	0.89	0.88	0.95	0.93	0.96
An	0.25	0.13	0.12	0.34	0.33	0.37
Ab	0.65	0.55	0.67	0.63	0.65	0.61
Or	0.10	0.32	0.22	0.03	0.02	0.02

Tabell 4 Plagioklas i det ljusa skalet

LS	Plag-11	Plag-15	Plag-25	Plag-1	Plag-3	Plag-4	Fsp-19
Na ₂ O	8.14	5.73	7.99	6.58	6.18	6.33	7.36
SiO ₂	65.53	58.59	63.88	62.20	60.38	60.00	63.84
K ₂ O	1.41	0.49	0.92	2.20	2.45	1.80	3.85
FeO	0.17	0.53	0.23	0.23	0.11	0.19	0.25
Al ₂ O ₃	23.74	24.46	23.69	26.60	26.81	26.72	26.22
CaO	2.13	10.93	4.01	4.12	5.25	6.23	1.10
Tot	101.20	101.34	100.71	101.81	101.27	101.28	102.94
Na	0.69	0.50	0.68	0.56	0.53	0.54	0.62
Si	2.84	2.61	2.80	2.71	2.66	2.65	2.75
K	0.08	0.03	0.05	0.12	0.14	0.10	0.21
Fe	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Al	1.21	1.29	1.22	1.37	1.39	1.39	1.33
Ca	0.10	0.52	0.19	0.19	0.25	0.29	0.05
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	4.93	5.00	4.95	4.95	4.97	4.98	4.99
(Ca,Na,K)	0.86	1.05	0.92	0.87	0.91	0.94	0.88
An	0.11	0.50	0.20	0.22	0.27	0.31	0.06
Ab	0.79	0.47	0.74	0.64	0.58	0.58	0.70
Or	0.09	0.03	0.06	0.14	0.15	0.11	0.24

Tabell 5 Plagioklas i det inre mörka skalet

IMS	Plag-1	Plag-2	Plag-3	Plag-5
Na ₂ O	9.04	8.76	9.18	9.81
SiO ₂	67.42	66.93	68.55	69.30
K ₂ O	0.26	0.46	0.65	0.35
FeO	0.37	0.27	0.15	0.18
Al ₂ O ₃	21.10	21.47	21.00	20.57
CaO	1.60	2.30	1.52	1.14
Tot	99.60	100.01	101.01	101.25
Na	0.77	0.74	0.77	0.82
Si	2.95	2.93	2.96	2.98
K	0.01	0.03	0.04	0.02
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.09	1.11	1.07	1.04
Ca	0.08	0.11	0.07	0.05
O	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	4.90	4.91	4.91	4.91
(Ca,Na,K)	0.86	0.88	0.88	0.89
An	0.09	0.12	0.08	0.06
Ab	0.90	0.85	0.88	0.92
Or	0.02	0.03	0.04	0.02

Tabell 6 Plagioklas i kärnan

Kärna	Plag-4	Plag-10	Plag-14	Plag-15	Plag-20	Plag-2	Fsp-7	Plag-1
Na ₂ O	8.91	8.58	8.26	8.20	9.03	8.96	7.00	6.98
SiO ₂	68.59	65.95	68.53	67.86	66.65	65.97	62.83	63.26
K ₂ O	0.92	1.57	0.64	0.72	0.38	0.38	1.59	0.18
FeO	0.17	0.65	0.16	0.77	0.33	0.34	0.24	0.07
Al ₂ O ₃	20.70	22.46	21.17	21.20	21.33	21.45	24.95	26.43
CaO	1.37	1.15	3.07	1.46	2.53	2.30	3.76	7.21
Tot	100.26	100.47	101.67	100.18	100.11	99.12	100.28	103.78
Na	0.75	0.73	0.69	0.69	0.77	0.77	0.60	0.58
Si	2.98	2.89	2.95	2.96	2.92	2.91	2.77	2.70
K	0.05	0.09	0.04	0.04	0.02	0.02	0.09	0.01
Fe	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
Al	1.06	1.16	1.07	1.09	1.10	1.12	1.30	1.33
Ca	0.06	0.05	0.14	0.07	0.12	0.11	0.18	0.33
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	4.89	4.94	4.88	4.87	4.93	4.92	4.93	4.93
(Ca,Na,K)	0.87	0.87	0.86	0.80	0.91	0.90	0.86	0.92
An	0.07	0.06	0.16	0.08	0.13	0.12	0.20	0.36
Ab	0.87	0.84	0.80	0.87	0.85	0.86	0.69	0.63
Or	0.06	0.10	0.04	0.05	0.02	0.02	0.10	0.01

Tabell 7 Kalifältspat i kärna, matrix och den omgivande bergarten

	Kärna		Matrix	Omgiv ba	
	Kfsp-2	Kfsp-8	Kfsp-17	Kfsp-3b	Kfsp-4:4
Na ₂ O	0.28	0.97	0.99	0.07	0.17
SiO ₂	64.94	65.36	64.98	65.00	64.97
K ₂ O	17.20	15.65	15.59	17.68	17.57
FeO	0.09	0.09	0.08	0.13	0.23
Al ₂ O ₃	18.80	19.24	19.18	18.72	18.72
CaO	-0.03	0.21	0.10	-0.07	0.00
Tot	101.55	101.72	101.13	101.53	101.87
Na	0.03	0.09	0.09	0.01	0.02
Si	2.97	2.97	2.97	2.98	2.97
K	1.00	0.91	0.91	1.03	1.03
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.01	1.03	1.03	1.01	1.01
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Katjoner	5.03	5.01	5.01	5.03	5.04
(Ca,Na,K)	1.03	1.00	1.00	1.04	1.04
An	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ab	0.02	0.08	0.09	0.01	0.01
Or	0.98	0.91	0.91	1.00	0.99

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

97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic strati-graphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden -chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk -paleohydrologisk undersökning av våtmarks-komplexet Rolands hav, Blekinge.
102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjalla-jökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av stromboli-karaktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagerföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvagge - Luottalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetations-utveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granat-amfibolit. En studie av metamorfos i Åker-metabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimen-tologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimat-oscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söder-åsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök.
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentations-processer och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidig-holocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljö-förändringar under holocen i Sylamaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydro-geologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.

132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kine-matiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubranden-burg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av föreningsspridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene-Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvatten-anläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
150. Malmberg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nordöstra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, P, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på grus-sand – en mineralogisk och texturrell undersökning.
161. Ljungberg, J., 2003. Sierggaväggeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbritenheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
164. Näsström, Helena, 2003: Klottedioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineralkemi och genes.