

# EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Mineralogi och petrologi

---



RÖNTGENKARAKTÄRISERING OCH OPTISK UNDERSÖKNING  
AV KALIFÄLTSPATER FRÅN VARBERGSCHARNOCKITEN  
OCH HINNERYDSGRANITEN, SYDVÄSTRA SVERIGE.

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600502524

MARIA MANNERSTRAND

---

LUND 1992

NR 40

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

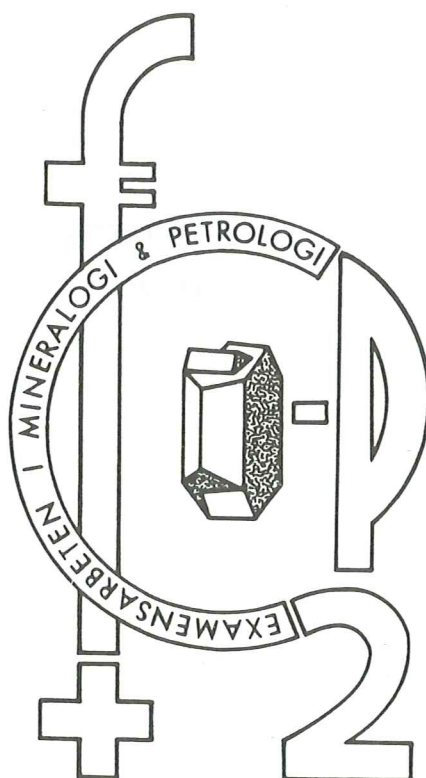
CODEN: SE-LUNBDS/NBGO-92/5040 58S

# EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

Mineralogi och petrologi

---



RÖNTGENKARAKTÄRISERING OCH OPTISK UNDERSÖKNING  
AV KALIFÄLTSPATER FRÅN VARBERGSCHARNOCKITEN  
OCH HINNERYDSGRANITEN SYDVÄSTRA SVERIGE.

MARIA MANNERSTRAND

---

LUND 1992

NR 40

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

<b>Innehållsförteckning:</b>	<b>sid.</b>
1. Summary	2
2. Målsättning med undersökningen	5
3. Regionalgeologi	6
3.1. Det sydvästsvenska gnejsområdet	6
3.2. Hinnerydsgraniten	9
3.3. Varbergsområdets geologi	11
4. Fältspatsstrukturer	16
4.1. Allmänt	16
4.2. Tetraederplatser	20
4.3. Tvillingar	23
5. Mineralbestämningar med röntgendiffraktion	25
6. Provtagning och röntgenundersökning	29
7. Resultat	31
8. Diskussion	40
8.1. Varbergsområdet	41
8.2. Hinnerydsgraniten	42
9. Slutsatser	43
10. Tack	43
Referenser	44
Appendix	47

## 1. Summary

Many major problems of the geological development of southwestern Sweden still remain unsolved. An investigation, of which the present study is a part, is aimed at increasing our knowledge about the metamorphic processes, from which the rocks in this region have suffered. The present study is devoted to the structural state of the potash feldspar in two different rock types. The first rock type is the Varberg Charnockite, which Quensel (1951) and Hubbard (1975, 1978) have described from the southern part of the Swedish westcoast. The second rock type is the Hinneryd granite (Lindh and Johansson, 1991) situated in the southwestern part of the county of Småland, Sweden.

The Varberg region can be divided into three distinct lithological groups: 1.) The Varberg series, which is a sequence of granitic gneisses including zones of mixed granulites, 2.) The Bua series, which according to Hubbard (1975) consists of clearly banded metasupracrustal gneisses and migmatites, 3.) The Charnockite—Granite Association, which is a composite association of plutonic rocks. This association can be further divided into four components called the Varberg Charnockite (VC), the Apelviken—Getterön Charnockite (AGC), the Trönningenäs Charnockite (TC), and the Torpa Granite (TG; Hubbard 1975). The potash feldspars investigated are from the AGC unit. It is possible to follow a change in colour from a greyish green, typical orthoclase feldspar via a feldspar with a greyish green core surrounded by a reddish mantle to a completely reddish brown potash feldspar. The object of the investigation was to establish whether there was a structural change in the potash feldspar. If there is a change, it should be tested whether this change could be correlated to macroscopic appearance and results from the microscopic observations.

The Hinneryd granite massif occupies an area of about  $1.3 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ . It is a strongly deformed reddish grey rock. Its composition is adamellitic. The rock is medium grained and has megacrysts of perthitic potash feldspar. Sometimes the megacrysts show microcline twinning, but *twin-free* potash feldspar also occurs. The object of this part of the investigation was to determine the structural state of the potash feldspars and to study them under the petrographic microscope. A comparison between the X-ray results and the optical results is performed.

The samples from the AGC were taken to include all transitional phases. All samples were taken from a very small area on Getterön — approximately  $1 \cdot 10^{-2} \text{ km}^2$ . The samples from the Hinneryd Granite were taken from a much larger area than those from the AGC. The distance between the easternmost and westernmost sample was approximal 40 km.

From both rock types the alkali feldspars were separated by handpicking under the microscope. Then the material was ground to a fine powder. The structural state of the feldspar was obtained from X-ray diffraction studies, by measuring the "triclinicity". The "triclinicity" is a measure of the deviation of the interaxial angles  $\alpha$  and  $\gamma$  from  $90^\circ$ . In the monoclinic potash feldspars — orthoclase and sanidine —  $\alpha$  and  $\gamma$  are equal to  $90^\circ$ . However, in the triclinic feldspar they are not. The interaxial angle  $\beta$  is obtuse and

assumed to be constant irrespective of structural state. To determine the "triclinicity" the splitting of the peak (131) was studied. In monoclinic feldspars, it consists of one peak (131). In triclinic feldspars it splits into two separate peaks (131) and ( $\bar{1}\bar{3}1$ ). The "triclinicity" ( $\Delta$ ) was calculated with Goldsmith's and Laves's (1954) formula:  $\Delta = 12.5[d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}1)}]$ . The "triclinicity" is a function of the Al distribution over the available tetrahedral sites. In the monoclinic phase, Al is equally distributed over all sites but in the triclinic phase, Al prefers the  $T_1O$  site. The T stands for tetrahedral site.  $T_1$  sites are the positions closest to the large cations and O is a site not affected by any symmetry operation.

All powdered potash feldspar specimens were examined on a Philips X-ray diffractometer PW 1710 ( $\lambda = 1.5405\text{\AA}$ , 50kV, 25mA,  $\text{CuK}\alpha$  radiation). MgO was used as an internal standard. The investigation required a slow stepscan with steps of  $0.005^\circ 2\theta$ . The counting time at each step was 10 seconds. The obtained intensities were plotted versus the angle  $2\theta$  in scattergrams. These scattergrams show different types of reflexes.

There are three types of reflexes identified:

1. *One single (131) reflex — orthoclase.* This reflex may be more or less broadened.
2. *Two (131) and ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) reflexes — microcline.* The reflexes may be more or less well-separated.
3. *A combination of type 1 and 2.* This indicates a transitional state between orthoclase and microcline. This type of reflexes is often diffuse.

The following results were obtained for the **Varberg Charnockite**:

1. *One narrow (131) reflex, with or without shoulder.* When a shoulder occurs, this shoulder is either on the high - or the low angle side. This type of reflex was obtained from the completely greyish green potash feldspar and from some of those which have a greyish green core and a reddish brown mantle. The potash feldspar is orthoclase.
2. *One broadened (131) reflex with or without shoulders.* The shoulders occur either on the high - or the low angle side. This type of reflexes is obtained from potash feldspars, which have a greyish green core and a surrounding reddish brown mantle. Both twinned and untwinned potash feldspar occurs. The twinned feldspars show both Carlsbad twinning and microcline cross-hatched twinning. Most of the potash feldspar is orthoclase, but microcline occurs in minor amounts.
3. *One strongly broadened (131) reflex, which has many shoulders.* Sometimes there are signs of *three* diffuse reflexes. The shoulders mostly occur on both sides of the peak. The potash feldspar is completely reddish brown. This is interpreted as a transitional state between orthoclase and microcline. No "clean" microcline can be identified.

The X-ray investigation shows together with the optical examination that the dominating potash feldspar is orthoclase. When the colour changes, a structural change starts. This structural change almost reaches intermediate microcline structural state.

For the **Hinneryd Granite** more complex results have been obtained:

1. *One narrow (131) reflex with no shoulders — orthoclase.* The colour of the potash feldspar is red. No microcline is found.

2. *One broadened (131) reflex with or without shoulders.* The shoulders can be single or double sided. The colour of the potash feldspar is red. The broadened reflex shows that a structural change from orthoclase to microcline has started. However, this structural change has not gone sufficiently far to split the reflex into a doublet. Optical investigations show that both Carlsbad twins and microcline cross-hatched twins occur. Potash feldspar without twinning occurs.

3. *A very broad reflex on which three or more peaks can be distinguished.* The colour of the potash feldspar is red. The peaks show that the feldspar is in a transitional state between orthoclase and microcline. Both twin-free and twinned feldspar occurs.

4. *Two separate reflexes (131) and ( $\bar{1}\bar{3}1$ ), which prove that this is microcline.* The degree of splitting indicates an intermediate microcline. No orthoclase is found.

In the Varberg Charnockite, the potash feldspar crystallized as orthoclase at high temperature. After the crystallization the charnockite was deformed and probably during this deformation tiny joints were formed in the feldspar megacrysts. The joints were high energy areas where transformation to microcline started. Possibly, the transformation was initiated by water acting as a catalyst. Otherwise, transformation started at the margins of the crystals and slowly spread inwards. The sampling was performed within a very restricted area. Consequently, the rate of cooling was nearly the same for all samples, and thus the change in structural state cannot have been affected by differing cooling rates. The structural change is followed by a colour change in the potash feldspar.

The potash feldspar of the Hinneryd Granite is always red or reddish pink. Originally the potash feldspar crystallized as orthoclase at a high temperature. The survival of the orthoclase structure within the Hinneryd granite indicates that the rock was deformed at a high temperature. Some of the feldspar retained its orthoclase structure during cooling and deformation. Some feldspar megacrysts show an incipient structural change, which results in the broadened peaks. The broadened peaks are interpreted as two unresolved peaks situated close together. The structure is "more" monoclinic than triclinic. This change is caused by cooling after crystallization.

The samples come from a large area. It is thus not possible to exclude the possibility that varying cooling rates could have influenced the change of the structural state. However, it can be concluded that uplifting and cooling was rapid, otherwise the structural state of the potash feldspar would have been triclinic and not monoclinic.

## 2. Målsättningen med undersökningen

Målsättningen med denna undersökning är att ge en ökad förståelse för den metamorfos som sydvästsveriges berggrund har genomgått. Många av de grundläggande problemen i sydvästsverige återstår ännu att lösa. Det råder allmänt sätt en större osäkerhet beträffande utvecklingen av sydvästra Sveriges berggrund än av berggrunden i andra delar av den Baltiska skölden.

I detta arbete har kalifältspater från två olika bergarter studerats. De två bergarterna har varit Varbergscharnockiten (Quensel 1951, Hubbard 1975, 1978) och Hinnerydsgraniten (Lindh och Johansson 1991). Kalifältspaterna separerades från bergarterna och "trikliniciteten" bestämdes med röntgendiffraktion. "Trikliniciteten" utgör ett mått på hur mycket kantvinklarna  $\alpha$  och  $\gamma$  i enhetscellen avviker från  $90^\circ$ . Kantvinkeln  $\beta$  anses vara konstant och skild från  $90^\circ$  vid dessa beräkningar. Med hjälp av "triklinicitets" mätningar kan enhetscellens struktur bestämmas för den mineralfas som finns i den undersökta bergarten. "Trikliniciteten" bestämdes genom att studera uppsplittringen av (131) reflexen hos kalifältspaterna. Hos ortoklas består den av endast en reflex (131) medan den hos mikroklin splittras till två (131) och ( $\bar{1}31$ ).

En petrografisk beskrivning av bergarterna har gjorts med tonvikt på kalifältspaternas mikroskopiska utseende, detta gjordes för att försöka relatera resultaten av röntgenundersökningen till det makro- och mikroskopiska utseendet av kalifältspaterna. (se Appendix)

### 3. Regional geologi

#### 3. 1. *Det sydvästsvenska gnejsområdet*

Den Baltiska skölden kan indelas i tre större delar, den arkeiska i nordöst, den svekofenniska i de centrala delarna och den sydvästskandinaviska delen. Den västra kanten av den Baltiska skölden tektoniserades och metamorfoserades under de svekonorvegisk-grenvilliska och kaledonska orogenesiserna. Under den kaledonska orogenesisen bildades ny jordskorpa medan det är oklart hur mycket nytt jordskorpematerial som tillfördes under den svekonorvegiska orogenesisen. Den sydvästsvenska delen består till stor del av bergarter som bildades för 1.75 - 1.5 miljarder år sedan. Dessa bergarter har metamorfoserats och intruderats av magmatiska bergarter för 1.58-1.54 och eventuellt för 1.45 miljarder år sedan (hallandiska orogenesisen?), för 1.25- 0.9 miljarder år (svekonorvegiska orogenesisen) och för 0.6-0.4 miljarder år sedan (kaledonska orogenesisen). Påverkan från den kaledonska orogenesisen var liten i sydvästsverige.

Den sydvästsvenska delen av den Baltiska skölden kan separeras i tre krustala delar vilka är separerade av två tektoniska zoner, Protoginzonen (PZ), och Mylonitzonen (MZ; Fig 1). Både PZ och MZ utgör viktiga metamorfa och strukturella brott i berggrunden. Strukturellt utmärks PZ av smala stråk med kraftig förskiffring men även av intrusioner av hyperitdiabas, syenit och granit. Väster om PZ är gnejsomvandlingen kraftig. Här förekommer alla varianter av gnejs från grå, delvis bandad gnejs till röda, finkorniga, mycket fältspatsrika gnejser, vars magnetitnehåll är högt. Öster om PZ återfinns den svekofenniska regionen med bergarter som är ca 1.9-1.7 miljarder år och det transskandinaviska magmatiska bältet med bergarter som har en ålder av 1.8-1.65 miljarder år. Det transskandinaviska bältet kommer närmast PZ och öster därom ligger den svekofenniska regionen. Ett område som i nordväst begränsas av MZ, i öster av PZ och med en ungefärlig nordgräns vid Ulricehamn kallas den sydvästsvenska granulitregionen (SGR; Johansson et al. 1990). Detta område karaktäriseras av höggradigt metamorfoserade bergarter av okänd (hittills) ålder (Fig 1). Speciellt i den sydvästra delen av det sydvästsvenska gnejskomplexet är deformationen i allmänhet intensiv och foliationen och bandningen mycket utpräglad. Planstrukturerna är vanligen flacka, även om lokalt mer branta strukturer förekommer. Veckaxlarna har flack eller moderat stupning.

Det sydvästsvenska gnejsområdet består av bergarter med olika ursprung, både



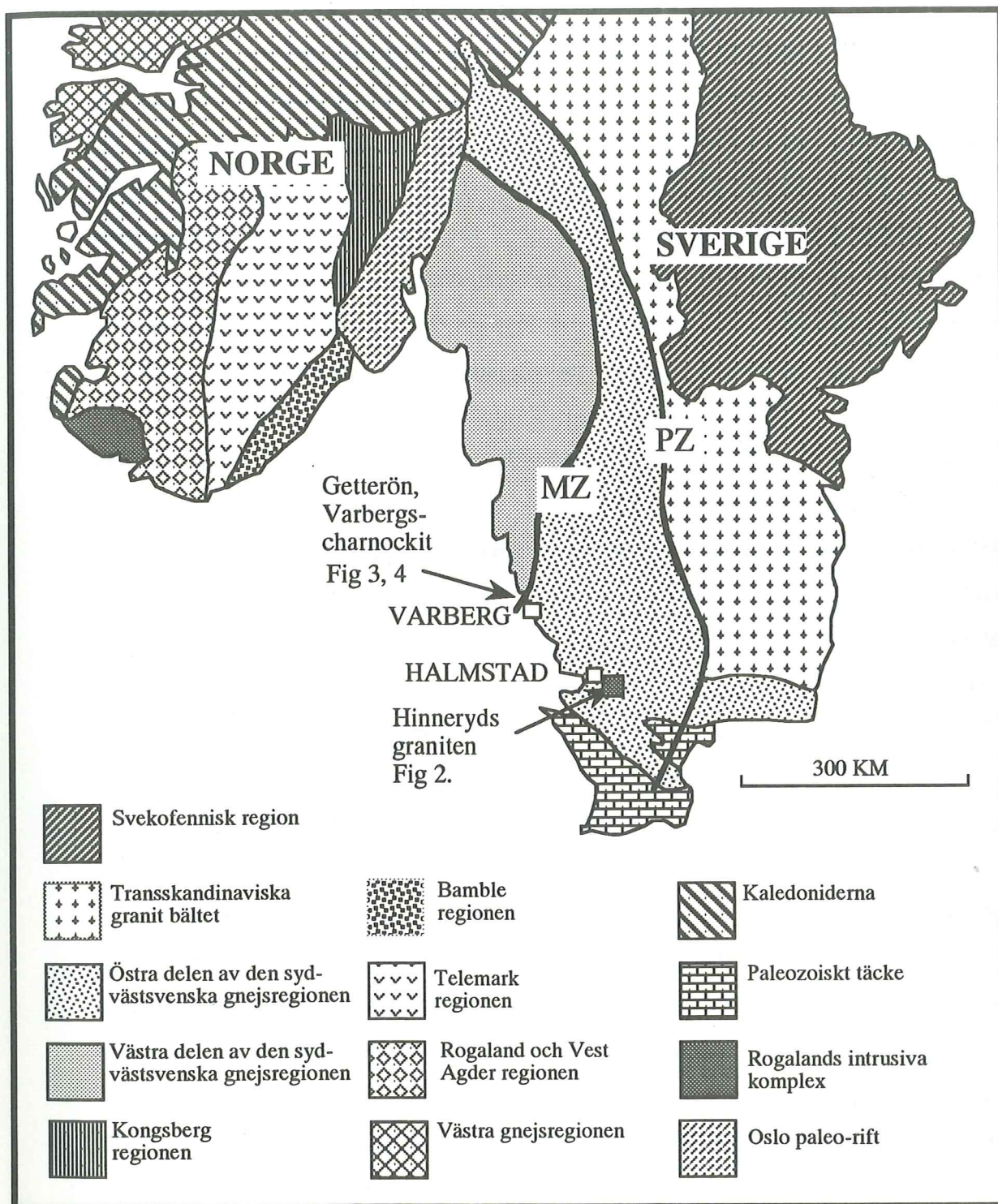


Fig 1. Geologisk översiktskarta över de prekambriiska huvudregionerna i den sydvästsvenska delen av den Baltiska skölden, Kaledoniderna, Oslo paleo-rift och paleozoiska lager. I kartan finns de undersökta områden markerade. Kartan efter Johansson och Kullerud (i press).

suprakrustala, dvs bergarter vilka har bildats på ytan, och plutoniska, dvs bergarter som bildats i jordskorpan djupare delar genom kristallisation från smältor. I halmstadsområdet har bergarterna enligt Mohrén och Larsson (1968) till stor del suprakrustalt ursprung. Dit hör de flesta av ådergnejserna kring Halmstad. Här växlar berggrunden från amfibolit över plagioklasrika gnejser och gnejser av intermediär sammansättning till utpräglat sura gnejser. Efter bildandet av de suprakrustala gnejserna veckades och metamorfoserades berggrunden. För många av gnejserna kan det vara svårt att bestämma deras genetiska ursprung. Wikman och Bergström (1987) antog att flertalet gnejser har ett intrusivt ursprung.

Lokalt inom halmstadsområdet, framför allt i de kustnära delarna, har metamorfosen gått så långt att charnockit bildats. Detta enligt Mohrén och Larsson (1968). Det är dock osäkert om dessa bildats genom metamorfos av plutoniska bergarter eller om magmorna varit mycket torra, och intrusionen skett på tillräckligt djupt i skorpan, för att de skulle kristallisera direkt som charnockiter. Veckningsfasen var i huvudsak avslutad innan charnockiterna bildades.

Väster om PZ kan de grönstenar som finns (finkorniga basiska bergarter) indelas i två grupper en äldre och en yngre. Den äldre gruppen förekommer i allmänhet som konforma sliror, lager, eller band i gnejsen, medan den yngre gruppen omfattar gångformade amfiboliter som skär genom de äldre gnejs — amfibolitstrukturerna. På de ställen där man inte har några entydiga eller tolkbara kontaktförhållanden till den omgivande berggrunden kan det vara svårt att avgöra vilken grupp en amfibolit tillhör (Wikman och Bergström 1987).

Granulitfacies metamorfosen i sydvästsverige, och den med denna associerade deformationen och intrusionen av charnockiter har kallats den "hallandiska orogenesisen" (Hubbard 1975). Dateringen av dessa händelser baseras på endast en Rb-Sr bestämning av Varbergs charnockiten. Denna ger åldern  $1453 \pm 50$  miljoner år (95% konfidens nivå, Welin och Gorbatshev 1978). Enligt Welin och Gorbatshev (1978) sammanfaller den tidpunkt då Rb-Sr isotopsystemet stängdes i Varbergscharnockiten med U-Pb och Rb-Sr åldrarna hos vissa graniter och associerade pegmatiter i sydvästra och södra Sverige.

Påverkan från den svekonorvegiska orogenesisen har tidigare betraktats som mindre betydelsefull (Talbot och Heeroma 1989). Nu har fler isokronåldersdateringar med Sm-Nd metoden på mineral gjorts. Detta ger en förbättrad kunskap om den metamorfos som sydvästra Sverige genomgått. Med dessa nya data har gamla teorier fått omtolkas.

Johansson et al. (1991) publicerade två nya Sm-Nd dateringar från mafiska granuliter, en från Hallandsås och en från Ullared. Båda granuliterna gav väldefinierade Sm-Nd isokroner på  $907 \pm 12$  och  $916 \pm 11$  miljoner år för Hallandsås respektive Ullared. Dessa åldrar har

tolkats som högtemperatur blockeringsåldrar av Sm-Nd systemet. De åldrar som framkommit överensstämmer med sensvekonorvegiska (sengrenvilliska; Johansson et al. 1991).

I en ännu inte publicerad analys har Sm-Nd isokronåldrar bestämts för Varbergscharnockiten (*sensu strictu*) och för en mafisk granulit från Träslövsläge strax söder om Varberg. Charnockiten gav en väldefinierad isokronålder av  $893 \pm 5$  miljoner år och den mafiska granuliten en ålder av  $881 \pm 4$  miljoner år. (Johansson och Kullerud, i press). Dessa åldrar ligger nära de tidigare erhållna åldrarna för granuliterna från Hallandsås och Ullared. Den nuvarande granulitfaciesparagenesen i Varbergcharnockiten, den mafiska granuliten vid Träslövsläge och i andra granuliter inom SGR har således bildats så sent som för omkring 900 miljoner år sedan. Kvar finns frågan om vad den av Welin och Gorbatschevs (1978) erhållna Rb-Sr åldern egentligen betyder. Den kan antingen representera en intrusionsålder för Varbergscharnockiten och dess protolit eller en blandningsisokron utan ålderssignifikans. Den frågan återstår att lösa.

### 3. 2. Hinnerydsgraniten

Hinnerydsgraniten bildar ett stort massiv med en area på ca  $1.3 \cdot 10^3$  km<sup>2</sup> i den västra delen av det sydvästsvenska gnejskomplexet (Fig 1 och 2). Den extremt dåliga blottningsgraden i inlandet tillåter ingen detaljerad undersökning av området. Det är således inte möjligt att följa eventuella kemiska eller mineralogiska övergångar inom granitens utbredningsområde. De få synliga kontakter som finns är alla starkt tektoniserade och de ger ingen ledtråd till relativa åldersförhållandet. Det har inte heller gjorts någon modern kartering av området, utan den provisoriska översiktliga berggrundskartan (PÖB; Wikman och Bergström, 1987) bygger på kartor gjorda av (Caldenius et al., 1966, Mohrén och Larsson 1968), samt på tillhörande beskrivningar och ett antal nya observationer. Figur 2 är en förenklad version av PÖB Malmö över den aktuella delen av det område som omfattar Hinnerydsgraniten (efter Lindh och Johansson 1991).

Hinnerydsgraniten är medelkornig. Dess sammansättning är adamellitisk. Typiskt är de pertitiska kalifältspatmegakristerna. Graniten är starkt deformerad. Kvarts, plagioklas, kalifältspat, biotit, hornblände och ibland små mängder av granat bildar matrix kring de större pertitiska fältspatmegakristerna. Kvartskornen bildar ofta starkt tillplattade linser. Vanligen dominerar biotit över hornblände, men i några fall dominerar hornblände. I några prov har

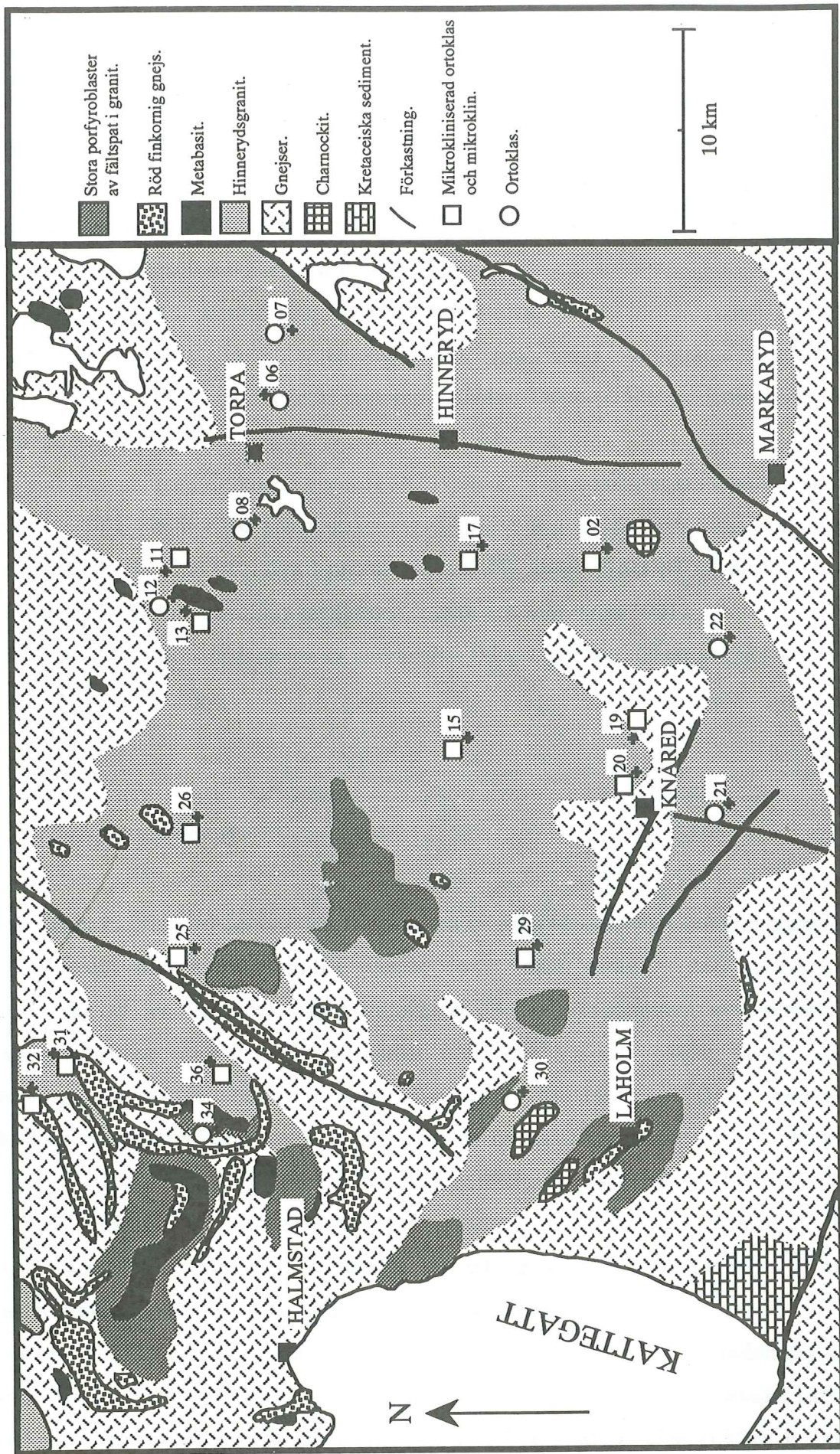


Fig. 2 Geologisk karta över Hinnerysgranitens utbredningsområde. Provkalorna är markerade. Provkalorna är markerade, de två första siffrorna (87) är uteslutna ur provnumren. Kalifältpaternas strukturella tillstånd är markerat med olika symboler. Kartan efter Lindh och Johansson (1991).

relikter av trolig klinopyroxen observerats. Ibland uppvisar kalifältspaten mikroklintvillingar i tunnslipen, även om kalifältspat utan tvillingbildning är avsevärt vanligare. Dessa kan vara ortoklas. Plagioklasen uppvisar vanliga albit- eller periklintvillingar, och är något sericitiserad. Antipertit förekommer relativt ofta, medan myrmekit är mer ovanligt. Accessoriska mineral är bl a förutom malmfaser, zirkon, apatit och titanit. Titanit förekommer företrädesvis associerat med malmkornen.

Relationer mellan Hinnerydsgraniten och andra delar inom sydvästsvenska gnejskomplexet är hittills okända. Intrusionsåldern för graniten är inte bestämd men troligen äldre än 900 miljoner år, då det finns metamorfosåldrar rapporterade på denna ålder från närliggande områden.

Den kemiska sammansättningen visar på ett ursprung av en homogen kontinuerlig skorpa av tonalitisk till kvartsdioritisk sammansättning. Troligen är graniten inget resultat av någon lång magmatisk aktivitet utan den kemiska sammansättningen tyder på att protoliten har utvecklats relativt snabbt utan flera mellansteg (Lindh och Johansson 1991).

Sidoberget består till största delen av intermediär till sur, grå och rödaktigt grå gnejs, vars ursprung och ålder är okänd.

### 3. 3. *Varbergsområdets geologi*

Varberg ligger ca 70 km söder om Göteborg på den svenska västkusten. Geologin domineras av ett intrusivt plutoniskt komplex, bestående av med varandra nära associerade charnockitiska och icke charnockitiska granitoida led (Se Fig 3.) Blottningar av charnockit är väl exponerade inne i och utanför stadskärnan i Varberg. Vid alla lokaler, utom i själva kustbandet uppträder hållarna som isolerade blottningar. Den regionala amfibolitfaciesmetamorfosen har i en del områden övergått i granulitfacies. Områdets geologi har undersökts och beskrivits av Svedmark (1893), Quensel (1951), Hubbard (1975, 1978), dess geokemi har även undersökts och beskrivits av Hubbard och Whitley (1978, 1979), och Constable och Hubbard (1981) och Hubbard och Constable (1980) i ett antal artiklar. Kalifältspatsstrukturen har undersökts av Iball och Hubbard (1982).

Quensel (1951) indelade områdets charnockiter med ledning av den indelning som Holland (1900) hade definierat för charnockit och charnockitserier på den indiska halvön. Quensel delade in charnockiterna i mafiska, intermediära och felsiska charnockiter. Hubbard

(1975) gjorde en helt annan indelning av de olika typerna av charnockit och gav dem lokala namn. Enligt hans uppfattning finns det inom området två klasser av charnockit, en som var ett resultat av *in situ* charnockitisering — dvs charnockiteringen utgjorde en del av den metamorfa utvecklingen. Den andra klassen är charnockit bildad ur ett intrusivt plutoniskt komplex. Hubbard (1975) indelade vidare Varbergsområdet i tre litologiska huvudgrupper. Dessa huvudgrupper delade han i sin tur in i olika undergrupper. Den första huvudgruppen är Varbergs serien, som består av en sekvens av granitiska gnejser, som innehåller bälten av blandade granuliter. Den har två litologiska facies; en blandad grupp av kvartsfältspatiska och mafiska pyroxengranuliter i en bandad sekvens med varierande bandbredd och en svagt folierad granitisk gnejs, som trots fläckvis charnockitisering är homogena över stora bergartsvolymer. Granuliterna består av ett medelkornigt granoblastiskt matrix av antipertit, andesin, ortoklas och kvarts tillsammans med Ca - rik pyroxen och hypersten. Dessutom finns en varierande mängd av amfibol, biotit och granat. Ett viktigt led i granulitenheten är granatpyribolit. Den andra huvudgruppen är Bua serien, som enligt Hubbard (1975), består av tydligt bandade metasuprakrustala gnejser och migmatiter. Bua serien överlagrar alla andra litologiska enheter, inklusive Charnockit-Granit Associationen (se nedan). I området kan tre litofaciella sekvenser urskiljas; a.) en dominerande psammitisk gnejssekvens med kalksilikat horisonter, b.) en kvartsfältspatisk gnejssekvens och c.) en mer inhomogen gnejssekvens med pelitiska komponenter. Den tredje huvudgruppen är Charnockit-Granit Associationen, som består av en kompakt sammansatt association av plutoniska bergarter. Hos Charnockit-Granit Associationen kan fortfarande enligt Hubbard (1975) fyra undergrupper urskiljas nämligen följande: Varberg charnockit (VC), Apelviken-Getterön charnockit (AGC), Trönningenäs charnockit (TC) och Torpa granit (TG). (VC), som dominerar i söder och väster, är huvudcharnockiten inom associationen. (VC) är en massiv, vanligen grågrön medelgrov charnockit med kvartsdioritisk till granodioritisk sammansättning. Xenoliter av *in situ* bildade charnockiter och granuliter ur Varbergsserien förekommer. (AGC) är en komplex enhet inom varbergsserien. Dess matrix liknar huvudsakligen (VC) i mineralsammansättning, men den innehåller grovkorniga aggregat. Dessa aggregat är av två typer. 1). I en typ består aggregaten av oregelbundna fältspatsmegakristiska charnockitiska kroppar. Dessa varierar i storlek och form. Den typiska charnockitfärgningen av fältspaterna har ofta partiellt gått förlorad i de grova kropparna. 2). Den andra typen av aggregat består av regelbundna, rundade enheter som gradvis övergår från grov charnockit till mikroklin-biotit granit. Denna gradvisa övergång i kropparna går från söder till norr. Under övergången bevaras en mörk

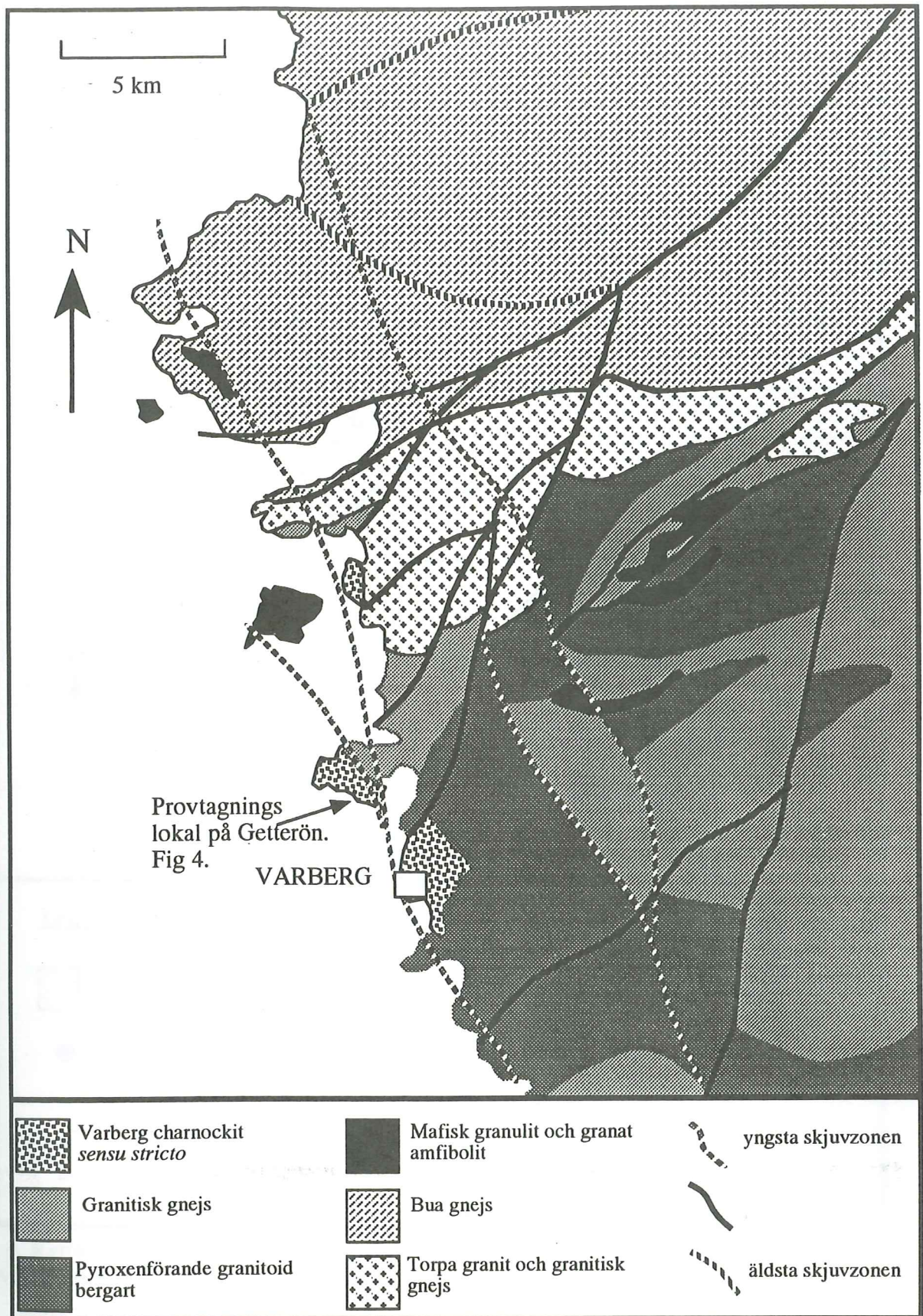


Fig 3. Geologisk karta över Varberg-Bua området. Provtagnings området markerat. Kartan efter Johansson och Kullerud (i press) som modifierat den efter Talbot och Heeroma (1989), Hubbard (1975) och Constable och Hubbard (1981).

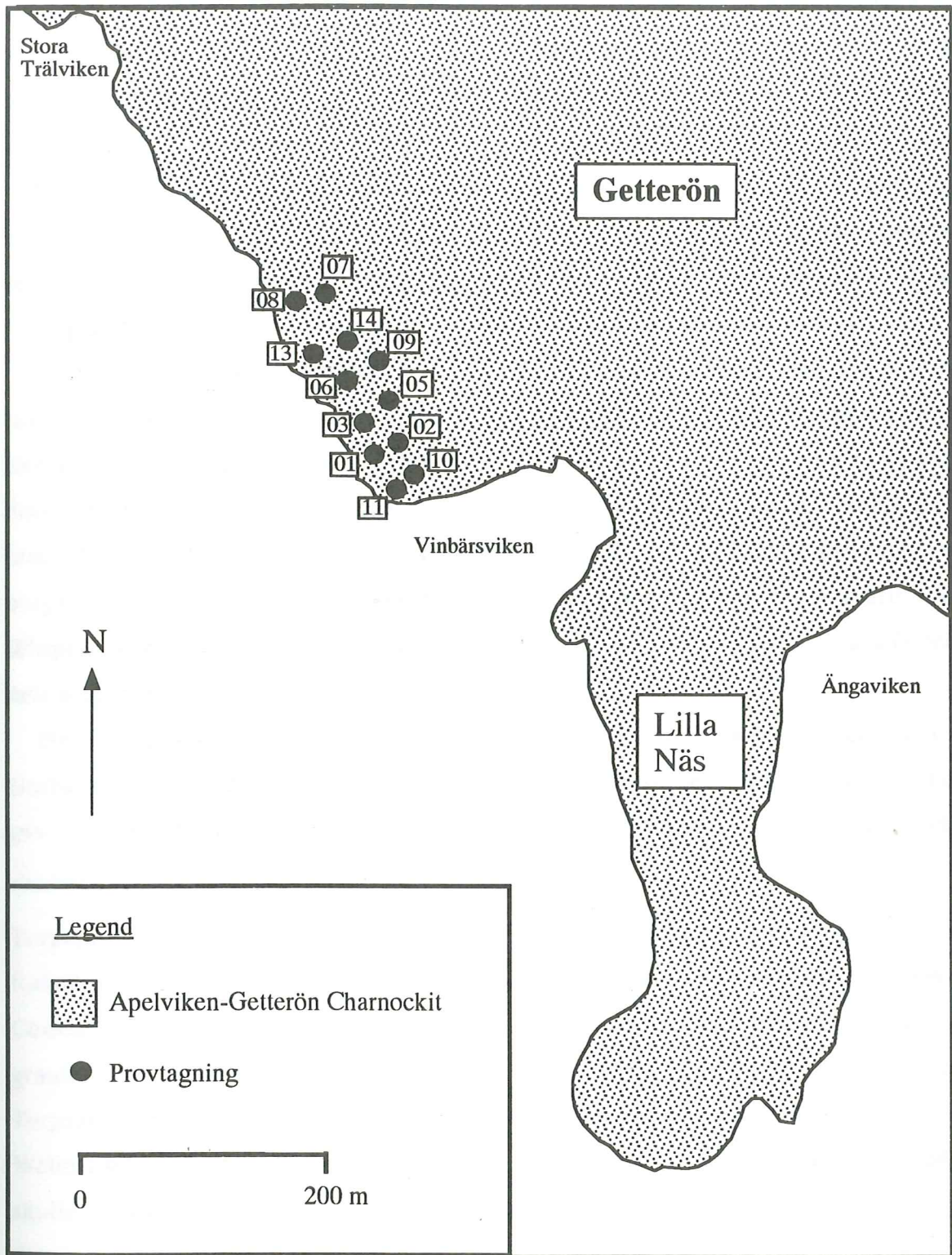


Fig 4. Karta över provtagningsområdet på Getterön, med provplatserna är utsatta. För provnummren är prefixet 90 uteslutet. Se appendix för provbeskrivning.



kärna i en del av fältspatmegakristerna innan de helt övergår till röd fältspat i graniten. (TC) är en grovkornig charnockitisk granodiorit som oftast innehåller fältspatmegakrister. Den övergår gradvis i (TG). (TG) är en porfyristisk till grovt jämnkornig ibland starkt folierad kvarts, mikroklin-biotit-hornblände granit.

Mineralsammansättningen i charnockiten består av kvarts, ortoklas, ibland antydan till mikroklin, plagioklas, biotit, hornblände, augit, hypersten, och ibland granat. Ortoklasen uppvisar ibland Carlsbadertvillingar i de stora megakristerna. Men även kristaller utan tvillingar finns. Många av de stora kalifältspatmegakristerna är pertitiska.

Charnockiten inom hela området är vanligen en grovt medelkornig, relativt massformig, bergart som är grågrön eller mörkt grågrön. Den vittrar till en ljusbrun eller nästan vit färg. Den karaktäristiska färgningen av charnockit i skiftande grönt och brunt beror på färgen på dess fältspater och inte på de mörka, nästan svarta mineralen som pyroxen, hornblände och biotit. Detta medför att bergarten får en mörkare färg än vad som skulle förväntas av en bergart med en mineralsammansättning dominerad av fältspater och kvarts. Även fältspatmegakristerna är grågröna. När de ändrar färg till mer rödbrun, ändras också färgen på hela bergarten till rödbrun.

Båda huvudtyperna av charnockit har använts för Rb-Sr isokronen med vilken Welin och Gorbatshev (1978) daterade Varbergscharnockiten. Den första beräkningen av isokronåldern gav  $1453 \pm 50$  miljoner år, en senare omräkning med den nu internationellt använda sönderfallskonstanten för  $^{87}\text{Rb}$  gav åldern 1420 miljoner år.

Torpagranitens utlöpare inom Charnockit-Granit Associationen och den progressiva förändringen av charnockit till granit kan lätt iakttas i fält. Därför menade Hubbard och Constable (1980) att Welin och Gorbatshev (1978) skulle ha inkluderat isotopdata för graniten i Charnockit-Granit Associationen i undersökningen. Welin svarade att Torpagraniten uteslöts på grund av den begränsade analytiska kapaciteten (Gorbatshev och Welin 1980). Provtagningen hade planerats så att man med så stor sannolikhet som möjligt skulle erhålla en isokron för Varbergscharnockiten (Gorbatshev och Welin 1980). I dateringen inkluderades endast prover från de charnockitiska komponenterna av Charnockit-Granit Associationen.

Påverkan från den svekonorvegiska orogenesisen har tidigare betraktats som mindre betydelsefull för varbergsområdet (Talbot och Heeroma, 1989). De nya mineral - isokrondateringarna med Sm - Nd metoden har medfört att dessa uppfattningar nu måste tolkas om.

## 4. Fältspatsstrukturer

### 4. 1. Allmänt

Fältspaterna är silikater och kan indelas i två huvudgrupper, plagioklasserier och kalifältspatserien. Den allmänna formeln för alla fältspater kan skrivas  $AT_4O_8$ , där A kan vara Na, K, Ca, Ba, Pb, Cs och Rb men även de sällsynta jordartsmetallerna, speciellt Eu och La, medan T kan vara både Al och Si men även B, Ge, Ga,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  och Mg. När det finns mycket Ba i kristallstrukturen kan detta vara en indikator på att kristallisationen har skett från en granitisk magma. Fältspatstrukturen är antingen monoklin eller triklin. Övergångar mellan den helt oordnade monoklina och den fullständigt ordnade triklina strukturen förekommer. I den triklina strukturen är de tre kristallografiska axlarna olika långa. Längdförhållandet mellan de tre axlarna är antingen  $a < b < c$  eller  $c < a < b$ . Vinklarna mellan axlarna kan vara spetsiga eller trubbiga. Vinkeln  $\alpha$  är vinkeln mellan axlarna b och c, vinkeln  $\beta$  är vinkeln mellan a- och c- axlarna och vinkeln  $\gamma$  är vinkeln mellan a- och b- axlarna. För den triklina strukturen gäller för vinklarna  $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ . För den monoklina strukturen är vinklarna  $\alpha = \gamma = 90^\circ$ ,  $\beta \neq 90^\circ$ . Kalifältspaterna, har den idealiserade kemiska sammansättningen  $KAlSi_3O_8$ , och består av tre polymorfer, sanidin, ortoklas och mikroklin. Av dessa har mikroklin triklin symmetri medan ortoklas och sanidin har monoklin symmetri (Fig 5, Tabell 1). Mikroklin är en lågtemperaturform där Al—Si fördelningen är helt ordnad. Mikroklin kristalliserar vid temperaturer under  $375 \pm 50^\circ$ . Med ökande ordning i strukturen, dvs ungefär med ökande kristallisationstemperatur, övergår mikroklinstrukturen till ortoklas — sanidin struktur. Ortoklas har en Al — Si ordning som ligger mitt emellan den helt ordnade i mikroklin och den fullständigt ordnade i sanidin. Ren ortoklas kristalliserar vid temperaturer mellan ungefär  $625^\circ$  och  $750^\circ$ . Lågsanidin, som är en högtemperatur form kristalliserar vid ungefär  $800-900^\circ$  (Stewart och Wright 1974). Enligt Guidotti et al. (1973) är mikroklin icke stabil vid temperaturer där sillimanit bildas  $\sim 600^\circ$  eller däröver.

De strukturella olikheterna mellan mikroklin och ortoklas ligger i enhetscellens kantlängder och vinklar, vilket i sin tur beror på hur Al och Si fördelar sig i strukturen. Graden av Al — Si ordningen i strukturen hos naturliga kalifältspater kan användas för att bestämma vissa av de förhållanden som rådde vid bergartsbildningen. Tidigare menade man

att ordningsgraden skulle vara beroende enbart av temperaturen. Det har har i senare undersökningar visats att det finns andra faktorer som inverkar, t ex skjuvspänningar, volatilielkomponenter, avkylningshastigheter och totalsammansättning. (Parson och Boyd 1971).

**Tabell 1** Jämförelse mellan olika kalifältspaters strukturer med avseende på kantlängder, kantvinklar och symmetri.

Cell dimensioner	Max. mikroklin	Interm. mikroklin	Ortoklas	Sanidin
Kantlängd a (Å)	8.560	8.5784	8.561	8.5642
Kantlängd b (Å)	12.964	12.9600	12.996	13.0300
Kantlängd c (Å)	7.215	7.2112	7.192	7.1749
Vinkel $\alpha$ (°)	90.605	90.30	90.0	90.0
Vinkel $\beta$ (°)	115.833	115.967	116.01	115.994
Vinkel $\gamma$ (°)	87.70	87.125	90.0	90.0
Rymd grupp	$C\bar{1}$	$C\bar{1}$	C2/m	C2/m

Andelen Si på de olika tetraederplatserna.

$t_{10}$ % Si	6	31	65	75
$t_{1m}$ % Si	97	73	65	75
$t_{20}$ % Si	99	97	85	75
$t_{2m}$ % Si	98	99	85	75
$\Sigma$	300	300	300	300

referenser	Brown och Bailey (1964)	Bailey och Taylor (1955)	Colville och Ribbe (1968), Jones och Taylor (1961)	Ribbe (1963), Cole, Sörum och Kennard (1949)
------------	----------------------------	-----------------------------	--	---

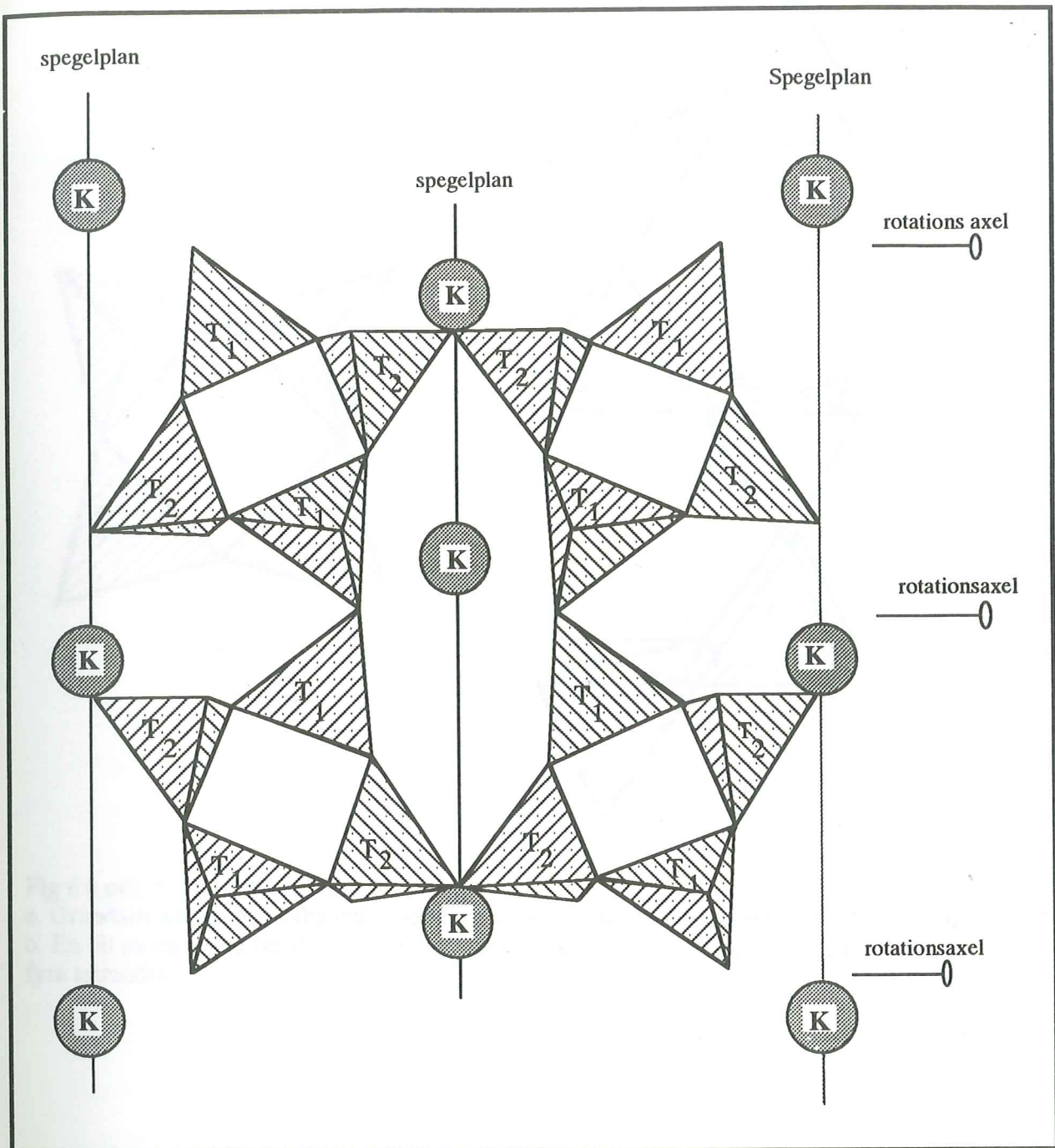
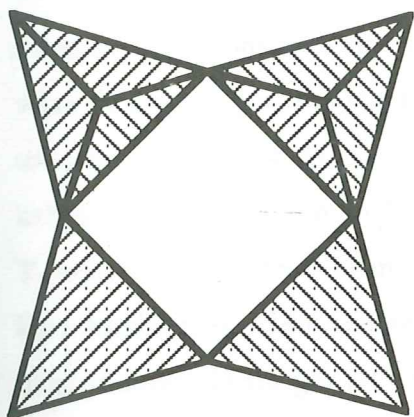
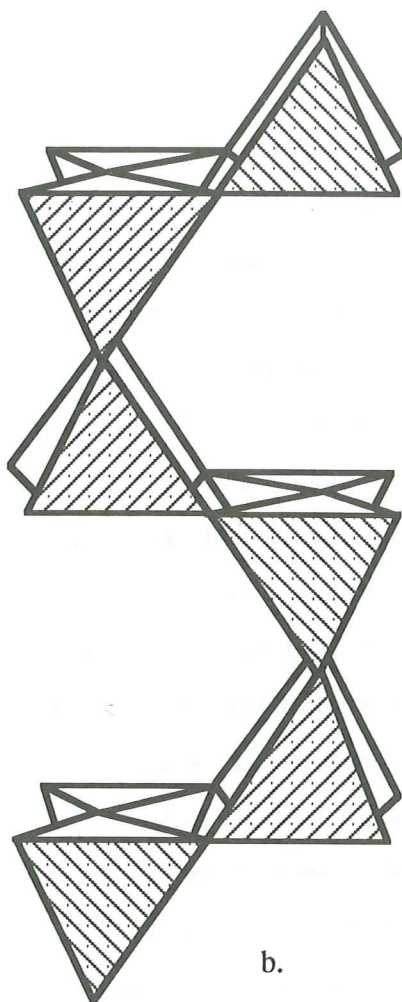


Fig 5. Sandinstruktur med de olika  $T_1$  och  $T_2$  platserna utsatta. Strukturen ses längs a-axeln, projekterad på (201). K-atomer, spegelplan och tvåtaliga rotationsaxlar utsatta. (Blackburn och Dennan 1988).



a.



b.

Fig 6 a och b. Fältspatstruktur.

a. Grundstrukturen hos fältspater med fyra tetraedrar som är sammanbundna till en ring.  
b. En bit av en kedja bestående av tre sammanlänkade ringar, där varje ring består av fyra tetraedrar.

## 4. 2. Tetraederplatserna

Fältspatstrukturen består av  $\text{AlO}_4$  - och  $\text{SiO}_4$  tetraedrar som har gemensamma hörn och är sammanlänkade till långa kedjor (Se Fig 6a och b). Grundelementet i strukturen består av fyra tetraedrar som är sammanbundna till en ring. Fyra sammanbundna ringar bildar en enhetscell. I den struktur, som uppkommer, då flera enhetsceller sätts samman finns det stora hålrum, i vilka de stora A-jonerna sitter. I varje enhetscell finns således 16 tetraederplatser. Av dessa tetraederplatser är 4 Al och 12 Si platser. Tetraederplatserna brukar betecknas med T och kallas T-platser. I den monoklina strukturen finns två skilda T platser. Dessa betecknas med  $T_1$  och  $T_2$ . Skillnaden mellan  $T_1$  och  $T_2$  är strukturell. I de långa kedjorna har  $T_2$  tetraederna bara bindningar inom kedjan, medan  $T_1$  tetraederna binder ihop de olika kedjorna till nätstrukturen. Detta gör att det kan finnas olika Al — Si besättningar. Dessa skiljs genom olika Al — Si innehåll. Det finns  $8T_1$  och  $8T_2$  tetraedrar i fältspatstrukturen. I den trikлина strukturen finns det fyra symmetriskt och strukturellt olika typer av T platser som betecknas  $T_1O$ ,  $T_1m$ ,  $T_2O$  och  $T_2m$  (Ribbe 1983). Indexen O och m infördes av Megaw (1956). Hon införde dessa index för olika T platser för att kunna beskriva deras orientering i förhållande till symmetrioperationerna i strukturen. O betecknar att ingen symmetrioperation påverkar denna position, m betecknar att positionen upprepas genom operationen spegling. Varje  $T_2$  tetraeder är bunden till en  $T_2$  tetraeder och tre  $T_1$  tetraedrar. Varje  $T_1$  tetraeder är bunden till en  $T_1$  tetraeder och tre  $T_2$  tetraedrar.

Vid diskussion av hur Al fördelar sig på de olika T positionerna i strukturen är Al molbråket  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$  på en T plats betecknat med  $t_i$ . Sannolikheten att hitta Al i en enhetscell skall vara 1. Detta kan skrivas som  $0 \leq t_i \leq 1$  och att  $\sum t_i = 1$ . (Kroll 1973). Al molbråket på T platserna kallas då  $t_1O$ ,  $t_1m$ ,  $t_2O$  och  $t_2m$  vilket är Al innehållet i  $T_1O$ ,  $T_1m$ ,  $T_2O$  respektive  $T_2m$  platserna.

I den fullständigt oordnade strukturen som i monoklin sanidin, kan Al molbråket på de olika platserna skrivas som  $2t_1=2t_2=0.5$ , dvs  $t_1=t_2=0.25$ . Om Al — Si fördelningen är fullständigt ordnad, dvs  $t_1O=1.0$  och  $t_1m=t_2O=t_2m=0.0$  erhålls maximum mikroklin. För intermediär mikroklin skrivs Al innehållet som  $t_1O > t_m > t_2O = t_2m$ , vilket innebär att strukturen inte är helt ordnad. I ortoklas, som liksom sanidin har monoklin symmetri, kan Al innehållet skrivas som  $t_1O=t_1m$  och  $t_2O=t_2m$  (Kroll och Ribbe 1983; Fig 7, 8 och 9)

Det har visats att vid avkylningen migrerar Al förhållandevis snabbt från  $t_1m$  till  $t_1O$  medan diffusionen från  $t_2O$  och  $t_2m$  till  $t_1O$  är långsammare. Ju högre

kristallisationstemperatur och snabbare avkylning är desto mer ordnad blir Al — Si fördelning i strukturen. De kalifältspater som kristalliserar vid låga temperaturer och/eller avkyls långsamt får vanligen en mer ordnad struktur.

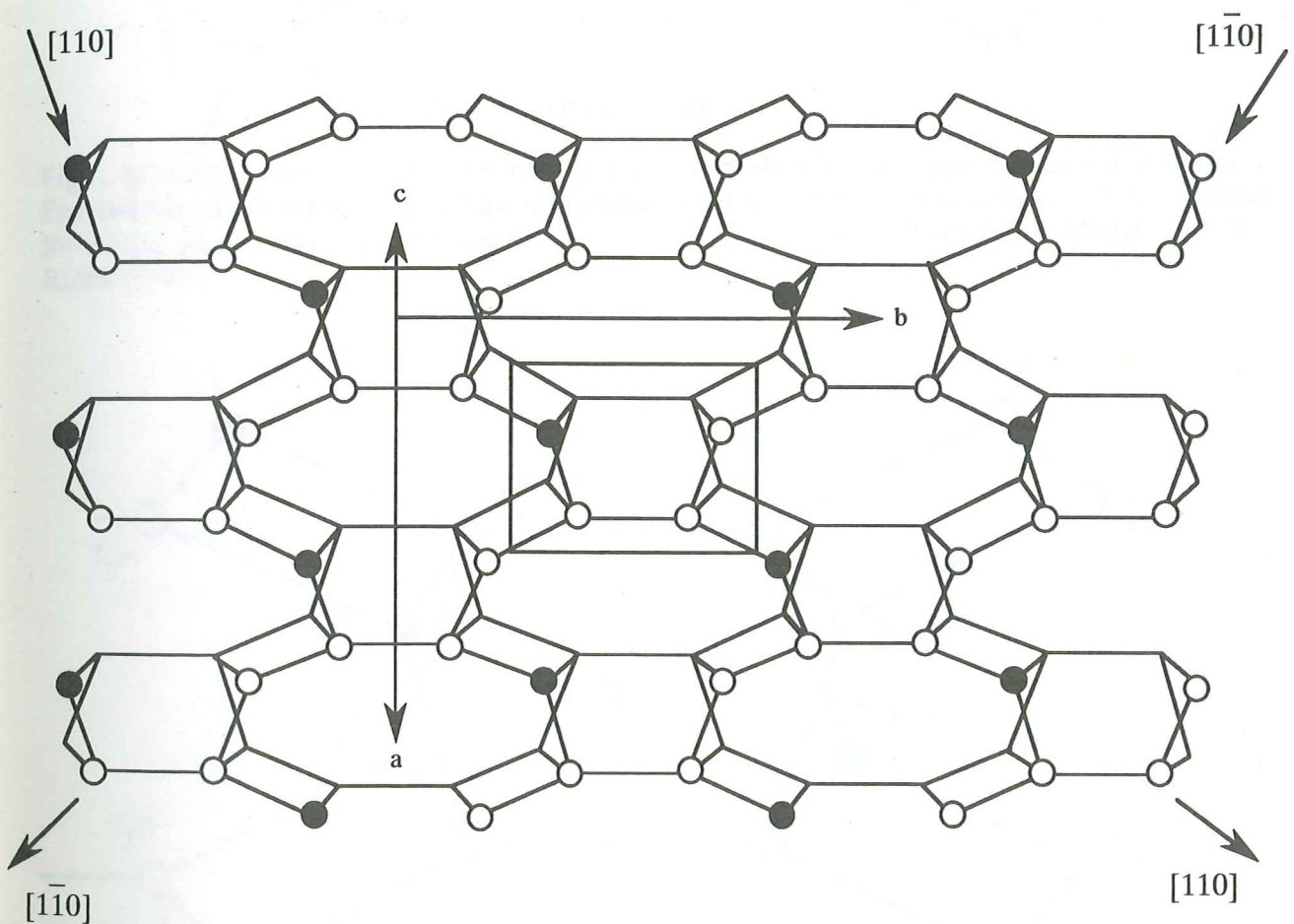


Fig 7. Idealiserad projektion av kalifältspatstrukturen på (001) på a-b planet längs  $c^*$  axeln i det reciproka gittret. Visar den tetrahedrala sekvensen inom kedjorna  $[110]$  och  $[\bar{1}\bar{1}0]$  riktningarna. I en fullständigt ordnad struktur som maximum mikroklin finns Al endast i  $[110]$  kedjorna tillsammans med Si (markerat med en fylld cirkel) medan  $[\bar{1}\bar{1}0]$  kedjorna bara har Si (markerat med vit cirkel). Området markerat med ruta finns förstorat både för monoklin och triklin fas (Ribbe 1983).

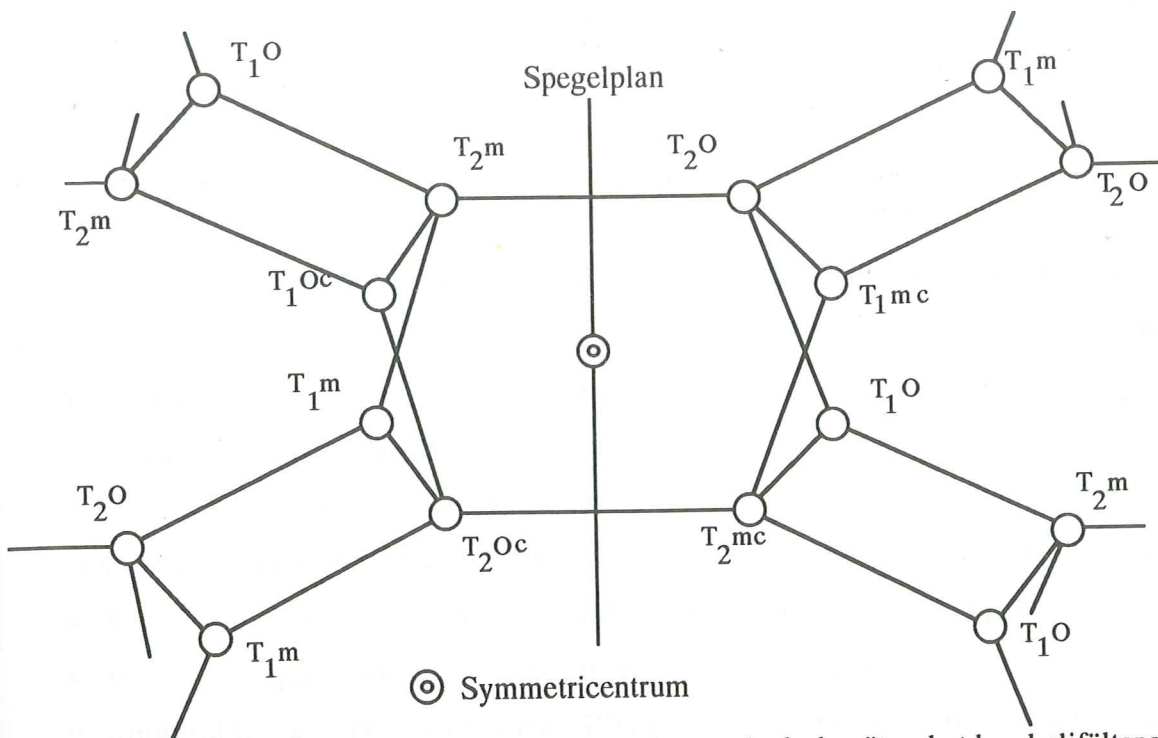


Fig 8. Monoklin struktur. Projektion på (001) av det tetrahedrala nätverket hos kalifältspaterna. Projekterad på a-b planet längs  $c^*$  axeln. Ortoklas med den monoklina strukturen  $C2/m$ . Följande Al fördelning på de olika T platserna som  $t_{1o}=t_{1m}$ ;  $t_{2o}=t_{2m}$ ;  $2t_1 > 0.5$ ,  $2t_2 = 1.0 - 2t_1$ . Modifierad efter Ribbe (1983).

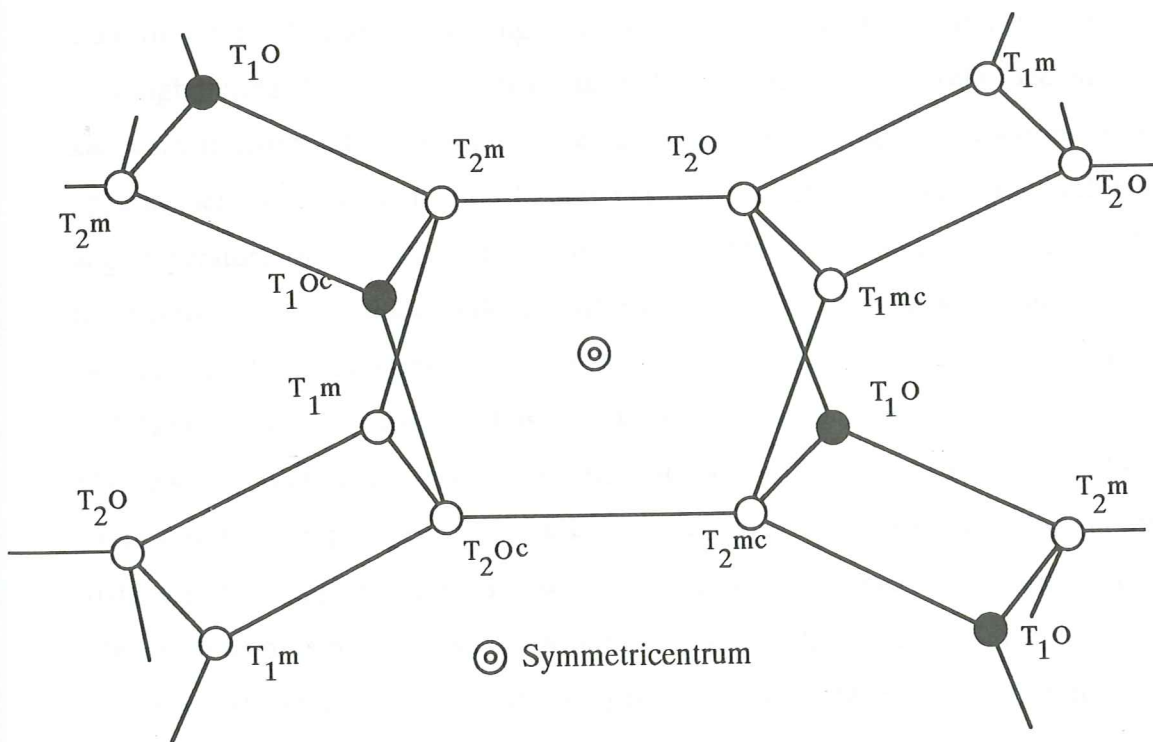


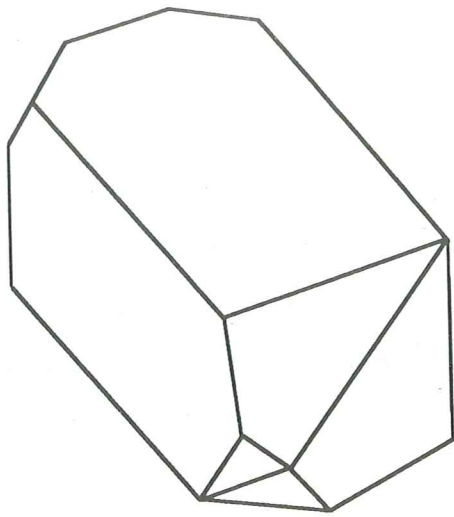
Fig 9. Triklin symmetri. Projektion på (001) av det tetrahedrala nätverket hos kalifältspaterna. Projekterad på a-b planet längs  $c^*$  axeln. Mikroclin med triklin symmetri  $C\bar{1}$ . Följande Al fördelning på de olika T platserna som  $t_{1o}=t_{1oc}=1.0$ ;  $t_{1o}=t_{2o}=t_{2m}=0.0$ . Platserna  $T_{1O}$  och  $T_{1Oc}$  är relaterade till varandra genom symmetricentrum Ribbe (1983). Fyllda cirkelar har mest Al.



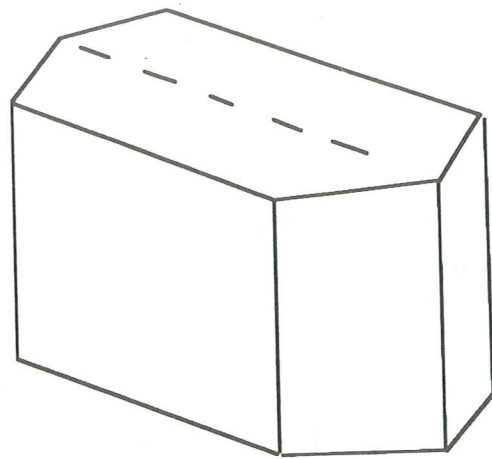
### 4.3. Tvillingar

Hos alla fältspater är tvillingbildningar vanliga. Det är då två eller flera kristallindivider som har växt samman till en större kristall. Individerna relateras till varandra genom en symmetrioperation, som inte finns i den kristallklass som kristallen tillhör. Operationerna kan vara spegling, vilket ger tvillingplan, rotation, som ger tvillingaxlar, eller inversion, som ger tvillingcentrum. De olika tvillingoperationerna kallas tvillinglagar. Tvillingarna kan vara enkla, men de kan även vara polysyntetiska. Kristaller med tvillingbildningar växer snabbare och blir större än kristaller som saknar tvillingar. Tvillingkristallerna får extra kristallytor för att kompensera den störning i kristallstrukturen som tvillingbildningen ger upphov till. Dessa kompensationsytor saknas hos kristaller utan tvillingar. Det finns olika typer av tvillingbildningar. Det kan vara tillväxttvillingar, transformationstvillingar eller deformationstvillingar. Tvillingar kan vara primära eller sekundära. Primära tvillingar är tillväxttvillingar. Ett exempel på en tillväxttvilling är Carlsbadertvillingen. Den är en penetrationstvilling där individerna är relaterade till varandra genom en tvåtalig rotation kring c-axeln [001]. Carlsbadertvillingarna kan vara penetrerande eller icke-penetrerande. Tvillingbildning får till resultat att kristallen blir utsträckt efter c-axeln. Sekundära tvillingar kan vara transformationstvillingar eller deformationstvillingar. Transformationstvillingar uppkommer när en kristall, som bildats vid hög temperatur, avkyls och ombildas från en högtemperaturform till en lågtemperaturform. Ett sådant exempel är övergången från ortoklas till mikroklin, där ortoklas saknar gallertvillingar medan mikroklin har gallertvillingar. Deformationstvillingar uppkommer när en existerande kristall utsätts för deformation.

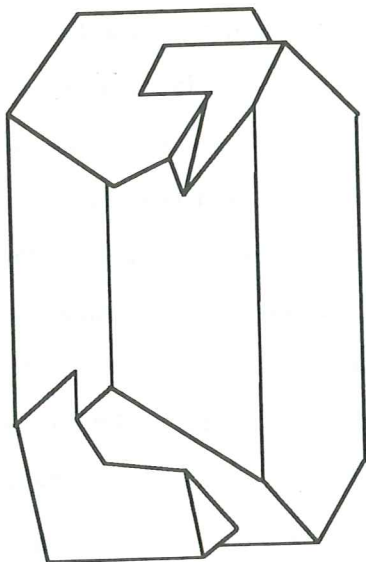
Några vanliga tvillingar hos ortoklas är Carlsbader- och Manebachtvillingar. Manebachtvillingbildade kristaller är oftast utsträckta längs a-axeln i enhetscellen. Den har (001) som tvillingplan. Hos mikroklin hittas vanligen tvillingar som följer albitlagen med (010) som tvillingplan och sådana som följer periklinlagen med [010] som tvillingaxel och (100) som sammanväxtningsplan. Kombinationen av dessa båda lagar ger upphov till det gallernät i strukturen som ses på (001) hos mikroklin. Mera sällsynt är förekomsten av Bavenotvillingar (Fig 10).



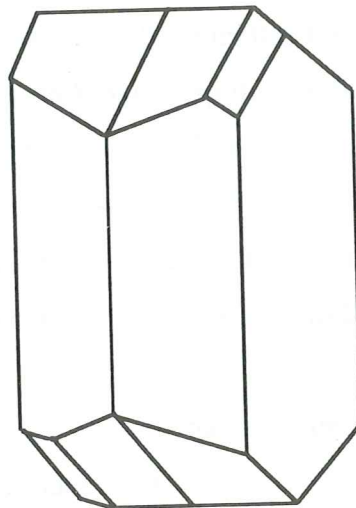
Baveno tvilling



Manebach tvilling



Penetrerande Carlsbader tvilling



Icke penetrerande Carlsbader tvilling

Fig 10. Olika tvillingar som förekommer hos kalifältspater.

## 5. Mineralbestämningar med röntgendiffraktion

Länge har mineralbestämningar gjorts med hjälp av röntgendiffraktion. Med röntgendiffraktionsundersökningar kan olika mineral lätt identifieras. Det bör dock inte vara alltför många faser i provet. Om bara en mineralfas finns i provet, är den lättbestämd. Om det däremot finns två eller flera faser i provet kan detta ge upphov till svåra eller ibland olösliga problem. Svårigheterna beror på att många av de olika fasernas reflexer överlappar varandra, och det går då inte att identifiera toppen. Med röntgendiffraktion kan man inte bara identifiera mineral, utan även bestämma olika kristallstrukturer och enhetscellsparametrar, t ex kantlängder och kantvinklar. Speciellt kan man studera uppsplittringen av reflexer, när ett mineral övergår från en struktur med hög till en med lägre symmetri. Med röntgendiffraktion kan på detta sätt uppsplittringen av kalifältspaternas olika reflexer studeras. Många gitterplan, som hos ortoklas — monoklin — ger upphov till endast en reflex, splittras och ger två reflexer hos mikroklin — triklin. Detta beror på den olika kristallsymmetrin hos mineralen. Då kristallstrukturen ändras från  $C2/m$  (ortoklas) till  $C\bar{1}$  (mikroklin), splittras reflexerna med indexen  $(hkl)$ ,  $(hk0)$  och  $(0kl)$  från *en* reflex i  $C2/m$  till *två* reflexer i  $C\bar{1}$  (Tabell 2). Reflexerna med index  $(h0l)$ ,  $(h00)$ ,  $(0k0)$  och  $(00l)$  bevaras som en reflex vid övergången. Hos fältspater med  $C\bar{1}$  symmetri är graden av uppsplittring av  $(hkl)$ ,  $(0kl)$  och  $(hk0)$  starkt beroende av hur mycket kantvinklarna  $\alpha$  och  $\gamma$  avviker från  $90^\circ$ , dvs dessa vinklars storlek i den monoklina geometrin (Blasi 1984; Fig 11 och 12).

Goldsmith och Laves (1954) började karaktärisera triklina fältspater genom att studera splittringen av  $(hkl)$  och  $(\bar{h}kl)$  reflexer. De använde ett index med värdet 1 för kalifältspater med maximal "triklinicitet", dvs strukturer där avvikelserna av  $\alpha$  och  $\gamma$  är maximala som i maximum mikroklin, och 0 för de fältspater som är monoklina, dvs ortoklas och sanidin, där  $\alpha=\gamma=90^\circ$ . Genom att studera splittringen hos diffractionstopparna kan man bestämma "trikliniciteten" hos kalifältspaterna dvs Si — Al ordningen i strukturen. MacKenzie (1954) studerade splittringen mellan  $(130)$  och  $(\bar{1}\bar{3}0)$  den triklina symmetrin hos mikroklin. Även splittringar av  $(131)$  och  $(\bar{1}\bar{3}1)$  reflexerna kan användas för triklinicitetsbestämningar. Genom att studera uppsplittringen av  $(130)$  och  $(131)$  reflexerna kan vinklarna  $\alpha$  och  $\gamma$  bestämmas såväl som de reciproka vinklar  $\alpha^*$  och  $\gamma^*$ . Dessa båda vinklars avvikelse från  $90^\circ$  är proportionellt lika. För varje direkt kristallgitter finns det ett reciprokt (Se tabell 3). Dessutom är kristallsymmetrin den samma. För olika kristallgrupper finns det olika beräkningssätt för att bestämma de reciproka värdena. Ofta används de reciproka värdena då

de är lättare att mäta än de direkta värdena.

Då både (130) och (131) uppsplittringen sker parallellt behöver bara uppsplittringar av en reflex mätas. Båda de aktuella reflexerna är lätta att identifiera i röntgendiffraktogrammen. Vissa problem uppkommer dock; för maximum mikroklin kommer (130) reflexen att överlappa (200) reflexen och ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) reflexen överlappar ( $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ ) reflexen. Dock är reflexen (200) bara ungefär 1/6 så stark som (130). Detta gör att dess påverkan på (130) kan försummas. ( $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ ) reflexens intensitet är ca 40% av ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) reflexen. Detta medför att det uppmätta läget av ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) reflexen blir felaktigt. Det fel som uppkommer på detta sätt är dock maximalt  $0.01^\circ 2\theta$ . Därför är det marginellt bättre att använda reflexerna (130) och ( $\bar{1}\bar{3}0$ ) än att använda (131) och ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) (Smith 1974). Vilken reflex, som ska studeras, måste väljas med hänsyn till vilka andra mineralfaser som kan finnas i provet. Dessa extra faser ska inte ha någon reflex som stör den undersökta reflexsplittringen. Goldsmith och Laves (1954) definierade "trikliniciteten" som  $\Delta_{(131)} = 12.5[d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}1)}]$ . Värdet 12.5 har valts så att  $\Delta$  ("trikliniciteten") får värdet 1 för maximum mikroklin. Man kan även definiera "trikliniciteten" som  $\Delta_{(130)} = 7.8[d_{(130)} - d_{(\bar{1}\bar{3}0)}]$ . Värdet d ges i Ångström. "Trikliniteten" minskar med ökande ordning hos kalifältspaterna. Med ökande ordning kommer (hkl) och ( $\bar{h}\bar{k}\bar{l}$ ) att närma sig varandra och när maximal ordning råder är skillnaden 0 mellan dessa toppar (Fig 12). I den monoklina faser sammanfaller reflexerna. Dock har många forskare motsatt sig att använda termen "triklinicitet". Detta på grund av att en kalifältspats struktur antingen är triklin eller monoklin. En varierande grad av "triklinicitet" kan inte uppträda. De vill därför hellre använda termen "triklinsk indikator" (Smith 1974).

**Tabell 2.** Splittringen mellan (131) och ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ) reflexer, jämförelse mellan ortoklas och maximum mikroklin.  $2\Theta$  för ortoklas och relativ intensitet för ortoklas är angivet. Se även diagram Fig 11 och 12. Data för ortoklas kommer från Jones och Taylor (1961) och Colville och Ribbe (1968), för maximum mikroklin kommer data från Brown och Bailey (1964).

Ortoklas (reflex)	Mikroklin (reflexer)	$2\Theta$ °	Intensitet relativ (hos ortoklas)
(110)	(110) ( $\bar{1}\bar{1}\bar{0}$ )	13.36	6
( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ )	( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ ) ( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ )	15.10	7
(111)	(111) ( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ )	22.54	18
(130)	(130) ( $\bar{1}\bar{3}\bar{0}$ )	23.55	75
( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ )	( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ) ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ )	24.60	16
( $\bar{2}\bar{2}\bar{1}$ )	( $\bar{2}\bar{2}\bar{1}$ ) ( $\bar{2}\bar{2}\bar{1}$ )	25.15	11
( $\bar{1}\bar{1}\bar{2}$ )	( $\bar{1}\bar{1}\bar{2}$ ) ( $\bar{1}\bar{1}\bar{2}$ )	25.69	51
(220)	(220) ( $\bar{2}\bar{2}\bar{0}$ )	26.91	100
(131)	(131) ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ )	29.84	54
( $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ )	( $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ ) ( $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ )	30.48	8
(041)	(041) ( $\bar{0}\bar{4}\bar{1}$ )	30.77	25
( $\bar{1}\bar{3}\bar{2}$ )	( $\bar{1}\bar{3}\bar{2}$ ) ( $\bar{1}\bar{3}\bar{2}$ )	32.33	20
( $\bar{3}\bar{1}\bar{2}$ )	( $\bar{3}\bar{1}\bar{2}$ ) ( $\bar{3}\bar{1}\bar{2}$ )	34.46	16
(221)	(221) ( $\bar{2}\bar{2}\bar{1}$ )	34.77	34

**Tabell 3.** Omvandlingar från normalt gitter till reciprokt gitter för olika kristallklasser. Formlerna kommer från International tables for X-ray crystallography.

**Triklin symmetri:**

$$a^* = \frac{Kbc \sin \alpha}{V} \quad b^* = \frac{Kca \sin \beta}{V} \quad c^* = \frac{Kab \sin \gamma}{V} \quad [\text{\AA}^{-1}]$$

$$\cos \alpha = \frac{\cos \beta \cos \gamma - \cos \alpha}{\sin \beta \sin \gamma} \quad \cos \beta = \frac{\cos \gamma \cos \alpha - \cos \beta}{\sin \gamma \sin \alpha} \quad \cos \gamma = \frac{\cos \alpha \cos \beta - \cos \gamma}{\sin \alpha \sin \beta}$$

$$V = abc \{1 + 2 \cos \alpha \cos \beta \cos \gamma - \cos^2 \alpha - \cos^2 \beta - \cos^2 \gamma\}^{1/2} \quad V^* = \frac{1}{V}$$

**Monoklin symmetri: andra ordningen:**

$$a^* = \frac{K}{a \sin \beta} \quad b^* = \frac{K}{b} \quad c^* = \frac{K}{c \sin \beta} \quad [\text{\AA}^{-1}]$$

$$\alpha^* = 90^\circ \quad \beta^* = (180 - \beta)^\circ \quad \gamma^* = 90^\circ$$

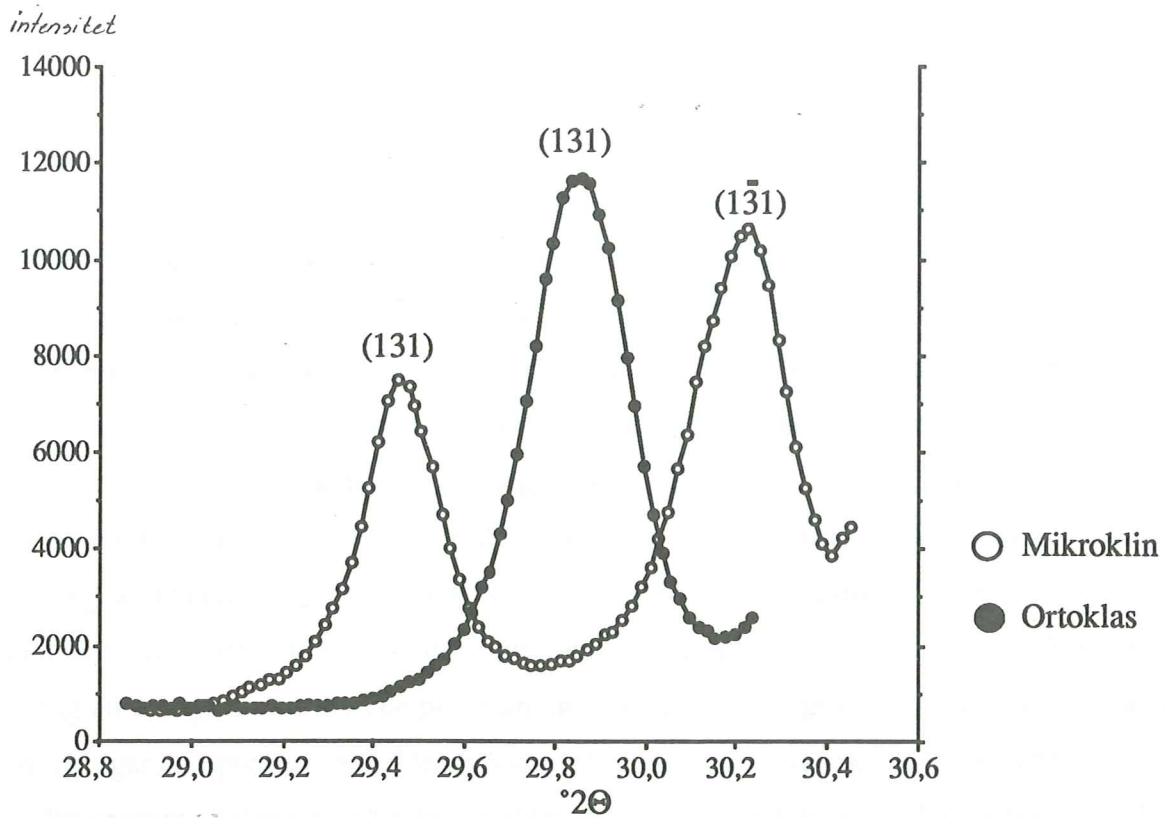


Fig 11. Visar uppsplittring av (131) reflexen mellan mikroklin och ortoklas. Reflexerna har erhållits genom röntgendiffraktion av befintliga prov; stepscan med steglängd av  $0.020^\circ 2\theta$  och mättid 10 sekunder. De erhållna intensiteterna har avsatts i diagram mot  $2\theta$ . Ortoklas kommer från AGC från Getterön och mikroklin från en pegmatit från Geologiska institutionens samlingar.

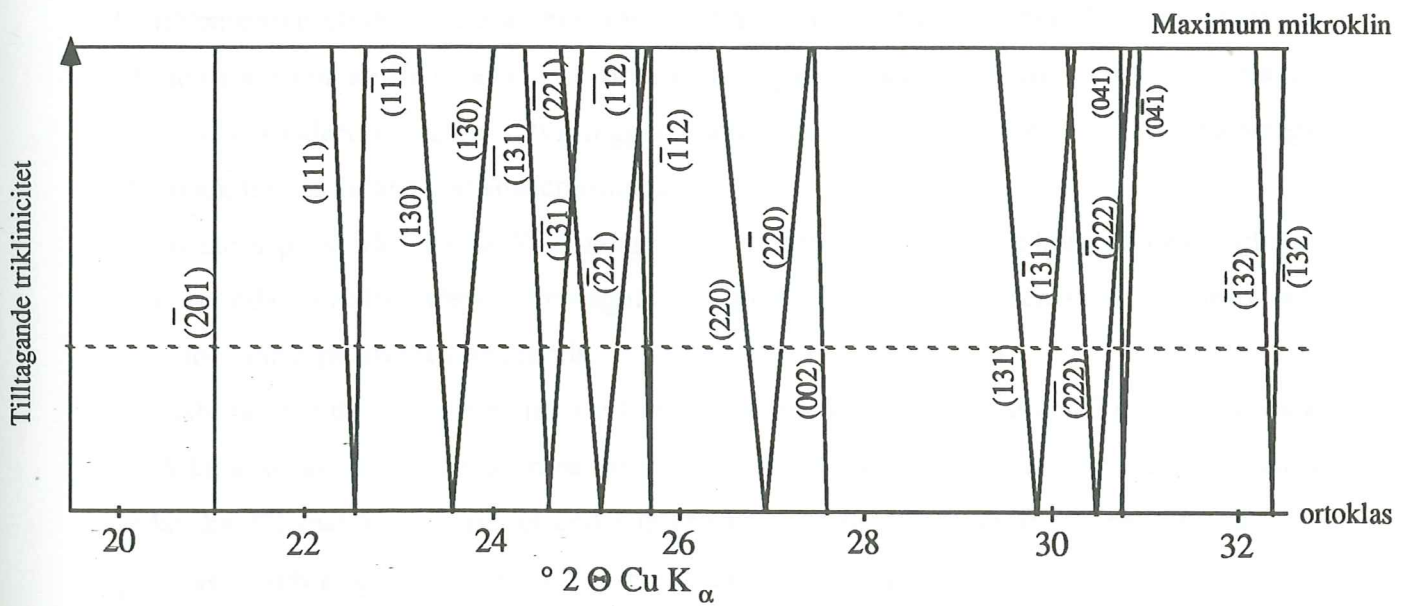


Fig 12. Visar en schematisk tolkning av uppsplittringen av några (hkl), (hk0) och (0kl) reflexer hos ortoklas och maximum mikroklin.  $2\theta$  värden för maximum mikroklin kommer från Brown och Bailey (1984) och för ortoklas från Jones och Taylor (1961) och Colville och Ribbe (1968). Markerat i figuren finns den minsta uppsplittring som erhållits i denna undersökning.

## 6. Provtagning och röntgenundersökning

Undersökningen jämför två skilda problemställningar. För Hinnerydsgraniten hade mikroskopiska undersökningar visat att det finns kalifältspater som saknade tvillingar men att det även finns de med mikroklintvillingar. Kalifältspater med och utan tvillingar kunde finnas i samma slip. Undersökningen skulle här bestämma, vilken kalifältspat som finns i de olika proverna med hjälp av röntgendiffraction. För Varbergscharnockiten var frågeställningen något annorlunda. Här kunde en en färgändring följas från grågrön ortoklas via en grågrön kärna med röd krans till en helt rödbrun kalifältspat. Rödfärgningen har även iakttagits i tvillingsammanväxningsplan. Undersökningen här gällde att med hjälp av röntgen studera den eventuella strukturella skillnad som orsakade färgförändringen, och om denna var så tydlig att den gick att följa i en provtagningsserie. Provtagningsserien måste då tas så att alla övergångar är representerade. Denna lokal måste vara begränsad och sammanhängande.

Provtagningslokalerna i Varberg valdes så att man kan följa övergången från en grågrön förmodad ortoklas till en röd förmodad mikroklin i fält. Den valda lokalen ligger på Getterön strax nordväst om Varberg. Kartkoordinater i Rikets nät är 12822/63378-633790 (Fig 4). Charnockiten vid denna lokal tillhör (AGC). Den för blotta ögat synliga övergången från en kalifältspatstyp till den andra är inte skarp utan mineralen går gradvis över från helt grågröna till helt rödbruna kalifältspater. I de stora kalifältspaterna kan rödfärgningen först iakttagas längs Carlsbadertvillingarnas tvillingplan och i sprickor i kristallerna. Den finkorniga charnockiten har ibland Carlsbadertvillingar.

Förutom prov från denna "övergångsserie" provtogs även den finkorniga charnockiten med spridda kalifältspatögon. Provtagningen gjordes så att ett representativt krossprov och prov för tunnslipstillverkning erhöles.

I laboratoriet delades varje prov i två delar, den ena krossades ner till ca 2 mm kornstorlek i två krossar, av den andra gjordes tunnslip. Ur det nedkrossade materialet handplockades sedan kalifältspatskristallerna ut under mikroskop. De flesta prover kunde på detta sätt lätt plockas tillräckligt rena för att kvarvarande föroreningar inte skulle störa analysen. Föroreningar var framför allt kvarts, plagioklas och mörka mineral. De mörka mineralen är lättast att undvika. Däremot är det omöjligt att erhålla plagioklasfria prover, då de stora kalifältspaterna alltid är pertitiska. Den erforderliga mängd, som skulle plockas ut var ca 5 gram, vilket är tillräckligt för att fylla den provhållare som användes vid röntgenundersökningarna.

Hinnerydsgranitens prover kommer från ett mycket större område än vad charnockiterna gör. (Figur 2) visar läget för dessa prover. Kartan (Fig 2) bygger på PÖB Malmö (Wikman och Bergström 1987) och är modifierad efter Lindh och Johansson (1991). Målsättningen med denna undersökning var att bestämma om de icke tvillingbildade kalifältspaterna trots bergartens starka deformation och trots den metamorfos den utsatts för kunde vara ortoklas. Om kalifältspaterna var ortoklas skulle undersökningen ge svar på frågan om det fanns någon systematisk geografisk fördelning av ortoklas- och mikroclin förande bergarter. För Hinnerydsgraniten var redan proverna nedkrossade till 2 mm storlek. Dessa prover hade tidigare provtagits för kemiska analyser. För den nu aktuella undersökningen medtogs även prover som inte tidigare var totalkemiskt analyserade. Tunnslip fanns tillverkade för de flesta prov, de som saknades gjordes. Kalifältspaterna handplockades från det krossade materialet. Även dessa prover plockades under mikroskop, för att i görligaste mån undvika föroreningar. De var mer svårplockade, då en del av dem hade relativt mycket mörka mineral och kalifältspaterna i sig själva var mörka. Samma provmängd som för charnockitproverna utplockades.

Efter renplockning av proverna, maldes de mer till ett mycket finkornigt mjöl i en agatmortel. Efter malningen genomfördes röntgenundersökningarna, för att bestämma "trikliniciteten" hos kalifältspaterna. En och samma provhållare användes hela tiden för att undvika ett möjligt systematiskt fel. Provhållarna är nämligen tillverkade med en viss tolerans vilket i ogynnsammaste fall kan inverka på monteringen i diffraktometern. För undersökningarna användes en Philips diffraktometer av typ PW 1710 med monokromatiserad  $\text{CuK}_\alpha$  strålning ( $\lambda=1.5405\text{\AA}$ , 50kV, 25mA). Först gjordes en översiktlig analys genom att d-värdena bestämdes för varje reflex inom intervallet  $8^\circ \leq 2\theta \leq 50^\circ$ . Med hjälp av dessa diffraktogram identifierades de reflexer, som var av intresse. För identifikation av de olika reflexerna användes tidigare beräknade värden för reflexerna ifråga som jämförelse (Borg och Smith 1969). För kalibrering användes magnesiumoxid, som blandades med de malda kalifältspaterna. Magnesiumoxid stör inte de intressanta reflexerna, men har ändå reflexer tillräckligt nära dem för att tillåta en noggrann kalibrering. Därefter gjordes ett antal försök med en mycket låg vinkelhastighet över det intressanta reflexerna (131) och  $(\bar{1}\bar{3}1)$  i intervallet  $29.0^\circ \leq 2\theta \leq 32.0^\circ$ . Först vid en mycket låg vinkelhastighet kunde en tillräcklig upplösning av reflexerna erhållas, för att deras utseende skulle kunde studeras. Denna extremt långsamma undersökning gjordes genom att låta diffraktometern mäta stegvis inom det begränsade intervallet. Steglängden bestämdes till  $0.005^\circ 2\theta$  och mättiden på varje punkt till



10 sekunder. De uppmätta intensiteterna avsattes mot  $2\theta$  i diagram. Dessa diagram visar reflexernas utseende, och från dem kan man avgöra om det finns tecken på en eller flera faser i proven. Även tecken på uppsplittring, som det var omöjligt att se vid normal scanning, kan beläggas. Det exakta reflexläget har mätts med kalibrerade prover vid normal scanning. De för undersökningen intressanta resultaten är dock endast avståndet mellan reflexerna (131) och ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ). Det exakta läget är mindre intressant.

## 7. Resultat

Vid undersökningen av kalifältspaternas (131) och ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ) reflexer erhöles ett par olika diffraktionsmönster. De kan kortfattat beskrivas på följande sätt:

1. *En (131) reflex (ortoklas) som kan vara mer eller mindre breddad.* Om bredden på toppen vid halva topphöjden varit större än  $0.33^\circ 2\theta$  har jag ansett den vara breddad. En breddad reflex kan indikera en begynnande ordning, dvs att fasen är triklin, men med  $\alpha$ - och  $\gamma$ -vinklar som är nära men inte exakt  $90^\circ$ . Det kan även finnas två eller flera faser i provet t ex både ortoklas och mikroklin.
2. *Två reflexer (131) och ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ) (mikroklin).* Dessa ger normalt ett intermediärt till högt värde på "trikliniciteten". Man kan då tydligt särskilja två toppar. Mellan (131) och ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ) reflexerna skiljer sig  $2\theta$  vinkelvärdena med  $0.33^\circ$  eller mera. Detta ger en "triklinicitet" på 0.4 eller mer.
3. *En blandning av typ 1 och 2.* Detta indikerar då att det finns olika övergångsfaser. Ibland finns tre tydliga reflexer samtidigt, vilket tyder på att både ortoklas och mikroklin finns i provet. Oftast är dessa reflexer så diffusa att ingen separation mellan faserna kan göras.

För **Varbergscharnockiten** har följande resultat erhållits:

1. *En smal reflex utan skuldra, eller en reflex som har en liten skuldra.* Då det uppträder en skuldra är den enkelsidig. Dessa reflexer erhöles från helt grågröna kalifältspater men även de kalifältspater som hade en liten rödbrun krans. Enligt den optiska undersökningen fanns ingen mikroklin, utan den kalifältspat som utplockats bestod enbart av ortoklas. Trots att det i några prov finns en påvisbar skuldra kan ingen mikroklin påvisas vid den mycket noggranna röntgenundersökningen. Denna skuldra talar om att något har börjat ske med den monoklina

kristallstrukturen, men att denna fasövergång inte har gått så långt att en ny triklin fas kan påvisas. Följande prover representerar denna typ : nr 9001, 9002, 9009, 9013 och 9014 (Fig 4 och 13 och appendix).

2. *Breddade reflexer*. När reflexerna börjar bli breddade uppträder mikroklin i den optiska undersökningen. Det är dock en mindre mängd. Den mesta kalifältspaten är fortfarande ortoklas. Det finns ingen skuldra som visar på någon splittring, utan endast breddningen. Kalifältspaterna består till största delen av grågröna kärnor med en rödbrun krans. Kalifältspaten har här börjat att mikrokliniseras men den dominerande fasen är fortfarande ortoklas. Följande prover representerar denna typ: nr 9003, 9005, 9006, 9010 och 9011 (Fig 4, 14 och 15 och appendix).

3. *Kraftigt breddade reflexer som dessutom har skuldror*. Dessa skuldror kan vara både enkelsidiga och dubbelsidiga. Den optiska undersökningen visar att det förekommer mikroklin i proven, men att en del ortoklas fortfarande finns kvar. I dessa prover är kalifältspaten rödbrun. Röntgendiffraktionen ger vidhanda att det kan finnas två faser, både ortoklas och mikroklin, och att ortoklas håller på att övergå till mikroklin. Övergången har inte gått längre än till intermediär mikroklin. Följande prover representerar denna typ : nr 9007 och 9008 (Fig 4, 16 och appendix).

Röntgen diffraktogrammen av proverna från AGC på Getterön visar att den dominerande kalifältspaten är ortoklas. Detta gäller de helt grågröna kristallerna men även de som har en grågrön kärna och en rödbrun ytterdel. De kalifältspater som är helt rödbruna visar en uppsplittring av ortoklasreflexen men strukturen är mindre ordnad än maximum mikroklin. Den noggranna undersökningen med en mycket låg vinkelhastighet gjordes utan kalibrering med inre standard. Därför ligger dessa reflexer inte på exakt rätt plats. En kalibrerad undersökning gjordes för att bestämma det exakta d-värdena för reflexionstopparna. I några av diffraktogrammen ligger reflexernas mittlägen något förskjutna i förhållande till tabellerade lägen. Enligt olika tabellverk är ortoklasreflexens (131) d-värde 2.991 vilket motsvarar ett vinkelvärde på  $29.84^\circ$  ( $2\theta$  Cu  $K_\alpha$ ). De erhållna d-värdena ligger kring 2.9 men ibland avviker de mer. De kalifältspater, som uppvisar de största avvikelserna, analyserades med mikrosond. De enda element förutom K, Al — Si som kunde detekteras var Ba. Mindre avvikelser i d-värde kan bero på det exakta provläget i diffraktometern. En liten avvikelse från normalläget kan ge betydande skillnader i  $2\theta$  vinkeln och därmed i d-värde. Om provets höjd är +0.1 mm över lokaliseringsytan ger detta en vinkeländring på  $+ 0.06^\circ$  vid  $2\theta$   $30^\circ$ . Detta gör att det i en serie mätningar lätt uppträder variationer på  $0.1^\circ$  (Se tabell 4 och 5).

För **Hinnerydsgraniten** har ett mer komplext resultat erhållits:

1. *En smal reflex utan skuldror.* Den undersökta kalifältspaten är röd. I den optiska undersökningen saknar kalifältspaterna tvillingar. Vid den optiska undersökningen finns det inga tecken på att någon mikroklin skulle finnas. Röntgendiffraktionsundersökningen ger att den kalifältspatfas som finns är ortoklas. Detta vidimeras av den optiska undersökningen. Hos något av proven har pertiten deformerats så kraftigt att den nästan liknar mikroklintvillingar. Dock, är kalifältspaten trots detta ortoklas i dessa prover. Följande prover representerar denna typ: nr 8706, 8707, 8708, 8712, 8721, 8722, 8725, 8730 och 8734 (Fig 2, 17 och appendix).
2. *Breddade reflexer med eller utan skuldror.* Skuldorna är enkelsidiga på reflexen. Kalifältspaterna är röda. Kornstorleken varierar mellan de olika proverna från finkornig till grovkornigare. Det finns pertiter och kalifältspater både med och utan tvillingar. De tvillingar, som finns, är galler- och Carlsbadertvillingar. Från röntgendiffraktogrammen visas att kalifältspaten i proven består av mikrokliniserad ortoklas med delvis bevarad ortoklas struktur men att strukturen har börjat omvandlas. Följande prover är av denna typ: nr 8711, 8713, 8720, 8726, 8731 och 8732 (Fig 2, 18 och appendix).
3. *Breddade reflexer där tre mer eller mindre tydliga toppar kan urskiljas.* Kalifältspaterna är röda. I dessa prover finns det både kalifältspater med och utan gallertvillingar. Pertiter förekommer ganska ofta. I dessa prover finns det en tydlig övergång mellan ortoklas och mikroklin. Den övergång som kan ses går från ortoklas till intermediär mikroklin. Följande prover visar denna typ: nr 8715, 8717, 8719 och 8736 (Fig 2, 19 och appendix).
4. *Två tydliga reflexer.* Kalifältspatena är ljusröda till färgen. De båda reflexerna visar att den kalifältspat som finns är endast mikroklin. Här har mikroklinisationen gått längst. All den ortoklas som tidigare fanns har övergått till intermediär mikroklin. Ett enda prov, nr 8729 är av denna typ (Fig 2, 20 och appendix). Tabell 5 visar hur "trikliniciteten" varierar för de olika proven. Tabell 6 sammanfattar det makroskopiska och det mikroskopiska utseendet hos de undersökta bergarterna och fältspaternas utseende samt en sammanfattning av röntgenundersökningen.

Tabell 4. Resultat av röntgenundersökningen. Vinkelvärdet  $\Theta$  har beräknats med hjälp av Bragg's ekvation  $n\lambda = 2d \sin \Theta$  från de uppmätta d-värdena. Standardavvikelsen gäller för d-värdena och har beräknats på 5 olika mätningar över varje topp, och med kalibrering mot standard mellan varje mätning, och scannade från samma håll. Skevheten har beräknats fram på de stegvis mätta topparna. Halva topphöjds-bredden har beräknats på de stegvis mättade topparna. Det relativa felet i kalibreringen är -0.05%. <sup>+</sup> Extrapolerad fram.

Provnummer	d-värde Å	$2\Theta$ °	stand. avv.	skewhet	halvvärdesbredd $^{\circ}2\Theta$	(hkl)	mineral
9001	2.990	29.86	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.468	0.27	(131)	ortoklas
9002	2.988	29.88	$1.0 \cdot 10^{-3}$	0.024	0.33	(131)	ortoklas
9003	2.988	29.88	$0.9 \cdot 10^{-3}$	0.026	0.38	(131)	ortoklas
9005	2.990	29.86	$1.8 \cdot 10^{-3}$	0.414	0.40	(131)	ortoklas
9006	2.985	29.91	$2.0 \cdot 10^{-3}$	0.414	0.54	(131)	ortoklas
9007	2.981	29.94	$4.1 \cdot 10^{-3}$	-0.603	0.98 <sup>+</sup>	(131)	ortoklas
9008	2.986	29.90	$4.3 \cdot 10^{-3}$	-0.161	0.96 <sup>+</sup>	(131)	ortoklas
9008	3.006	29.70	$10 \cdot 10^{-3}$			(131)	mikroclin
9008	2.966	30.11	$5.1 \cdot 10^{-3}$			( $\bar{1}31$ )	mikroclin
9009	2.988	29.88	$2.3 \cdot 10^{-3}$	0.609	0.23	(131)	ortoklas
9010B	2.988	29.88	$2.0 \cdot 10^{-3}$	0.253	0.29	(131)	ortoklas
9010R	2.988	29.88	$1.2 \cdot 10^{-3}$	0.290	0.31	(131)	ortoklas
9011B	2.989	29.87	$2.3 \cdot 10^{-3}$	0.178	0.33	(131)	ortoklas
9011R	2.980	29.96	$4.0 \cdot 10^{-3}$	0.120	0.64 <sup>+</sup>	(131)	ortoklas
9013	2.988	29.88	$1.2 \cdot 10^{-3}$	0.599	0.25	(131)	ortoklas
9014	2.989	29.87	$1.6 \cdot 10^{-3}$	0.682	0.21	(131)	ortoklas
8702	2.983	29.93	$2.9 \cdot 10^{-3}$	-0.336	0.43	(131)	ortoklas
8706	2.990	29.86	$4.1 \cdot 10^{-3}$	0.683	0.23	(131)	ortoklas
8707	2.990	29.86	$2.2 \cdot 10^{-3}$	0.142	0.24	(131)	ortoklas
8708	2.989	29.87	$1.1 \cdot 10^{-3}$	0.435	0.27	(131)	ortoklas
8711	2.985	29.91	$1.1 \cdot 10^{-3}$	0.635	0.36	(131)	ortoklas
8712	2.990	29.86	$1.6 \cdot 10^{-3}$	0.484	0.21	(131)	ortoklas
8713	2.978	29.98	$1.6 \cdot 10^{-3}$	0.071	0.55	(131)	ortoklas
8715	3.022	29.53	$5.5 \cdot 10^{-3}$	-0.126	0.68 <sup>+</sup>	(131)	mikroclin
8715	2.968	30.08	$7.4 \cdot 10^{-3}$			( $\bar{1}31$ )	mikroclin
8717	2.964	30.12	$1.0 \cdot 10^{-3}$	-0.102	0.88 <sup>+</sup>	( $\bar{1}31$ )	mikroclin
8719	2.979	29.97	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.267	0.84 <sup>+</sup>	(131)	ortoklas
8720	2.989	29.87	$1.8 \cdot 10^{-3}$	0.148	0.45	(131)	ortoklas
8721	2.992	29.84	$1.4 \cdot 10^{-3}$	0.288	0.25	(131)	ortoklas
8722	2.991	29.85	$1.8 \cdot 10^{-3}$	0.219	0.26	(131)	ortoklas
8725	2.990	29.86	$2.4 \cdot 10^{-3}$	0.336	0.31	(131)	ortoklas
8726	2.986	29.90	$1.5 \cdot 10^{-3}$	0.235	0.34	(131)	ortoklas
8729	2.963	30.14	$1.8 \cdot 10^{-3}$	0.505	0.38	( $\bar{1}31$ )	mikroclin
8729	3.018	29.57	$5.6 \cdot 10^{-3}$			(131)	mikroclin
8730	2.986	29.90	$1.3 \cdot 10^{-3}$	0.468	0.26	(131)	ortoklas
8731	2.980	29.95	$2.1 \cdot 10^{-3}$	0.290	0.53	(131)	ortoklas
8732	2.987	29.89	$0.9 \cdot 10^{-3}$	0.234	0.51	(131)	ortoklas
8734	2.988	29.88	$1.4 \cdot 10^{-3}$	0.306	0.24	(131)	ortoklas
8736	2.972	30.04	$3.1 \cdot 10^{-3}$	-0.088	0.73 <sup>+</sup>	( $\bar{1}31$ )	mikroclin
8736	3.004	29.71	$10 \cdot 10^{-3}$			(131)	mikroclin
MgO	2.105	42.93	$5.4 \cdot 10^{-4}$				periklas

**Tabell 5.** Uppsplifringar av (131) reflexen och "triklinicitet" hos proverna "Trikliniciteten" har beräknats efter Goldsmith och Laves formel  $\Delta_{(131)} = 12.5 \cdot [d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}]$  från 1954.

Provnummer	$d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})}$	"triklinicitet"
9001	0	0
9002	0	0
9003	0	0
9005	0	0
9006	0	0
9007	?	?
9008	0.04	0.5
9009	0	0
9010B	0	0
9010R	0	0
9011B	0	0
9011R	0	0
9013	0	0
9014	0	0
8702	?	?
8706	0	0
8707	0	0
8708	0	0
8711	0	0
8712	0	0
8713	?	?
8715	0.054	0.67
8717	?	?
8719	?	?
8720	0	0
8721	0	0
8722	0	0
8725	0	0
8726	0	0
8729	0.06	0.68
8730	0	0
8731	?	?
8732	0	0
8734	0	0
8736	0.032	0.4
mikroclin ref.	0.073	0.91

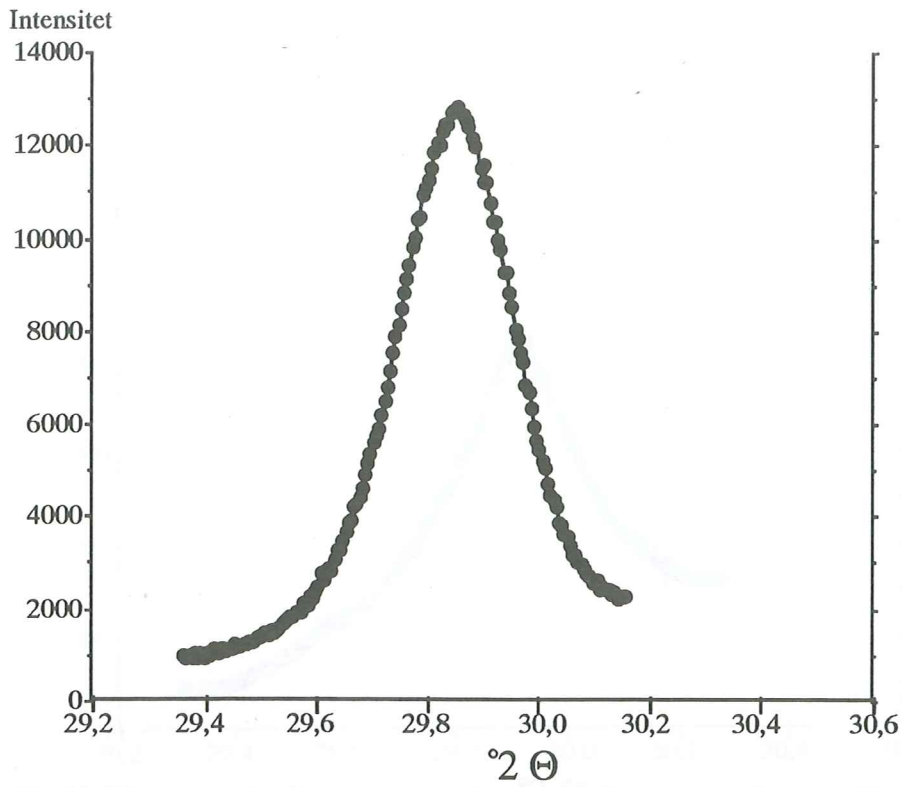


Fig 13. Visar en smal reflex som saknar skuldror. Reflexen visar på ren ortoklas. Provet 9001 kommer från Getterön och är erhållen genom en långsam stepsacan.

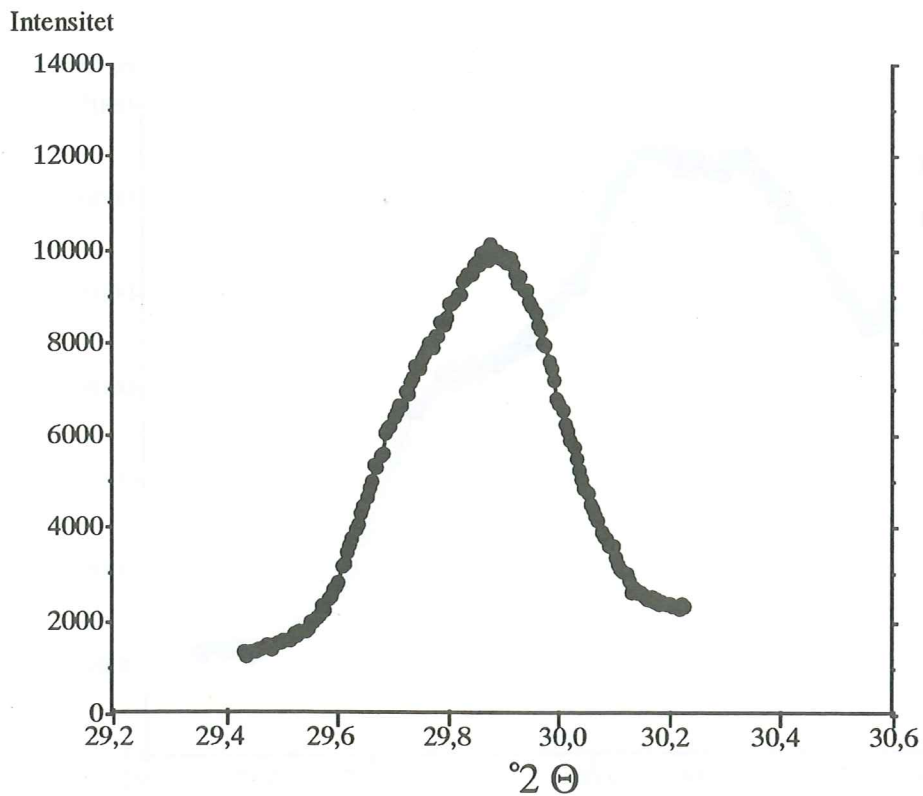


Fig 14. Visar en reflex som har en tydlig enkelsidig skuldra. Reflexen är breddad. Provet 9003 kommer från Getterön. Reflexen är erhållen med långsam stepsacan.

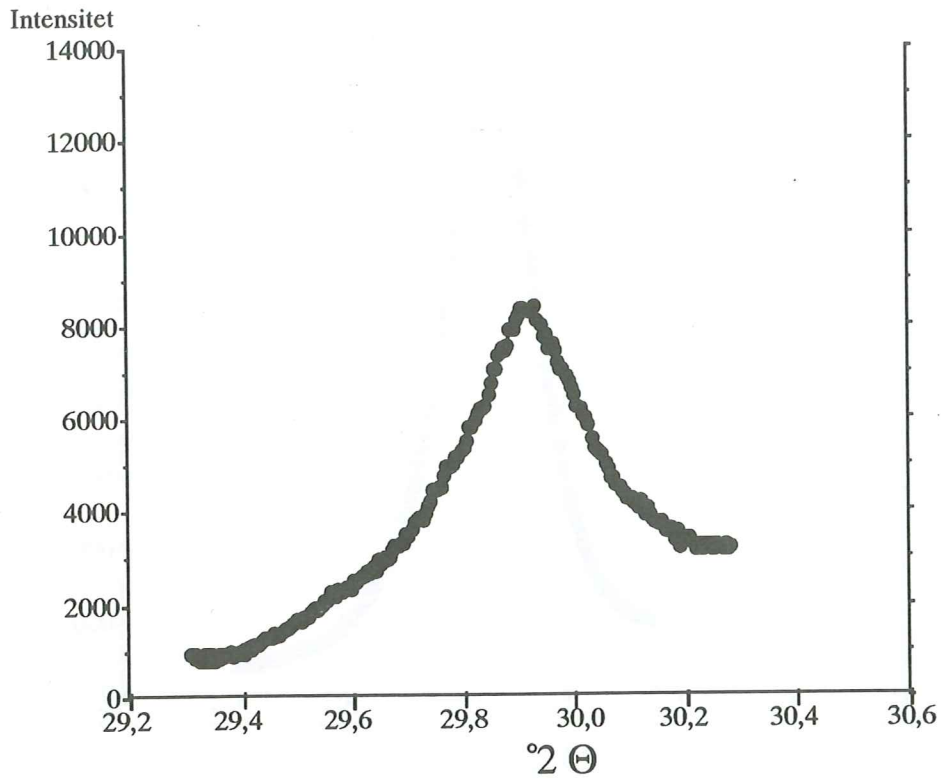


Fig 15. En breddad reflex som saknar skuldror. Prov 9006 från Getterön. Reflexen är erhållen genom en långsam stepscan.

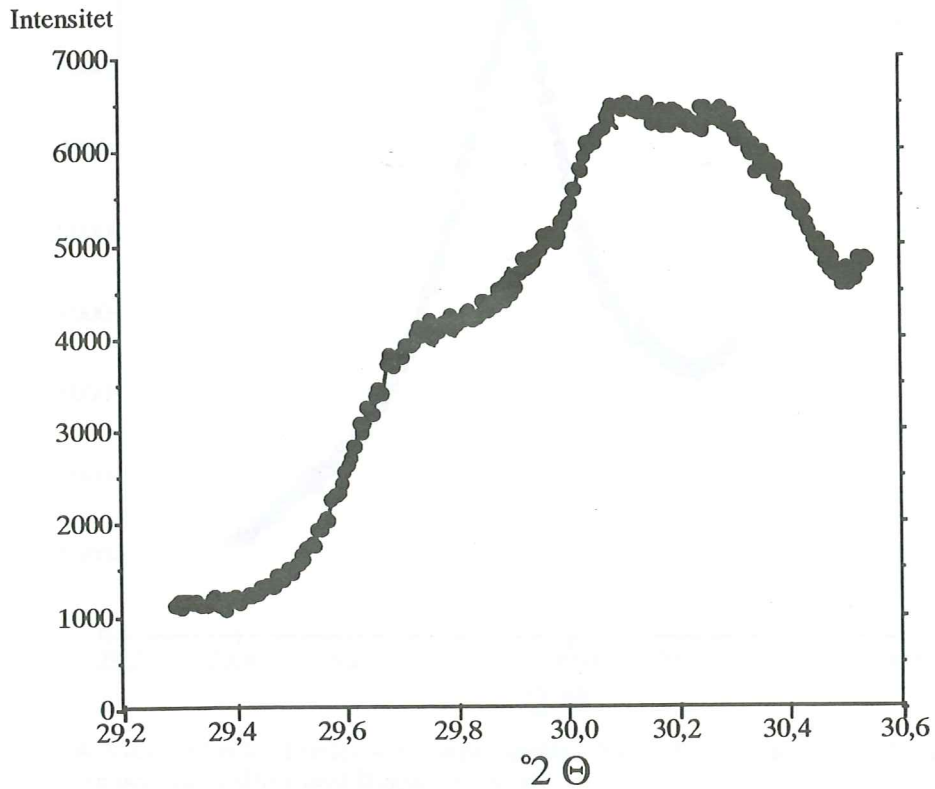


Fig 16. Visar en (131) reflex som har skuldror och är kraftigt breddad. Här har ortoklas tydligt börjat att mikroklinisera till mikroklin. Provet 9008 kommer från Getterön.

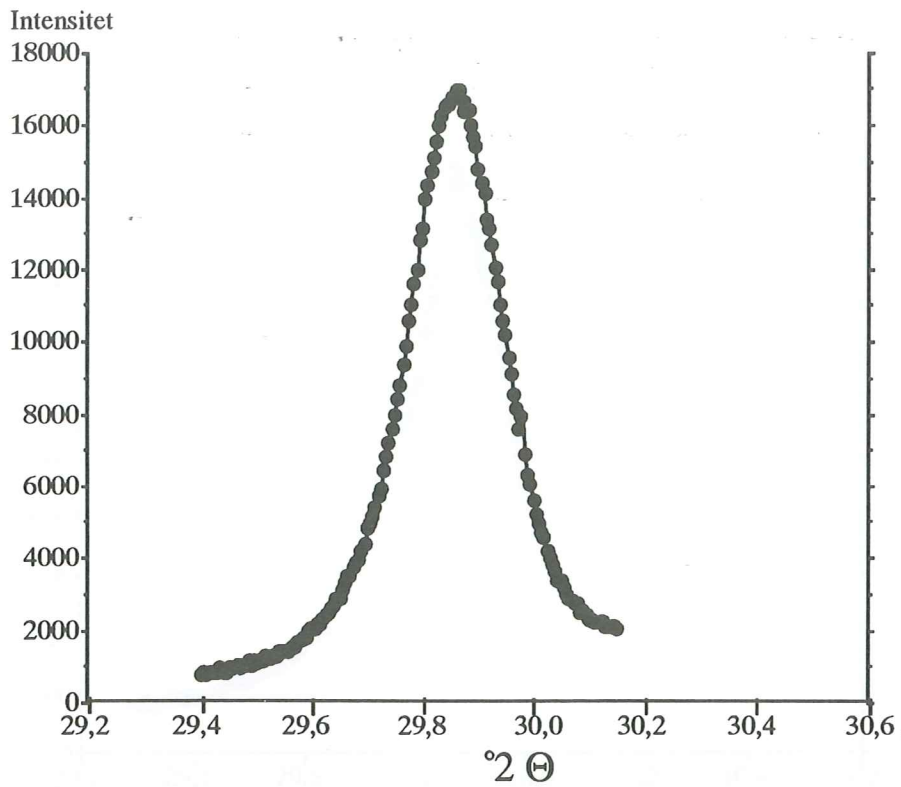


Fig 17. Visar en smal reflex som saknar skuldra. Provet 8706 kommer från Hinnerydsgraniten och är erhållet med långsam stepskan.

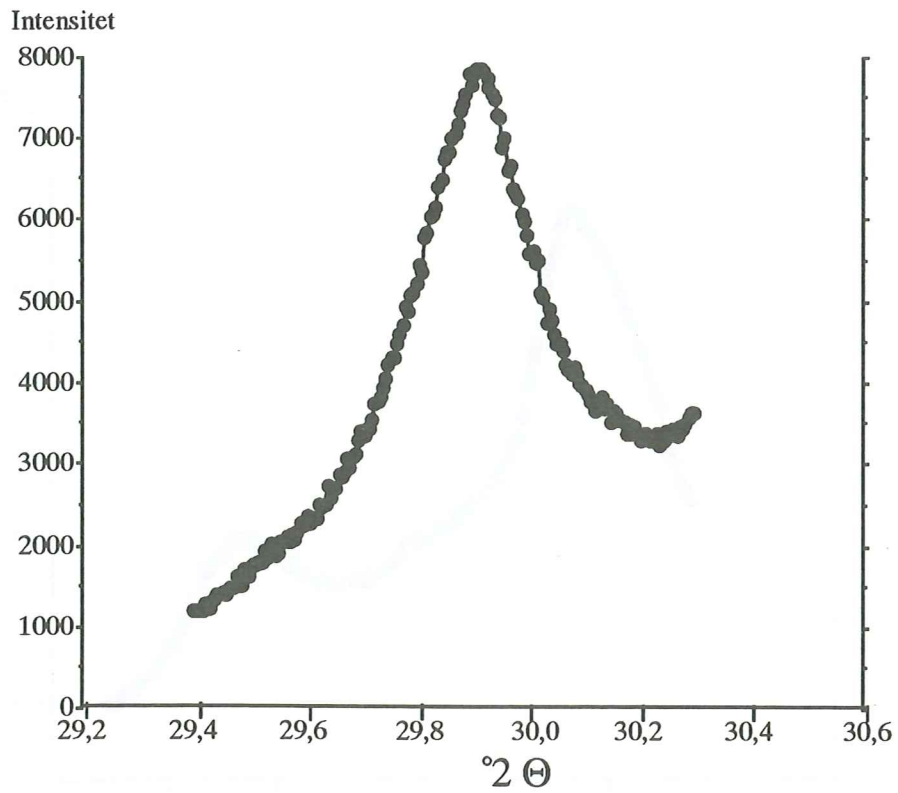


Fig 18. Visar en breddad reflex som saknar skuldra. Provet 8711 kommer från Hinnerydsgraniten och har erhållits med långsam stepskan.



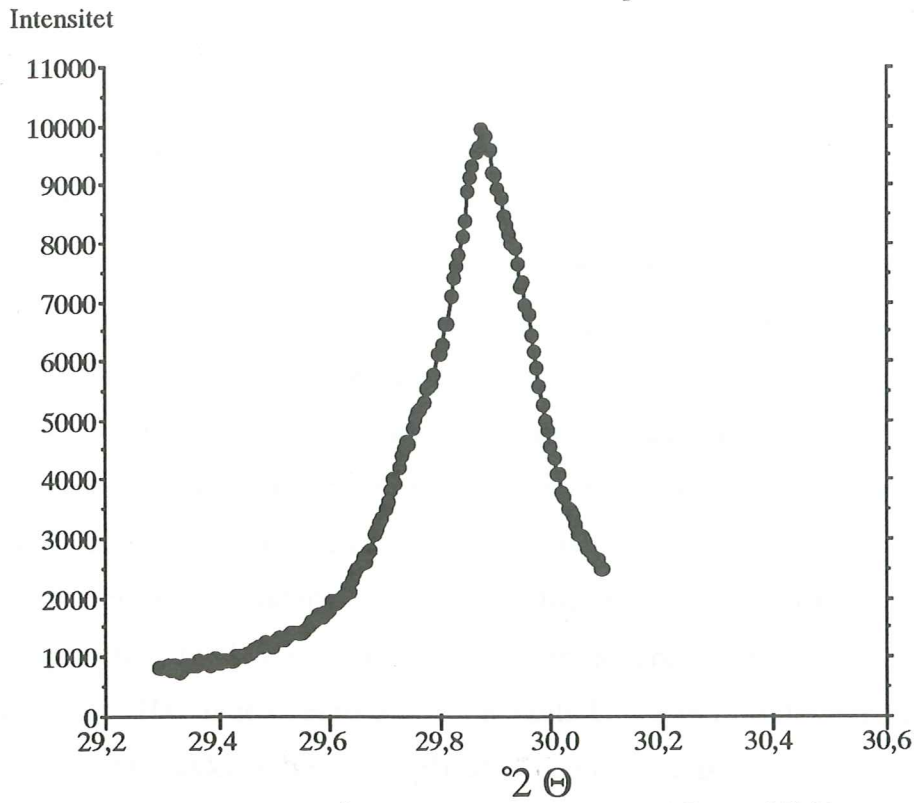


Fig 19. Visar en reflex med två skuldror och som är breddad. Provet 8734 kommer från Hinnerydsgraniten och är erhållet med långsam stepskan.

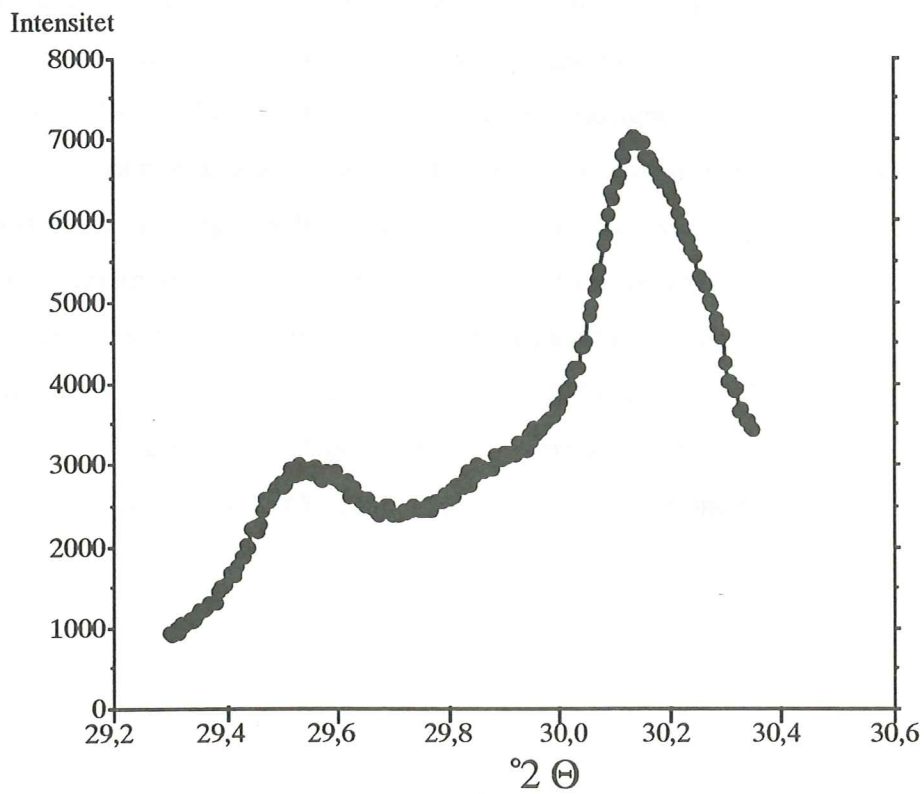


Fig 20. Visar en uppsplittrad reflex. Detta är den största uppsplittring som erhöles i undersökningen. Provet 8729 kommer från Hinnerydsgraniten och har en "triklinitet" på 0.68 vilket motsvarar intermediär mikroklin.

## 8. Diskussion

Det finns flera olika orsaker till kristallografiska strukturförändringar. Kinetiska faktorer spelar också en stor roll. Kinetiken påverkas bland annat av avkylningshastigheten från kristallisationstemperaturen, men även av volatila komponenter och av deformation.

En kalifältspat som kristalliserar vid en hög temperatur, över 600° C, kristalliserar som monoklin ortoklas (Stewart och Wright 1974). När temperaturen sjunker och kristallerna därmed avkyls kan det strukturellt ske olika omvandlingar av kristallen, beroende på den miljö i och den hastighet med vilken avkylningen sker. Den ursprungligt bildade kristallmodifikationen, ortoklas, kan bevaras trots avkylningen. I de fall där omkristallisation skett vid lägre temperatur, där mikroklin är stabil har omvandling ägt rum. Ett exempel på om omvandling skett är förekomsten av mikroklin i en mineralparagenes som i övrigt tyder på hög temperatur. Har ingen rekristallisation skett kommer ortoklas att bevaras som en metastabil fas. Om avkylningen inte går så fort att ortoklas bevaras, men heller inte så långsamt, att jämvikt hinner ställa in sig, kan det bildas intermediära strukturer.

Närvaro av volatiliekomponenter som t ex vatten kan påskynda omvandlingen vid avkylningen. Det har visat sig att beroende på omvandlingen har skett under "torra" eller "hydrotermala" förhållanden kommer omvandlingsmekanismerna att bli olika (Goldsmith och Laves 1954). Detta påverkar givetvis omvandlingshastigheten.

Deformationen av kristaller kan orsaka formförändringar. Den "strain" som deformationen ger, ökar den fria energin, vilket i sin tur kan påskynda övergången till den stabila fasen. Det är olika mekanismer som dominerar vid olika temperaturer, tryck, volatilietryck, kornstorlekar, "strain" hastighet mm. Deformationen kan, om den sker efter kristallisationen, ge sprickor i kristallerna där sedan volatilieläsa lättare kan påverka omvandlingen. Även normal avkylning kan ibland ge upphov till sprickbildningar på grund av kontraktioner i kristallen. Tvillingbildningar kan ske på grund av deformationen.

### 8. 1. Varbergsområdet

Det undersökta området med AGC på Getterön är litet, bara ca  $1 \cdot 10^{-2}$  km<sup>2</sup> (Fig4). Inom detta mycket begränsade område finns alla de olika mellanformerna av kalifältspater från ren ortoklas till intermediär mikroklin.

Ursprungligen har ortoklas kristalliserat i alla prov. Den har sedan antingen bevarats eller omvandlats. Den första kristallisationen skedde vid temperaturer över 700°C. Pertiterna har givetvis avblandats vid avsevärt lägre temperatur.

Den finkorniga grågröna charnockiten med utspridda fåtaliga megakrister har en skarp kontakt mot den grova massformiga charnockiten. Den senare har rikligt med fältspatmegakrister. Den finkorniga charnockitens megakrister har kristalliserat vid hög temperatur. Megakristerna har kristalliserat som ortoklas men delar har börjat omvandlas till mikroklin. Denna omvandling är svag. Varken deformation eller metamorfos som charnockiten varit utsatt för har påverkat megakristerna nämnvärt.

I den grovkorniga massformiga charnockiten med övergångar från grågrön till rödbrun fältspat har fältspatmegakristerna kristalliserat som ortoklas. De har senare utsatts för deformation som gett upphov till sprickor i megakristerna. Omvandlingen till mikroklin har då gått snabbare i denna deformerade del, eventuellt har vatten kunnat tränga in i sprickorna och påskyndat strukturförändringen. I de grågröna megakristerna har strukturförändringen varit långsam, så att ingen märkbar omvandling kunnat ske — en övergångsform bildar de kristaller som har en röd krans och där rödfärgning har skett kring sprickplanen i kristallerna. De helt rödbruna kristallerna har inga tydliga sprickplan utan hela kristallen har hunnit att omvandlas till en triklin struktur. Eftersom provtagnings-området är mycket litet (endast ungefär 200m från nord— till sydändan, Fig 4.) är det orimligt att tänka sig att avkylningshastigheten skulle ha varierat mycket. Någon annan faktor måste ha påverkat kristallerna — t ex tillgången till en fluid fas som skulle ha verkat som en katalysator på omvandlingsprocessen.

## 8. 2. Hinnerydsgraniten

Ursprunget till magman för Hinnerydsgraniten är okänt, liksom intrusionsåldern. Deformationen av bergarten är stark. Denna del av sydvästsverige har legat djupt nere i jordskorpan. Det är inte känt hur länge den varit nedsänkt och hur snabbt upplyftningen har skett.

Kristallisationen av ursprungs magman har skett vid hög temperatur och då har ortoklaspolymorfen av kalifältspaterna bildats. Därefter har hela det stora massivet deformerats tillsammans med resten av berggrunden. Att döma av de åldersbestämningar som gjorts på metabasiter, obetydligt längre mot väster, har deformationen ägt rum i sen svekonorvegisk tid, för ca 900 miljoner år sedan. Denna deformation har skett vid hög temperatur, annars hade inte fältspaterna i stora delar av området bevarats som ortoklas.

Hinnerydsområdet omfattar ett betydligt större område än vad den undersökta Varbergscharnockiten upptar. Detta medför att hastigheten på avkylningsprocessen kan ha varierat avsevärt mer och den kan därför ha spelat en större roll vid omvandlingen till mikroklin. Även vattentillgången kan ha skiftat. Hela området har haft tillgång på vatten, annars hade inte hornblände och biotit bildats — pyroxen hade varit den dominerande mafiska fasen. Då den dåliga blottningen hindrar en noggrannare provtagning och då det inte makroskopiskt går att följa någon synlig strukturell ändring hos fältspaterna är det svårare att tolka händelseförloppet.

I några områden har ortoklasen bevarat sin monoklina kristallstruktur trots deformation medan den i andra har startat en strukturomvandling till triklin struktur. I några delar är denna omvandling svag, och den enda antydningen till omvandlingen är de breddade reflexerna, som visar att strukturen är triklin men att den trikлина uppsplittringen är så liten att de båda reflexerna överlappar varandra (Fig 18 och 19). Den breddade reflexen består då egentligen av två reflexer. Av de undersökta lokalerna finns det bara en, där omvandlingen har gått så långt att det går att separera två tydliga reflexer (Fig 20). Men trots den tydliga separationen har omvandlingen inte gått längre än till en intermediär mikroklinstruktur. Här har avkylningen skett med en hastighet som medfört att den strukturella omvandlingen kunnat ske som en kontinuerlig övergång från ortoklas mot mikroklin.

Vattentillgången har troligen inte spelat någon större roll varken vid bildandet eller vid den strukturella ändringen. Vattentillgången har varit ganska konstant under kristallisationen och även under deformationen.

Då den gallertvillingbildade mikroklinen är den normala kalifältspaten i den Baltiska skölden även där berggrunden är odeformerad, är förekomsten av ortoklas i den starkt deformerade Hinneryds graniten en indikator på att området lyfts upp och därmed även avkylts mycket hastigt från temperaturer där ortoklas är stabil till temperaturer där omvandlingshastigheten inte är signifikativ.

## 9. Slutsatser

### *Varbergscharnockiten:*

- 🍏 Kalifältspaterna har ursprungligen kristalliserat som ortoklas
- 🍏 Kalifältspaternas strukturella ändring följer den färgändring de uppvisar på Getterön.
- 🍏 Osannolikt att orsaken till att den strukturella förändringen skett så ojämt skulle vara en växlande avkylningshastighet, tillgång till en fluid fas kan ha påverkat som en katalysator

### *Hinnerydsgraniten:*

- 🍏 Kalifältspaterna har ursprungligen kristalliserat som ortoklas, sedan har deformationen skett vid hög temperatur.
- 🍏 Den strukturella ändringen hos kalifältspaterna följer den temperaturändring och deformation som Hinnerydsgraniten har utsatts för.
- 🍏 Vattentillgången har varit ganska konstant i hela området.
- 🍏 Det har inte varit möjligt att påvisa en regional fördelning av mikroklin, mikrokliniserad ortoklas och ortoklas. De tillgängliga data tyder snarare på att lokala variationer spelar en stor roll.

## 10. Tack

Anders Lindh, Josef Gersner, Ingrid Johansson, Jan-Erik Lindqvist, Lina Pudas och Zoltan Solyom tackas för all deras hjälp under detta arbete.

## Referenser:

- Bailey, B. S. och Taylor, W. H., 1955: The structure of a triclinic potassium feldspar. *Acta Crystallographica* 8, 621-632.
- Blackburn, W. H. och Dennen, W. H., 1988: Principles of Mineralogy. Wm. C Brown Publishers Dubuque, Iowa 312-316
- Blasi, A. 1984: The variation of  $2\theta$  angles in powder diffraction patterns of one and two step K-rich feldspars. *Bulletin de Minéralogie* 107, 437-445.
- Borg, I. Y. och Smith, D. K., 1969: Calculated X-ray Powder Patterns for Silicate Minerals. *The Geological Society of America Memoir*, 122, 896 sid.
- Brown, B. E. och Bailey, S. W., 1964: The structure of maximum microcline. *Acta Crystallographica* 17, 1391-1400.
- Caldenius, C. Larsson, W., Mohrén, E., Linnman, G. och Tullström, H., 1966: Beskrivning till Kartbladet Halmstad. *Sveriges Geologiska Undersökning Aa 198* 95 sid.
- Cole, W. F., Sörum, H. och Kennard, O., 1949: The crystal structure of orthoclase and sanidinized orthoclase. *Acta Crystallographica*. 2, 280-287.
- Colville, A. A. och Ribbe, P.H., 1968. The crystal structure of an adularia and a refinement of the structure of orthoclase. *American Mineralogist* 53, 25-37.
- Constable, J. L. och Hubbard, F. H., 1981: U, Th, and K distribution in a differentiated charnockite-granite intrusion in an associated rock from SW Sweden. *Mineralogical Magazine* 44, 409-415.
- Goldsmith, J. R. och Laves, F., 1954a: The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 5, 1-19.
- Goldsmith, J. R. och Laves, F., 1954b: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 6, 100-118.
- Gorbatshev, R. och Welin, E., 1980: The Rb-Sr age of the Varberg charnockite, Sweden: a reply and discussion of the regional contexts. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 43-48.
- Guidotti, C. V., Herd, H. H. och Tuttle, C. L., 1973: Composition and structural state of K-feldspar + sillimanite grade rocks in northwestern Maine. *American Mineralogist* 58, 705 - 716.
- Holland, Th. H., 1900: The charnockite series, a group of archaean hypersthene rocks in Peninsular India *Memoir of Geological Survey of India Vol 28: 2*
- Hubbard, F. H., 1975: The Precambrian crystalline complex of southwestern Sweden. The geology and petrogenetic development of the Varberg region. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 97, 223-236.
- Hubbard, F. H., 1978: Geochemistry of the Varberg granite gneisses. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 100, 31-38.
- Hubbard, F. H. och Whitley J. E., 1979: REE in charnockite and associated rocks, southwest Sweden. *Lithos* 12, 1-11.
- Hubbard, F. H. och Constable, J. C., 1980: Geological background to the Rb-Sr age of the Varberg charnockite, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 102, 40-42.
- Hubbard, F. H. och Whitley, J. E., 1978: Rapakivigranite, anorthosite and charnockitic plutonism. *Nature* 271, 439-440.

- Iball, D. R. och Hubbard, F. H., 1982: Lattice structural variations in K-feldspar megacrysts of associated charnockite and alkali granite. *Mineralogical Magazine* 46, 247-251.
- International tables for X-ray crystallography Vol I
- Johansson, L., Lindh, A. och Möller, C., 1991: Late Sveconorwegian (Grenville) high-pressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden. *Journal of metamorphic Geology* 9, 283-292.
- Johansson, L. och Kullerud, L., (i press) Late Sveconorwegian charnockite formation, metamorphism and deformation in southwestern Sweden. *Precambrian Research*.
- Jones, J. B. och Taylor, W. H., 1961: The structure of Orthoclase, *Acta Crystallographica* 14, 443-455.
- Kroll, H., 1973: Estimation of Al<sub>2</sub>Si Distribution of Feldspars from the Lattice Translations Tr[110] and Tr [110]. I. Alkali Feldspars. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 39, 141-156.
- Kroll, H. och Ribbe, P. H., 1983: Lattice parameters, composition and Al, Si order in alkali feldspars. In P. H. Ribbe (ed): *Review in Mineralogy, 1983, Feldspar mineralogy, Mineralogical Society of America* 57- 99.
- Lindh, A. och Johansson, I., 1991: Proterozoic granitoids in the Baltic Shield – The chemical composition of the Hinneryd granite. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 113, 171-180.
- Mohrén, E. och Larsson, W., 1968: Beskrivning till Kartbladet Laholm *Sveriges Geologiska Undersökning Aa* 197.
- MacKenzie, W. S., 1954: The orthoclase — microcline invesion. *Mineralogical Magazine* 30, 354-366.
- Megaw, H. D., 1956: Notation for Felspar Structures. *Acta Crystallographica* 9, 56-60.
- Parson, I. och Boyd., 1971: Distribution of potassium feldspar polymorphs in intrusive sequences. *Mineralogical Magazine* 38, 295- 311.
- Quensel, P., 1951: The charnockite series of the Varberg district on the southwestern coast of Sweden. *Arkiv för Mineral och Geologi*. 1, 229-333.
- Ribbe, P.H., 1963: A refinement of the crystal structure of sanidinized orthoclase *Acta Crystallographica* 16, 426-427.
- Ribbe, P. H., 1983a: Chemistry, structure and nomenclature of feldspars In P. H. Ribbe (ed): *Review in Mineralogy, 1983, Feldspar mineralogy, Mineralogical Society of America* 1-19.
- Ribbe, P. H., 1983b: Aluminium-silicon order in feldspars; domain textures and diffraction patterns In P. H. Ribbe (ed): *Review in Mineralogy, 1983, Feldspar mineralogy, Mineralogical Society of America* 21- 55.
- Smith, J. V., 1974a: Feldspar minerals vol 1; Crystal structure and physical properties. 627 sid, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- Smith, J. V., 1974b: Feldspar minerals vol 2; Chemical and textural properties. 690 sid. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- Stewart, D.B. och Wright, T. L., 1974: Al/ Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bulletin Société française Minéralogie et cristallographie* 97, 356-377.

- Svedmark., 1893: Beskrifning till kartbladet Varberg. *Sveriges Geologiska Undersökning Ab 13, 1-82.*
- Talbot, C. J. och Heeroma, P., 1989: Cover/basement relationships in the SW Swedish gneisses near Varberg. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 111, 105-119.*
- Welin, E. och Gorbachev, R., 1978: The Rb-Sr age of the Varberg charnockite, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100, 225-227.*
- Wikman, H. och Bergström, J., 1987: Beskrivning till den provisoriska översiktliga berggrundskartan Malmö. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ba 40, 1-42.*



# APPENDIX

10000

TEXTURE

MINERAL

MICROSCOPE

PREPARATION

TECHNIQUE

PROVNR BERGARTS UTSEENDE      FÄLTSPATS UTSEENDE      MIKROSKOP FÄLTSPAT      MINERAL      TEXTUR/      RÖNTGEN

DEFORMATION

Prover från AGC.

- 9001      Är en grågrön massformig grovkornig charnockitisk bergart med svagt rödfärgade fältspatsmegakristaler. Dessa är jämt fördelade i bergarten.
- Fältspatsmegakristerna har grågrön kärna med en röd kran. De är upp till 4 cm stora. Ofta består de av Carlsbadertvillingar.
- Fältspatmegakristerna är pertitiska med sericit i sprickplanen. I de mindre kalifältspatkristallerna förekommer både kryptopertiter och mikropertiter. Många megakristaler visar Carlsbader tvillingar. Plagioklas uppvisar periklin och albit tvillingar. Pertiterna består av ortoklas.
- kvarts, plagioklas ortoklas, biotit, hornblände, malmhypersten, granat zirkon, apatit, Sek. muskovit
- Kvartsens linser tyder på att en medelstark deformation medan inga tecken på deformation förekommer hos kalifältspaterna.
- Ingen skuldra eller stor skevhet. Smal reflex, med ett d-värde vid 2,990
- 9002      Bergarten är en grovkornig grågrön till svagt röd massformig charnockit. Den har stora fältspatmegakristaler jämt fördelade.
- De dominerande fältspatmegakristerna är grågröna men det finns även de med en grågrön kärna och en röd kran av fältspat. I fältspatsmegakristerna förekommer rödfärgningen längs sprickplan i kristallen. Megakristallerna är upp till 3 cm stora
- Megakristerna är pertitiska och har ofta Carlsbader tvillingar. I många pertitiska megakristaler finns det mindre inneslutningar (kvarts, hela plagioklas korn). Ortoklas utan tvillingar finns som små kristaller. Pertiterna består av ortoklas.
- Kalifältspaterna förekommer även som mindre kristaller de saknar då tvillingar.
- kvarts, plagioklas hornblände, malmhypersten, zirkon, apatit, granat, titanit, sekundär muskovit
- Kvarts deformerad till plana linser. Fältspaterna har inga spår av deformation. Detta är tecken på att deformationen inte har varit så stark.
- Något svagt bredad reflex, men har inga tecken på skuldra. Minimal skevhet och ett d-värde vid 2,988.

- 9003 Grågrön massformig charnockitisk bergart med fältspatmegakrister. Grovkornig. Megakristerna är jämt fördelade över bergarten.
- Megakristerna är pertitiska och en del har en ortoklas-kärna, andra är homogent pertitiska. De stora megakristerna består av Carlsbadertvillingar. Inneslutningar av kvarts och malm. Kalifältspater utan tvillingar finns. Inga gallertvillingar finns. Pertiterna består av ortoklas, ingen mikroklin förekommer.
- kvarts, plagioklas, hornblände, malm, sericit, apatit, granat, hypersten zirkon, biotit
- Deformationen syns i de Reflexen har utdragna kvartslinserna, skuldra och är även hos plagioklas syns breddad. Dock tecken på deformation. ingen skevhet. Har denna deformation har ett d-värde vid dock varit ganska svag. 2,988.
- Detta för att inte finns några tecken på deformation hos kalifältspaterna
- 9005 Grågrön massformig och grovkornig charnockitisk bergart med dragning i färg åt rödbrunt. Fältspatmegakristerna är jämt fördelade.
- Fältspaterna domineras av megakrister som har en grågrön kärna och en krans av rödbrunt fältspat. Storleken på megakristerna är upp till 3 cm.
- Pertitiska megakrister, som har en del inneslutningar av kvarts, malm mm. Megakristerna består av Carlsbader tvillingar. I de mindre fältspatskristallerna finns det mikro- och kryptopertitier. Mindre mängd mikroklin med gallertvillingar finns. Pertiterna består av ortoklas.
- kvarts, plagioklas, hornblände, malm, hypersten, ortoklas, mikrokliniserad ortoklas, apatit, sericit, biotit
- Porfyrisk textur. Visar tämligen svag deformation, breddad men vilket syns på kvarisens linsform men ingen deformation kan ses på fältspatmegakristerna. Inga tecken på skuldror. Har ett d-värde på 2,990.

- 9006 Grågrön charnockitisk bergart, massformig och grovkornig. Den har fältspatmegakristaler som är jämt fördelade över bergarten.
- Bergarten domineras av fältspatmegakristaler som har en grågrön kärna med en kran av rödbrun fältspat. Det finns en mindre mängd megakristaler som är helt grågröna.
- Megakristallerna är pertitiska. Några av de mindre kalifältspaterna har gallertvillingar, vilket tyder på mikroklin. Några pertiter har mikroklin i kanten som mindre korn.
- kvarts, plagioklas, hornblände, sericit, hypersten, granat, apatit, biotit.
- Pertiten har ibland utsatts för kraftig deformation. Detta ses genom vilket ger ett speisigt utseende. Har ett d-värde på 2,985.
- Breddad reflex med flera skuldror
- 9007 Rödbrun grovkornig charnockitisk granit, vilken får sin färg från fältspaterna. Bergarten är relativt massformig.
- Fältspaterna är dominerande rödbruna. Några har en liten grågrön kärna kvar. De stora megakristallerna ser ut som om de består av ett flertal mindre kristaller. Inneslutningar av bl a kvarts.
- Fältspatmegakristallerna är pertitiska, ofta är de kraftigt Mindre kristaller med gallertvillingar finns, dock i mindre mängd. Hela den pertitiska kristallen består ibland av Carlsbadertvilling. Kalifältspaten består av en mängd olika modifierationer.
- kvarts, plagioklas, hornblände, biotit, hypersten?, augit?, sericit, granat, malm, apatit, zirkon.
- Porfyrisk textur, med kvarts och pertitiska megakristaler. Mindre än 5 % mörka mineral Den rödbruna färgen kommer från fältspaterna. Ingen deformation kan ses på pertiterna. Däremot är kvartsen deformerad, detta ger en ganska svag deformation.
- Extremt breddad reflex med negativ skevhet. Alla faser från kalifältspaterna finns representerade. Har ett d-värde vid 2,981.
- 9008 Rödbrun charnockitisk granit med rödbruna fältspater. Mörk kvarts. Inga tydliga kristallytor på fältspatmegakristallerna. Grovkornig och massformig bergart.
- Rödbruna fältspatmegakristaler med sekundär bildad biotit och muskovit, som finns i sprickor i kristallerna. Megakristallerna uppvisar Carlsbadertvillingar. Mindre mängd kristaller har gallertvillingar. Detta bevisar att mikroklin finns.
- kvarts, plagioklas, ortoklas, malm, mikrokliniserad ortoklas, biotit, hornblände, apatit, hypersten, sericit, augit?
- Porfyrisk textur med pertitiska fältspatmegakristaler. Mindre än 5 % mörka mineral. Kraftig sericitbildning. Kvarts är deformerad men inte pertiten vilket visar en tämligen svag deformation.
- Tydlig skuldra på reflexen. Det är nästan som den bestod av två reflexer. Den är kraftigt breddad. Har negativ skevhet och ett d-värde vid 2,966 och 3,006.

9009 Grågrön charnockit med dragning åt rödbrunt. Massformig bergart med fältspatmegakrister. Blandat grågröna och svagt rödbruna fältspatmegakrister och består av Carlsbader-tvillingar. Det finns även kristaller utan tvillingar. Pertiten är mikro / kryptopertiter. Megakristerna är pertitiska

kvarts, plagioklas, Porfyrisk textur med hornblände, sericit, kvars och pertitiska hypersten, malm, megakrister. Kvarsten visar deformation men stort skevhet. Har pertiterna saknar tecken på deformation. Detta tyder på att deformationen varit ganska svag.

9010 Grågrön mycket finkornig charnockit med ett fåtal utspridda fältspatmegakrister. Bergarten skiftar svagt i rödbrunt. Grågröna fältspats megakrister med Carlsbader-tvillingar. Det finns mycket finkorniga kalifältspater som saknar tvillingar. Megakristerna är pertitiska Inga tvillingar syns, varken Carlsbader tvillingar eller gallertvillingar.

Smal reflex med antydning till skuldra. Liten skevhet. Har ett d-värde vid 2,988.

9011 Finkornig grågrön charnockit med färgdragning åt rödbrun. Spridda fåtaliga fältspatmegakrister. Fältspatmegakristerna är 1-3 cm stora och deras dominerande färg är grågrön. Megakristerna uppvisar vanligen Carlsbader tvillingar. De Carlsbadertvillingbildade megakristerna är pertitiska. I dessa finns inneslutningar av bl a kvarts. I matrix finns ett mindre antal kalifältspater som har gallertvillingar. I matrix finns det även kalifältspater som saknar tvillingar. Kalifältspaten i megakristerna är ortoklas.

Mindre än 5% mörka mineral. Porfyrisk textur. Kvarsten är deformationerad men inte kalifältspaterna. Detta anger en ganska svag deformation. De mer rödaktiga fältspaterna har tydliga skuldror, medan grågröna inte har några skuldror. Har ett d-värde vid 2,980- och 2,989.

- 9013 Grågrön till rödbrun char-  
nocktisk bergart, med stora  
fältspatmegakrister. Den är  
grovkornig.
- Blandat grågröna och mera  
gråroda fältspatmegakrister.  
De består av Carlsbader  
tvillingar.
- Megakristerna är peritiska  
och har Carlsbadertvillingar.  
De har även inneslutningar  
av bl a kvarts. I sprickplan  
i megakristerna finns biotit  
och muskovit, som är  
mycket finkristallin.
- kvarts, plagioklas,  
sericit, ortoklas,  
hornblände, biotit,  
hypersten, granat,  
zirkon, apatit,  
malm. En del  
plagioklas är om-  
vandlad.
- Mindre än 1 % mörka  
mineral. Kvarns är  
deformerad men inte  
kalifältspaten. Detta  
visar att deformationen  
har varit ganska svag.  
Porfyrisk textur.
- Smal reflex med  
skevhet. Har inga  
skuldror. Har ett  
d-värde vid 2,988.
- 9014 Grågrön grovkornig, mass-  
formig charnockit. Dess  
megakrister varierar något i  
storlek.
- Dominerande färg på fält-  
spatkristallerna är grågröna  
men det finns även fält-  
spater som har en grågrön  
kärna och en rödbrun kran.  
Megakristerna består ofta  
av Carlsbadertvillingar.
- Megakristerna är peritiska  
och i sprickplanen finns  
biotit och muskovit. Mindre  
fältspatkorn saknar tvillingar.  
medan megakristerna består  
av Carlsbadertvillingar.
- kvarts, plagioklas,  
sericit, ortoklas,  
hornblände, biotit,  
hypersten, malm,  
zirkon, granat,  
apatit.
- Mindre än 5% mörka  
mineral. Porfyrisk textur.  
Kvarns påverkad men  
inte kalifältspaterna av  
deformation. Detta anger  
en ganska svag  
deformation.
- Stor skevhet men  
en smal reflex.  
Inga skuldror,  
har ett d-värde  
vid 2,989.

#### Prover från Hinnerydsgraniten.

- 8702 Mycket finkornig och  
kraftigt deformerad gnejs-  
granit. Fältspaterna är röda  
Kornstorleken är homogen.  
Gnejsgraniten är ljus.
- Finkorniga röda fältspater.  
Ofta ligger de samlade till  
små ögon i storlek 0.5-1.0  
cm.
- Det finns ganska många korn  
med gallertvillingar, som  
visar på att mikroklin finns.  
Det finns även fältspater som  
saknar tvillingar. Det finns  
en del ortoklas som består  
av Carlsbadertvillingar.
- kvarts, plagioklas,  
sericit, mikroklin,  
ortoklas, biotit  
malm, hornblände,  
granat, apatit,  
zirkon.
- Kraftigt deformerad  
bergart vilket ses på  
både kvarts och en del  
av fältspaterna. Mindre  
än 5% mörka mineral.  
ortoklas till en  
mikroklin.  
Breddad reflex  
med ett d-värde  
vid 2,983.
- Reflexen har en  
tydlig skuldra,  
som visar på  
uppsplitting av  
ortoklas till en  
mikroklin.  
Breddad reflex  
med ett d-värde  
vid 2,983.

- 8706 Ljusröd finkornig gnejsgranit Ljusröda fältspater som som är kraftigt folierad. Har en homogen kornstorlek. sitter i hop till ögon.
- Reflexen är smal, men har liten skevhet. Uppvisar ingen skuldror. Har ett d-värde vid 2,990.
- Kraftigt deformerad vilket ses på kvarts och fältspater, som är deformerade. Inga skuldror. Har ett d-värde vid 2,990.
- Även fältspater utan tvillingar finns. Ingen tydlig Carlsbadertvilling, men inte heller några gallertvillingar. Detta tyder på att kalifältspaten är ortoklas.
- Även fältspater utan tvillingar finns. Ingen tydlig Carlsbadertvilling, men inte heller några gallertvillingar. Detta tyder på att kalifältspaten är ortoklas.
- Även fältspater utan tvillingar finns. Ingen tydlig Carlsbadertvilling, men inte heller några gallertvillingar. Detta tyder på att kalifältspaten är ortoklas.
- 8707 Ganska grovkornig granit med röda fältspater. Röda fältspater som är homogena till storleken.
- Smal reflex som har en liten skevhet. Här inga skuldror. Har ett d-värde vid 2,990.
- Kraftigt deformerad. Kvarts och perititer visar på deformationen. mindre mängd mörka mineral. Har ett d-värde vid 2,990.
- Även fältspater utan tvillingar finns. Ingen tydlig Carlsbadertvilling, men inte heller några gallertvillingar. Detta tyder på att kalifältspaten är ortoklas.
- Även fältspater utan tvillingar finns. Ingen tydlig Carlsbadertvilling, men inte heller några gallertvillingar. Detta tyder på att kalifältspaten är ortoklas.
- 8708 Röd gnejsgranit med röda fältspater. Ganska homogen i kornstorleken. Deformerad. Röda kalifältspater, några har en mörkare kärna. Uppträder som små ögon.
- Inga skuldror men en liten skevhet. Smal reflex som har ett d-värde vid 2,989.
- Kvarts och fältspater har deformerats, vilket ger en kraftig deformation. mation titanit, zirkon.
- Det kan även vara en defomerad pertit. Dominerar gör periterna och där är kalifältspaten ortoklas.

- 8711 Grovkornig gnejsgranit med röda kalifältspater. Röda kalifältspater. Pertiter med Carlsbader-tvillingar, men även galler-tvillingar finns. Dessutom förekommer kalifältspat utan tvillingar. kvarts, plagioklas, ortoklas, mikroklin, hornblände, biotit, sericit, apatit, zirkon, granat. Tydligt deformerad. Detta kan ses på att kvarts, och till viss del fältspaterna är deformerade. Har utsatts för något breddad reflex. Har ett d-värde vid 2,985.
- 8712 Bandad gnejs med röda och mörka band. Homogen kornstorlek. Ljust röda kalifältspater. Dessa sitter som ögon. Kalifältspaterna saknar oftast tvillingar men i ett mindre antal kristallkorn finns det Carlsbader-tvillingar. Ofta förekommer pertiter. kvarts, plagioklas, sericit, ortoklas, hornblände, biotit, apatit, zirkon, malm, granat, titanit, svag omvandling av plagioklas. Kraftigt deformerad. Gnejs. Mindre än 5% mörka mineral. Deformationen ses tydligt på kvarts men även på en del av fältspaterna. Reflexen har ingen skuldra, dock uppvisas en tydlig skevhet. Smal reflex som har ett d-värde vid 2,990.
- 8713 Omväxlande grå och röd gnejs med homogen kornstorlek. Utdragna mineral. Kalifältspaterna är röda till ljusröda. Fältspaterna är tydligt utdragna till linser. Det förekommer både Carlsbader-tvillingar och galler-tvillingar. Detta ger en antydning om att både ortoklas och mikroklin finns. De större fältspatskornen är pertitiska. kvarts, plagioklas, ortoklas, mikroklin, hornblände, biotit, apatit, titanit, zirkon, granat. Gnejsen har utsatts för deformation. Detta ses på kvarts och fältspater. Har liten halt av mörka mineral. v



- 8715 Ganska homogen gnejsgranit med röda fältspater. Har inga megakrister. Ljusröda kalifältspater. Fältspaterna uppträder oftast som pertiter. Det finns även fältspater som saknar tvillingar men även de som har gallertvillingar. De med gallertvillingar visar att det finns mikroklin. Pertiterna är ibland Carlsbadertvillingbildade. Kwarts, plagioklas, sericit, ortoklas, mikroklin, biotit, hornblände, granat, malm, apatit, zirkon, titanit. Kwarts och kalifältspaterna visar på en ganska kraftig deformation. Har d-värden vid 2,968 och 3,022. Reflexen är breddad med negativ skevhet. Har skuldror.
- 8717 Mycket finkornig, kraftigt deformerad gnejsgranit. Röd färgad. Har en liten halt av mörka mineral. Tydliga gallertvillingar finns som dominerar över pertiter, med Carlsbadertvillingar. Det finns här både mikroklin och ortoklas. Kwarts, plagioklas, mikroklin, ortoklas, hornblände, biotit, sericit, titanit, apatit, granat, malm. Reflexen har flera små skuldror och är kraftigt breddad med en negativ skevhet. Har ett d-värde vid 2,964.
- 8719 Röd finkornig gnejs. Röda finkorniga fältspater. Mycket gallertvillingar vilket visar att mikroklin finns. Lite fältspater som saknar tvillingar. Dominerar gör pertiter. Kalifältspaten i pertiterna är ortoklas. Kwarts, plagioklas, mikroklin, ortoklas, sericit, hornblände, spatermas tvillingar. Biotit, malm, apatit. Även kvarts är påverkad. Har liten skevhet. Har ett d-värde vid 2,979. Reflexen har skuldror och är tydligt breddad.

- 8720 Röd medel till grovkornig gnejsgranit med röda kalifältspater. Röd kalifältspater som saknar synliga tvillingar. De kan ha inneslutningar. Både pertiter och antipertiter förekommer. Rena kalifältspater saknar oftast tvillingar. Svaga antydningar till galler-tvillingar finns. Dominerar zirkon. gör ortoklas men mikroklin kan finnas. kvarts, plagioklas, mikroklin, ortoklas, vilket kan ses på sericit, hornblände, plagioklasens lameller. antydningsar till skuldra. Har ett d-värde på 2,989. Kraftig deformation
- 8721 Mörk gnejsgranit med ljus-röda till röda fältspater. Fin-kornig. Homogen. Små finkorniga röda kalifältspater. De flesta fältspaterna är pertitiska men även antipertit finns. De kalifältspater som inte är pertiter saknar helt tvillingar. zirkon, granat. påverkade. Inga tecken på deformation vilket kan ses på hornblände, biotit, fältspaterna är reflex som har liten skevhet, har ett d-värde vid 2,992. Medel till stark defor-
- 8722 Mörk gnejsgranit med röda kalifältspater. Tydliga fältspatkristaller som är utdragna med foliationen. Kalifältspaterna saknar kärnor. Röd kalifältspater. Dominerande är de pertitiska kalifältspaterna. Hos några pertiter kan det vara svårt att skilja pertit från mikroklin. I pertiterna är kalifältspaten ortoklas. kvarts, plagioklas, sericit, ortoklas, hornblände, malm, och fältspaterna. antydan till skuldra. Har liten skevhet och ett d-värde vid 2,991. Kraftig deformation, men har en
- 8725 Mörk medelgrov gnejsgranit med röda kalifältspater. Kraftigt deformerad. Röd kalifältspater i storleksordning upp till 2 cm. De saknar synliga tvillingar. Mörk och kryptopertiter. Kalifältspaten är ortoklas. kvarts, plagioklas, sericit, ortoklas, hornblände, biotit, titanit, zirkon, apatit, erad men kalifältspatena het och har ett d-värde vid 2,990. Ganska svagt deformation-erad vilket kan ses på någon liten skev-

- 8726 Mörk och röd bandad gnejs med röda kalifältspater. Kalifältspaterna aggregeras till större kristaller. Ser då ut som ögon. Några har en antydning om en kvarvarande kärna. Mycket av fältspaterna är periter men även fältspater med gallertvillingar finns, vilket visar att mikroclin finns. I periterna är kalifältspaten ortoklas. kvarts, plagioklas, sericit, ortoklas, mikroclin, apatit, hornblände, biotit, zirkon, titanit, malm, granat. Något svagt breddad reflex som inte har några tydliga skuldror. Har stor skevhet. Har ett d-värde vid 2,986.
- 8729 Ljusröd massformig homogen finkornig gnejsgranit. Kraftigt deformerad och en liten halt av mörka mineral. Ljusröda kalifältspater som är finkorniga. Kraftigt sericitiserade fältspater som domineras av mikroclin men även ortoklas förekommer som en mindre del. Ortoklas saknar tvillingar medan mikroclin har gallertvillingar. Mindre del periter. titanit. kvarts, plagioklas, sericit, mikroclin, ortoklas, malm, hornblände, biotit, muskovit, zirkon, granat, apatit, titanit. Har två reflexer som visar på att den dominerande fasen är mikroclin. Men uppsplittringen når inte maximum mikroclin. Dessa reflexer har olika storlek. Den större har skuldra och båda är breddade.
- 8730 Medelgrov till grov gnejsgranit med röda kalifältspater. Relativt stor mängd mörka mineral. Röda kalifältspater. Periter dominerar men det finns även antiperit. Kalifältspater som saknar tvillingar förekommer. Dessa är ortoklas. Ingen mikroclin har hittats. Inga tvillingar i periterna har hittats. kvarts, plagioklas, sericit, ortoklas, hornblände, biotit, malm, zirkon, granat, apatit, titanit. Har utsatts för en kraftig deformation. Har porfyrisk textur. Har ett d-värde vid 2,986.

- 8731 Ljusröd bandad gnejsgranit med röda kalifältspater. Ganska homogen. Kalifältspaterna är röda och de större kristallererna består av flera mindre som sitter ihop och ger "ett" stort mineralkorn. Det finns både mikroclin och ortoklas. Detta tillsammans med peritit. Mikroclin har gallertvillingar medan ortoklas saknar tvillingar. kvarts, plagioklas, sericit, ortoklas, mikroclin, biotit, zirkon, malm, apatit, klorit?. En reflex med skuldra, som har en liten skevhets. Den är breddad. Har ett d-värde vid 2,980.
- 8732 Ljusröd fin till medelgrov gnejsgranit med något större fältspatmegakrister. Röda kalifältspater. Peritit, mikroclin och ortoklas förekommer. Dominerar gör mikroclin. Perititen finns som mikro- och kryptopertit. Mikroclin har gallertvillingar medan ortoklas saknar tvillingar. Breddad och svagt skev reflex som saknar skuldra. Har ett d-värde vid 2,987.
- 8734 Kraftigt folierad röd gnejsgranit. Kalifältspaterna är röda, några har spår av en kärna. Dominerar gör ortoklas men även peritit förekommer. Ortoklas saknar tvillingar, perititen är mikro- och kryptopertit. Smal reflex med skuldra, har en liten skevhet. Har ett d-värde vid 2,988.
- 8736 Ljusröd medelgrov gnejsgranit med övervägande ljusa mineral. Röda kalifältspater med samma kornstorlek som övriga mineral. Peritit, mikroclin och ortoklas förekommer. Mikroclin med gallertvillingar medan ortoklas saknar tvillingar. Mikroclin dominerar över ortoklas. Kalifältspaten hos perititen kan inte särskiljas. Medelstark deformation. Granitisk textur med mindre än 1% mörka mineral. Kraftigt deformation. Granitisk textur. Den är breddad har d-värden vid 2,972 och 3,004.

The first part of the report discusses the general situation of the country and the progress of the work done during the year. It also mentions the various committees and their work.

The second part of the report deals with the financial matters of the organization. It gives a detailed account of the income and expenditure for the year.

The third part of the report is devoted to the work of the various committees. It describes the work done by each committee and the results achieved.

The fourth part of the report discusses the work of the various departments. It gives a detailed account of the work done by each department and the results achieved.

The fifth part of the report deals with the work of the various societies and clubs. It describes the work done by each society and club and the results achieved.

The sixth part of the report discusses the work of the various committees and their work. It describes the work done by each committee and the results achieved.

The seventh part of the report deals with the work of the various departments. It gives a detailed account of the work done by each department and the results achieved.

The eighth part of the report discusses the work of the various societies and clubs. It describes the work done by each society and club and the results achieved.

The ninth part of the report deals with the work of the various committees and their work. It describes the work done by each committee and the results achieved.

The tenth part of the report discusses the work of the various departments. It gives a detailed account of the work done by each department and the results achieved.

03 APR. 1992

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

4. Annertz, K.: En petrografisk karakteristik av en sent postorogen mafisk intrusion i östra Värmland. 1984.
5. Sandström, K.: Kartläggning av grundvattenförhållandena i ett delområde av provinsen Nord Kordofan, Sudan. 1984.
6. Gustafsson, B.-O., Ralfsson, S.: Undersökning av högsta kustlinjen på Rydsbjär vid Margreteberg i södra Halland. 1985.
7. Hellén, J., Nilsson, A.-G.: Undersökning av den baltiska moränleran vid Svalöv, NV-Skåne. 1985.
8. Persson, K.: Kobolt i pyrit från Kiruna Järnmalmsgruva. 1985.
9. Ekström, J.: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslerorna i Skåne. 1985.
10. Säll, E.: *Neobeyrichia* from the Silurian of Bjärsjölagård. 1986.
11. Markholm, C.-O.: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie. 1986.
12. Hellström, C.: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan O. Silvberg och Vallberget, Dalarna. 1986.
13. Öhman, E.: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskaratofyr i Kiirunavaara-gruvan. 1986.
14. Holmberg, G., Johansson, L.: Sedimentologisk undersökning av de övre glacifluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne. 1986.
15. Thuning, B., Linderson, H.: Stratigrafi och överplöjning i Bussjöområdet, Ystad. 1986.
16. Bergstedt, E., Lööf, A.I.: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, A.: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.
18. Andrésdóttir, A.: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, K.: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, K.: Alkalisering vid konstgjord infiltration : En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, B.: Granitförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.

22. Utgår.
23. Hammarlund, D.: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, C.: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd. 1988.
25. Jerre, F.: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.
26. Svensson, E.: Upper Triassic depositional environments at Lunom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, V.: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, A.: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, M.: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, M.: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, L.: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
32. Månsson, A.: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides. 1990.
33. Lagerås, P.: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.
34. Rundgren, M.: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland. 1991.
35. Björkman, L.: Vegetationshistorisk undersökning av en förhistorisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland. 1991.
36. Holmström, P., Möller, P., Svensson, M.: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe. 1991.
37. Barnekow, L.: Jämförelse mellan hydrometerpipett- och sedigrafimetoderna för kornstorleksanalyser. 1991.
38. Ask, R.: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden. 1992.
39. Leander, P., Persson, C.: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg. 1992.