

BULLETIN  
DE LA  
COMMISSION GÉOLOGIQUE  
DE FINLANDE

---

N:o 47.

ÖVERSIKT AV DE PREKAMBRISKA BILDNINGARNA  
I MELLERSTA ÖSTERBOTTEN I FINLAND

AV

EERO MÄKINEN

---

MED EN ÖVERSIKTSKARTA OCH 25 FIGURER I TEXTEN

*WITH AN ENGLISH SUMMARY OF THE CONTENTS*

---

---

HELSINGFORS  
JULI 1916

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande (en vente dans la librairie Akademiska bokhandeln, Helsingfors).

N:o 1.	Cancrinitenytit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	—: 50
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895 —:	75
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala havets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Févr. 1896.....	1: 25
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896 .....	1: 25
N:o 5.	Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896 .....	2: —
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Févr. 1899	5: —
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text .....	1: 25
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflo. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Déc. 1899	4: —
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899 .....	1: —
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899 .....	1: —
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. Mars 1900	1: 50
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. Mars 1902.....	1: —
N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflo och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	4: —
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903 .....	2: 50
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905 .....	2: 50
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905 .....	1: —

ÖVERSIKT

AV DE

PREKAMBRISKA BILDNINGARNA

I

MELLERSTA ÖSTERBOTTEN

I

FINLAND

AV

EERO MÄKINEN

---

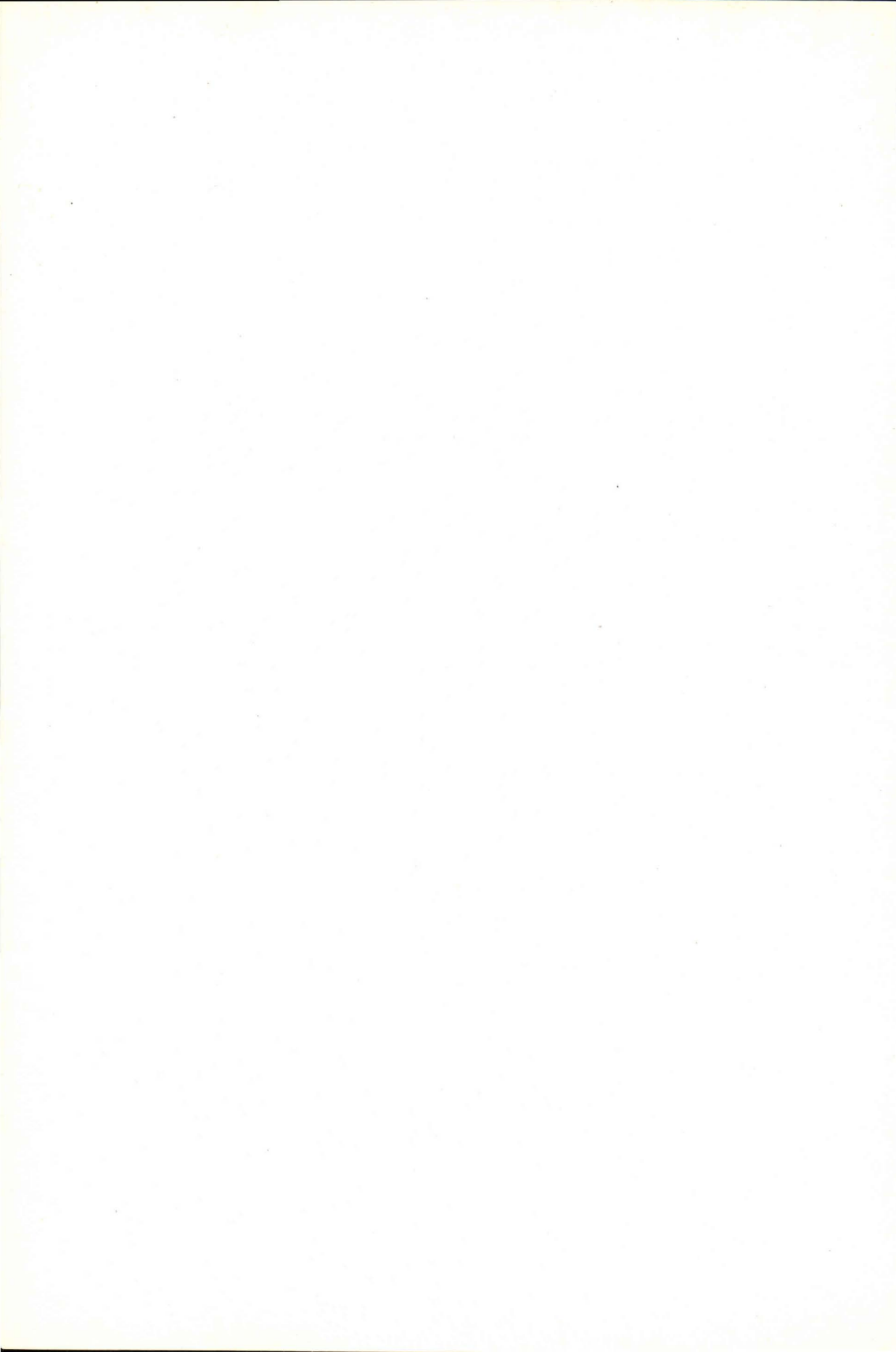
MED EN ÖVERSIKTSKARTA OCH 25 FIGURER I TEXTEN

*WITH AN ENGLISH SUMMARY OF THE CONTENTS*

---

---



## Innehållsförteckning.

	Sid.
Förord .....	1
Geologisk inledning .....	7
Prebottnisk ortognejs .....	10
Den bottniska superkrustala komplexen .....	13
<i>Plagioklasgnejs</i> .....	13
<i>Glimmerskiffer</i> .....	15
<i>Leptit</i> .....	15
<i>Kvartsit</i> .....	17
<i>Kalksten</i> .....	18
<i>Konglomeratgnejser</i> .....	19
<i>Den bottniska sedimentformationens karaktär och stratigrafi</i> .....	25
De intrusiva och effusiva bergarterna i den bottniska superkrustala komplexen ..	28
Postbottniska infrakrustala bergarter .....	36
<i>Granit</i> .....	37
<i>Granodiorit</i> .....	43
<i>Mikroclin-kvartsdiorit</i> .....	51
<i>Kvartsdiorit</i> .....	58
<i>Diorit</i> .....	62
<i>Gabbro och diabas</i> .....	65
<i>Ultrabasiska bergarter</i> .....	70
<i>Syenit</i> .....	71
<i>Migmatiterna</i> .....	80
Kontaktförkällandena, differentiations- och assimilationsprocessen hos de postbott-	
niska infrakrustala bergarterna .....	83
<i>Kontaktförhållandena i trakten av Vasankari i Kalajoki socken</i> ....	83
<i>Zonen av infrakrustala bergarter från Kalajoki till Perho</i> .....	94
<i>Förhållandet mellan syenit, gabbro, mikroclin-kvartsdiorit och porfyrt-</i> <i>artad granodiorit i Oulainen</i> .....	99
<i>Gabbro, diorit, syenit, granodiorit i Haapavesi</i> .....	99
<i>De centrala delarna av området</i> .....	100
<i>De skilda ledernas förhållande till varandra på olika nivåer</i> .....	101
De kaleviska bildningarna .....	105
<i>Vieremä-området</i> .....	105
<i>Utajärvi—Kiiminki-området</i> .....	109
<i>Kemi—Rovaniemi-området</i> .....	119
<i>De kaleviska formationernas parallellisering och begränsning nedåt</i> ..	123
Jämförelser med andra områden .....	126
English Summary of the Contents .....	133



## Förord.

Undersökningarna i det föreliggande området börjades redan 1887, då prof. *J. J. Sederholm* besökte socknarna Ylivieska och Oulainen och därstädes fann en jämförelsevis väl bevarad formation av effusivbergarter, såsom uralit- och plagioklasporfyriter, samt gnejser, skiffrar och konglomerat. De superkrustala bergarterna i detta s. k. Ylivieska-område hava sedermera på grund av sin litologiska karaktär och geologiska ställning sammanförts med södra Finlands botteniska formation.

Sedan hela området på föranstaltande av Finlands geologiska undersökning blivit geologiskt kartlagt, fick jag av direktorn för Geologiska kommissionen, prof. *Sederholm*, till uppgift att bearbeta observationsmaterialet och ge ut en översiktskarta över det egentliga Ylivieska-området, omfattande socknarna Kalajoki, Rautio, Ylivieska, Alavieska, Oulainen, Nivala och Sievi. Därvid framgick det dock att utredandet av många problem fordrade ett rikare och inom mer vidsträckt område samlat material. Likaså visade det sig önskvärt att i kringliggande trakter söka pröva de synpunkter som här uppstått. Jag fick därför tillstånd att utsträcka sammanställningen till hela det område, som medföljande översiktskarta omfattar.

Den geologiska kartläggningen har utförts av följande extra geologer vid Geologiska kommissionen:

1899: *K. J. A. Illukka*: Ylivieska. *W. Y. A. Hall*: Sievi, Kemi. *J. H. Saarinen*: Alavieska. *K. A. Viljanen*: Simo.

1903: *Jac. Kaustinen*: Haukipudas, Ii. *A. Nordlund*: Kuivaniemi.

1904: *Jac. Kaustinen*: Pudasjärvi.

1905: *W. Y. A. Hall*: Kiiminki, Pudasjärvi. *E. Mäkinen*: Pudasjärvi.

1906: *H. Hausen*: Muhos. *E. Mäkinen*: Utajärvi.

1907: *J. N. Soikero*: Vuolijoki.

1908: *R. Dillström*: Siikajoki, Lumijoki, Revonlahti, Hailuoto.  
*O. R. Stenberg*: Oulu, Liminka.

1910: *E. Mäkinen*: Raahe, Pyhäjoki. *J. N. Soikero*: Vieremä.  
*O. R. Stenberg*: Kalajoki, Rautio.

1911: *H. Hausen*: Kannus, Toholampi. *E. Mäkinen*: Merijärvi, Ylivieska, Alavieska. *J. N. Soikero*: Haapajärvi, Pyhäjärvi.  
*W. W. Wilkman*: Kiuruvesi. *H. Väyrynen*: Oulainen, Nivala.

1912: *H. Hausen*: Kannus, Himanka. Lohtaja, *E. Mäkinen*: Sievi, Reisjärvi, Pihtipudas. *W. W. Wilkman*: Pyhäntä, Piippola.  
*H. Väyrynen*: Utajärvi, Säräisniemi, Kestilä, Pulkmila.

1913: *Th. Brenner*: Kälviä, Ullava, Kaustinen, Nedervetil, Terjärv. *H. Väyrynen*: Säräisniemi, Veteli.

1914: *Th. Brenner*: Esse. *A. Laitakari*: Alajärvi, Evijärvi, Lappajärvi, Vimpeli. *M. Sauramo*: Halsua, Veteli, Perho.

1915: *E. Mäkinen*: Toholampi, Lestijärvi, Kinnula, Kivijärvi, Perho. *H. Väyrynen*: Muhos, Temmes, Paavola, Kärsämäki.

Kartläggningen har hela tiden letts av statsgeologen dr. *H. Berghell*. Dessutom har jag haft tillfälle, att komplettera kartläggningen genom mera ingående undersökningar å särskilda viktigare lokaler. En lika detaljerad undersökning, som ursprungligen utfördes inom det egentliga Ylivieska-området, har icke hunnit bli utförd inom hela området för översiktskartan. Sålunda hänföra sig de flesta bergartsanalyser till detta mindre område, liksom även den petrografiska undersökningen här varit jämförelsevis noggrannare.

Av de många frågor, som äro av intresse i det föreliggande urbergsområdet, har jag mera ingående sökt utreda följande:

Sammansättningen av den bottniska superkrustala komplexen, dess event. underlag och möjligheten att indela den i olika avdelningar; de postbottniska plutoniska bergarternas petrografi och genetiska sammanhang; förhållandet mellan den bottniska och kaleviska formationen. I synnerhet den sistnämnda frågan är av intresse för den finska urbergsindelningen, emedan dessa formationer blivit uppställda på skilda håll, den förra i sydvästra, den senare i östra Finland, och emedan förhållandet mellan de båda formationerna först här genom förmedling av de postbottniska infrakrustala bergarterna kan närmare utredas.

Vid beteckningen av de infrakrustala bergarterna på kartan har jag sökt följa ett mera detaljerat schema än vad som i allmänhet varit brukligt vid urbergsundersökningar. I betraktande av den stora vikt, som måste tillmätas den petrografiska beska ffenheten vid jämförelse av olika bergarter och bergartsgrupper i precambrium, är en noggrann petrografisk undersökning och därpå grundad indelning av bergar-



terna önskvärd. Särskilt för korrelationens skull borde indelningen vara så objektiv som möjligt och sålunda helst följa en kvantitativ klassifikation.

Den enda kvantitativa klassifikation som finnes, nämligen den av *Cross*, *Iddings*, *Pirsson* och *Washington*, kan naturligtvis icke komma i fråga i detta fall eller vid kartläggningen överhuvud. Jag har därför sökt tillämpa det system, som nyligen uppställts af *Iddings* i hans lärobok »Igneous Rocks» Vol. II. Det är egentligen icke fråga om något nytt petrografiskt system, utan *Iddings* har, för att avlägsna den obestämdhet som vidlåder det gängse kvalitativa systemet, föreslagit vissa bestämda gränser för de olika magmabergartsgrupperna. Dessa gränser bestämmas på grund av den kvantitativa, aktuella mineralsammansättningen. I det jag för övrigt hänvisar till originalverket, skall jag här nedan anföra systematiken endast för de huvudgrupper, som äro representerade i det ifrågavarande området:

## Div. 2.

### Bergarter som karakteriseras av kvarts och

$$\text{fältspat: } \frac{\text{kvarts}}{\text{fältspat}} < \frac{7}{1} > \frac{1}{7}$$

$$\begin{aligned} \text{A. Granit: } & \textit{alkaligranit} - \frac{\text{alkalifältspat}}{\text{kalk-natronfältspat}} > \frac{7}{1} \\ & \textit{kalk-alkaligranit} - \quad \quad \quad < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \end{aligned}$$

### B. Kvartsmonzonit och granodiorit:

$$\begin{aligned} & \textit{kvartsmonzonit} - \quad \quad \quad < \frac{5}{3} > \frac{1}{1} \\ & \textit{granodiorit} - \quad \quad \quad < \frac{1}{1} > \frac{3}{5} \end{aligned}$$

### C. Kvartsdiorit och kvartsgabbro:

$$\begin{aligned} & \textit{ortoklas-kvartsdiorit} - \quad \quad \quad < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \\ & \textit{ortoklas-kvartsgabbro} - \quad \quad \quad < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \\ & \textit{kvartsdiorit} - \quad \quad \quad < \frac{1}{7} \\ & \textit{kvartsgabbro} - \quad \quad \quad < \frac{1}{7} \end{aligned}$$

## Div. 3.

Bergarter som karakteriseras av fältspat:		$\frac{\text{kvarts fältspat}}{\text{fältspat}} < \frac{1}{7}$
A. Syenit: <i>alkalisyenit</i> —	$\frac{\text{alkalifältspat}}{\text{kalk-natronfältspat}}$	$< \frac{7}{1}$
<i>kalk-alkalisyenit</i> —	»	$< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$
B. Monzonit:	»	$< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$
C. Diorit och gabbro:		
<i>ortoklasdiorit</i>	»	$< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$
<i>ortoklasgabbro</i>	»	$< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$
<i>diorit</i>	»	$< \frac{1}{7}$
<i>gabbro</i>	»	$< \frac{1}{7}$

## Div. 6.

## Bergarter som karakteriseras av mafiska mineral:

A. Pyroxenit, peridotit etc.	$\frac{\text{mafiska silikat}}{\text{malmer}}$	$< \frac{5}{3}$
B.	»	$< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$
C. Magnetiska malmer	»	$< \frac{3}{5}$

Till alkalifältspat räknas härvid kalifältspat, anortoklaserna, pertiterna samt albit ( $Ab_1 An_0 - Ab_8 An_1$ ). De övriga plagioklaserna räknas till kalknatronfältspat. I stället för ortoklas (t. ex. ortoklas-kvartsdiorit) kan bergarten innehålla mikroklin, såsom fallet är i vårt område (t. ex. i mikroklin-kvartsdiorit). Diorit och gabbro skiljas på grund av plagioklasens sammansättning. Såsom diorit betecknas de leder, där plagioklasen består av oligoklas eller andesin, såsom gabbro de, där plagioklasen är labrador eller ännu anortitrikare.

Terminologien blir enligt detta schema i hög grad avvikande från den tidigare använda. Och det är särskilt beteckningen »granit» som härvid förändras, i det att endast en liten del av de bergarter, som vanligen betecknas som graniter, bibehåller denna beteckning, medan största delen kommer att tillhöra (kvartsmonzonit-) granodiorit-, mikroklin-kvartsdiorit- och kvartsdioritgruppen. Inom granit-

gruppen ha alkali- och kalkalkaligraniterna icke särskilt utsatts på översiktskartan, emedan detta dels varit praktiskt omöjligt, dels möjligen skulle vålla förväxling med alkali- och kalk-alkalibergarter motsvarande *Rosenbusch-Beckes* kända indelning. Ej heller ha kvartsmonzoniterna och granodioriterna skilts av, emedan en så detaljerad indelning icke syntes önskvärd och hade fordrat mycket mera omfattande petrografiska undersökningar. Däremot hava mikroklin-kvartsdioriterna åtskilts från kvartsdioriterna, emedan de ha vidsträckt utbredning och deras tämligen självständiga geologiska utprägnadade synter berättiga det.

Vid beräkning av den kvantitativa mineralsammansättningen har jag dels utgått från kemiska analyser, dels enligt *Rosivals* metod bestämt den direkt under mikroskopet i tunnslipade preparat. Vid tillämpandet av detta system i praktiken behövas icke tidsödande kvantitativa mätningar i den utsträckning, som man i första hand skulle vänta. Har man t. ex. i en kvarts-fältpat-bergart funnit albit jämte mikroklin, så kan den utan vidare betecknas som en »alkaligranit». Är fältpaten uteslutande plagioklas, så är bergarten alkaligranit om plagioklasen utgöres av albit, och kvartsdiorit om plagioklasen är An-rikare. Innehåller bergarten däremot oligoklas, andesin o. s. v. jämte mikroklin, gäller det att bestämma förhållandet mellan dem för att kunna avgöra, huruvida bergarten är t. ex. en kalk-alkaligranit, granodiorit, mikroklin-kvartsdiorit eller kvartsdiorit. En kvantitativ mätning är dock nödvändig endast ifall bergarten står på gränsen mellan två grupper. Dessa grupper äro nämligen så omfattande, att man genom jämförelse med redan uppmätta preparat med någorlunda stor tillförlitlighet kan ange, vilken grupp bergarten tillhör. Ett alldeles exakt förfarande skulle förutsätta kvantitativa bestämningar i varje fall, där uppskattning genom jämförelse synes osäker. Men ett sådant arbete skulle för ett område som det ifrågavarande fordra ett vida större antal tunnslipade preparat och av grovkorniga bergarter kemiska analyser än vad som stått till mitt förfogande. Där sådana fattats, har jag sökt avhjälpa bristen genom undersökning av ett slammat, grovt pulver av bergarten, där beståndsdelarnas art och mängdförhållanden åtminstone approximativt kunna bestämmas. Beteckningarna på kartan och särskilt gränserna mellan de i varandra övergående bergartsgrupperna skola därför ingalunda uppfattas som motsvarande någon sträng exakthet.

Detta beror dock icke endast på ovan angivna praktiska svårigheter vid den petrografiska undersökningen, utan i ännu högre grad därpå, att mäktiga kvartära avlagringar täcka berggrunden, vars

beskaffenhet sålunda i stora delar av området är endast ofullständigt känd. På ön Hailuoto finnas sålunda inga berg, och den har lämnats utom beteckning. I ett stort område mellan floderna Oulujoki och Siikajoki (t. ex. de s. k. Limingoängarna) framträder berggrunden likaså endast på få ställen, huvudsakligen i de större floddalarna.

I nordvästra hörnet av översiktskartan är berggrunden angiven efter kartbl. *B 5, Torneå*.<sup>1</sup>

---

För det välvilliga intresse prof. *Sederholm* visat mitt arbete och för de råd, han under dess gång givit mig av sin stora erfarenhet, önskar jag här betyga honom min djupt kända tacksamhet.

---

<sup>1</sup> *Victor Hackman*: Geologisk översiktskarta över Finland. Sekt. C 6, Rovaniemi, B 5, Torneå, B 6, Över-Torneå. Beskrivning till bergartskartan. Helsingfors 1914.

## Geologisk inledning.

Vårt område tillhör de centrala delarna av det fennoskandiska urberget. Bevisen för att den prekvarterära berggrunden sålunda i sin helhet är prekambrisk behöva här icke anföras.<sup>1</sup>

Man kan här särskilja flere mer eller mindre väl begränsade, geologiskt enhetliga områden:

A. Längst i norr vid Kemijoki finnes ett sammanhängande sedimentområde, som består av kvartsiter, skifferar och dolomiter. Den större, norra delen av detsamma ligger utanför vårt område, inom kartbladen *Rovaniemi* och *Över-Torneå*, samt har beskrivits av *Victor Hackman* (l. c.). Sedimentens underlag utgöres av de delvis migmatitiska, plutoniska bergarter, som utbreda sig söder och sydost om detsamma. En del av dessa sediment har räknats till den *kaleviska*, en annan till den *jätuliska* formationen. Detta område skall i det följande kallas *Kemi—Rovaniemi-området*.

B. *Migmatiterrängen* söder om sträcker sig närmast kusten till Iijoki, i östra delen av området till Uleträsk och ännu längre söderut. Den har en typisk och i stort sett homogen beskaffenhet, med endast fragmentariska partier av äldre superkrustala bergarter. Den i allmänhet förhärskande eruptiva komponenten har granitisk, granodioritisk eller kvartsdioritisk sammansättning, med mindre linsformiga massor af basiska eruptiv.

C. Inom socknarna Haukipudas, Kiiminki och Utajärvi finnes åter ett välbegränsat sedimentområde (*Kiiminki—Utajärvi-området*), av metamorf arkos, konglomerater, kvartsiter, gnejser, skifferar och dolomiter. Underlaget utgöres som i Kemi—Rovaniemi-området av de på norra, nordöstra och östra sidan angränsande migmatiterna och plutoniska bergarterna. På tidigare översiktskartor har

---

<sup>1</sup>) Huruvida den svarta, glasförande effusivbergarten (svart på översiktskartan) av dacitisk sammansättning på Kämäsaari i Lappajärvi sjö även är prekambrisk är dock osäkert. Bergarten skall i närmaste framtid beskrivas av doktor *H. Berghell*.

denna formation på grund av sin petrografiska beskaffenhet och den geologiska ställning den intar betecknats som *kalevisk*.<sup>1</sup>

D. Samma sammansättning och geologiska ställning visar ett mindre långsmalt sedimentområde 4—5 mil söder om Uleträsk, i Vieremä socken (*Vieremä-området*). Sedimenten här, bestående av konglomerat, ögongnejsartade arkoser och skifferar, äro nämligen avlagrade på liknande migmatitiska granodioriter och kvartsdioriter som i *Kemi—Rovaniemi-* och *Kiiminki—Utajärvi-*områdena.

E. På sydöstra sidan om Kiiminki—Utajärvi-området finnes ett större massiv av postkalevisk granit, yngre än både Kiiminki—Utajärvi-områdets superkrustala bergarter och de sydligare uppträdande plutoniska bergarterna.

F. Den övriga delen av berggrunden i vårt område, sydost om *Kiiminki—Utajärvi-* och väster om *Vieremä-området* består omväxlande av superkrustala och infrakrustala bergarter. De förra bilda i områdets sydvästra del mera sammanhängande och jämförelsevis väl bevarade fält men bliva i väster och nordväst mer och mer blandade med intrusioner av de infrakrustala bergarterna, vilka här äro förhärskande och småningom övergå i den ovannämnda migmatit-terrängen. Den superkrustala komplexen består såväl av paragnejser, leptiter, skifferar, konglomerat och kalkstenar som av huvudsakligen basiska effusiv- och intrusivbergarter, vilka nära ansluta sig till de förra. Det har icke lyckats mig att indela denna komplex i olika formationer, ehuru nog lokala små diskordanser synas förekomma. Underlaget för dessa superkrustala bergarter är icke med säkerhet känt, men utgöres möjligen av en granodioritisk ortognejs. Denna formation har typiskt arkaisk karaktär, med lodrätt stående skikt-tytor och förskiffringsplan och rikliga intrusioner av magmabergarter. Över stora områden synes den utgöra endast en tunn skorpa, under vilken de synliga stora magmabergartsbatoliterna antagligen förena sig till ett helt.

De infrakrustala bergarterna tillhöra en omväxlande serie av genetiskt samhöriga leder från granit till gabbro och peridotit. Än genomsätta de skarpt de superkrustala bergarterna, än förefinnes ett nära sammanhang emellan dem, i det att en plutonisk facies strukturellt övergår i sådana effusiv- eller intrusivbergarter, som växelagras med de äkta sedimenterna eller annars nära ansluta sig till desamma. Denna serie av magmabergarter är genetiskt samhörig med de typiska migmatitbergarterna i områdets norra och östra

---

<sup>1</sup> *J. J. Sederholm*: Les roches préquaternaires de la Finlande. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 28, 1911.

delar. Detta framgår därför, att de olika terrängerna inom fältet småningom övergå i varandra och att i migmatitterrängen fläckvis anträffas sådana petrografiska typer och associationer, som äro karakteristiska för de icke-migmatitiska områdena.

Den övre åldersgränsen för dessa magmabergarter bestämmes av att de bilda underlaget för sedimentformationerna i *Kemi—Rovaniemi*-, *Kiiminki—Utajärvi*- och *Vieremä*-områdena, vilka på goda grunder kunna anses vara ekvivalenta sinsemellan och med östra Finlands *kaleviska formation*. De omnämnda delvis migmatitiska magmabergarterna och den av dem genomsatta superkrustala formationen tillhör således den prekaleviska komplexen. På grund av den superkrustala seriens påfallande likhet med södra Finlands ursprungliga *bottniska formation* skall den även här betecknas som *bottnisk*. Därmed avses dock icke sträng ekvivalens, i det att dessa komplex äga en betydande mäktighet och kunna mycket väl innehålla flere skilda formationer.

## Prebottnisk ortognejs.

I kusttrakterna inom Kalajoki och Pyhäjoki socknar finnas några områden av en granodioritisk ortognejs, vilken måste hållas skarpt skild från de postbottniska infrakrustala bergarterna. Detta framgår av kontaktförhållandena mellan dessa bergarter, särskilt i de välblottade strandhällarna t. ex. i Vasankari-trakten i nordvästra delen af Kalajoki. Synnerligen tydliga och avgörande i detta hänseende äro kontaktförhållandena på det ställe i Vasankari-trakten, som närmare skall beskrivas i annat sammanhang, på sidan —. Förhållandet till den bottniska superkrustala formationen är däremot mindre tydligt. Det enda positiva beviset för att denna ortognejs vore äldre än de bottniska superkrustala bergarterna, d. ä. att den skulle utgöra underlaget för dessa, är att i denna ortognejs flerstädes påträffats gångar av uralitporfyrit, som till sin petrografiska beskaffenhet motsvarar de starkare metamorfoserade bottniska uralitporfyriterna t. ex. i Ylivieska socken. Bergarten i dessa gångar är delvis metamorfoserad till amfibolit, i vilken de relikta strökornen knappast mera kunna skiljas. Gångarna äro ofta snörräta, från en dem till ett par meter breda, och kunna följas ställvis ett par hundra meter. Där direkta kontakter emellan de bottniska plagioklasgnejserna och denna ortognejs påträffats, har det icke lyckats att finna avgörande vittnesbörd om åldersförhållandena. Vid kontakten övergå bergarterna i varandra, och man kan finna varken intrusioner av ortognejsen eller konglomeratbildningar vid gränsen. Den utpräglad skiffriga ortognejsens strykning följer konformt alla böjningar i paragnejskomplexen, vilket visar att de blifvit samtidigt veckade. Ortognejsen skiljer sig även i detta hänseende skarpt från de postbottniska infrakrustala bergarterna, i det att dessa i denna trakt äga en tydligt genombrytande karaktär.

Ortognejsen är en grå, mera sällan rödaktig, småkornig bergart, vars skiffrighet i allmänhet är så utpräglad att förskiffringsytorna, vilka äro beklädda med svart glimmer, förefalla nästan svarta, medan på tvärbrottet kvartsens och fältspatens ljusare färger göra sig



mera gällande. De väsentliga beståndsdelarna äro: kvarts, plagioklas ( $An_{20}$ ), mikroklin, biotit och amfibol; accessoriskt förekomma apatit, titanit, zirkon och malmkorn. Enligt *Rosivals* metod erhöles följande tal för de väsentliga beståndsdelarna:

kvarts .....	20 %
mikroklinpertit .....	15 »
plagioklas ( $An_{20}$ ) .....	43 »
biotit .....	16 »
hornblände .....	6 »
	100 %

Bergarten är utpräglad kristallisationsskiffrig, och de subparallellt anordnade biotit- och hornbländeindividerna ha utsöndrats i skilda lager på några millimeters avstånd från hvarandra. Även kvarts- och fältspatkornen äro ovala, anordnade konformt med skiffrigheten. Kvartsen kan sålunda bilda korn, vilka äro 4 gånger så långa som breda. Kataklas förekommer icke, och icke ens undulös utsläckning hos kvartsen, utan alla beståndsdelar hava erhållit sin form vid omkristallisationen, i samband med förskiffringen.

En kemisk analys av bergarten gav följande resultat:

**Tab. I.**

*Ortognejs, Vasankari, Kalajoki. Anal. E. Mäkinen.*

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	62.23	1 037	68.81	Kvarts ..... 13.26
TiO <sub>2</sub> .....	.81	10	.66	Ortoklas ..... 20.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18.25	179	11.88	Albit ..... 34.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.96	6	—	Anortit ..... 14.46
FeO .....	4.78	67	5.31	Korund ..... 2.45
MnO .....	.10	1	—	Hypersten .... 11.06
MgO .....	1.68	42	2.79	Magnetit ..... 1.39
CaO .....	3.08	55	3.65	Ilmenit ..... 1.52
Na <sub>2</sub> O .....	4.07	66	4.38	Apatit ..... .34
K <sub>2</sub> O .....	3.62	39	2.52	99.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	.10	1	—	Vatten ..... .41
H <sub>2</sub> O .....	.41	—	—	100.04
	100.09			

## Osanns system:

s	A	C	F	T	a	c	f	n	m	$\frac{(\text{FeMn})\text{O}}{\text{MgO}}$	k
69.47	6.90	3.65	8.10	1.33	7.4	3.9	8.7	6.4	10.0	6.0	1.22

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 5, 2, 4 »Akeros».

Enligt *Grubenmanns* klassifikation vore bergarten att beteckna som mesobiotit-ortoklas-(mikroklin)-gnejs.

Huruvida denna geologiska typ förekommer även i den inre delen av området, har icke kunnat med säkerhet avgöras, emedan berggrunden i allmänhet icke är tillräckligt väl blottad för att man, såsom i kusttrakten, skulle genomgående kunna utreda bergarternas kontaktförhållanden. Till sin petrografiska typ, särskilt vad metamorfosens grad vidkommer, motsvara vissa utpräglat skiffrika kvartsdioriter och granodioriter i Kärämäki och Pyhäjärvi denna ortognejs. Men geologiska grunder för åtskiljande av dem ifrån de postbottniska bergarterna, hvilka påvisligen även de kunna vara ytterst kraftigt förskiffrade, finnas icke.

## Den bottniska superkrustala komplexen.

Denna är sammansatt såväl av sedimentogena som av eruptiva bergarter. De förra bestå av:

plagioklasgnejs,  
glimmerskiffer,  
konglomeratgnejs,  
kvartsit och  
kalksten.

Till plagioklasgnejserna ansluta sig mycket nära vissa leptiter, som delvis äro av vulkaniskt ursprung. De eruptiva bergarterna bestå av intermediära och basiska plagioklas- och uralitporfyriter. Deras uppträdande är ställvis sådant, att de måste uppfattas som ursprungliga lava- och tuffbäddar, men överhuvud äro de tydligt intrusiva och genom öfvergångar förbundna med hypabyssiska och abyssiska bergarter. Då dessa porfyriter åtminstone tektoniskt äro närmare förbundna med de superkrustala bergarterna än med de infrakrustala, skola de oberoende av om de äro effusiva eller intrusiva behandlas senare i ett sammanhang, särskilt som deras genesis i många fall icke med säkerhet kan avgöras.

### Plagioklasgnejs.

Största utbredningen bland de sedimentogena bergarterna äga plagioklasgnejs tillhörande gruppen III i *Grubenmanns* klassifikation av de kristallina skiffrarna. De äro mörkgrå, för det mesta finkorniga, skiffriga bergarter, med över vida sträckor mycket likformig beskaffenhet. De innehålla alltid plagioklas som förhärskande beståndsdel samt kvarts, biotit och hornblände i växlande mängder. Kalifältspat saknas helt och hållet i de undersökta preparaten. T. o. m. i de finkorniga varieteterna kontrolleras detta därigenom, att de färglösa beståndsdelarna äga högre ljusbrytning än kanadabalsam. Muskovit

förekommer sällan och är åtminstone i några fall icke primär beståndsdel utan bildad genom pneumatolytisk metamorfos under tillförsel av motsvarande material. Övriga tillfälliga beståndsdelar äro granat, kordierit, andalusit och turmalin. Accessoriskt förekomma malm, sannolikt både magnetit och ilmenit, samt apatit, titanit och epidot. I vissa trakter innehålla dessa gnejser rikligt med magnetkis och pyrit, antingen som ett fint stoft eller som utfyllnad i sprickor mellan kvarts- och fältspatkorn. Ställvis kunna kiserne förekomma så rikligt, att bergarten vid deras förvittring rostar sönder. — Plagioklasens sammansättning varierar mellan albit-oligoklas ( $An_{15}$ ) och labradorit ( $An_{60}$ ).<sup>1</sup> Den bruna biotiten och det gröna hornbländet sina vanliga egenskaper.

Genom variationer i de väsentliga beståndsdelarnas mängdförhållanden uppstå olika typer. Största utbredning äga kvartsrika glimmer-plagioklasgnejsler. Som exempel på dessas sammansättning må här anföras följande tal under I (erhållna enligt *Rosivals* metod):

	I	II
kvarts . . . . .	30 %	17 %
plagioklas . . . . .	44 » ( $An_{20}$ )	52 » ( $An_{37}$ )
biotit . . . . .	19 »	10 »
muskovit . . . . .	6 »	—
hornblände . . . . .	—	19
titanit . . . . .	—	2 »
malm . . . . .	1 »	—
	100 %	100 %

Vid stigande halt af hornblände och mindre kvarts uppkomma hornbländebiotitgnejsler (jämf. talen under II, beräknade efter en kemisk analys s. 26) och vidare amfiboliter, vilka bestå väsentligen av plagioklas och grönt hornblände. Att åtskilja dessa sedimentogena amfiboliter från metamorfoserade och förskiffrade derivat av de basiska porfyriterna är i många fall omöjligt.

<sup>1</sup> För att undvika upprepningar må omnämnas, att plagioklasernas sammansättning såväl här som i det följande bestämts enligt de i *Rosenbusch—Wülfings* Mikroskopische Physiographie (1904) angivna metoderna. Oftast har utsläckningsvinkeln i snitt  $\perp$  PM kombinerad med ljusbrytningsförmågan kommit till användning. För korthetens skull anges plagioklasernas sammansättning icke genom den fullständiga formeln t. ex.  $Ab_{40}An_{60}$  utan endast genom halten av An-komponent, t. ex.  $An_{60}$ .

Strukturen är granoblastisk, hos de finkorniga varieteterna lik hornfelsstrukturen. Kornstorleken varierar vanligen mellan 0.5 och 1.0 mm men kan sjunka till 0.02 mm, i vilket fall bergarten har felsitisk beskaffenhet. Texturen är i allmänhet makroskopiskt tydligt skiffrig; under mikroskopet kunna alla stadier mellan en fullkomligt massformig och en utpräglad kristallisationskiffrig textur observeras.

### Glimmerskiffer.

Utom dessa genom sin höga fältspathalt såsom plagioklasgnejsjer karakteriserade sediment förekomma smala bälten av äkta glimmerskiffer, vilken består väsentligen av kvarts och biotit med små mängder muskovit. Sådana glimmerskiffrar finnas t. ex. 5—6 km nordväst om Rautio kyrka och ställvis inom det stora gnejsområdet mellan Himanka, Lohteå och Lappajärvi. Liksom plagioklasgnejserna innehålla de ofta rikligt magnetkis och pyrit samt därjämte kolsubstans, vilket framgått vid kvalitativ kemisk undersökning. De makroskopiskt finskiffriga glimmerrika »skiffrarna» omfatta dock icke blott äkta glimmerskiffrar, motsvarande den definition som *Grubenmann* givit, utan även finkorniga plagioklasgnejsjer. På översikt kartan äro dock såväl dessa som de äkta glimmerskiffrarna antydda genom tätare, de typiska plagioklasgnejserna genom glesare streck. Skarpa gränser mellan dem finnas icke.

### Leptit.

I nära samband med plagioklasgnejserna förekomma leptiter, vilkas utbredning bäst framgår av kartan. Gemensamt för dem är den förhärskande mineralkombinationen fältspat och kvarts, men för övrigt äro de av varierande beskaffenhet och även sannolikt av olika ursprung. Man kan särskilja följande huvudtyper: blastoporfyrisk leptit, arkosartad leptit och hälleflinta.

Den blastoporfyrisk leptiten, sådan den förekommer t. ex. inom gnejsterrängerna i trakten av Lestijärvi, Toholampi och Kannus, är en grå eller rödgrå mer eller mindre tydligt porfyrisk, alltid något skiffrig, finkornig bergart. De relikta, genom granulering avrundade strökornen (2—5 mm) bestå av oligoklas ( $An_{20}$ — $An_{30}$ ), och till en mindre del även av kvarts. Strökornen av kvarts äro dock omvandlade till en grov mosaik och utvalsade. Grundmassan är finkornig (0.05—0.08 mm), granoblastisk och sammansatt av oligoklas, kvarts, mikroklin och biotit. Utom

dessa innehåller den ofta malmkorn, titanit, epidot och klorit. Bergarten har sålunda ursprungligen varit en kvartskeratofyr (egentligen dacit) eller en motsvarande tuff. Den övergår oförmärkt i de i närheten anstående plagioklasgnejserna, i det att strökornen småningom bliva mindre och slutligen h. o. h. försvinna.

De arkosartade leptiterna ha i huvudsak samma sammansättning som de förra, men sakna strökorn. I motsats till till dem äro de sannolikt av sedimentärt ursprung, att döma av att de inom sig visa otydlig lagerstruktur och förekomma som växelager i de säkert sedimentära plagioklasgnejserna. Sådana växelager kunna egentligen anses för glimmerfattiga skikt i plagioklasgnejserna, och sambandet är sålunda ännu mer intimt än mellan den blastoporfyriska leptiten och gnejserna. På grund af kartans ringa skala hava endast större områden av denna typ kunnat angivas, t. ex. i gränstrakterna mellan Kiuruvesi och Pyhäjärvi socknar.

Hällefinta är en svart eller mörkfärgad felsitisk bergart med splittrigt brott. Den motsvarar fullständigt den gamla svenska beteckningen. Förvittringsskorpan är på grund af den höga fältspathalten ofta karakteristiskt ljusgrå. Denna bergart bildar mycket likformiga små områden, där den enda variationen består i omväxlande kornstorlek. Denna är i allmänhet så ringa (0.005—0.020 mm), att man under mikroskopet icke kan med säkerhet bestämma de olika beståndsdelarna, vilka bilda en hornfelsliknande massa. Åtminstone kvarts, mikroklin, biotit, muskovit och malmkorn kunna dock igenkännas. Huruvida också plagioklas förekommer, har icke kunnat avgöras. Följande kemiska analys ger en bild av sammansättningen hos en typisk varietet:

Tab. II.

Hällefinta norr om Vaikonoja, Oulainen. Anal. Eero Mäkinen.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm.
SiO <sub>2</sub> .....	71.96	1199	78.47	Kvarts ..... 23.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.31	140	9.16	Ortoklas ..... 28.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.25	2	—	Albit ..... 36.15
FeO .....	1.99	28	2.09	Anortit ..... 5.28
MgO .....	.59	15	.98	Hypersten .... 4.54
CaO .....	1.06	19	1.24	Magnetit ..... .46
Na <sub>2</sub> O .....	4.24	69	4.45	Ilmenit ..... .46
K <sub>2</sub> O .....	4.92	52	3.41	..... 99.62
TiO <sub>2</sub> .....	.24	3	.20	Vatten ..... .84
H <sub>2</sub> O .....	.84	—	—	..... 100.46
	100.40			

C. I. P. W. Kvantitativa klassifikation: I, 2, 4 »Toscanose».

Osanns system:

s	A	C	F	T	a	c	f	n	m	$\frac{FeO}{MgO}$	k
78.67	7.86	1.24	3.07	0.06	12.9	2.0	5.1	5.7	10.0	6.5	1.49

Bergarten har sålunda sammansättningen av en kalk-alkali-granit. Dessa hällefintor hava icke anträffats i nära samband med plagioklasgnejserna, utan förekomma (huvudsakligen i Ylivieska, Oulainen och Haapavesi) som små isolerade områden tillsammans med uralit- och plagioklasporfyriter, vilka skarpt genomsätta dem. Emedan dessa hällefintor sakna alla tecken på en sedimentär härkomst, kunna de sannolikt anses för acida effusivbergarter.

### Kvartsit.

Kvartsitförekomsterna äro så små att de icke ha kunnat utsättas på översiktskartan. En stor del av dem utgöres nämligen av tunna växellager (om en till några cm) i plagioklasgnejserna och äro att uppfatta som ytterst kvartsrika skikt, liksom den arkosartade leptiten är en ytterst fältspatrik modifikation. Särskilt omnämmande förtjänar endast ett mäktigare, omkr. 3 km långt kvartsitlager inom glimmerskiffrarna nordväst om Rautio kyrka. Kvartsiten är här en grovklastisk bergart, sammansatt av glasiga kvartsbollar samt

något fältspatfragment i kvartscement. Fältspatfragmenten (mikro-  
klin och oligoklas) äro anrikade i vissa lager, vilket betingar en  
otydlig skiktning. Bergarten är förskiffrad snett öfver denna skikt-  
ning och även för övrigt kraftigt deformerad.

### Kalksten.

Kalksten förekommer i större mängder endast i gränstrakterna  
mellan Vimpeli och Alajärvi socknar, öster om Lappajärvi sjö. Här  
anträffas i de i NE—SW strykande gnejserna flere kalkstensföre-  
komster i rad, tydligen tillhörande ett enda lager, som genom dis-  
lokationer och pegmatitbatoliter blivit brutet i flere delar. De kalk-  
stenen förande lagren kunna vara ända till 100—150 m mäktiga. Kalk-  
stenen är starkt förorenad med kontaktmineral och innehåller dess-  
utom mellanlager av gnejs- och leptitbergarter. Den rena kalkste-  
nen är vit eller ljusgrå och små- till medelkornig. Ställvis finnes en  
om skiktning påminnande strimmighet, och på andra ställen är kalk-  
stenen breccierad.

Av kalkstenen finnas följande tre kemiska analyser, utförda av  
praktikanter vid universitetets kemiska laboratorium i Helsingfors:

Tab. III.

	I a	I b	I c	Mol. prop. I c	II	Mol. prop. II
Olösligt .....	30.86	29.64	30.25	—	8.16	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> etc.....	.29	.28	.29	—	.24	—
CaO.....	27.27	27.71	27.49	491	40.81	729
MgO .....	9.14	10.19	9.66	242	9.13	228
CO <sub>2</sub> (glödgn. förl.).....	31.96	32.56	32.26	733	42.06	956
	99.52	100.39	99.95		100.40	

I a Grå- och vitstrimmig kalksten med tremolit, Moskuan kallio, Vimpeli  
socken. Anal. stud. *E. Lindström*.

I b = I a. Anal. stud. *E. G. Petterson*.

I c Medelvärde av I a och I b.

II Ren, gråvit kalksten, Kotakangas, Wimpeli socken. Anal. stud. *R. Laak-  
sonen*.



En uträkning av analyserna ger följande avrundade tal:

Tab. IV.

	I	II
Olösligt jämt $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	31 %	8 %
$\text{CaCO}_3$ .....	48	71
$\text{MgCO}_3$ .....	20	19
$\text{CaCO}_3$ .....	28	52
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .....	40	38

Kalkstenen är sålunda jämförelsevis rik på kalsium-karbonat och liknar i detta hänseende kalkstenarna i södra Finland och skiljer sig från de kaleviska, mera dolomitiska kalkstenarna i östra Finland.

Bland silikatmineralen märkas: färglös eller ljusgrå malakolit i ända till 10—15 cm mätande individer; likaså färglös eller grå, fintrådig tremolit, som antingen förekommer självständigt eller i synbarlig parallellsammanväxning med malakolit, ljus eller grönaktig talk, som rosetter. Dessutom förekomma mikroskopiska magnetitkristaller och små blad av grafit.

De rena kalkstenspartierna mellan gnejslagren kunna vara ända till ett par m mäktiga. Kalkstenslagret kan följas omkr. 14 km.

Söder om detta lager på ett avstånd av 3—4 km finnes ett annat, att döma av en mindre förekomst. Detta lager kan på grund av gnejsernas strykning icke sammanföras med det stora lagret.

Båda lagren hava för övrigt synbarligen varit längre, emedan gnejserna och leptiterna i fortsättningen av deras strykningsriktning innehålla små kalkstenslinser och skarnlager. Sådana förekomma i leptiterna t. ex. sydost och öster om det stora Lappjärvi-pegmatitmassivet.

Övriga kalkstensförekomster äro obetydliga tunna lager och skikt i gnejserna; kalkstenen i dem är omvandlad till skarn, väsentligen bestående av färglös diopsid, grönt hornblände, någon gång även zoisit.

#### Konglomeratgnejser.

I närheten av Ylivieska kyrka finnas två mäktiga och tämligen väl bevarade förekomster. Den nordligare är ett minst 4 km långt lager, som stryker i N 25° W och stupar lodrätt eller 80° mot sydväst. Konglomeratlagret är konkordant med gnejsen på båda sidorna, och dess sammanhang med dessa framgår bäst av följande

profil i den nästan lodräta lagerserien, som är väl blottad c:a 2 km norr om kyrkan:

- I. uralitdiabas (underst), mot nordost,
- II. plagioklasporfyrit, 150 m,
- III. biotitplagioklasgnejs, 50 m,
- IV. konglomeratgnejs 30—40 m,
- V. biotit-hornblände-plagioklasgnejs, diagonalt skiktad, med enskilda små konglomeratbollar, 30 m,
- VI. omväxlande lager av V och konglomeratgnejs, 10 m,
- VII. biotit-hornblände-plagioklasgnejs, överst mot sydväst.

Uralitdiabasen (I) utgör del av en intrusiv, sammansatt stock i den superkrustala komplexen. Diabasen genomsätter hela den övriga serien som skarpa tvärlöpande gångar.

Plagioklasporfyriten (II) bildar underlaget för sedimenterna. Huruvida den själv är en effusiv eller intrusiv bildning, därom säger dess nuvarande metamorfa beskaffenhet ingenting säkert. Den är tydligen en del av de 1.5 km nordligare förekommande plagioklas- och uralitporfyriterna, från vilka den blivit skild genom den nämnda diabasintrusionen. Dessa porfyriter innehålla ställvis agglomerat-zoner, och detta talar mera för effusiva än för intrusiva bildningsförhållanden.

Plagioklasporfyriten övergår utan någon skarp gräns i den grå finkorniga biotitplagioklasgnejsen III. Denna skiljer sig även vid mikroskopisk undersökning från porfyriten endast genom att sakna strökorn. Utom de väsentliga beståndsdelarna: plagioklas ( $An_{30}$ — $An_{40}$ ), kvarts, biotit och litet hornblände innehåller, gnejsen ställvis små muskovitstjärnor och turmalinprismer, bildade genom pneumatolytisk metamorfos. Härvid har hornbländet försvunnit helt och hållet. Den övre gränsen mot konglomeratlagret (VI) är tämligen skarp, såsom synes på högra sidan av figur 1. Omedelbart under konglomeratet förekomma i den här tämligen amfibolrika gnejsen ovala, 10—20 cm långa, epidotrika koncretioner.

I de förvittrade bergytorna framträder konglomeratets klastiska struktur och polymikta karaktär synnerligen väl (fig. 1). Bollarna ligga tätt mot varandra, de äro välrundade, några ovala, andra runda. Storleken varierar mellan några cm och 2—3 dm. I friskt brott framträda bollarna ur cementet såsom vanligt otydligare. Genom en fullständig omkristallisation av såväl bollarna som cementet är alltsammans som gjutet i ett. Konglomeratet är mycket polymikt, och det är av intresse att en stor del av bollarna på grund av sin petrografiska beskaffenhet kan härledas från trakterna närmast mot nordost. Följande olika bergarter hava iakttagits ibland dem:

a) Hällefli n t a. Den motsvarar fullständigt hälleflintorna inom gnejsterrängen några km nordligare. Dessa bollar förekomma rikligast och utgöra säkert över 50 %.

b) G l i m m e r g n e j s. Denna bergart motsvarar den mest utbredda typen av plagioklasgnejser, vilka förekomma litet varstans, så att någon säker härstamning för dessa bollar icke kan anges. Näst hälleflintbollarna äro dessa rikligast, utgörande c:a 20 %.



Foto J. J. Sederholm.

Fig. 1. Konglomeratgnejs 3 km i norr om Ylivieska kyrka. Den stora runda bollen består av plagioklasporfyr, de mindre, ljusa under den förra av hälleflinta. Skala 1:10.

c) P l a g i o k l a s p o r f y r i t. Bergarten i dessa bollar är såväl makroskopiskt som mikroskopiskt fullkomligt identisk med plagioklasporfyrten (II) under gnejs-konglomeratlagren. Dessa bollar äro väl rundade och utgöra omkr. 15—20 %.

d) U r a l i t p o r f y r i t. Bergarten är i alla hänseenden av samma typ som uralitporfyrten 2—3 km norr om konglomeratlagret. Dessa bollar anträffas endast i ringa antal.

e) H o r n b l ä n d e f e l s. Detta är en svart finkornig bergart, som består uteslutande av ett stängligt grönt hornblände, och förekommer endast i ringa mängd. Dess härkomst är obekant.

Konglomeratets cement består av plagioklasgnejs med växlande mängder av biotit och hornblände. Mikroklin förefinnes icke; där den skenbart syntes förekomma, visade en närmare undersökning alltid, att den härstammade från små hälleflintfragment, vilkas gränser blivit oskarpa genom den kraftiga omkristallisationen.

Gentemot den pålagrade gnejsen (V) finnes ingen skarp gräns. Bollarna bliva uppåt mindre och glesare, och själva gnejsen innehåller här och där några små bollar. Detta betyder endast en övergång från mycket grovt till något finare material.

Härpå följer zonen VI med några dm mäktiga lager av omväxlande konglomerat och diagonalt skiktad gnejs. Denna växellagring är avbildad i fig. 2, såsom den synes i bergytan; de primära dragen framträda däri lika tydligt som i en skärning i ett nutida grustag.

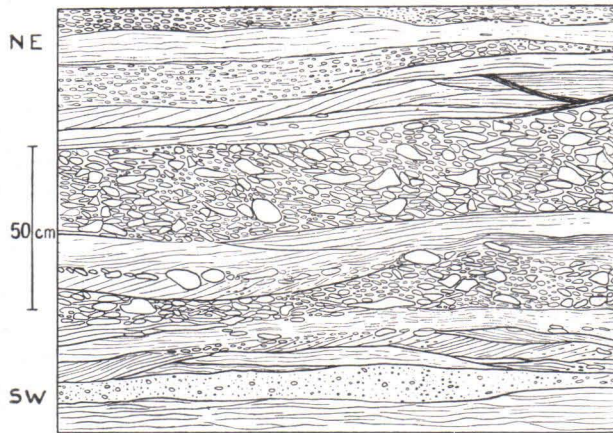


Fig. 2. Konglomerat- och gnejslager. Ungef. 3 km norrut från Ylivieska kyrka.

I de andra profilerna av samma konglomeratlager är lagerföljden densamma, utom att plagioklasporfyriten direkt kan underlagra konglomeratet; gnejs- och konglomeratlagrens mäktighet varierar inom vida gränser.

Biotitplagioklasgnejsen, som överlagrar detta konglomeratlager, är av den vanliga enformiga typen. Den innehåller några stora linsformiga massor plagioklasporfyrit av samma typ som under konglomeratet.

Ungefär på 4 km avstånd härifrån mot sydväst finnes i gnejserna en annan konglomeratförande zon. Den kan följas i strykningsriktningen, SSE—NNW, inemot 7 km. Konglomerathällarna äro

väl blottade t. ex. sydväst om järnvägslinjen 2 km söder om Ylivieska station. Konglomeratet bildar två mäktiga bäddar, skilda genom ett gnejslager. Dessutom finnas tunnare gnejslager här och där mellan de bollförande zonerna, alldeles som på det föregående stället. Den totala mäktigheten av konglomeratbäddarna, de tunna gnejslagren inberäknade, utgör minst 200 m, och den har varit mycket större före den kraftiga sammanpressning, som röjer sig i de utvalsade bollarna. Denna utvalsning har i vissa zoner varit så kraftig, att de ursprungligen runda eller endast något ovala



Foto Eero Mäkinen.

Fig. 3. Konglomeratgnejs med utpräссade bollar och mellanlager av diagonalt skiktad plagioklasgnejs. Ungf. 2 km i sydsydost om Ylivieska kyrka. Skala 1:10.

bollarna förekomma som några cm tjocka och ända till 20 cm långa linser (Fig. 3). Man kan kalkylera att utsträckningen förlängt dem 3—4-dubbelt. Bollarna bestå här huvudsakligen av hälleflinta och plagioklasgnejs; bollar av plagioklasporfyrin ha icke alls iakttagits. — En ny typ förekommer sparsamt i ända till 15—20 cm stora bollar av en ljusgrå eller småkornig massformig bergart. Den består väsentligen av 0.4—0.5 mm stora plagioklaskorn ( $An_{35}$ — $An_{40}$ ), vilka vid ränderna tandlikt äro invuxna i varandra. Emellan plagio-

klaskornen finnas korniga aggregat och enhetliga fält av kvarts, korn av grönt hornblände, biotit och rikligt med klinozoisit. Mellan kvarts och plagioklas iakttages en otypisk, föga utvecklad granofyrisk sammanväxning. Denna kvartsdiorit har icke blivit funnen anstående i närheten men liknar något bollarna i en konglomeratförekomst i norra delen av Haapajärvi socken (jämf. här nedan).

På grund av den avvikande sammansättningen i förekomsterna norr och söder om kyrkan å ena sidan och den tämligen regelmässiga tektoniken å andra sidan är det sannolikt, att dessa konglomeratlager icke höra till samma horisont, utan att den sydligare befinner sig i en högre invå i den sedimentära serien.

Konglomeratfältet i Pyhäjärvi socken. Konglomeratbergen förekomma här inom en så stor areal, att konglomeratet måste anses bilda ett 600—700 m mäktigt lager i de omgivande plagioklasgnejserna. I strykningsriktningen kan det följas omkr. 4 km. Bollarnas storlek varierar mellan 1 och 10—15 cm i genomskärning. De bestå uteslutande av superkrustala bergarter. Rikligast förekommer hälleflinta, därefter glimmerplagioklasgnejs och plagioklasporfyr. Tämligen rikligt finnas bollar av en väl bevarad kvartskeratofyr. Den består av kvarts- och plagioklasströkorn ( $An_{13}$ — $An_{15}$ ) i en finkornig (0.03—0.06 mm) grundmassa av samma mineral jämte biotit, något malm samt sekundära klinozoisit-muskovit-kalcitaggregat. Konglomeratets cement är omkristalliserat till biotitplagioklasgnejs.

Konglomeratförekomsterna i norra delen av Haapajärvi och södra delen av Haapavesi socknar. Inom ett större sammanhängande område av leptiter, plagioklasgnejs, plagioklasporfyrer och deras felsitiska modifieringar, alltsammans betecknat som leptit, finnas konglomeratlager på tre skilda ställen. Största intresse äger det som förekommer vid Olkkosenmäki norr om sjön Settijärvi. Bollarna äro tämligen väl rundade och mäta ända till 10—20 cm i genomskärning, den största  $41 \times 46$  cm. Som vanligt framträda de bäst i förvittrade bergytter och sitta synnerligen hårt fast i det glimmergnejsartade cementet. Huvuddelen av bollarna består, utom av hälleflinta och plagioklasgnejs, av grå, medelkorniga, något flasriga kvartsdioritporfyrer. Makroskopiskt visa de sistnämnda en vit granulerad plagioklas samt svarta biotit- och hornbländefläckar. Mikroskopiskt igenkänner man plagioklas ( $An_{36}$ — $An_{45}$ ), kvarts, brun biotit och grönt hornblände. Kalifältpat finnes icke. Plagioklasen innehåller rikligt med nybildningar av biotit, hornblände och zoisit. Den bildar tjocka tavlor vilka antingen äro idiomorfa emot kvartsen eller visa en föga utveck-

lad och genom metamorfosen förstörd granofyrisk sammanväxning med densamma. Kvartsen är i allmänhet granulerad och förekommer så rikligt, att enskilda plagioklasindivider kunna vara h. o. h. isolerade från varandra, varigenom bergartens mikrostruktur blir porfyrtad. I synnerhet de tydligare porfyriska varieteterna motsvara de plagioklasporfyriter som anträffas i närheten av konglomeratet. Cementet mellan bollarna består av biotit, kvarts, plagioklas och något hornblände samt kan, visserligen mycket otydligt, visa spår av en ursprunglig klastisk struktur.

De övriga på kartan angivna konglomeratförekomsterna visa i huvudsak samma beskaffenhet som i Ylivieska och Pyhäjoki och behöva därför icke här närmare beskrivas.

Dessa konglomeratförekomster synas genomgående representera intraformationära konkordanta lager i gnejskomplexen. Ingen av dem anger en egentlig diskordans eller en mera omfattande denudationsperiod, ty deras material består av superkrustalt material, och där det kunnat igenkännas, anstår det i närheten av konglomeratlagren.

### Den bottniska sedimentformationens karaktär och stratigrafi.

Av de ovan beskrivna bergarterna äro tydligen glimmerskiffern, kvartsiten och kalkstenen normala sediment, och deras bildning förutsätter, att äldre bergarter åtminstone till en viss grad undergått kemisk förvittring, vars produkter blivit differentierade. Likaså är plagioklasgnejsen utan tvivel en sedimentogen bergart, vilket framgår av dess nära association med de förra och konglomeraterna samt av den ofta tydliga skiktningen. Men dess sammansättning är sådan, att någon kemisk förvittring eller ännu mindre differentiering i någon bestämd riktning: i bergarter med aluminium-, kalk- eller kvartsöverskott — icke kan förutsättas. Det är t. ex. påfallande, hur litet den innehåller kontaktmineral ss. andalusit, kordierit, granat, vilka kunde tyda på ett överskott av aluminiumoxid. Sådana förekomma lika litet i närheten av de intruderade bergarterna som på längre avstånd från dem, och för övrigt har knappast någon del av plagioklasgnejserna varit utanför den kontaktmetamorf inverkan av de stora granodiorit-kvartsdiorit-batoliterna, vilka i stor utsträckning måste sträcka sig under gnejserna. Saknaden av kontaktmineral måste bero därpå, att det nödiga materialet för deras bildande icke funnits i plagioklasgnejsen. Kontaktmineral anträffas först i sådana zoner, som innehålla glimmerskiffer eller sådana varieteter av plagioklasgnejsen, som till sin sammansättning redan stå

nära glimmerskiffer. Och i en sådan zon är kontaktmineralernas uppträdande regionalt, icke bundet till närheten av magmabergarterna, tydligt visande kontaktmetamorfosens regionala karaktär. Å andra sidan är plagioklasgnejsen nära associerad med bergarter af vulkaniskt ursprung. Sålunda övergår den blastoporfyriska leptiten, som tydligen representerar metamorfa derivat av kvarts- och fältspatporfyryrer samt deras tuffer, i typiska plagioklasgnejsjer därigenom, att strökornen småningom försvinna. Lika nära förbundna är den med de intermediära och basiska effusivbergarterna. Förhållandena i den s. 20 beskrivna profilen utgöra ett godt exempel därpå. Plagioklasporfyriten övergår här obemärkt i en ovanpå avlagrad plagioklasgnejs. För att utröna, i vilken grad gnejsens sammansättning avviker från porfyritens, har jag utfört följande två kemiska analyser av dem. Gnejsprovet är taget från lagret V ovanpå konglomeratet, porfyritprovet från zonen II under konglomeratet:

	a.	b.
SiO <sub>2</sub> .....	60.94 %	60.84 %
TiO <sub>2</sub> .....	.60	.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.63	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.07	.09
FeO .....	4.82	5.27
MgO .....	5.16	4.42
CaO .....	6.62	6.98
Na <sub>2</sub> O .....	3.23	4.01
K <sub>2</sub> O .....	1.42	1.81
H <sub>2</sub> O .....	1.07	.61
	99.56 %	100.30 %

a. Hornblände-biotit-plagioklasgnejs 2 km norr om Ylivieska kyrka.

b. Plagioklasporfyrit 2 km norr om Ylivieska kyrka.

På grund av denna påfallande likhet mellan bergarterna och den ovan omtalade övergången anser jag det för mycket sannolikt, att gnejsen (och cementet) i det mellanliggande konglomeratet är bildat av samma material som plagioklasporfyriten, vilken antingen endast mekaniskt förvittrats eller snarare varit en lös tuffbädd. Konglomeratets och gnejsens beskaffenhet — de väl rundade bollarna och den grovt diagonala skiktningen — visar, att avlagringen sannolikt skett ur rinnande vatten.

Variationerna i plagioklasgneisens sammansättning äro, om man frånser de lokala övergångarna i glimmerskiffer samt i kvartsitiska och arkosartade mellanlager, för övrigt sådana, att gnejsen i det när-



maste motsvarar områdets infrakrustala och effusiva bergarter av kvartsiortisk sammansättning.

Sammanfattande det ovan sagda, kommer man till den slutsatsen, att plagioklasgnejsen består av väsentligen oförvittrat vulkaniskt material, som avlagrats i vatten. Detta material må sedan vara vulkanisk aska eller härstamma från mekaniskt förvittrade vulkaniska bergarter.

Fördelningen av de olika komponenterna: plagioklasgnejs, glimmerskiffer, kvartsit och kalksten, är följande. Inom sedimentområdena vid floderna Pyhäjoki och Kalajoki är plagioklasgnejsen ensam förhärskande. Här anträffas varken glimmerskiffer, kvartsit, kalksten eller kontaktmineralförande zoner i gnejsen. De intermediära och basiska porfyriterna förekomma här jämförelsevis rikligt samt ansluta sig nära till plagioklasgnejsen, medan intrusiva förekomster äro mindre vanliga. Denna del torde i det väsentligaste tillhöra liggandet av de mäktiga konglomeratförekomsterna i Ylivieska. Sydväst om dessa börjar sammansättningen något förändras. Redan strax ovanpå det sydligare konglomeratlagret i Ylivieska innehåller plagioklasgnejsen rikligt med kontaktmineral (andalusit och kordierit), vilka mineral uppträda i de glimmerrika skikten men saknas i de plagioklasrika. Längre i sydväst, inom gnejsområdet mellan Himanka och Lappajärvi, inträffar detta ännu oftare. Här ha även glimmerskifferna större utsträckning, och här förekomma kvartsit, och kalkstenslager. Porfyriterna och amfiboliterna uppträda här för det mesta intrusivt och äro skarpt skilda från den sedimentogena komplexen. Huruvida denna fördelning, d. v. s. den mot sydväst rikligare förekomsten av sediment, vilka förutsätta kemisk förvittring, betecknar en annan (antagligen högre) horisont, eller en annan facies kan ju icke avgöras, då tektoniken är så invecklad som här. Det förra alternativet skulle tyda på att utvecklingen gått i riktning mot allt kraftigare kemisk förvittring.

Såsom redan tidigare anförts, beteckna de ovan beskrivna konglomeraterna icke så omfattande diskordanser eller denudationsperioder, att en indelning av den superkrustala komplexen kunde grundas på dem. Lika litet har det lyckats att få till stånd en sådan stratigrafisk indelning utgående från de invecklade tektoniska förhållandena. Frånsett den granodioritiska ortogneisen, som möjligen kunde tillhöra sedimentens underlag, förhålla sig de infrakrustala bergarterna genomgående intrusivt gentemot den superkrustala komplexen.

## De intrusiva och effusiva bergarterna i den bottniska superkrustala komplexen.

Dessa utgöras av mer eller mindre välbevarade plagioklas- och uralitporfyriter samt amfiboliter. De senare äro till en del bevisligen metaforfa derivat av porfyriterna, men för övrigt äro de primära dragen i dessa så fullständigt utplånade genom metamorfosen, att bergartens ursprungliga karaktär icke mera kan anges. I genetiskt hänseende tillhöra även de blastoporfyriska leptiterna denna grupp. De hafva dock behandlats tillsammans med de sedimentogena bergarterna, emedan de synbarligen till sin bildning nära ansluta sig till plagioklasgnejserna och emedan de på grund af den kraftiga metamorfosen äro petrografiskt svåra att skilja från dessa.

På grund af förhållandet till de sedimentogena bergarterna kan man bland dessa porfyriter särskilja två huvudtyper. Den ena ansluter sig synnerligen nära till de sedimentogena bergarterna, uppträdande såsom konkordanta intrusioner, hvilka utgöras såväl av tunna och långa typiska lagergångar som av större massor med lakolitisk karaktär. De petrografiska typerna utgöras av uralit-, uralit-plagioklas- och plagioklasporfyriter. Dessa intrusioner äro ungefärligen samtida med den övriga lagerserien samt återkomma i olika horisonter av densamma. Deras intrusioner ha nämligen måst äga rum i en horisontal lagerserie, emedan bollar av dessa porfyriter ingå i nästan alla de intraformationära konglomeratlagren, men intrusioner av dem finnas likväl åter i konglomeratens hängande lager. I vilken utsträckning rent effusiva bildningar äro representerade bland dem är osäkert. Detta antydes visserligen genom då och då förekommande agglomeratlager och mandelsten (i Veteli socken), men kan för övrigt icke bevisas, då bergarterna, särskilt grundmassan, till följd av den långtgångna metamorfosen endast i ringa utsträckning bevarat den primära strukturen.

Den andra geologiska typen, huvudsakligen representerad av plagioklasporfyriter, uppträder skarpare skild från de

sedimentogena bergarterna. Den bildar nämligen tvärt överskärande gångar såväl i gnejserna som i de konkordant intruderade porfyriterna, och synes utgöra en gång- och randfacies av områdets uralitdiabaser och dioriter. I Ylivieska och i Ullava framgår detta samband av de kontinuerliga övergångarna från en plutonisk till en hypabyssisk (porfyrisk) facies.

Den petrografiska beskaffenheten ger inga säkra hållpunkter för åtskiljandet av dessa geologiska typer. Och emedan de geologiska grunderna icke alltid äro för handen, hava de icke blivit åtskilda på översiktskartan. Såsom komplettering till densamma må här därför omnämnas, att de typiska konkordanta intrusionerna äro endast jämförelsevis litet utbredda, medan däremot en vida större del av porfyritförekomsterna tillhör den andra geologiska typen.

Den typiska uralitporfyriten visar tjockt prisma-tiska uralitströkorn i en grönsvart, finkornig eller tät grundmassa. Strökornen ligga i allmähät så glest, att ett kommer på hvarje 4—5 cm<sup>2</sup> stor yta. Deras storlek varierar från några mm ända till 1 cm. På lösa kristaller kunna följande vanliga pyroxenformer observeras: (110), (010), (100), som ändytot otydligt (111), (101) och (001). En stor del av dem består av en enda amfibolindivid, medan andra utgöras av ett bladigt och stängligt aggregat, som ofta har vuxit utanför den ursprungliga pyroxenkristallens gränser. Enligt sina optiska egenskaper är amfibolen det vanliga gröna hornbländet. Den innehåller mycket sällan rester av en gulaktig monoklin pyroxen. Grundmassan består av plagioklas och hornblände. Den förra bildar antingen 0.5—1.0 mm långa, kors och tvärs liggande tavlor (An<sub>60</sub>—An<sub>65</sub>), vilka utgöra relikter av en ursprunglig grundmassa med ofitisk struktur, eller isometriska kristalloblastiska korn (An<sub>45</sub>—An<sub>55</sub>). Pyroxen har icke anträffats i grundmassan, utan den mörka beståndsdel utgöres av grönt hornblände i form av korta nålar och korn. Strökornen kunna å ena sidan anrikas till den grad, att bergarten liknar grov hornbländit, å andra sidan kunna de försvinna h. o. h. så att bergarten övergår i finkornig, oftast något skiffrig amfibolit.

En typisk representant för de konkordant intruderade plagioklasporfyriterna är den plagioklasporfyrit, som underlagrar konglomeratet norr om Ylivieska kyrka. Den är en nästan massformig, gråaktig bergart med vita eller grå, tjockt prismatiska plagioklasströkorn (1—3 mm) och svarta biotit-hornblände-anhopningar i en finkornig grundmassa av samma mineral jämte kvarts. De något grumliga plagioklasströkornen äga en täm-

ligen välbevarad idiomorf begränsning och otydlig zonärbyggnad med sammansättningen  $An_{40}$ — $An_{42}$  i de förhärskande homogena centrala delarna och  $An_{25}$ — $An_{30}$  i de smala yttre zonerna. De äro ofta sönderdelade i en grov mosaik av kristalloblastiska korn utan att begränsningen i någon väsentlig grad blivit störd. Grundmassan är finkornig (0.06—0.20 mm), granoblastisk och sammansatt till nästan lika stora delar av plagioklas ( $An_{35}$ — $An_{40}$ ), kvarts, biotit och hornblände. Accessoriskt förekommer titanit, apatit och malmkorn.

Bergartens kemiska sammansättning framgår av följande analys

**Tab. V.**  
*Plagioklasporfyrit, 3 km norr om Ylivieska kyrka.*  
Anal. *E. Mäkinen.*

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	60.84	1 014	64.38	Kvarts ..... 8.28
TiO <sub>2</sub> .....	.67	9	.57	Ortoklas ..... 10.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.60	153	9.71	Albit ..... 34.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.09	1	—	Anortit ..... 19.18
FeO.....	5.27	73	4.76	Diopsid..... 13.00
MgO.....	4.42	115	7.30	Hypersten ..... 13.32
CaO.....	6.98	125	7.94	Magnetit ..... .23
Na <sub>2</sub> O.....	4.01	65	4.13	Ilmenit..... 1.37
K <sub>2</sub> O.....	1.81	19	1.21	100.00
H <sub>2</sub> O.....	.61	—	—	Vatten ..... .61
	100.30			100.61

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 5, 3, 4. »Andos».

Osanns tal:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{FeO}{MgO}$	k
64.95	5.34	4.37	15.65	4.2	3.5	12.3	7.7	7.7	3.9	1.15

Med tillhjälp av mikroskopisk undersökning har jag ur analys-talen kalkylerat följande aktuella mineralsammansättning:

Kvarts .....	13 %
Plagioklas ( $An_{37}$ ) .....	53 »
Biotit	} .....
Hornblände	
Titanit .....	2 »
	100 %

Biotit- och hornbländemängderna torde vara närmelsevis lika stora, alltså 16 % hvardera.

Plagioklasporfyriten här utgör sannolikt den sydligaste delen av en 2—3 km bred och över en mil lång inlagring i gnejserna av analoga plagioklasporfyriter jämte plagioklas-uralit- och uralitporfyriter, från vilka den blivit skild genom en intrusion av uralitgabbro och -diabas. I denna konkordanta inlagring anträffas ung. 8—9 km norr och nordväst om Ylivieska kyrka zoner än med endast plagioklas- eller uralitströkorn, än sådana, där båda mineralen förekomma tillsammans. Emellan en sådan zon av plagioklasporfyrit och en annan av uralitporfyrit kan man på en sträcka av några km följa ett agglomeratlager, där de skarpt begränsade felsitiska fragmenten till sin sammansättning dels i det närmaste överensstämma med uralitporfyriten, dels utgöras av en surare hälleflinta. Detta antyder, att plagioklasporfyriten skulle bilda en effusiv bädd på uralitporfyriten. För övrigt äro övergångarna mellan dem fullkomligt kontinuerliga och förmedlas just av plagioklas-uralit-porfyriten.

Den ovan beskrivna petrografiska beskaffenheten kännetecknar dessa bergarter endast på sådana ställen, där de icke undergått någon utpräglad stressinverkan. I vissa  $\frac{1}{2}$ —1 km breda zoner äro de dock så fullständigt förskiffrade och på så sätt omvandlade till skiffriga amfiboliter, att endast några enstaka strökorn bevarats, som angiva den ursprungliga beskaffenheten.

Den andra geologiska porfyrittypen, vilken i form af tvärsgående gångar genomsätter komplexen av paragnejser och konkordant inlagrade eller intruderade porfyriter, utgöres, som nämnt, huvudsakligen av plagioklasporfyrit.

Med sina tunna, ända till 2 cm långa, bruna, ofta subparallellt anordnade plagioklastavlor i en svart, finkornig grundmassa är denna bergart mycket karakteristisk. Plagioklasströkornen visa upprepad zonär byggnad, t. ex.: I (kärnan) —  $An_{51}$ ; II  $An_{64}$ ; III —  $An_{49}$ ; IV —  $An_{59}$ ; V —  $An_{37}$ . I de minst metamorfoserade lederna består den finkorniga grundmassan av små plagioklastavlor ( $An_{50}$ — $An_{60}$ ), uralitiskt hornblände samt sparsamt med rester av hypersten. Grundmassans struktur är då ofitisk. Genom metamorfosen har dock grundmassan ofta omvandlats i en granoblastisk massa av enbart hornblände och isometriska plagioklaskorn. Jämsides därmed hava även de synbarligen mera resistent strökornen blivit randligt eller h. o. h. granulerade.

Bergartens metamorfos synes huvudsakligen hava bestått i en omkristallisation av den primära plagioklasen och pyroxenen, som givit till resultat An-fattigare plagioklas och hornblände. Det i fig. 4 avbildade fallet utgör ett typiskt exempel på de första stadierna av denna process. Den primära, med interpositioner fyllda, något grumliga strökornsfältspaten ( $An_{55}$ ) (L) äger ännu i stort sin ursprungliga idiomorfa begränsning. Den är genomsatt av fina (0.02 mm) »ådror», vilka bestå av med strökornets substans parallellt orienterad, fullkomligt klar, An-fattigare plagioklas ( $An_{38}$ ) (A) med små hornbländekorn (H). Samma An-fattigare plagioklas omger den primära fältspaten även emot grundmassan med dess klara kristalloblastiska plagioklaskorn och hornbländeprismer. Fenomenet förklaras så, att lösningar, som innehållit upplöst järn-magnesia-metasilikat, trängt in längs sprickor i strökornet och här på samma sätt som i grundmassan inträtt i reaktion med plagioklasens An-substans och därvid bildat hornblände.

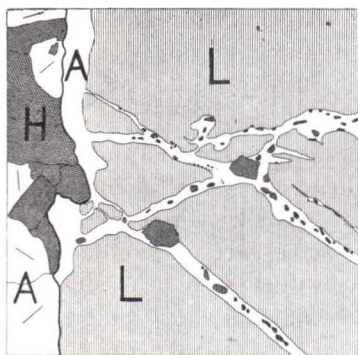


Fig. 4. Randdelen av ett plagioklasströkorn i plagioklasporfyr, 8 km i nordvest om Ylivieska kyrka. L = oförändrad plagioklas ( $An_{55}$ ); A = nybildad plagioklas ( $An_{38}$ ) såsom ådror i L och såsom korn omkring strökornet; H = grönt hornblände. Förstoring 34.

Tecknat med ritkamera.

Amfiboliterna äro delvis metamorfa derivat av de ovan skildrade porfyriterna och igenkännas som sådana på det geologiska sambandet i fält, på de småningom skeende övergångarna samt ställvis på grund av relikta plagioklas- och uralitströkorn. Av denna typ äro amfiboliterna i Rautio, Ylivieska, Oulainen och Merijärvi.

Ett sådant samband förefinnes synbarligen icke i de amfibolitförekomster, vilka uppträda inom det stora sydvästra gnejsområdet i socknarna Ullava, Kaustinen, Terjärv och Veteli. Angivandet av deras om-

råden på översiktskartan är något osäkert på grund av otillräckliga observationer. Sålunda är det ingalunda fullkomligt säkert, huruvida den långsmala amfibolitmassa, som sträcker sig från trakten av Nedervetil förbi Terjärv till södra delen av Veteli socken, avbildar riktigt förhållandena eller om icke de olika amfibolitförekomsterna snarare bort framställas som flere isolerade linser i gnejserna. Detta kan dock icke avgöras, emedan berggrunden är så ofullständigt blottad. Av samma skäl är även amfiboliternas geologiska uppträdande mindre

noggrant känt. Så mycket framgår dock av observationerna, att amfiboliterna här tillhöra typen konkordanta intrusioner. Deras skiffrihet följer alltid noggrant gnejsernas strykning och tvärsgående gångar ha icke observerats.

Huvudtypen är makroskopiskt en svart eller grönsvar, fin- eller småkornig, skiffrig bergart, där man med blotta ögat knappast kan urskilja andra beståndsdelar än stänglig svartgrön amfibol och fältspat.

Den mikroskopiska undersökningen visar, jämte huvudbeståndsdelarna: plagioklas och amfibol, små mängder av kvarts, ilmenit, titanit delvis såsom leukoxenränder, samt apatit. Kalifältspat förekommer icke, biotit endast undantagsvis som enskilda små fjäll. Amfibolen är alltid övervägande i förhållande till plagioklasen och mängden av övriga beståndsdelar torde knappast överstiga 2—3 %. Amfibolen består huvudsakligen av den vanliga gröna hornbländearten och bildar oregelbundna, ofta poikilblastiska prismer. I några preparat observeras dessutom ytterst sparsamt en färglös monoklin amfibol i parallell sammanväxning med hornbländet. Den optiska orienteringen och dubbelbrytningen (negativ) äro hos båda desamma, och den färglösa amfibolen framträder endast genom olikheten i färg, som urblekta fläckar i det förhärskande gröna hornbländet. I vissa amfiboliter från Orijärvi-trakten har *Eskola*<sup>1</sup> påträffat liknande färglös amfibol och kunnat bevisa att den utgöres av cummingtonit. På grund av den påfallande likheten synes det sannolikt att detta är förhållandet även här. En kemisk analys av bergarten skulle dock icke kunna giva något säkert utslag, då den event. cummingtoniten förekommer i ytterst små mängder. — Plagioklasens sammansättning varierar i olika prov mellan  $An_{20}$  och  $An_{40}$ . Den bildar oregelbundna eller isometriska, kristalloblastiska korn, som då och då äga den karakteristiska inversa zonföljden. — Strukturen är alltid kristalloblastisk och visar ofta poikilblastisk sammanväxning mellan amfibol och plagioklas. Kornstorleken varierar hos de normala typerna mellan 0,1 och 1,0 mm. Texturen är en vanligen föga utpräglad kristallisationsskiffrihet.

På västra sidan om Röyrinki sjö i Veteli socken innehålla dessa amfiboliter rikligt något utprässade kalcitmandlar. I samma trakt finnas dessutom inom det såsom amfibolit betecknade området amfibolitbreccior med kalcitcement, leptitiska bergarter samt även

---

<sup>1</sup> P. *Eskola*: On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, n:o 40, 1914.

skarnlager (kalcit + tremolit), innehållande små kismalmförekomster (svavelkis, magnetkis och kopparkis). Det närmare förhållandet emellan dem har dock icke blivit utrett genom tillräckligt detaljerade undersökningar.

I samband med dessa fin- och småkorniga amfiboliter påträffas flerstädes medel- och grovkorniga amfiboliter och diopsidbergarter, vilka ofta innehålla rikligt med magnetkis. De äro vanligen kolsvarta på grund av den fintfördelade malmen. De konstituerande mineralen äro: grönt hornblände, nästan färglös aktinolit, en färglös monoklin amfibol, plagioklas, mikroklin, ilmenit, magnetkis, med något biotit, klorit, titanit och apatit. — Den färglösa monoklina amfibolen tillhör sannolikt grönerit-cummingtonit-serien. Den är vanligen fullkomligt färglös eller svagt gulfärgad av infiltrerade järnföreningar; endast undantagsvis visar den gröna fläckar. Den optiska orienteringen är den för monoklina amfiboler vanliga:  $b = b$ ,  $c : c = 14^\circ - 19^\circ$ . Från andra (färglösa) monoklina amfiboler (tremolit och aktinolit) skiljer den sig genom högre dubbelbrytning  $\gamma - \alpha = 0.030 - 0.032$  och genom sin oftast positiva optiska karaktär. Denna kan dock även vara negativ, i det 2  $V$  synes stå nära  $90^\circ$ . Denna cummingtonit är vanligen utbildad till stängliga radially stråliga knippen. — Mängdförhållandena mellan de olika beståndsdelarna variera i hög grad, såsom framgår av följande exempel på de förekommande associationerna:

a) Grönt hornblände och plagioklas ( $An_{37-65}$ ), något malm (ilmenit), titanit.

b) Ljusgrönt hornblände (eller aktinolit), cummingtonit, något plagioklas ( $An_{60-65}$ ), rikligt med malm (magnetkis, möjligen även ilmenit).

c) Cummingtonit (delvis ljusgrön), malm (magnetkis och ilmenit), sparsamt små korn av mikroklin och plagioklas ( $An_{65-70}$ ), enskilda fjäll av biotit och klorit.

d) Cummingtonit, malm (huvudsakligen magnetkis), mikroklin, titanit.

Bland dessa amfiboliter finnas sålunda typer, vilka till sammansättning i huvudsak motsvara de ovan beskrivna, normalt utbildade amfiboliterna och skilja sig endas genom sin grovkornighet. Andra leder, som sakna hornblände och plagioklas och i stället innehålla större mängder cummingtonit och mikroklin, visa redan en alldeles främmande samt i och för sig ovanlig association. Huruvida det finnes verkliga övergångar mellan dessa olika typer, som här behandlats tillsammans, eller om de alls genetiskt höra ihop, framgår



icke med säkerhet av observationerna i fältet. De olika proven representera nämligen icke serier utan äro från olika ställen. Så mycket kan dock sägas att cummingtonit och magnetkis följas åt. T. o. m. i mikroskopiska preparat finner man sålunda, att medan det gröna hornbländet eller aktinoliten med något malm finnes samlad i en del af präparatet, finnes det i en annan del endast cummingtonit och rikligt med malm. I fältet visar sig sammanhanget sålunda, att där amfibolen består uteslutande av cummingtonit, är även magnetkisen rikligt för handen. Mineralkombinationen cummingtonit (järn-magnesiumsilikat) och magnetkis, jämte något mikroklin med eller utan plagioklas, synes sålunda uppträda som en främmande och senare paragenesis i förhållande till den, som karakteriserar de normalt utbildade amfiboliterna. Denna mineralkombination är dessutom sådan, att den knappast kan härledas ur en primär magmatisk bergart, utan måste vara av annat ursprung. Observationerna i fältet äro dock alltför bristfälliga för att kunna ge någon ledning i detta hänseende.

Magnetkisen förekommer ställvis mycket rikligt, insprängd eller som mindre, cm- till dm- stora körtelformiga anhopningar i amfiboliterna. I närheten av Huuki gård i Kannus hava några mindre skärpningar för undersökning av en sådan malmförekomst utförts av jordägaren. I detta sammanhang må även nämnas magnetkisförekomsten på Hopeakallio i Kälviä socken. Magnetkisen bildar mindre klumpar och sprickfyllnader i breccierad kvartsrik leptit. Några kvalitativa försök med magnetkisen från dessa ställen ha givit till resultat, att den endast spårvis eller ej alls innehåller nickel, varför »malmen», även om den förekomme rikligare, torde vara värdelös. Den är mycket svagt magnetisk.

## Postbottniska infrakrustala bergarter.

Dessa omfatta en grupp magmabergarter av väsentligen abyssisk, till en del även av hypabyssisk karaktär. De äro yngre än den bottniska superkrustala formationen, men äldre än de kaleviska sedimenten. Dessa bergarter äro även genetiskt förbundna med varandra och bilda leder i en symmagmatisk serie. Emedan berggrunden i vidsträckta delar av området är ofullständigt blottad, är det dock icke möjligt att i varje enskilt fall bevisa genetisk samhörighet mellan de olika petrografiska typerna. Det är sålunda icke uteslutet, att bland dessa såsom postbottniska betecknade bergarter, finnas mindre områden av postkalevisk granit och likaså av den event. prebottniska ortognejsen. I allmänhet äro dock övergångarna mellan lederna inom skilda områden samt de ständigt återkommande associationerna inom från varandra isolerade massiv så karakteristiska, att denna serie kan följas genom översiktskartans hela område.

Härvid kan man på grund av bergarternas allmänna facies särskilja två olika gebit:

A. Sydvästra delen av området: de skilda petrografiska typerna äro jämförelsevis väl isolerade från varandra och bilda större homogena massor.

B. Norra och östra delen av området: de olika typerna äro ofullständigt isolerade från varandra och bilda sliriga migmatitiska blandningar med oskarpt begränsade rester av gnejs- och amfibolitfragment.

Vid den petrografiska beskrivningen är det bättre att börja med den förstnämnda delen och därefter beskriva de migmatitiska terrängerna.

Då *Iddings* tämligen detaljerade, på den aktuella kvantitativa mineralsammansättningen grundade schema följts vid beteckningen av de skilda lederna, skall det som framgår av själva kartan kompletteras i den följande översiktliga framställningen endast med avseende å mineralens beskaffenhet, särskilda petrografiska variationer och strukturer, såväl primära som metamorfa. Kontaktförhållandena

utåt mot äldre berggrund och mellan de skilda lederna samt differentiations- och ävensom assimilationsprocesserna, måste särskilt diskuteras.

Vid användandet av det schema, som *Iddings* föreslagit, hava bergarterna indelats i följande grupper:

- a) Granit.
- b) Granodiorit: porfyrtad och jämnkornig.
- c) Mikroklin-kvartsdiorit.
- d) Kvartsdiorit.
- e) Diorit.
- f) Gabbro, diabas.
- g) Hornbländit, peridotit.
- h) Syenit.

Av dessa äro granodiorit och därnäst kvartsdiorit samt granit de mest utbredda, medan de övriga lederna förekomma mera underordnat.

### Granit.

Såsom granit hava betecknats, enligt det använda schemat, endast sådana kvarts-fältspatbergarter (kvarts : fältspat  $> \frac{1}{7}$ ), i vilka mängdförhållandet: alkalifältspat : kalknatronfältspat är större än 5 : 3. Därav följer att graniter i denna inskränkta mening ha endast en jämförelsevis ringa utbredning på kartan, medan sådana bergarter, som vanligen anses för typiska graniter, betecknats som granodioriter och t. o. m. som mikroklin-kvartsdioriter. Det oaktat finnas även inom denna strängt begränsade granitgrupp flere icke endast till struktur utan även till sammansättning skilda typer, vilka måste beskrivas för att komplettera framställningen på kartan. Huvudtyperna äro:

- Pegmatit och aplit.
- Mikroklingranit.
- Porfyrtad granit.
- Albitgranit.

Pegmatit och aplit. I gångform äro pegmatiten och apliten utbredda över hela området. Dessutom finnas tre ovanligt stora massiv av typisk pegmatit och pegmatitisk granit inom Himanka-Lappajärvi gnejsområde.

De oftast röda, mera sällan grå pegmatiterna äro av den vanliga granit-pegmatittypen. Huvudbeståndsdelarna äro kvarts,

mikroklinpertit, albit eller oligoklas-albit, muskovit och biotit. Ortoklas har icke iakttagits. Svart turmalin är vanlig beståndsdel. Apatit i små prismer förekommer mera sällan. Ytterligare innehålla pegmatiterna i små mängder magnetkis och pyrit som tillfälliga beståndsdelar. I Temmes socken har påträffats molybdenit i en pegmatitgång. Den förekommer här mycket sparsamt såsom 0.5—1 cm mätande blad på gränsen mellan gångens fältspatrika rand och kvartsrika mitt. Andra sällsynta mineral ha icke iakttagits.

Strukturen är den för granitpegmatiter karakteristiska grovkorniga, med skriftgranitiska sammanväxningar mellan fältspat och kvarts. I de sydvästra stora pegmatitmassiven förekommer ofta en om klotstruktur påminnande zonar anordning av beståndsdelarna med radialstråliga muskovit-anhopningar.

Att huvuddelen av de i gångform förekommande pegmatiterna genetiskt hör samman med de postbottniska infrakrustala bergarterna, framgår av följande: pegmatiten och apliten bilda på känt vis ofta oskarpt begränsade, primära gångar i de sist stelnade lederna: mikroklinggranit och granodiorit; emot kvartsdiorit och särskilt mot gabbro och diabas, vilka stelnat redan mycket tidigare, äro gångarna synnerligen skarpt begränsade. Pegmatiterna åtfölja graniten och granodioriten sålunda, att de förekomma talrikast i närheten av dem.

Utom dessa prekaleviska pegmatitgångar finnas inom vårt område även postkaleviska pegmatiter. Och åtskiljandet av dessa är möjligt endast på grund av geologiska fakta. Sålunda innehåller det kaleviska bottenkonglomeratet i norra ändan af *Vieremä-området* stora välrundade bollar av en grov muskovitpegmatit. Konglomeratet genomsättes av andra grå pegmatitgångar, vilkas petrografiska beskaffenhet är till den grad analog med de förras, att de icke kunna åtskiljas, där de förekomma i den underliggande migmatiten.

Huruvida de stora pegmatitmassiven i områdets sydvästra del äro prekaleviska, såsom de angivits på kartan, eller postkaleviska, är icke möjligt att med säkerhet avgöra, emedan de icke komma i kontakt med kaleviska sediment. Den superkrustala formationen härstädes är nämligen i sin helhet äldre än de postbottniska magmabergarterna. Dessa pegmatitmassor äga utpräglat genombrytande karaktär och representera sannolikt de framdenuderade delarna av en och samma större batolit. Deras prekaleviska ålder antydes därav, att de ställvis visa mycket kraftig stressinverkan konformt med förskiffringsriktningarna hos den superkrustala formationen och de övriga postbottniska magmabergarterna. Denna stress-

inverkan kan resultera i fullständig granulering och förskiffring av den grovkorniga pegmatiten.

En sådan metamorfos hava även de gångformigt förekommande pegmatiterna genomgått i trakter, där de förekomma i starkare metamorfoserade zoner. Denna parallellism i metamorfosens grad hos pegmatiterna och de av dem genomsatta magmabergetarna antyder även ett geologiskt sammanhang mellan dem.

**Mikroklingranit.** Den bildar några mindre massiv i Pyhäjoki, Kalajoki, Ylivieska, Pyhäjärvi och Oulainen samt uppträder flerstädes i gångform. Då är den ofta genom övergångar nära förbunden med pegmatit och aplit.

Mikroklingraniten är en röd eller grå, medelkornig bergart. Texturen är vanligen, åtminstone i sydvästra delen af området, massformig, men särskilt i sydöstra delen ofta utpräglad skiffrig. — De väsentliga beståndsdelarna äro: kvarts, mikroklinpertit, albit eller oligoklas och mörkbrun biotit. Muskovit, grönt hornblände, granat och turmalin förekommer endast i små mängder och tillfälligtvis. Accessoriskt anträffas apatit, titanit, malm och epidot. — Kvartsen har granitkvartsens vanliga utseende. I strimmor anordnade vätskeinnestutningar, ofta med rörlig libell, äro vanliga. Kvartsen har nästan alltid mer eller mindre väl framträdande undulerande utsläckning, med »vågorna» i regel anordnade vinkelrätt mot den större elasticitetsriktningen, alltså parallellt med den kristallografiska huvudaxeln. Fenomenet har omnämnts av *Sander*<sup>1</sup> och *Eskola*<sup>2</sup>. Den senare anser denna deformation karakteristisk endast för sådana bergarter, som verkligen utsatts för stressinverkan. — Mikroklin bildar de största individerna, ofta karlsbadertvillingar. Den har endast delvis den vanliga gallerstrukturen. Snitt som med säkerhet tillhöra den symmetriska zonen, t. ex.  $\perp$  PM, kunna uppvisa h. o. h. homogen men sned utsläckning, medan hos andra korn gallerstruktur eller tvillingslameller äro synliga i ett hörn och den övriga delen är homogen och har sned utsläckning. Ortoklas förekommer icke. — Plagioklasen är dels en oligoklas (ända till An<sub>25</sub>), dels en primär (ned till An<sub>5</sub>) eller synbarligen nybildad albit, vilken då som en klar zon omger den Anrikare något grumliga kärnan. Följande exempel må illustrera förhållandet:

<sup>1</sup> *B. Sander*: T. M. P. M., 30, p. 289, 1911.

<sup>2</sup> *Pentti Eskola*: l. c. 33 och 42.

kärnan  $An_{18}$ —randen  $An_8$ ;

kärnan  $An_{16}$ —randen  $An_6$ ;

kärnan  $An_8$ —randen  $An_1$ .

Mot mikroklin visar plagioklasen nästan alltid myrmekitkransar.

Kristallisationsföljden är i stort följande: accessoriska beståndsdelar, biotit, plagioklas, mikroklin och kvarts. Detta framträder därigenom, att de senare kristalliserade beståndsdelarna innesluta i sig de tidigare kristalliserade, men det motsvaras icke av en ut-

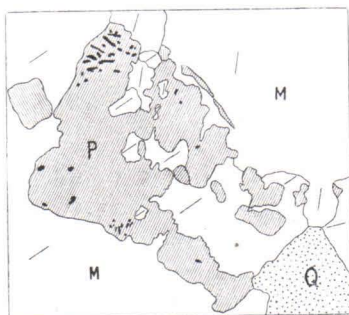


Fig. 5. Strukturbild av mikroklingranit från Wasankari, Kalajoki. Plagioklasen (P) har blivit resorberad av mikroklin (M), som med enhetlig orientering trängt in i plagioklasen; Q betecknar kvarts, svart myrmekitkvarts. Förstoringen ungf. 34.

präglad hypidiomorfi. Den idiomorfa begränsningen, såvida den har funnits, har nämligen blivit förstörd genom senare processer, av vilka de mest betydande varit resorption (fig. 5) och hos plagioklasen senare avsättning av Ab-rik substans samt myrmekit på den resorberade kärnan. De i mikroklinen inneslutna ofta sinsemellan men icke med mikroklinet parallellt orienterade plagioklasernas oregelbundna, trasiga begränsning förutsätter nämligen med nödvändighet resorption av en primärt enhetligare plagioklas. Den klara albitzonen och myrmekiten, som innehåller likadan plagioklas, ha sedan avsatt sig på den resorberade plagioklasen. Kalifältspaten måste då i huvudsak redan hava varit

kristalliserad, emedan myrmekiten alltid förekommer endast mot kalifältspat.

Mikroklingraniten jämte pegmatit och aplit är i allmänhet icke genom övergångar förbunden med de övriga postbottniska infrakrustala bergarterna, utan genomsätter dem vid kontakterna som mer eller mindre skarpt begränsade gångar. Det är sålunda icke möjligt att i varje enskilt fall bevisa samhörigheten mellan mikroklingraniten och den övriga komagmatiska serien. De kunde även utgöra intrusioner av den postkaleviska graniten, i synnerhet som deras petrografiska beskaffenhet ofta i hög grad påminner om dennas. På somliga ställen tala dock kontaktförhållandena mera för genetisk samhörighet. I det lilla granitområdet norr om Pyhäjärvi kyrka kommer mikroklingraniten flerstädes i beröring med en

typisk grov porfyrtad granodiorit. Graniten genomsätter granodioriten i gångform. Gränsen kan antingen vara tämligen skarp, t. o. m. de stora mikroklin-»strökornen» i granodioriten kunna vara tvärt avskurna av gånggränsen, eller också iakttagas sådana förhållanden som avbildats i fig. 6. Huvudbergarten är en grov porfyrtad granodiorit med ända till 7—8 cm långa mikroklinindivider (karlsbadertvillingar) i en små- till medelkornig, mörk mellanmassa av plagioklas, kvarts och rikligt med biotit. Den höga biotithalten föranleder, att granodioriten ställvis har en något flasrig textur. De avlånga mikroklinindividerna kunna också äga en föga utpräglad subparallell anordning. Nära gången bli strökornen småningom

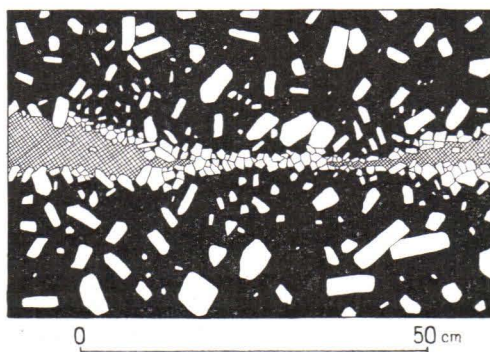


Fig. 6. Primär gång av mikroklingranit i porfyrtad granodiorit. Keltunkallio, Pyhäjärvi. Vitt = fältspat, väsentligen mikroklin; svart = den porfyrtade granodioritens biotitrika mellanmassa; korsstreckning = mikroklingranit.

talrikare, och omedelbart mot gånggränsen övervägande, med obetydligt mellanmassa, så att bergarten här kan betecknas som en grovgranit. De stora mikroklinindividerna i denna randzon sticka in i gången liksom i ett miarolitiskt hålrum och fylla den ställvis h. o. h. Gångmitten och de kantiga mellanrummen mellan mikroklinkornen äro fyllda med den normalt utbildade mikroklingraniten. Utkristallisationen av de olika lederna från den porfyrtade granodioriten ända till mikroklingraniten har sålunda i detta fall skett kontinuerligt, medan mikroklingraniten i allmänhet skiljes från de tidigare stelnade lederna genom en större hiatus.

Mikroklingranitens samhörighet med den porfyrtade granodioriten antydes ytterligare därigenom, att båda genomgått samma metamorfa omvandlingar. Detta är fallet t. ex. i trakten nordost om Pyhäjärvi sjö, där båda bergarterna ofta äro starkt granulerade och förskiffrade.

Af helt annan typ är en tegelröd små- till medelkornig granit, som bildar ett större massiv i södra delen av Toholampi socken. Den är sammansatt av lika delar kvarts, mikroklin-mikroperitit och mycket ren albit ( $An_5$ — $An_3$ ) och innehåller dessutom sparsamt grönt hornblände, blå turmalin, biotit, malmkorn och järnglimmer. Bergarten är starkt kataklastisk. Av denna bergart finnes följande analys, som utgör medelvärdet av fyra analyser, utförda i universitetets kemiska laboratorium av studenter:

SiO <sub>2</sub> .....	78.0 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } .....	13.6 »
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } .....	
MgO .....	0.3 »
CaO .....	0.6 »
Na <sub>2</sub> O .....	2.8 »
K <sub>2</sub> O .....	4.4 »
	99.7 %

Emedan analysen är så ofullständig har ingen norm uträknats. Den visar dock i överensstämmelse med den mikroskopiska undersökningen, att bergarten är en alkalifältspat-kvartsbergart med ringa kalkhalt. — Kontakter mot omgivande kvarstdioriter hava ingenstädes påträffats. Det är möjligt, att denna granit representerar den mest acida leden i differentiationsserien gabbro—diorit—kvartsdiorit—mikroklin-kvartsdiorit och att den sålunda i detta hänseende motsvarar de albitrika graniter, vilka längre i norr i Kalajoki avsluta denna serie.

Porfyrartad granit. Denna förekommer som en mikroklinrik och plagioklasfattig facies av den normala porfyrartade granodioriten och beskrives bäst i samband med denna. Sådan porfyrartad granit finnes i större massor i Piippola socken (nordväst om Lamujärvi sjö), i mitten av Haapavesi socken associerad med syenit, i Kiuruvesi socken söder om kyrkan samt kan för övrigt i mindre utsträckning förekomma även annorstädes tillsammans med den porfyrartade granodioriten, som till sin sammansättning ofta närmar sig en granit och även kan överskrida gränsen till en sådan.

Albitgranit. Inom mikroklin-kvartsdioritområdena i Kalajoki finnas ställvis typer, vilkas plagioklas kan övergå i albit, varvid bergarten blir en alkaligranit med förhärskande plagioklas och något mikroklin. Dessa oftast röda, små- till medelkorniga bergarter äga



dock ringa utbredning i jämbredd med den förhärskande mikroclin-kvartsdioriten.

Albitgranit förekommer även norr om *Utajärvi-Kiiminki-området*, vid Iijoki i trakten av Saarela by. Den mest utbredda typen är en grå eller rödgrå, småkornig, massformig bergart, sammansatt av albit ( $An_5$ — $An_{10}$ ) och kvarts med något biotit samt obetydligt med muskovit, titanit och zoisit såsom sekundära omvandlingsprodukter. Bergarten är kraftigt deformerad. Den småkorniga typen övergår flerstädes i svagt porfyrisk, finkornig och t. o. m. felsitiska bergarter med oförändrad sammansättning.

### Granodiorit.

Såsom granodiorit hava betecknats de kvarts-fältspat-bergarter, i vilka förhållandet alkalifältspat: kalk-natronfältspat är mindre än 5 : 3 men större än 3 : 5. Denna grupp omfattar såväl kvartsmonzoniter, i vilka alkalifältspaten, som granodioriter, i vilka kalk-natronfältspaten är övervägande.

Den följande beskrivningen avser granodioriten endast i områdets södra del, medan de såsom granodiorit betecknade migmatitiska terrängerna skola behandlas senare.

Man kan här skilja mellan två strukturella typer, av vilka den ena må kallas porfyrtad, den andra jämkornig granodiorit.

Den förra typen är den förhärskande, den senare förekommer endast som underordnad övergångsform till mikroclin-kvartsdiorit och kvartsdiorit.

Den porfyrtade granodioriten motsvarar i huvudsak den allmänt utbredda petrografiska typ, som i Finland är känd under namnet »postbottnisk porfyrganit», i Sverige som »Refsundsgranit». Endast en mindre del av denna typ motsvarar enligt det här använda schemat granit, medan en annan likaså obetydlig del hör till mikroclin-kvartsdiorit och t. o. m. till kvartsdiorit.

I sin typiska utbildning är den porfyrtade granodioriten en röd eller grå, grovkornig bergart med 2—3, undantagsvis ända till 7—8 cm långa korn (oftast karlsbadertvillingar) av mikroclin peritien medelkornig massa av kvarts, plagioklas ( $An_{15}$ — $An_{25}$ ), brun eller grönbrun biotit och även grönt hornblände. Accessoriskt förekomma apatit, zirkon, titanit, malmkorn (magnetit och ilmenit), epidot,

tillfälligtvis även grön turmalin och granat. Mineralen ha sina vanliga egenskaper och behöva icke särskilt beskrivas.

Något avvikande beskaffenhet visar en brunfärgad modifikation av dessa granodioriter. De väsentliga beståndsdelarna äro desamma som i huvudtypen, utom att till dessa även ansluter sig hypersten, vars mängd i några preparat uppskattats till 5—6 %. Kalifältspaten förekommer oftast i större mängd än plagioklas ( $An_{20}$ — $An_{25}$ ), så att dessa bergarter vore att beteckna som kvartsmonzoniter och t. o. m. som kalk-alkaligraniter. Bergarten förvittrar synnerligen lätt till grovt grus. Emedan någon skillnad i struktur i förhållande till den vanliga röda eller grå typen varken makroskopiskt eller mikroskopiskt kunnat observeras, så kunde orsaken till den mera utpräglade mekaniska förvittringen hos denna mörkbruna bergart möjligen vara den, att densamma vid solstrålning absorberar mera värme än de ljusare bergarterna och att uppvärmningens och avkylningens inverkan sålunda blir mera effektiv. Denna typ synes på många ställen vara nära associerad med gabbro på sådant sätt, att man i densamma anträffar stora och små gabbroinneslutningar eller att, när man från den normala granodiorittypen närmar sig ett gabbroområde, så blir granodioriten småningom brunfärgad, innehåller hypersten och kan t. o. m. kontinuerligt övergå i gabbro. Detta är fallet t. ex. på några ställen i gränstrakterna av socknarna Pyhäjoki och Oulainen.

Under mikroskopet kan observeras en kristallisationsföljd mellan beståndsdelarna, varvid liksom i den ovan beskrivna mikroklingraniten, de tidigare utskilda mineralen, särskilt plagioklasen, resorberats av de efterföljande. De accessoriska beståndsdelarna äro som vanligt först utkristalliserade och förekomma koncentrerade i de mörka mineralen. Hornbländet är vanligen idiomorft gentemot biotiten. Deras och även den efterföljande plagioklasens kristallisationsperioder gripa in i varandra. Plagioklasen är i allmänhet tydligt innesluten i mikroklin. Även de stora mikroklinkornen innehålla oorienterade plagioklasinneslutningar, varför mikroklinen jämte kvarts utgör den sist utskilda delen af magmat. Det kan sålunda här icke vara tal om någon egentlig porfyrisk struktur, såsom med rätta framhävts av *Bäckström*<sup>1</sup> och *Holmqvist*<sup>2</sup> angående vissa liknande granityper i Sve-

<sup>1</sup> *H. Bäckström*: Vestanåfältet. K. Svenska Vet.-Akademiens Handlingar, Band 29 n:o 4, 1897, s. 9.

<sup>2</sup> *P. J. Holmqvist*: Die Granite von Schweden. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. VII, s. 115, 141.

rige. Att mikroklinen utbildats till så stora korn beror möjligen därpå, att kalifältpaten ägt stor kristallisationsförmåga och att dess substans blivit i hög grad anrikad vid slutet av kristallisationsprocessen.

Mikrostrukturen karakteriseras för övrigt av ofta förekommande protoklasfenomen. Såsom sådana kunna nämnas brustna apatitnålar, böjda biotitfjäll och plagioklaslameller i en omgivning av senare kristalliserade mineral, vilka icke visa motsvarande deformationer. Såsom ett synnerligen belysande exempel må omnämnas en förekomst av porfyrartad granodiorit vid Wasankari i Kalajoki (närmare beskriven på sidan 83). Såväl fältpaten som kvartsen i granodioriten äro tydligt deformerade, vilket kommer till synes i form

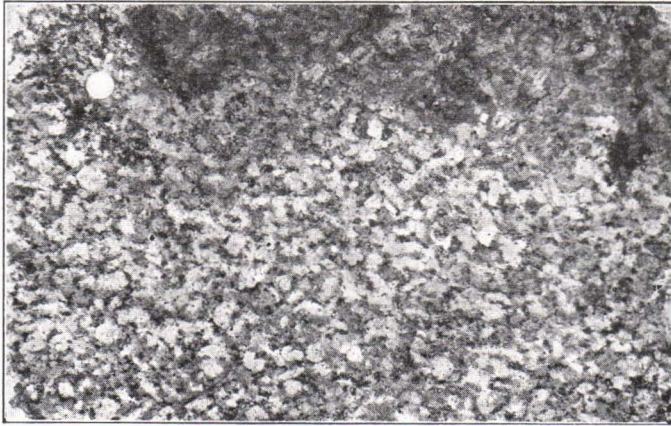


Foto Eero Mäkinen.

Fig. 7. Porfyrartad granodiorit. Peräkallio, Markola, Kinnula socken.  
Skala ungef. 1 : 6.

av undulös utsläckning och t. o. m. som randlig granulering. Däremot visa de bergarter, i vilka granodioriten intruderats, icke sådana fenomen. Då deformationen sålunda är begränsad till den sist kristalliserade bergarten, kan den icke vara förorsakad av regionalt tryck, utan måste bero på rörelser i en ännu icke fullständigt fast bergart. Att sådana rörelser verkligen måste hava inträffat, framgår ytterligare därav, att bergarten ofta visar en fluidal parallelltextur, vilken betingas av de tjocka mikroklinavlorernas subparallella läge.

Medan denna parallelltextur sålunda tydligen är primär och icke förbunden med kraftigare deformation av beståndsdelarna, förekommer hos bergarten även en parallelltextur som betingas av kraftig

förskiffring. Fig. 7, 8 och 9 avbilda olika stadier i denna förskiffringsprocess. Fig. 7 visar bergartens utseende då den är i det närmaste oberörd av metamorfosen. I fig. 8 framträder redan en svag för-



Foto Eero Mäkinen.

Fig. 8. Porfyrtad granodiorit, något förskiffrad. Möttönen, Perho socken. Skala ungef. 1:6.

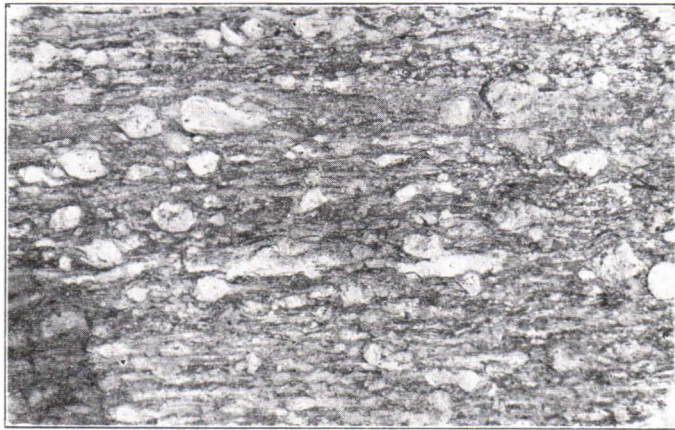


Foto Eero Mäkinen.

Fig. 9. Ögongnejs, förskiffrad porfyrtad granodiorit. Söder om Lestijärvi sjö, Lestijärvi socken. Skala ungef. 1:5.

skiffring, de stora mikroklinkornen äro något deformerade och glim-  
mern är i hufvudsak parallellt anordnad, böjande sig omkring större  
mineralhorn. Fig 9 visar det stadium, då förskiffringen gått så

långt, att bergarten kan betecknas som ögongnejs. De stora mikroklinkorna äro sönderkrossade samt utvalsade till linsformiga ögon, den skiffrika massan mellan dem motsvarar till sin beskaffenhet en grovflarig biotitgnejs. Såväl vid makroskopisk som i synnerhet vid mikroskopisk undersökning visar sig denna metamorfos icke vara en ren kataklastisk förkrossning och förskiffring av bergarten, motsvarande *Grubenmanns* översta metamorfoszon. Den karakteriseras nämligen därav, att bergarten i huvudsak bibehållit sin ursprungliga mineralsammansättning, bl. a. icke visar sericitbildning, och att metamorfosen bestått i en randlig granulering och omkristallisation av de större mineralkorna. Det är särskilt påfallande, att den fint granulerade massan omkring de relikta mikroklinkorna innehåller rikligt med *m y r m e k i t*, vilken tydligen bildats i samband med förskiffringen. Metamorfosen är sålunda att beteckna som en djupmetamorfos. De på detta sätt förskiffrade partierna uppträda flerstädes nära massivens gränser, medan de centrala delarna äro massformiga. Det har även iakttagits, att förskiffringen löper konformt med gränsen även då denna buktar sig. Detta skulle antyda, att förskiffringen åtminstone i sådana fall vore att betrakta som en process, vilken anslutit sig nära magmats stelnande, och att den icke vore förorsakad av en långt senare stressinverkan, varvid förskiffringsriktningarna borde vara oberoende av gränslinjernas riktning.

Av den normala, röda huvudtypen finnas följande två analyser:

Tab. VI.

*Porfyrtad granodiorit. Vasankari, Kalajoki. Anal. E. Mäkinen.*

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	68.19	1137	74.90	Kvarts ..... 24.24
TiO <sub>2</sub> .....	.79	10	.66	Ortoklas ..... 27.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.13	148	9.75	Albit ..... 26.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.06	7	—	Anortit ..... 10.01
FeO .....	3.41	47	4.08	Korund ..... 1.12
MnO .....	.05	1	—	Hypersten ..... 6.49
MgO .....	.97	24	1.58	Magnetit ..... 1.62
CaO .....	2.00	36	2.37	Ilmenit ..... 1.52
Na <sub>2</sub> O .....	3.17	51	3.36	..... 99.52
K <sub>2</sub> O .....	4.69	59	3.29	Vatten ..... .65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	.03	—	—	..... 100.17
H <sub>2</sub> O .....	.65	—	—	
	100.14	—	100.00	

## Osanns system:

s	A	C	F	T	a	c	f	n	m	$\frac{(\text{FeMn})\text{O}}{\text{MgO}}$	k
75.56	6.65	2.37	5.66	0.73	9.1	3.2	7.7	5.1	10.0	7.2	1.50

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: I, 4, 2, 3. »Toscanose».

Tab. VII.

*Porfyrartad granodiorit*, nära landsvägen, på gränsen mellan Oulainen och Merijärvi. Anal. E. Mäkinen.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm	
SiO <sub>2</sub> .....	66.51	1109	72.71	Kvarts .....	22.14
TiO <sub>2</sub> .....	.22	3	.20	Ortoklas .....	24.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.60	143	9.38	Albit .....	28.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3.44	22	—	Anortit .....	12.23
FeO .....	4.04	56	6.56	Diopsid .....	.22
MgO .....	1.03	26	1.70	Hypersten ....	6.59
CaO .....	2.50	45	2.95	Magnetit .....	5.10
Na <sub>2</sub> O .....	3.38	55	3.61	Ilmenit .....	.46
K <sub>2</sub> O .....	4.10	44	2.89		100.02
H <sub>2</sub> O .....	.73	—	—	Vatten .....	.73
	100.55	—	100.00		100.75

## Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	k
72.91	6.50	2.48	8.73	7.3	2.8	9.9	5.6	9.5	7.9	1.38

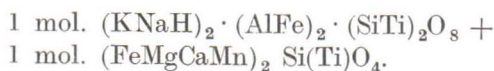
C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: I, 4, 2, 3. »Toscanose».

Att dessa granodioriter till sin kemiska sammansättning verkligen stå nära sådana bergarter, som av amerikanska petrografer kallas för kvartsmonzoniter och granodioriter, framgår av följande tal, tagna ur *Iddings* ovannämnda lärobok (Ingneous Rocks, Vol. II):

	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub> .....	68.19	66.51	71.08	65.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.13	14.60	15.90	15.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.06	3.44	0.62	2.54
FeO .....	3.41	4.04	1.31	1.62
MgO .....	0.97	1.03	0.54	1.62
CaO .....	2.00	2.50	2.60	2.56
Na <sub>2</sub> O .....	3.17	3.38	3.54	3.62
K <sub>2</sub> O .....	4.69	4.10	4.08	4.62
H <sub>2</sub> O .....	0.65	0.73	0.30	0.59
CO <sub>2</sub> .....	—	—	spår	—
TiO <sub>2</sub> .....	0.79	—	0.22	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.03	—	0.10	0.33
SO <sub>3</sub> .....	—	—	—	—
Cl .....	—	—	0.02	—
MnO .....	0.05	—	0.15	spår
BaO .....	—	—	0.04	0.12
SrO .....	—	—	0.02	—
ZrO <sub>2</sub> .....	—	—	0.08	0.18 <sup>1</sup>
	100.14	100.55	100.60	99.53

- I. Porfyrartad granodiorit, Kalajoki.
- II. D:o, Oulainen—Merijärvi.
- III. Granodiorit, El Capitan, Yosemite Valley, Cal., U. S. A.
- IV. Kvarzmonzonit, San Miguel Peak, Telluride, Col., U. S. A.

I granodioriten från Oulainen är biotiten den enda alferriska beståndsdel, och bergartens aktuella mineralsammansättning kan kalkyleras med en viss säkerhet. Mikroklinen innehåller endast sparsamt med pertitineslutningar, och emedan plagioklasen även måste innehålla något kalifältspat, har beräkningen utförts under antagande att kalifältspatens sammansättning är Or<sub>100</sub> och plagioklasens (enligt optisk bestämning) Ab<sub>75</sub>An<sub>25</sub>. Biotithalten har beräknats utgående från FeO + MgO + MnO och formeln



Härvid har dessutom följts den medelsammansättning för granitbiotiter som anges av *Tschirwinsky*<sup>2</sup>. En likadan kalkylering

<sup>1</sup> glödgn. förl.

<sup>2</sup> *Peter Tschirwinsky*: Quantitative und chemische Zusammensetzung der Granite und Greisen. Moskwa 1911. S. 536—537.

av den andra analyserade bergartens modus blir ganska osäker, emedan här förekomma både biotit och hornblände. Kalkyleringen har dock utförts under förutsättning att biotitens sammansättning i denna bergart är densamma som i den förra och att dess mängd är c. 5 %; detta tal erhöles genom mätning enl. *Rosiwals* metod i ett präparat, som dock i betraktande av bergartens grovkornighet var för litet. Dessutom anföres här (under III) till jämförelse sammansättningen (enl. *Rosiwals* metod) hos en medelkornig, svagt porfyrtad granodiorit från Ylivieska socken:

	I	II	III
Kvarts .....	26.56	23.64	22.0
Mikroclin .....	22.24	22.24	22.0
Oligoklas .....	34.02 (An <sub>25</sub> )	35.59 (An <sub>20</sub> )	35.0
Biotit .....	15.76	5.00	17.0
Hornblände .....	—	11.00	—
Magnetit .....	—	2.32	—
Ilmenit .....	0.76	0.46	—
Titanit .....	—	—	1.0
Apatit .....	0.07	—	—
Klorit .....	litet	—	2.0
Epidot .....	litet <sup>1</sup>	—	0.9
	99.43	100.25	100.0

- I. Porfyrtad granodiorit, Vasankari, Kalajoki.  
 II. D:o , Oulainen.  
 III. D:o , Ylivieska.

Resultaten visa överensstämmande, att halten av kalifältspat är betydligt lägre än av plagioklas, ehuru man efter makroskopisk prövning, varvid den oftast röda kalifältspaten är så framträdande, skulle vänta motsatta förhållandet. Vore Ab-halten i kalifältspat högst 15 % och Or-halten i plagioklas 8 %, så skulle den totala halten av mikroclinpertit höjas och plagioklashalten minskas med c:a 1 %. Dessa mängdförhållanden mellan alkalifältspat (mikroclinpertit) och kalk-natronfältspat påträffas, enligt approximativ jämförelse med de analyserade bergarterna, någorlunda oförändrade inom stora områden. Utförande av exakta mätningar under mikroskopet är i allmänhet icke möjligt, då tillräckligt stora preparat av de grovkorniga bergarterna icke kunnat erhållas.

<sup>1</sup> Efter beräkningen återstår en rest av 0.22 % CaO och 0.29 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, som torde ingå i den sparsamt förekommande kloriten och zoisiten.



Variationerna från denna huvudtyp gå väsentligen i två riktningar, till granit och mikroclin-kvartsdiorit, resp. kvartsdiorit. Å ena sidan blir plagioklasen, utan att fältspaternas mängdförhållanden märkbart förändras, mer och mer albitisk, så att bergarten till sist kan betecknas såsom en *alkaligranit*, emedan den saknar egentlig kalk-natronfältspat. Denna typ anträffas huvudsakligen i de centrala delarna av Haapavesi socken och uppträder här i nära samband med grovkornig syenit. Övergången till granit (kalkalkaligranit) kommer till stånd även därigenom, att förhållandet alkalifältspat (d. ä. kalifältspat): kalknatronfältspat blir större än 5 : 3. Sådan kalkalkaligranit kan förekomma här och där inom de stora områdena av normal granodiorit, men finnes i större utbredning endast i södra delen av Piippola (nordväst om Lamujärvi sjö) och Kiuruvesi socknar. Bergarten uppträder här såsom en modifikation av de brunfärgade granodioriterna och innehåller liksom dessa ofta hypersten.

Övergången till mikrolinkvartsdiorit och kvartsdiorit sker sålunda, att mikroclin-»strökornen» avta och småningom försvinna h. o. h. Härvid blir då endast »mellanmassan» kvar, och emedan denna består huvudsakligen av kvarts, plagioklas och biotit jämte hornblände, uppstår sålunda en typisk kvartsdiorit, vanligen av tonalitisk typ. Övergången sker genomgående synnerligen hastigt, vanligen på en sträcka av några hundra meter. Den intermediära leden, mikroclin-kvartsdioriten äger sålunda oftast så ringa utbredning, att den icke kunnat utsättas på kartan, varför de tvära gränserna mellan porfyrtad granodiorit och kvartsdiorit åtminstone på översiktskartan uttrycka det naturliga förhållandet. Emellan de jämnkorniga modifikationerna synes däremot gränsen vara mindre skarp och sålunda på kartan mera schematisk.

### Mikroclin-kvartsdiorit.

Såsom mikroclin-kvartsdiorit hava betecknats kvarts-fältspatbergarter, i vilka förhållandet alkalifältspat : kalknatronfältspat är mindre än 3 : 5 men större än 1 : 7. Denna grupp omfattar flere till såväl sin geologiska ställning som sin petrografiska beskaffenhet olika typer.

Sålunda förekommer mikrolinkvartsdiorit såsom intermediär led mellan den porfyrtade granodioriten och kvartsdioriten. Den kan då karakteriseras såsom en kvartsdiorit med glest förekommande »strökorn» av mikroclin. Då övergången mellan granodiorit och kvartsdiorit i allmänhet sker synnerligen hastigt, äga dessa förekomster av mikrolinkvartsdiorit endast ringa utbredning och hava icke blivit utsatta på kartan.

I de större, självständigare förekommande massorna av mikroklin-kvartsdiorit varierar den petrografiska beskaffenheten betydligt såväl strukturellt som till sammansättning, särskilt med hänseende till halten av mörka beståndsdelar. De olika områdena beskrivas därför bäst vart och ett för sig.

Inom södra delen av Kalajoki socken förekommer mikroklinkvartsdioriten flerstädes såsom större massor i samband med de här förhärskande kvartsdioriterna. Den är vanligen en ljusröd eller rödgrå, små- till medelkornig, otydligt strimmig bergart med utseendet av en salisk granit. Den mikroskopiska undersökningen har dock visat, att bergartens väsentliga beståndsdelar äro oligoklas och kvarts med jämförelsevis ringa mängder mikroklin och biotit. De följande talen, erhållna enligt *Rosivals* metod, illustrera detta:

	I	II	III
Kvarts .....	24	20	27
Mikroklinpertit .....	11	13	10
Plagioklas .....	56 (An <sub>20</sub> )	62 (An <sub>15</sub> )	53 (An <sub>20</sub> )
Biotit .....	9	3	10
Hornblände .....	—	2	—
	100	100 %	100 %

I. Mikroklin-kvartsdiorit, södra delen av Kalajoki.

II. D:o , östra » » »

III. D:o , nordvästra delen av Kalajoki.

I synnerhet provet II står nära till alkaligranit, emedan bergarten genom en obetydlig förminskning av An-halten i plagioklasen utan förmedling av granodiorit skulle direkt övergå i en alkaligranit. Sådan albitgranit har även påträffats i mindre utsträckning i dessa trakter. Huvuddelen av dessa mikroklin-kvartsdioriter för dock en An-rikare (ända till An<sub>30</sub>) plagioklas och ännu mindre mikroklin, sålunda småningom övergående i kvartsdioriter. — Strukturen är eugranitisk och ofta kataklastiskt deformerad.

Söderut från Kalajoki inom Rautio, Kannus, Toholampi och Perho socknar återkommer denna typ i likadant intimt samband med kvartsdioriter.

Inom södra delen av Oulainen, inklämt mellan resterna av den superkrustala formationen, finnes ett större område av mikroklin-kvartsdiorit. Områdets centrala del intages av en typ, som kunde betecknas såsom biotit-hornblände-mikroklin-kvartsdiorit. Det är en röd, »granitisk», medelkornig berg-

art, väsentligen bestående av tavelformig plagioklas, något kvarts, mikroklinpertit, samt svarta anhopningar av brun biotit och grönt hornblände. Accessoriskt förekomma apatit, titanit, malmkorn och zirkon. Bergarten är för det mesta fullständigt massformig och äger endast ställvis en föga utpräglad parallelltextur.—Strukturen är hypidiomorft kornig med svag antydning till porfyrisk. Kristallisationsföljden är: accessoriska beståndsdelar, hornblände och biotit, plagioklas, mikroklin, kvarts. Särskilt utpräglad är fältspatens idiomorfi gentemot kvartsen. Under mikroskopet visa de kors och tvärs liggande plagioklastavlorna (3—5 mm långa och 1—2 mm breda) och den allotriomorfa kvartsmassan emellan dem ett karakteristiskt strukturdrag (fig. 10). Kvartsen bildar icke enhetliga fält utan en finkornig (0.02—0.08 mm) massa. Denna kan icke i sin helhet vara uppkommen genom granulering, utan måste till väsentlig del vara primär, emedan plagioklastavlornas snörräta idiomorfa begränsning vid en event. granulering skulle ha förstörts. Där kvartsmassan förekommer rikligare och även små korn av mikroklin ansluta sig till densamma, blir strukturen otydligt porfyrisk. Denna mellanmassa kan förekomma så rikligt, att plagioklastavlorna äro h. o. h. isolerade från varandra. Detta antyder en viss hiatus vid kristallisationen mellan fältspaten och kvartsen och sannolikt en hastig kristallisation av den senare. Emellan hornblände, biotit och plagioklas förefinnes däremot icke en så utpräglad kristallisationsföljd, i det att deras utskiljningsperioder delvis ingripa i varandra.

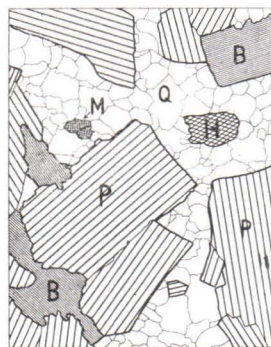


Fig. 10. Strukturbild av mikroklin-kvartsdiorit. Frisvall, Oulainen, B = biotit; H = hornblände; P = plagioklas; Q = kvarts; M = mikroklin. Förstoring omkr. 34 ×.

Denna typ övergår särskilt mot omgivande superkrustala bergarter i en mera basisk modifikation, som skiljer sig från den förra genom sin mörkt grå färg, sin högre halt av biotit och hornblände samt därigenom att plagioklasen är An-rikare. De zonart byggda plagioklaserna visa t. ex. följande sammansättning:

kärnan —  $An_{40}$ ; randen —  $An_{23}$ ;  
kärnan —  $An_{50}$ ; randen —  $An_{20}$ .

Strukturen är den ovan beskrivna.

Av de båda huvudtyperna finnas följande kemiska analyser:

Tab. VIII.

*Mikroklän-kvartsdiorit*, sydvästra delen av Oulainen.  
Anal. *E. Mäkinen*.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm	
SiO <sub>2</sub> .....	66.12	1102	71.84	Kvarts .....	18.96
TiO <sub>2</sub> .....	1.00	13	.85	Ortoklas .....	22.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.06	148	9.65	Albit .....	29.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.64	4	—	Anortit .....	13.90
FeO .....	3.95	55	4.11	Diopsid .....	3.93
MgO .....	1.72	43	2.80	Hypersten ....	7.36
CaO .....	3.76	67	4.37	Magnetit .....	1.98
Na <sub>2</sub> O .....	3.51	57	3.71	Ilmenit .....	.93
K <sub>2</sub> O .....	3.85	41	2.67		99.73
H <sub>2</sub> O .....	.71	—	—	Vatten .....	.71
	100.32	—	—		100.44

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	k
72.69	6.38	3.27	8.01	7.2	3.7	9.1	5.8	8.6	5.9	1.38

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 4, 2, 4. »Adamellose».

Tab. IX.

*Mikroklän-kvartsdiorit*, Kaistanmäki, södra delen av Oulainen.  
Anal. *E. Mäkinen*.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm	
SiO <sub>2</sub> .....	60.08	1001	65.60	Kvarts .....	9.78
TiO <sub>2</sub> .....	.80	10	.66	Ortoklas .....	21.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.99	147	9.63	Albit .....	24.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.18	1	—	Anortit .....	17.51
FeO .....	5.84	81	5.44	Diopsid .....	8.57
MgO .....	4.03	101	6.62	Hypersten .....	15.06
CaO .....	5.58	100	6.55	Magnetit .....	.23
Na <sub>2</sub> O .....	2.84	46	3.01	Ilmenit .....	1.52
K <sub>2</sub> O .....	3.56	38	2.49		97.90
H <sub>2</sub> O .....	1.24	—	—	Vatten .....	1.24
	99.14	—	—		99.14

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	k
66.26	5.50	4.13	14.48	4.6	3.4	12.0	5.5	8.7	4.5	1.19

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 4, 3, 3, »Harzose».

Den kvantitativa mineralsammansättningen i de analyserade proven har bestämts enligt *Rosivals* metod med följande resultat:

	I	II
Kvarts.....	21	12
Mikroclinpertit ....	17	16
Plagioklas .....	44 (An <sub>20</sub> —An <sub>32</sub> )	44 (An <sub>20</sub> —An <sub>50</sub> )
Biotit .....	11	14
Hornblände .....	7	14
	100 %	100 %

Den mera basiska typen övergår mot ränderna i kvartsdiorit, uralitgabbro och t. o. m. i hornbländit. Emot den porfyrtartade granodioriten i områdets norra del är gränsen däremot tämligen skarp. Granodioriten genomsätter mikrolinkvartsdioriten i gångform och innehåller välbegränsade fragment av densamma.

Inom nordvästra delen av Oulainen och i angränsande delar av Pyhäjoki och Merijärvi socknar förekommer mikroclin-kvartsdiorit såsom intermediär led emellan den porfyrtartade granodioriten och däri inneslutna gabbromassor. Bergarten är mörk, chokoladfärgad eller smutsigt brun, små- till medelkornig och fullständigt massformig. De väsentliga beståndsdelarna äro plagioklas (An<sub>20</sub>—An<sub>30</sub>), kvarts, mikroclin, brun biotit och grönt hornblände. Bergarten innehåller, särskilt närmare granodioriten, rödaktiga eller bruna »strökorn», vilka bestå av mikroclin eller skriftgranitiska mikroclin-plagioklas-kvartsaggregat (fig. 11). Övergången till granodioriten sker väsentligen därigenom, att dessa aggregat och stora mikroclin-korn bliva rikligare. De accessoriska beståndsdelarna äro titanit, zirkon, apatit och malm (ilmenit). Hornbländet äger tämligen djupt gröna absorptionsfärger och en relativt liten optisk axelvinkel. Mät-

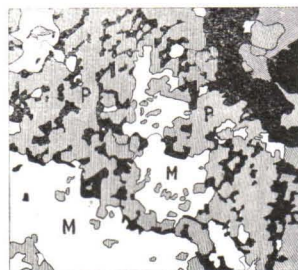


Fig. 11. Implikation av mikroclin (M), plagioklas (P) och kvarts (svart) i ett »strökorn» i mikroclin-kvartsdiorit. Koski, Oulainen. Förstoring omkr. 16 ×.

ningen med *Kleins* lup gav i ett korn  $2 E = 67^\circ$ , vilket dock på grund av mineralets djupa egenfärg och preparatets tunnhet är ett osäkert värde. De övriga beståndsdelarna ha sina vanliga egenskaper. — Alla beståndsdelar utom de accessoriska visa oregelbunden begränsning, ingripa ofta i varandra eller äro t. o. m. poikilitiskt genomvuxna. Endast kvartsen visar tendens att fylla de sista luckorna.

En kemisk analys av ett prov, som innehöll endast 2—3 »strökorn» i handstufven, gav följande resultat:

Tab. X.

*Mikroklin-kvartsdiorit*, västra delen av Oulainen. Anal. *E. Mäkinen*.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	64.58	1076	70.60	Kvarts..... 16.20
TiO <sub>2</sub> .....	.60	8	.52	Ortoklas..... 24.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.61	153	10.04	Albit ..... 26.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.28	2	—	Anortit ..... 16.12
FeO.....	5.02	70	4.86	Diopsid ..... 3.50
MgO.....	1.80	45	2.95	Hypersten..... 10.66
CaO.....	4.06	73	4.79	Magnetit ..... .46
Na <sub>2</sub> O.....	3.15	51	3.35	Ilmenit ..... 1.22
K <sub>2</sub> O.....	4.12	44	2.89	99.34
H <sub>2</sub> O.....	.60	—	—	Vatten..... .60
	99.82	—	—	99.94

Osann's system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{FeO}{MgO}$	k
71.12	6.24	3.80	8.80	6.6	4.0	9.4	5.4	8.9	6.2	1.32

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 4, 3, 3. »Harzose».

Den aktuella mineralsammansättningen i det analyserade provet och i ett annat prov från östligaste delen av Pyhäjoki socken framgår av följande tal, erhållna enligt *Rosivals* metod:

	I	II
Kvarts .....	16	12
Mikroklin .....	19	10
Plagioklas .....	40 (An <sub>20</sub> — <sub>31</sub> )	50 (An <sub>31</sub> )
Biotit .....	6	12
Hornblände .....	19	16
	100 %	100 %

- I. Mikroklin-kvartsdiorit, Koski, Oulainen.  
 II. D:o , Poikkeusjärvi, Pyhäjoki.

Medan mikroklinkvartsdioriten i alla övriga områden synes vara en differentiationsprodukt, är den här synbarligen bildad syntektiskt genom assimilation av tidigare stelnad gabbro i granodioritmagmat. Detta framgår därav, att mikroklin-kvartsdioriten såväl i stort som i smått uppträder som granodioritens och gabbrons mellanform, omgivande såväl större områden som små fragment av den senare i den förra. Mikroklin-kvartsdioriten kan kontinuerligt övergå i granodioriten därigenom, att mikroklin-»strökornen» bliva allt talrikare, men dem emellan, liksom oftast emot gabbbron, kan även finnas en skarp gräns (fig. 12). Av nedan anförda tal framgår, att mikroklinkvartsdioriten även i hänseende till sin sammansättning kan uppfattas som en blandning av granodiorit och gabbro:

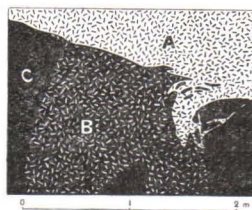


Fig. 12. Porfyrartad granodiorit (A), gabbro (C) och genom assimilation bildad mikroklin-kvartsdiorit (B). Nordöstra delen av Merijärvi.

	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub> .....	68.19	48.24	64.25	64.58
TiO <sub>2</sub> .....	0.79	0.97	0.82	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.13	17.88	15.43	15.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.06	3.16	1.40	0.28
FeO .....	3.41	5.95	3.79	5.02
MnO .....	0.05	0.13	0.06	ej best.
MgO .....	0.97	7.51	2.03	1.80
CaO .....	2.00	10.99	3.47	4.06
Na <sub>2</sub> O .....	3.17	2.55	3.86	3.15
K <sub>2</sub> O .....	4.69	0.89	4.02	4.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.03	0.28	0.07	ej best.
H <sub>2</sub> O .....	0.65	1.45	0.80	0.60
	100.14	100.00	100.00	99.82

- I. Den porfyrtadade granodioriten.
- II. Medelvärde av gabbroanalyser enligt *Daly (Osann)*<sup>1</sup>
- III. Beräknad ur 10 delar I och 2 delar II.
- IV. Blandningsbergarten.

Emedan gabbro från detta område icke har blifvit analyserad och då man för övrigt beträffande dess medelsammansättning torde komma sanningen närmast genom att använda ett medelvärde av ett stort antal analyser, har vid beräkningen använts talen under II. Gabbrons andel i syntektikum är för övrigt ringa, och blandningsbergartens sammansättning bestämmes väsentligen av den andra komponenten: granodioriten.

### Kvartsdiorit.

Näst granodioriten är kvartsdioriten den mest utbredda leden och äger mot sydväst t. o. m. större utbredning än granodioriten.

Med kvartsdiorit avses här enligt det använda schemat kvartsfältspatbergarter (kvarts: fältspat = 1:7), i vilka förhållandet alkali-fältspat: kalknatronfältspat är mindre än 1:7. En del av kvartsdioriterna hava sålunda en obetydlig mikroklinhalt, men äro dock övervägande mikroklinfria. De väsentligaste variationerna i de för övrigt synnerligen homogena kvartsdioritmassorna betingas av variationer i de mörka mineralernas mängdförhållanden. Av dessa äro biotit och hornblände de vanligaste, rombisk pyroxen förekommer endast undantagsvis. De särskilda mineralkombinationerna giva följande vanliga typer: biotit-kvartsdiorit, biotit-hornblände-kvartsdiorit eller tonalit och hornblände-kvartsdiorit eller kvartsdiorit i egentlig mening. Största utbredning äger tonaliten, i det approximativt 90 % av kvartsdioriternas område intages av densamma; därefter kommer biotit-kvartsdioriten, medan den rena hornblände-kvartsdioriten förekommer endast i ringa mängd och huvudsakligen såsom en kvartsfattig övergångsform till dioriterna. Emellan de olika typerna finnes varken petrografiskt eller ute i fältet några skarpa gränser. Hela gruppen är nära associerad med mikroklinskartsdioriterna och granodioriterna, såsom senare närmare skall beskrivas.

Utöver vad namnet anger må här följande anföras om de karakteristiska mineralassociationerna. Biotit-kvartsdioriten står till sin sammansättning närmast biotit-mikroklinskartsdioriten t. ex. i zonen Kalajoki—Toholampi—Perho och innehåller ofta något

<sup>1</sup> R. A. Daly: *Ign. Rocks and their Origin*. 1914. S. 27.



mikroklin. Plagioklasen i densamma har vanligen sammansättningen  $An_{20}$ — $An_{25}$ , sällan, i kärnan av de zonart byggda individerna, ända till  $An_{45}$ . I tonaliten kan även finnas enskilda mikroklin-korn, men vanligen är den alldeles fri från sådana, eller också förekommer mikroklinen endast som antipertitiska inneslutningar i plagioklasen. Tonalitens plagioklas är i genomsnitt An-rikare än den förra typens. Dess sammansättning från kärnan till randen i de olika zonerna, hvilka ofta visa rekurrensen, varierar enligt observationer i några tiotal preparat från  $An_{53}$  till  $An_{20}$ , men är vanligen  $An_{25}$ — $An_{35}$ . Hornblände-kvartsdioriten saknar mikro-



Fig 13. Strukturbild av kvartsdiorit. Vasankari, Kalajoki. B = biotit; P = plagioklas; Q = kvarts; mikroklin är betecknad genom korsstreck, zirkon och apatit genom tjocka konturer, malmkornen med helt svart.  
Förstoring omkr. 16 $\times$ .

klin och plagioklasens sammansättning är i genomsnitt  $An_{35}$ — $An_{40}$ . Såsom accessoriska beståndsdelar anträffas de vanliga: apatit, titanit, malmkorn och zirkon.

Den primära strukturen är i synnerhet hos tonaliterna ofta väl bevarad och då typiskt hypidiomorft kornig. Kristallisationsföljden är den vanliga: accessoriska beståndsdelar, hornblände och biotit ingripande i varandra, plagioklas, mikroklin, kvarts. Särskilt utpräglad är plagioklasens idiomorfi emot kvartsen, vilken förekommer såsom en allotriomorf utfyllning av plagioklastavlornas kantiga mellanrum och ofta så, att den är enhetligt orienterad i flere från varandra skenbart isolerade fält (fig. 13). I biotit-kvartsdioriten men även i tonaliten förekommer i vissa trakter en föga utvecklad granofyrisk sammanväxning mellan fältspat och kvarts, vilken ger sig till känna

såsom slingrande »apofyser» och -inneslutningar av båda beståndsdelarna i varandra. Denna sammanväxning skiljer sig skarpt från myrmekiten, som också förekommer i de bergarter, i vilka mikroklin finnes.

Dessa primära drag äro ofta h. o. h. utplånade genom metamorfos. Den rena kataklasen synes härvid spela mindre roll, varemot en omkristallisation till kristalloblastiska bergarter är synnerligen vanlig. Den har även med få undantag givit bergarten en mer eller mindre utpräglad och åtminstone makroskopiskt synlig parallelltextur. Bergartens beskaffenhet har härvid förändrats såtillvida, att den i ett tidigare metamorft stadium såsom antipertit synliga mikroklinen skilt sig till självständiga korn, att plagioklasen ofta visar den karakteristiska inversa och oskarpa zonära byggnaden. Utom denna metamorfa parallelltextur äga kvartsdioriterna ofta även en primär sådan. Ehuru parallelltexturen härvid är så tydlig, att den ännu i stoff tydligt framträder, kan bergarten under mikroskopet visa en fullkomligt väl bevarad hypidiomorf struktur utan tecken till deformation, t. o. m. utan undulerande kvarts.

Den kemiska sammansättningen hos dessa kvartsdioriter illustreras av följande analyser:

Tab. XI.

*Biotit-hornblände-kvartsdiorit* (»Kalajokigranit»), Stenbrott i Heikkilä by, Kalajoki. Anal. E. Mäkinen.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm	
SiO <sub>2</sub> .....	63.50	1058	68.26	Kvarts .....	15.06 %
TiO <sub>2</sub> .....	.40	5	.32	Ortoklas ....	8.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17.61	173	11.16	Albit .....	34.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.16	1	—	Anortit .....	25.30
FeO.....	3.13	43	2.90	Diopsid.....	3.89
MgO .....	3.14	79	5.10	Hypersten ..	10.86
CaO .....	6.04	108	6.97	Magnetit ....	.23
Na <sub>2</sub> O .....	4.08	66	4.26	Ilmenit .....	.76
K <sub>2</sub> O .....	1.47	16	1.03		99.58
H <sub>2</sub> O.....	.63	—	—	Vatten .....	.63
	100.16	—	—		100.21 %

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
68.58	5.29	5.87	9.10	5.2	5.8	9.0	8.1	8.8	1.20

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 4, 3, 4. »Tonalose».

Tab. XII.

Biotit-kvartsdiorit, i västra delen av Oulainen. Anal. E Mäkinen.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	65.48	1091	71.96	Kvarts ..... 21.96 %
TiO <sub>2</sub> .....	.40	5	.33	Ortoklas..... 8.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17.19	168	11.08	Albit ..... 35.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.41	3	—	Anortit ..... 18.63
FeO.....	2.80	39	2.97	Korund ..... 1.73
MgO.....	2.25	56	3.69	Hypersten.... 9.69
CaO.....	3.76	67	4.42	Magnetit..... .70
Na <sub>2</sub> O.....	4.22	68	4.49	Ilmenit ..... .76
K <sub>2</sub> O.....	1.53	16	1.06	98.00
H <sub>2</sub> O.....	1.26	—	—	Vatten ..... 1.26
	99.30	—	—	99.26 %

Osanns system:

s	A	C	F	T	a	c	f	n	m	k
72.29	5.55	4.42	6.66	0.91	6.7	5.3	8.0	8.1	10.0	1.48

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: I, 4, 3, 4 »Yellowstonose».

Variationerna i mineralsammansättningen må belysas genom följande tal:

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Kvarts.....	19	13	26.0	22.0	20.0	21.0	7
Plagioklas....	58(An <sub>40</sub> )	63(An <sub>42</sub> )	51.3(An <sub>28</sub> )	39.0(An <sub>27</sub> )	42.0(An <sub>39-53</sub> )	42.0(An <sub>24-42</sub> )	37(An <sub>35</sub> )
Mikroklin....	—	—	3.0	4.0	—	2.0	—
Biotit.....	13	7	10.0	16.0	17.0	27.0	29
Hornblände..	10	17	3.0	16.0	17.0	—	20
Pyroxen.....	—	—	—	—	—	6.5	—
Malm.....	—	—	0.7	0.3	0.2	1.1	3
Titanit.....	—	—	1.0	0.6	1.7	0.4	2
Apatit.....	—	—	—	0.3	0.4	0.4	2
Klorit.....	—	—	5.0	—	1.2	—	—
Zoisit.....	—	—	—	1.8	0.5	—	—
	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %

I—II. Tonalit, Heikkilä, Kalajoki. Talen under I (mot-svarande anal. tab. XI) och II (erhållna enl. *Rosiwals* metod) mot-svara den s. k. »Kalajokigraniten», vilken i stenmarknaden går

under namnet »Russian blue». Den förra är tämligen ljusgrå och medelkornig, den senare mörkgrå, i slipade ytor gråsvart samt något finare till kornet. Båda äro i det närmaste kristalloblastiska samt äga en otydlig parallelltextur.

III. Biotit-kvartsdiorit, Kastari, Oulainen. (Talen äro beräknade ur analysen tab. XII). Bergarten är en tämligen salisk kvartsdiorit, antagligen utgörande en randmodifikation av mikroklint-kvartsdioriten, vilken förekommer i södra delen av Oulainen.

IV. Tonalitgnejs, Raatokallio, Ylivieska. (Enl. *Rosivals* metod). Bergarten är utpräglat skiffrig och i det närmaste kristalloblastisk. Endast några större plagioklaser kunna uppfattas som relikta.

V. Tonalit, Mölölänkallio, Ylivieska. (Enl. *Rosivals* metod). En föga metamorfoserad, typisk biotit-hornblände-kvartsdiorit.

VI. (Enl. *Rosivals* metod). En nästan ometamorfoserad biotit-hypersten-kvartsdiorit. Vasankari, Kalajoki. Fig. 13 avbildar den typiskt hypidiomorfa strukturen hos denna bergart.

VII. Kvartsförande diorit. (Enl. *Rosivals* metod). Vasankari, Kalajoki. Står i genetisk samband och är med övergångar förbunden med den förra. Hornbländet är antagligen bildat ur pyroxen.

### Diorit.

Denna grupp omfattar de fältspatrika bergarter, i vilka förhållandet kvarts: fältspat är mindre än 1 : 7, förhållandet alkalifältspat: kalknatronfältspat mindre än 3 : 5 och kalknatronfältspaten består av oligoklas eller andesin, medan bergarter med An-rikare plagioklas räknas till gabbro. Med hänsyn till mikroklintmängden kunde de liksom kvartsdioriterna ytterligare indelas i mikroklindioriter och dioriter, men då hela dioritgruppen har endast ringa utbredning, så hade det på grund av översiktskartans ringa skala varit omöjligt att särskilt beteckna dessa två typer. Deras utbredning framgår av följande beskrivning av de viktigaste förekomsterna.

Dioritområdet i Sievi socken (vid järnvägslinjen, mitt emellan Kannus och Ylivieska) synes att döma av de sparsamt förekommande hällarna bilda en mot den superkrustala komplexen utskild massa. Dioriten är bäst blottad i en järnvägsskärning c:a 0.5 km söder om Sievi järnvägsstation. Den förhärskande typen är här mörkröd, medelkornig, massformig och visar makroskopiskt en tavelformig röd fältspat och mörkgrön amfibol. Mineralsammansättningen i sin helhet är (bestämd enl. *Rosivals* metod):

Kvarts .....	7.0
Mikroklinpertit .....	6.0
Plagioklas .....	46.0 (An <sub>20</sub> —An <sub>33</sub> )
Biotit .....	10.0
Amfibol .....	27.0
Titanit .....	0.6
Malm .....	2.0
Apatit .....	0.2
Klorit .....	1.2
	100.0 %

Dessutom förekomma accessoriskt stora zirkon-kristaller, prismer av blå turmalin samt såsom sönderdelningsprodukter zoisit och epidot. — Plagioklasen bildar tjocka, ända till  $5 \times 3$  mm stora tavlor. Den visar oskarp zonarbyggnad, med t. ex. följande sammansättning i de olika zonerna: kärnan — An<sub>33</sub>; mellanzonen — An<sub>24</sub>; randen — An<sub>20</sub>. — Biotiten äger kraftig absorption, med  $\alpha$ ,  $\beta$  — mörkbrun; och  $\gamma$  — brungul. Den bildar ända till 2—3 mm mätande tavlor med myrmeakitliknande fransar, vilka bestå av en poikilitisk sammanväxning med kvarts (fig. 14). Implikationen blir grövre utåt och slutar inåt vid en skarp linje. I mitten av biotittavlorna finnes nästan alltid ett eller flere oregelbundna malkorn, och »myrmeakit»-fransen omger dessa koncentriskt på ett visst avstånd. Man får det intrycket, att malkornet tjänat som kristallisationscentrum för biotiten och att malmen härvid resorberats. — Amfibolen äger de optiska egenskaperna hos aktinolit eller ljusfärgat grönt hornblände. Den är tydligen av uralitisk natur och bildad ur diallag, varav ännu sparsamma rester äro synliga. Amfibolen kan t. o. m. visa den för pyroxener karakteristiska begränsningen med (110), (010) och (100). De enhetliga amfibolfälten äro sålunda att anse som direkta pseudomorfoser efter diallag. Till en del har amfibolen dock sönderfallit i stängliga aggregat. — Strukturen är typiskt hypidiomorft kornig, med kristallisationsföljden: accessoriska beståndsdelar, uralit (diallag), plagioklas, mikroklin, kvarts. Icke endast plagioklasen utan även mikroklinen är idoimorft utbildad mot kvartsen. Denna fyller de långsmala luckorna mellan fältspattavlorna och äger över långa sträckor en enhetlig orientering. Kvartsen

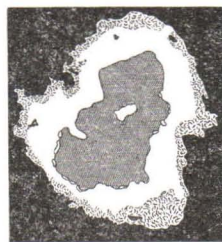


Fig. 14. Implikationskrans av biotit och kvarts omkring en biotittavla, med malkorn i mitten. Diorit, Sievi. Förstoring omkr. 16  $\times$ .

företer för övrigt i påfallande ringa grad undulerande utsläckning. Allt detta visar, att bergartens kristallisation har förlöpt lugnt utan mekaniska störingar.

Denna kvarts- och mikroklinförande diorit övergår obemärkt på en sträcka av några meter i en mörkbrun diorit, hvilken fullständigt saknar både kvarts och mikroklin, men för övrigt äger samma mineralsammansättning och struktur. Plagioklasen är dock An-rikare ( $An_{45}$ — $An_{53}$ ).

Dioriten (norr om Kannus) på motsatta sidan av denna förekomst är en grå, små- till medelkornig, något kvartshaltig hornblände-biotit-diorit.

Likaså är bergarten i den dioritmassa, som följer den superkrustala komplexens rand från Ullava söderut, nära Halsua sjö, en mörkgrå, medelkornig, kvartsförande hornblände-biotit-diorit. Huvudbeståndsdelarna äro plagioklas ( $An_{25}$ — $An_{39}$ ), grönt hornblände och brun biotit. Den övergår österut i den förhärskande kvartsdioriten. Mot den superkrustala kontakten uppträda här och där, t. ex. norr om Ullava sjö, gabbro och hornbländit, vilka bergarter synbarligen stå i genetiskt samband med dioriten och äro att uppfatta som basiska resp. ultrabasiska differentiationer av samma magma. Plagioklasporfyriterna söderom Ullava sjö, där de intruderats i den superkrustala komplexen, bilda dioritens rand och gångfacies.

Det stora dioritområdet öster om Pyhäjärvi sjö är tämligen heterogent. Den suraste leden är kvartsförande hornblände-biotit-diorit, medan de mest basiska redan stå på gränsen till uralitgabbro och även övergå i sådan.

Dioritmassivet söderom syeniterna i Haapavesi (öster om Haapavesi kyrka) består av en små- till medelkornig, massformig, grå hornblände-biotit-mikroklindiorit. Den är fullständigt kvartsfri. Accessoriskt förekomma titanit (som leukoxen), ilmenit, apatit, ortit, epidot samt rutil i biotiten. Plagioklasen bildar tjocka tavlor eller prismatiska individer och är zonart byggd, t. ex. kärnan —  $An_{47}$ ; randen (smal —  $An_{20}$ ). Den primära strukturen har genom hornbländets och biotitens begynnande omkristallisation något förändrats, men man kan dock se, att den ursprungligen varit typiskt hypidiorf, med kristallisationsföljden: accessoriska beståndsdelar, hornblände och biotit, plagioklas, mikroklin. Kristallisationsföljden mellan plagioklas och mikroklin är utpräglad, i det mikroklinen förekommer såsom mesostasis i de idiomorfa plagioklasernas mellanrum.

### Gabbro och diabas.

Begränsningen av denna grupp mot dioriterna bestämmes enligt det använda schemat av plagioklasens sammansättning: i dioriter oligoklas eller andesin, i gabbro labradorit, bytownit eller anortit. Mot de mera basiska bergarterna såsom hornbländit och peridotit finnas icke lika kontinuerliga övergångar som mot de acidare lederna, och en överenskommen gräns är därför icke nödvändig, då den skulle falla inom den naturliga lucka som här förefinnes. — En del av dessa bergarter kunna betecknas såsom typiska *gabbroer*, *noriter* och *diabaser*, med den för dessa karakteristiska mineralkombinationen: plagioklas och monoklin resp. rombisk pyroxen. I vissa förekomster ingår därjämte rikligt olivin. Till stor del förekomma även *uralitgabbroer* och *uralitdiabaser*, eller t. o. m. *amfiboliter*, vilka genomgått en ännu kraftigare metamorfos. Den petrografiska beskaffenheten hos dessa olika typer må framgå av följande beskrivning av typiska representanter för dem.

Sydost om Ylivieska kyrka finnas inom plagioklasgneiserna ett ovalt, c:a 25 km<sup>2</sup> stort, intrusivt gabbromassiv. Bergartens utbildning i olika delar av massivet framgår bäst i de hållar som äro blottade vid järnvägslinjen, där denna övertvårar området 2—4 km sydväst om Ylivieska station. Närmast kontakten till plagioklasgnejsen finnes här en jämförelsevis salisk, mörkgrå, småkornig *biotit-hypersten-diorit*. På grund av dess ringa utbredning har den icke blivit utsatt på översiktskartan, särskilt då den till sin sammansättning står på gränsen till gabbro (plagioklasen An<sub>45</sub>). Dioritens kemiska sammansättning framgår ur följande analys:

Tab. XIII.

*Biotit-hypersten-diorit* nära Salmela gård, vid järnvägslinjen, ungf.  
2 km från Ylivieska järnvägsstation åt Sievi.

Anal. *E. Mäkinen*.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	51.94	866	57.43	Ortoklas .... 10.56 %
TiO <sub>2</sub> .....	1.33	17	1.13	Albit ..... 34.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	20.97	206	13.66	Anortit ..... 33.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	.98	6	—	Diopsid..... .68
FeO.....	6.92	96	7.16	Hypersten .. 5.10
MgO.....	4.07	102	6.76	Olivin ..... 10.56
CaO.....	6.94	124	8.22	Magnetit .... 1.39
Na <sub>2</sub> O.....	4.09	66	4.38	Ilmenit ..... 2.58
K <sub>2</sub> O.....	1.76	19	1.26	99.09
H <sub>2</sub> O.....	.72	—	—	Vatten ..... .72
	99.72	—	—	99.81 %

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	k
58.56	5.64	8.02	14.06	4.1	5.8	10.1	7.8	9.9	5.1	0.92

C. P. I. W. kvantitativa klassifikation: II, 5, 3, 4. »Andose».

Bergartens aktuella mineralsammansättning har kalkylerats ur analysen med följande resultat:

Plagioklas	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Or } 3,34 \\ \text{Ab } 34,58 \\ \text{An } 30,86 \end{array} \right\}$	68.78
Biotit		14.15
Hypersten		12.04
Ilmenit		2.58
		<hr/> 97.55
SiO <sub>2</sub>		0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.61
CaO		0.73
		<hr/> 99.49 %



Härvid har biotiten antagits äga sammansättningen hos biotit från Gabbro, Radauthal, Harz (Rosenbusch: Elem. d. Gesteinslehre, 1901, s. 152, anal. 15). Överskottet av  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  och  $\text{CaO}$  förklaras därigenom, att bergarten utom de ovan kalkylerade beståndsdelarna innehåller något apatit och som sekundära omvandlingsprodukter kalkspat och muskovit. Kvarts förekommer däremot icke. Då bergarten även innehåller något uralitisk amfibol har mängden av hypersten på uralitens bekostnad beräknats högst 1 % för hög. Till jämförelse må anföras att en direkt mätning i ett litet preparat gav 77 % plagioklas, 14 % biotit och 9 % hypersten. — Plagioklasen är utbildad som nästan isometriska, sällan tjockt tavelformiga korn (1—5 mm), hyperstenen bildar långsträckta (ända till 2 mm) individer och biotiten oregelbundna blad. Endast apatiten äger idiomorf begränsning, och strukturen kan betecknas såsom panallotriomorf.

På en sträcka av ungf. 200 m inåt massivet övergår dioriten i en svart, medelkornig olivingaabbro, vilken bildar största delen av området. Dess mineralsammansättning har bestämts enl. Rosiwals metod i ett stort preparat med följande resultat:

Plagioklas .....	52.0 (An <sub>55</sub> )
Pyroxen .....	40.0
Olivin (+ serpentin).....	4.0
Brunt hornblände .....	1.0
Malm .....	0.5
Uralit, klorit etc. ....	2.5
	100.0 %

Pyroxenen består dels av hypersten dels av diallag, av vilka den förra synes vara övervägande. Vid mätningen var det icke möjligt, att genomgående skilja dem från varandra. Den monoklina pyroxenen har en jämförelsevis liten optisk axelvinkel. Den bestämdes med Kleins lup till  $2E = 64^\circ$ , varav beräknas med  $\beta = 1.70$   $2V = 36^\circ$ . Härmed överensstämmer även mineralets varierande dubbelbrytning i olika riktningar. I snitt vinkelrätt mot spetsiga bisektrix är sålunda dubbelbrytningen ( $\beta - \alpha$ ) mycket låg, ungf. 0.005—0.006, medan snitt vinkelrätt mot  $\epsilon$  och  $\alpha$  visa höga interferensfärger, motsvarande en dubbelbrytning av ungf. 0.030. Denna monoklina pyroxen torde därför stå nära de af *W. Wahl*<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *W. Wahl*: Die Enstatitaugite. Eine Untersuchung über monokline Pyroxene mit kleinen Winkel der optischen Axen und niedrigem Kalkgehalt Dissert. Helsingfors 1906.

beskrivna enstatitaugiterna. — Olivinen tillhör de järnrikare arterna, med minst 12 % FeO. Den optiska karaktären är nämligen negativ och den opt. axelvinkeln nära  $90^\circ$  (dispersion  $\rho > v$ ). Den är på vanligt sätt delvis omvandlad i serpentin. — Det bruna hornbländet visar absorptionsfärgerna: **a** — gul; **b—c** — djupt brun. De övriga optiska egenskaperna äro desamma som hos vanligt grönt hornblände. Hornbländet förekommer för det mesta i nära sammanhang med malmen, i det den omger från varandra isolerade malmkorn såsom ett smalt, över långa sträckor enhetligt orienterat bälte. Den torde vara primär och är i alla fall skarpt skild från en ljusgrön amfibol av uralitisk natur. — Strukturen är gabbroid och de olika mineralen sakna genomgående idiomorf begränsning. De visa däremot en grovt koncentrisk anhopning av beståndsdelarna, varvid malmkornen och olivinen uppträda i mitten, omgivna av brunt hornblände, pyroxenkorn och plagioklas.

Denna olivingabbro genomsättes av oskarpt begränsade, 1 cm — 1 dm breda, grovkorniga primärrådror med väsentligen samma sammansättning som huvudbergarten.

Dessa bergarter äro sålunda, om man frånser pyroxenens börjande uralitisering och olivinens serpentinisering, nästan ometamorfoserade. I områdets nordvästra del nära gnejskontakten har metamorfosen däremot gått så långt, att pyroxenen h. o. h. omvandlats till amfibol. Ett prov härifrån består nämligen av plagioklas ( $An_{53}$ ), amfibol och malmkorn. Amfibolen är till största delen *antofyllit*, vilket framgår av följande egenskaper: utsläckningen i snitt med parallella genomgångar är genomgående parallell, i snitt vinkelrätt mot prismazonen, med amfibolspjälkbarhet, utträder centriskt en optisk bisektrix. Den optiska orienteringen är för övrigt:  $a = a$ ;  $b = b$ ;  $c = c$ , såsom för antofylliten angives. Den är makroskopiskt brun, i genomgående ljus färglös. Den opt. karaktären är positiv och axelvinkeln  $2E$  omkring  $c$  ligger utanför synfältet men är dock mindre än  $90^\circ$ . Dispersionen är  $\rho < v$ . Antofylliten bildar bladiga och stängliga individer (0.1—0.2 mm), som undantagsvis ha idiomorf begränsning i prismazonen med (110) och (100). — Den andra amfibolen är även färglös eller högst svagt grön, men monoklin, har högre dubbelbrytning ( $\gamma - \alpha$  ung. 0.025) och torde utgöras av *aktinolit*. Den förekommer såsom tunna lameller (enl. 100), parallellt sammanvuxen med antofylliten. Detta framträder bäst i snitt efter (010), varvid antofylliten äger parallell utsläckning och låg interferensfärg (t. ex. gult av I ordningen), aktinoliten sned utsläckning och högre interferensfärg (t. ex. violett av II ordningen). I snitt vinkelrätt mot prismazonen är skillnaden mindre, men dock

tillräckligt stor för att låta de olika lamellerna efter (100) väl framträda. Denna sammanväxning påminner om antofyllitens och cumingtonitens uppträdande i några bergarter från Orijärvitrakten, som beskrivits af *P. Eskola*<sup>1</sup>. I *Rosenbusch-Wülfings* »Mikroskopische Physiographie» (1905, I 2 s. 153) anföres en lamellär sammanväxning mellan antofyllit och strålsten såsom icke sällsynt. — Den andra huvudbeständsdelen, plagioklasen, visar samma beskaffenhet som i de ovan beskrivna ometamorfoserade typerna, och det är sålunda sannolikt, att metamorfosen i detta fall väsentligen varit en omvandling av rombisk pyroxen till rombisk amfibol, vilken omvandling dock icke behöfver vara av rent fysikalisk art, emedan amfibolen icke visar pyroxenens yttre begränsning och förekomstsätt.

Gabbroområdena i Oulainen samt angränsande delar av Pyhäjoki och Merijärvi förekomma i en grupp sålunda, att de yttersta större massorna stöda sig emot de superkrustala bergarterna, medan mindre områden, såsom inneslutningar i den porfyrtartade granodioriten och mikroclin-kvartsdioriten, bilda liksom en brygga över från den ena till den andra. De äro synbarligen delar av en och samma massa, vars övre del är bortdenuderad, så att resterna äro att uppfatta som »roof pendent» (jämför s. 99, 102, 103).

De förhärskande typerna i dessa gabbrofförekomster kunna betecknas såsom biotitnoriter och noriter. Den karakteristiska mineralkombinationen är nämligen labradorit och hypersten. Diallag förekommer endast i små mängder. I några prov upptäcktes sparsamt med kvarts och mikroclin, vilka dokumentera sig såsom primära beständsdelar, uppfyllande de sista luckorna mellan de övriga. — Strukturen är dels gabbroid, dels typiskt ofitisk. — I det nordvästligaste området (i omgivningen av Polusjärvi sjö, i Pyhäjoki socken) innehåller noriten rikligt med olivin, t. o. m. så rikligt, att den jämte plagioklasen ( $An_{58}$ ) blir ensamt förhärskande och hyperstenen förekommer endast som en smal rand omkring olivinkornen emot plagioklasen. Olivinen uppträder härvid allotriomorft i plagioklastavlornas mellanrum och innesluter i sig plagioklaskorn.

Av övriga mindre metamorfoserade områden må nämnas de som finnas i Rantsila, Kärsämäki och Haapajärvi socknar, där även norit och biotit-norit äro förhärskande typer. Strukturen är dock liksom tidigare delvis ofitisk.

---

<sup>1</sup> *P. Eskola*: On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, n:o 40, 1914, s. 183.

Uralitgabbro och -diabas förekomma i typisk utbildning t. ex. i ett litet massiv några km norr om Ylivieska kyrka. Bergarten är delvis gabbroid, delvis ofitisk och visar i det senare fallet ofta en trakytoidal anordning av den tavelformiga plagioklasen. Denna är makroskopiskt brunröd och av sammansättningen  $An_{53}$ — $An_{60}$ . Den andra huvudbeståndsdelen utgöres av uralitisk amfibol. Denna består av två särskilda arter. — Den ena amfibolarten uppträder såsom större fält, med enhetlig orientering, utfyllande plagioklas-tavloras mellanrum, på samma sätt som pyroxenen i ofitisk diabas. Den är mycket ljus, med absorptionsfärgerna:  $\epsilon$ -blåaktig;  $b$ -ljusgrön;  $a$ -färglös. Dubbelbrytningen ( $\gamma - \alpha$ ) är ungf. 0.017, den optiska orienteringen  $b = b$ ;  $c : \epsilon = 14^\circ - 15^\circ$ . Vid ränderna mot plagioklasen är färgen något mörkare och utsläckningsvinkeln  $c : \epsilon$   $1^\circ - 2^\circ$  större. Att denna amfibol är bildad av pyroxen framgår ytterligare därav, att den innehåller liknande regelmässigt orienterade opaka inneslutningar, som äro vanliga i pyroxen, särskilt i diallag. — Den andra amfibolen bildar korniga och stängliga aggregat inom den förra och i plagioklasen samt har synbarligen uppstått ur den förra amfibolarten genom dess sönderfallande. Denna amfibol är klar och utan inneslutningar, något djupare färgad, har högre ljusbrytning och dubbelbrytning ( $\gamma - \alpha$  ungf. 0.025). Övriga optiska egenskaperna äro desamma som hos aktinolit eller grönt hornblände. — Bildningen av den först beskrivna amfibolarten har tydligen varit en direkt uralitisering av en primär pyroxen, utan att plagioklasen härvid blivit i väsentlig grad angripen. Vid den andra amfibolens bildning har däremot icke endast den först bildade amfibolen utan även plagioklasen deltagit i reaktionen. På de ställen, där den stängliga amfibolen uppträder i rikligare mängder, har den angränsande plagioklasen blivit An-fattigare. I flere präparat konstaterades genom mätning, att härvid i plagioklasen uppstått en nybildad klar zon med 11—15 % mindre An-substans än i den övriga oberörda plagioklasmassan. Ifall den primära pyroxenen varit hypersten, kunde denna metamorfos ha skett så, att först bildades en Ca-fattig och obeständig amfibol, vilken efteråt reagerade med plagioklasens An-substans under bildning av vanligt hornblände eller aktinolit. Denna metamorfos är tydligen densamma som hos plagioklas-porfyriten, se ovan (s. 32).

### Ultrabasiska bergarter.

Dessa utgöras dels av hornbländiter, dels av serpentinerade peridotiter. De förra ansluta sig ofta till dioriterna, de senare till gabbro såsom dessas ultrabasiska differentiationer.

Men dessutom förekomma de som mindre massor över hela området, som självständiga intrusioner i gnejserna och som inneslutningar i de andra magmabergarterna. De flesta förekomsterna äro så små, att de icke kunnat utsättas på översiktskartan.

Hornbländiterna äro vanligen medelkorniga men ställvis även så grovkorniga, att enskilda hornbländeindivider mäta ända till 10 cm. Utom huvudmineralet, ett grönt hornblände, innehålla de då och då något plagioklas (labradorit och bytownit), apatitprismer och malmkorn.

Peridotiterna äro både biotit- och pyroxenförande (hypersten och diallag). Olivinen är genomgående mer eller mindre fullständigt serpentinerad. Dessutom innehålla de aktinolit, talk och klorit.

### Syenit.

Dessa bergarter ha så ringa utbredning, att endast den största förekomsten, i centrum av Haapavesi socken, har kunnat utsättas på översiktskartan. De övriga, som äro endast några tiotal till ett hundratal meter mätande fragmentariska rester, ligga inom Oulainen, söder- och väster om kyrkan. På grund av sin mindre vanliga petrografiska beskaffenhet förtjäna dessa syeniter dock att beskrivas noggrannare än deras ringa utbredning skulle förutsätta. Såväl sammansättningen som strukturen och det geologiska uppträdandet är olika i olika förekomster, varför de bäst beskrivas vart för sig.

Ungefär 4 km söderut från Oulainens järnvägsstation och kyrka, öster om Räsya bondgård, finnas några syenithällar, vilka på den vidstående kartskissen (fig. 15)

utmärkts med siffrorna 1, 2, 3 och 5. Syeniten (B) bildar här synbarligen en minst 1 km lång och 150—200 m bred massa, som norrut antagligen stöder sig mot här förekommande paragnejser (A). Såväl den porfyrtade graniten (D) som mikroklin-kvartsdioriten (C) genomsätter syeniten. Ung. 0.5 km söderut från siffran 4 finnas i mikroklin-kvartsdioriten utanför situationsplanet flere stora inneslutningar av en brecciebildning, som tillhör syeniten.

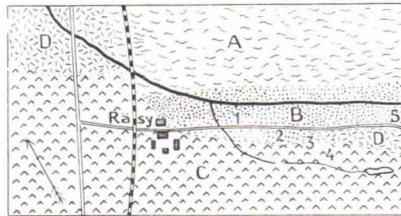


Fig. 15. Situationsskiss, visande syenitförekomsternas läge vid Räsya i Oulainen. A = glimmergnejs; B = syenit; C = mikroklin-kvartsdiorit; D = porfyrtad granodiorit. Skissområdets längd omkr. 1.5 km.

I hällen 1 är syeniten utbildad som en köttröd, medelkornig bergart, som består av traktyoidalt anordnade plagioklastavlor och ljusgrön epidot-kloritmassa emellan dem. Här och där förekomma dessutom stora, svarta magnetitkristaller. Denna typ övergår i nordost inom en sträcka av 2—3 m utan skarp gräns i en röd finkornig, ställvis felsitisk syenit. Även denna har fluidal parallelltextur, betingad av en omväxling av röda, fältspatrika och grönaktiga, epidotrika strimmor. Den felsitiska modifikationen synes här vara den förhärskande och anstår ytterligare vid 2, 3 och 5. Mineralsammansättningen är hos båda densamma, nämligen förhärskande albit, något mikroklinpertit, epidot, magnetit, sparsamt med titanit och apatit. I den medelkorniga typen finnes

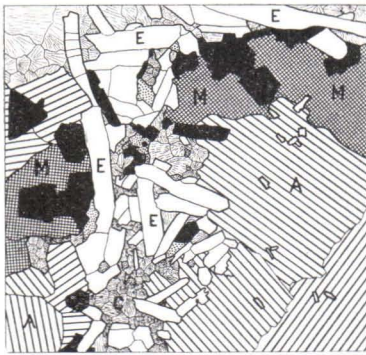


Fig. 16. Strukturbild av syenit. A = albit; M = mikroklin; E = epidot; C = klorit; svart = magnetit; punkterad = titanit. Förstoring omkr. 64 ×.

ingen kvarts, felsiten däremot innehåller enskilda små kvartskorn. De normativa beståndsdelarna (se analyserna nedan) olivin och wollastonit förekomma icke som aktuella beståndsdelar. Likaså har jag förgäves sökt efter nefelin. — Albiten, som utbildats till tjocka tavlor (högst 5 × 2 mm) är nästan An-fri. Emedan även dess största ljusbrytningsexponent är mindre än kanadabalsams brytningsexponent och utsläckningsvinkeln i snitt  $\perp$  PM går upp till 15°—16°, kan den innehålla högst 1 % An. — Epidoten bildar tämligen väl idiomorfa, parallellt med b-axeln för-

längda prismer (högst 0.4—0.2 mm), visande en tydlig pleokroism. Dubbelbrytningen ( $\gamma - \alpha$ ) är minst 0.037, och epidoten tillhör således de  $Fe_2O_3$ -rikare arterna. Den optiska karaktären är negativ, den optiska axelvinkeln (mätt med Kleins lupp)  $2V$  är 64° (om  $\beta$  sättes = 1.72). — Kloriten bildar radiellt stråliga aggregat, visar tydlig pleokroism: färglös—gräsgrön, och har en karakteristisk, gråviolett interferensfärg. Axelvinkeln  $2V$  är 64° ( $\beta = 1.58$ ).

Den medelkorniga modifikationen visar strukturellt följande. Bergartens huvuddel består av tjocka albittavlor, vilkas kantiga mellanrum fyllas av de andra beståndsdelarna (fig. 16). Av dessa är såväl magnetiten som epidoten idiomorft begränsad mot plagioklasen. Sälunda ligger en magnetit- eller epidotkristall ofta med ena hälften inom plagioklasen, medan den andra hälften skjuter in

i mellanrummet. Kloriten och titaniten förekomma däremot endast i mellanrummen såsom sista utfyllning. Epidotens och magnetitens ömsesidiga förhållanden äro omväxlande, i det att än epidoten, än magnetiten tränger med idiomorf begränsning in i den andra. — I den felsitiska modifikationen bildar albiten isometriska korn, och fördelningen av beståndsdelarna är icke densamma som ovan, i det att epidoten förekommer oregelbundet och rikligt även i albiten. I de finkornigaste strimmorna är kornstorleken 0.01—0.02 mm men däremellan ända till 0.1 mm.

Av dessa typer föreligga följande analyser:

Tab. XIV.

Medelkornig natron-syenit, Räsy, Oulainen. Anal. E. Mäkinen.

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm
SiO <sub>2</sub> .....	60.10	1001	67.05	Ortoklas ..... 11.12
TiO <sub>2</sub> .....	.40	5	.33	Albit ..... 64.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19.86	195	13.06	Anortit ..... 13.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3.58	22	—	Nefelin ..... 1.14
FeO .....	1.25	17	3.42	Wollastonit.... 2.78
MgO .....	.90	22	1.47	Olivin ..... 1.68
CaO .....	3.98	71	4.76	Magnetit ..... 2.78
Na <sub>2</sub> O .....	7.94	128	8.57	Hematit ..... 1.60
K <sub>2</sub> O .....	1.90	20	1.34	Ilmenit ..... .76
H <sub>2</sub> O .....	.80	—	—	99.90
	100.71	—	—	Vatten ..... .80
				100.70

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{FeO}{MgO}$	k
67.38	9.91	3.15	6.50	10.1	3.2	6.7	8.5	7.5	7.1	0.93

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: I, 5, 2, 4. »Laurvikos».

Tab. XV.

*Felsitisk natron-syenit, Räsä, Oulainen. Anal. E. Mäkinen.*

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm:
SiO <sub>2</sub> .....	57.52	960	64.84	Kvarts..... .18
TiO <sub>2</sub> .....	.75	10	.68	Ortoklas..... 6.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19.22	188	12.71	Albit..... 64.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5.11	32	—	Anortit..... 14.73
FeO.....	2.02	28	6.22	Diopsid..... 3.67
MgO.....	.68	17	1.15	Wollastonit..... .81
CaO.....	4.30	77	5.21	Hematit..... 2.24
Na <sub>2</sub> O.....	7.63	123	8.31	Magnetit..... 4.18
K <sub>2</sub> O.....	1.16	12	.88	Ilmenit..... 1.52
H <sub>2</sub> O.....	1.06	—	—	98.45
	99.45	—	—	Vatten..... 1.06
				99.51

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	k
65.52	9.19	3.52	9.06	8.5	3.2	8.3	9.0	8.1	8.4	0.92

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: II, 5, 2. 5. »X».

De båda bergarternas kemiska karaktär är densamma. Kisel-syrehalten är så låg, att den förra icke är mättad och att den senare innehåller endast 0.18 % normativ kvarts. Den höga halten av Na<sub>2</sub>O och Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> finner sin förklaring i motsvarande hög halt av albit. Den normativa anortiten förekommer endast till en ringa del såsom aktuell beståndsdel; den ingår nämligen i epidoten. Denna upptager även de för normen särskilt karakteristiska beståndsdelarna: wollastonit och hematit.

För utredande av den kvantitativa mineralsammansättningen ur analystalen utfördes följande beräkning. TiO<sub>2</sub> beräknades som titanit, K<sub>2</sub>O som mikroklin (Or<sub>100</sub>), Na<sub>2</sub>O som albit (Ab<sub>100</sub>). Då epidotens dubbelbrytning är minst 0.037, måste den innehålla 15—16 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>1</sup>, och dess sammansättning kan beräknas utgående från CaO enligt formeln 4 CaO · 3 (AlFe)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 6 SiO<sub>2</sub> · H<sub>2</sub>O. Den återstående delen av Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> med motsvarande mängd FeO beräknades som magnetit, och resten som klorit. Kalkyleringen gav då följande resultat:

<sup>1</sup> Rosenbusch—Wulffing: Mikrosk. Physiographie I, 2 (1905), s. 283.



	I	II
Mikroklin .....	11.12	6.67
Albit .....	67.07	64.45
Epidot .....	15.43	16.03
Klorit .....	4.40	4.24
Titanit .....	0.98	1.96
Magnetit .....	1.62	3.94
SiO <sub>2</sub> .....	—	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	—	0.51
	99.36 %	100.62 %

I. Medelkornig natron-syenit, Räsäy, Oulainen.

II. Felsitisk » » »

Epidotens sammansättning är enligt kalkylen:

	a	b	c
SiO <sub>2</sub> .....	36	38	37.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	22	22	22.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16	15	15.08
CaO .....	24	23	23.27
H <sub>2</sub> O .....	2	2	1.87
	100 %	100 %	100.00 %

a) Epidot ur medelkornig natronsyenit.

b) D:o » felsitisk »

c) D:o av sammansättningen  $66 \cdot (4 \text{ CaO} \cdot 3 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{ SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}) + 34 (4 \text{ CaO} \cdot 3 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{ SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$ .<sup>1</sup>

På samma sätt beräknas kloritens sammansättning till:

	d	e	f
SiO <sub>2</sub> .....	21	20	21.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	30	33	32.30
FeO .....	16	19	15.80
MgO .....	20	16	19.90
H <sub>2</sub> O .....	13	12	10.90
	100 %	100 %	100.00 %

d) Klorit ur medelkornig natronsyenit.

e) D:o » felsitisk »

f) Amesit, från Chester, Massachusetts (*Shepard*)<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Hintze*: Handbuch der Mineralogie.

<sup>2</sup> *Hintze*: Handbuch der Mineralogie.

I paragnejserna i sydöstra delen av Oulainen finnas några små intrusivmassor av syenit. Den är här makroskopiskt lik den felsitiska modifikationen vid Räsý. Även den mikroskopiska beskaffenheten och mineralsammansättningen äro lika, utom att syeniten här innehåller något mera kvarts och mikroklin. Den kan dock likaså väl som de förra betecknas som natronsyenit.

C:a 1 km i öster om bondgården Korte, i västra delen av Oulainen, ligger en ensam syenithäll, utgörande antingen en större inneslutning i de omgivande mikroklin-kvartsdioriterna eller liksom syeniten vid Räsý en vid nära anstående paragnejser vidhängande massa. Syeniten är här djupt röd med röd fältspat i en svartgrön massa av amfibol, epidot, klorit och magnetit. Strukturen är något porfyrtad, i det att några fältspater mäta ända till 1 cm, medan kornstorleken i den övriga massan är 3—5 mm. I sin mineralsammansättning avviker denna syenit såtillvida från natronsyeniten vid Räsý, att mikroklinhalten här är betydligt högre, men dock lägre än albithalten, och att bergarten innehåller något kvarts och amfibol samt mindre epidot. Syeniten här kunde sålunda benämnas *natronkali-syenit*. Albiten är även här nästan An-fri. Amfibolen förekommer som ljusgröna eller färglösa, tunna parallellt orienterade stänglar, vilka ofta äro invuxna i albiten, så att vart och ett amfibol-»system» nästan h. o. h. fyller sitt albitkorn. Amfibolen är sannolikt en aktinolit eller en närastående tremolit. Epidoten är en likadan järnrik art som vid Räsý med hög dubbelbrytning ( $\gamma - \alpha$  minst 0.037). Titaniten uppträder här för det mesta som sekundär beståndsdel, bildande strimmor av rundade små korn i kloriten och har samma utseende, som då den förekommer i biotit. Man erhåller sålunda det intrycket, att kloriten är en ombildningsprodukt av biotit. Av visst intresse är dessutom, att titaniten ställvis omsluter apatiten och tränger in i den längs spjälkningssprickor. Detta är nämligen enligt Geijer<sup>2</sup> vanligt hos syeniterna i Kiirunavaara. Strukturen hos denna syenit har samma huvudkaraktär som vid Räsý. De väsentliga strukturelementen äro nämligen det av fältspattavlor bildade listverket och den väsentligen av klorit bildade fyllnadsmassan i mellanrummen.

I närheten av bondgården Mattila, c:a 9 km västerut från Oulainen kyrka, förekommer åter syenit i några små hållar. Syeniten genomsättes här av den omgivande porfyrtade granodioriten och bildar synbarligen en större inneslutning i densamma. I

<sup>1</sup> P. Geijer: *Igneous Rocks and Iron Ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara*. Stockholm 1910.

den ena hällen är syenitens petrografiska beskaffenhet av fullkomligt samma slag som i den ovan beskrivna nära Korte, utom att kvartsen saknas. I den andra hällen är syeniten utbildad som syenitporfyr, med 1—3 mm stora albitströkorn (An-fri) i en finkornig grundmassa (0.05—0.1 mm). Grundmassans sammansättning är densamma som ovan, utom att amfibol förekommer i mindre mängd.

I dessa små syenitförekomster har bergarten genomgående en hypabyssisk karaktär, såsom de övervägande porfyriska och felsitiska strukturerna visa. Huruvida den syenitiska brecciebildningen, som förekommer som isolerade inneslutningar i mikroklinkvartsdioriten sydost om Räsby, verkligen är av effusiv natur, kan icke med säkerhet avgöras. Den består av fragment — i storlek varierande från 1 cm till 1 dm — av en felsitisk, delvis även av en finkornig porfyrisk modifikation i ett sparsamt förekommande cement av syenitens vanliga beståndsdelar jämte grön amfibol. Den ser ställvis ut som en dislokationsbreccia och har även säkert genomgått kraftig mekanisk deformation, varvid den primära beskaffenheten utplånats, hurudan denna sen må ha varit.

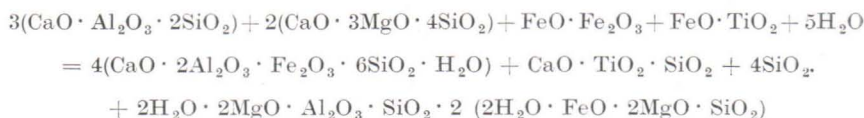
Syeniterna inom Haapavesi äro djupt- eller ljusröda, övervägande grovkorniga bergarter med abyssisk habitus. I mindre utsträckning påträffas här även grova syenitporfyrier. Huvudbeståndsdelarna i dessa äro mikroklinpertit och albit (An-fri) med växlande mängder av epidot (järnrik), ilmenit och något titanit. I syenitporfyrierna har dessutom anträffats järnglans. Då mikroklinen förekommer rikligare än albiten, så kunna syeniterna här betecknas som kali-natron-syeniter. Den jämnkorniga typen visar för övrigt samma struktur som de grövre typerna i Oulainen, utom att fältspaten icke är tavelformig utan isometrisk. Epidoten är även här samlad huvudsakligen i fältspaternas mellanrum. I syenitporfyren bildas de 0.5 cm mätande, icke utpräglat idiomorfa strökornen såväl av mikroklin (karlsbadertvillingar) som av albit. Den småtill finkorniga grundmassan är sammansatt av en senare generation av fältspat jämte de övriga beståndsdelarna.

Dessa syeniter äro i stor utsträckning kvartsfria men övergå utåt i kvarts-syenit, kvartsfattig alkaligranit och grovkornig eller porfyrtad granodiorit. I samma trakt söder om syenitområdet förekomma även kvartsfria dioriter (s. 64), vilka sannolikt höra ihop med syeniterna.

De ovan beskrivna natron- och kali-natronsyeniterna äga genomgående en egendomlig mineralsammansättning, nämligen mikroklin, ofta rikligt med albit samt alltid epidot. Anortitsilikatet saknas i

dem nästan h. o. h., emedan albiten för det mesta är An-fri eller innehåller högst några procent An. Detta är anmärkningsvärt, då den normativa An-mängden i de analyserade natronsyeniterna går upp till 13—15 %, och den normativa plagioklasens sammansättning enligt detta skulle vara An<sub>11</sub>—An<sub>18</sub>. Den normativa An-halten motsvaras bland de aktuella beståndsdelarna av hög epidothalt. Är nu denna kombination: albit + epidot primär, eller har epidoten uppkommit ur en primärt An-rikare plagioklas?

De väl individualiserade, tämligen stora och järnrika epidotkristallerna äga icke alls det för den vanliga saussuritmassan karakteristiska utseendet. Och kalifältspaten, som vid saussuritseringen skall giva muskovit, är fullkomligt frisk. Vore epidoten bildad ur plagioklasens anortitsubstans, så kunde detta ha skett t. ex. på det sättet, att anortiten reagerat med magnetit, tremolit och ilmenit under bildning av epidot, klorit, kvarts och titanit. En sådan omsättning skulle ske enligt följande schema:



Vid denna reaktion måste sålunda mot varje epidotmolekyl bildas 1 molek. SiO<sub>2</sub>. Kvarts förekommer dock icke alls eller endast i ytterst små mängder. Detta ensamt skulle naturligtvis icke kunna utgöra ett bindande bevis mot reaktionens möjlighet, ty epidothalten är i genomsnitt icke så hög som 15 %, och den vid reaktionen bildade kvartsen kunde ha blivit bortförd i löst form. Däremot är en sådan omsättning som denna knappast tänkbar på den grund, att borttagandet af 15—16 % anortitsubstans från en event. primär plagioklas borde ha till följd, att fältspaten sönderfaller och förlorar sin primära bergränsning. Och dock finnas just i de epidotrika typerna idiomorfa trakytoidalt anordnade plagioklastavlor, idiomorfa porfyriska strökorn och andra säkert primära drag väl bevarade. Då epidoten därtill icke förekommer i albiten utan utanför densamma i fältspaternas mellanrum, vilket vanligen är fallet, så kan detta knappast förklaras annorlunda än så, att båda äro primära, magmatiska beståndsdelar. I några bergarter äro epidotkristallerna däremot samlade i albitindividernas centrum, och då är deras bildning genom en sekundär process det sannolikaste. Epidotseringen måste dock ha en enhetlig orsak, då den är genomförd överallt och så fullständigt just i dessa syeniter, men icke har påträffats i andra bergarter från

samma trakt, utom i kvarts-syeniterna och alkaligraniterna från Haapavesi, vilka både genetiskt och till sin petrografiska beskaffenhet för övrigt stå nära syeniterna och liksom dessa karakteriseras av kombinationen: ren albit och epidot. I granodioriterna och kvartsdioriterna återfinnes epidotiseringen icke och den kan sålunda icke betraktas som regional. Ifall den är en sekundär process, så skulle man helst vara böjd att tänka på en metamorfos, som nära ansluter sig till den magmatiska perioden, eller m. a. o. en pneumatolytisk efterverkan.

Av särskilt intresse är den påfallande likheten i kemisk sammansättning mellan dessa syeniter och syenitbergarterna från Kiirunavaara och Gellivaara i Sverige. För att belysa detta anföras här följande analyser samt motsvarande normer:

	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub> .....	57.52	60.10	61.12	63.32
TiO <sub>2</sub> .....	0.75	0.40	1.35	1.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19.22	19.86	17.06	17.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5.11	3.58	3.20	2.03
FeO .....	2.02	1.25	2.96	1.82
MnO .....	ej best.	ej best.	0.23	0.05
MgO .....	0.68	0.90	1.17	0.94
CaO .....	4.30	3.98	2.91	2.42
Na <sub>2</sub> O .....	7.63	7.94	7.25	8.73
K <sub>2</sub> O .....	1.16	1.90	2.04	1.38
H <sub>2</sub> O .....	1.06	0.80	0.74	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	ej best.	ej best.	0.02	spår
	99.45	100.71	100.05	99.95
				S = 0.03
	I	II	III	IV
Kvarts .....	0.18	—	3.12	2.22
Ortoklas .....	6.67	11.12	12.23	6.84
Albit .....	64.45	64.97	61.31	73.88
Anortit .....	14.73	13.07	7.76	3.89
Nefelin .....	—	1.14	—	—
Diopsid .....	3.67	—	3.25	5.46
Hypersten .....	—	—	2.20	—
Olivin .....	—	1.68	—	—
Wollastonit .....	0.81	2.78	1.16	0.46
Magnetit .....	4.18	2.78	4.64	0.70
Hematit .....	2.24	1.60	—	1.60
Ilmenit .....	1.52	0.76	3.60	3.34
	98.45	99.90	99.27	98.39

- I. Felsitisk natronsyenit, Räsya, Oulainen.
- II. Medelkornig d:o » »
- III. Grå-röd syenitporfyr, norra Kiirunavaara. (*P. Geijer*: »Igneous Rocks and Iron ores from Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara». Stockholm 1910.)
- IV. Röd syenit, Tingvallskulle, Gellivaara. (*A. G. Högbom*: The Gellivare Iron Mountain.» G. F. F. Bd 32 (1 10).

Utom dessa natronsyeniter finnas på båda hållen även andra ekvivalenter i natron-kali- och kali-natronsyeniter, som visa samma variationer i sammansättningen.

### Migmatiterna.

Migmatitområdet omfattar översiktskartans norra och ostligaste del, med undantag av de kaleviska formationerna. Alla de ovan beskrivna bergartsgrupperna påträffas här, men i ett så intimt samband, att kartläggningen måste utföras alldeles schematiskt. Sålunda avse de inom migmatitområdena använda beteckningarna: granit, granodiorit och kvartsdiorit endast berggrundens genomsnittssammansättning i varje trakt efter uppskattning. Den schematiska beteckningen betingas dessutom av den osäkerhet, som följer av att observationerna i dessa trakter äro synnerligen få. Detta är fallet särskilt i trakten av Simojoki och Siuruanjoki älvarna, där vidsträckt kärrmarker utbreda sig och berggrunden endast undantagsvis framträder.

I granitområdet är den förhärskande typen en ljusröd småtill medelkornig, strimmig eller t. o. m. bandad bergart. Strimmigheten betingas av en växling av ljusa, aplitiska och mörkare, glimmerrika band. De glimmerrikare banden kunna vara tämligen skarpt begränsade och rätliniga eller vresigt böjda och då ofta skugglikt försvinnande i den övriga massan. Den för migmatiten karakteristiska heterogena beskaffenheten förstärkes ytterligare av rikligt förekommande oskarpt begränsade pegmatitiska sliror. Allt detta överensstämmer med förhållandena i södra Finlands migmatiterrängar, som beskrivits av *Sederholm*.<sup>1</sup> Den ljusare, förhärskande delen har aplitisk sammansättning och består av riklig mikroklinpertit med kvarts och plagioklas ( $An_{10}$ — $An_{20}$ ) i växlande mängder. Härtill komma ännu enstaka biotit- och muskovitfjäll och små granatkorn. Alla beståndsdelar äro åtminstone randligt granulerade, och bergarten har typisk murbruksstruktur. De små plagioklaskornen,

<sup>1</sup> *J. J. Sederholm*: »Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia» Bull. de la Comm. géol. de Finlande, n:o 23. 1907.

vilka härvid omgiva större mikroklinindivider, äro i regeln myrme-  
kitiska. Granuleringen är således icke kataklastisk, utan har tydli-  
gen uppkommit protoklastiskt i samband med stelningsprocessen.  
Bergartens fluidala strimmighet, vilken måste betraktas såsom en  
primär textur, förutsätter med nödvändighet rörelser i en halvpla-  
stisk, icke ännu fullständigt stelnad massa. De mörkare partierna  
skilja sig väsentligen endast genom högre glimmerhalt. Välbevarade  
fragment av paragnejser eller andra superkrustala bergarter före-  
komma här icke, och det är för övrigt svårt att bevisa, huruvida  
ens de glimmerrika strimmorna alls äro resorptionsrester av sådana  
eller om de bestå av bergartens egna beståndsdelar, representerande  
primära »Schlieren»-bildningar.

Inom granodiorit- och kvartsdiorit-områdena  
kan man tydligare än i de granitiskt sammansatta delarna skilja emel-  
lan en vanligen mörkare komponent, som bildar vresiga och sling-  
rande fragment eller injicerats med den andra ljusare, eruptiva kom-  
ponenten. Sammansättningen hos båda komponenterna liksom även  
deras mängdförhållanden visa mångfaldiga variationer, vilka skola  
belysas genom följande exempel från några närmare undersökta  
områden:

Inom Kestilä och Säräisniemi socknar (väster om Ule  
träsk) råder över vidsträckta områden en röd eller grå, små- till mel-  
delkornig strimmig granodiorit. Dess väsentliga beståndsdelar äro  
mikroklin, plagioklas och kvarts. Biotit och musko-  
vit förekomma endast sparsamt, apatit, zirkon och malm  
accessoriskt. Plagioklasens sammansättning är  $An_{20}-An_{30}$ . Mikro-  
klin, plagioklas och kvarts förekomma i närmelsevis lika stora mäng-  
der, varvid vanligen mikroklinen är något övervägande, dock aldrig  
till den grad, att bergarten skulle övergå i granit. Enligt *Iddings*  
schema borde den sålunda betecknas såsom kvartsmonzonit.  
Strukturen karakteriseras av de isometriska fältspatkornen, vilkas  
mellanrum fyllas av en grynig kvarts massa. Kvartsens granulering  
kan här likasåväl som i de granitiska delarna vara av protoklastiskt  
ursprung och betingad av fluidala rörelser efter mikroklinens och  
plagioklasens kristallisation. Migmatitkaraktären hos dessa bergar-  
ten betingas av jämförelsevis sparsamt förekommande vresiga och  
slingrande fragment av biotitgnejs och amfibolit.

Öster om det kaleviska *Kiiminki-Utajärvi-området*s södra del i  
Utajärvi socken är migmatiten till sin sammansättning mera om-  
växlande, såsom följande exempel från ett begränsat område visa:

- a) mikroklin, plagioklas ( $An_{20-25}$ ) och kvarts i lika stora mäng-  
der, biotit sparsamt.

- b) mikroklin rikligt, plagioklas ( $An_{20}$ ) och kvarts, något biotit.
- c) plagioklas ( $An_{25}$ ) övervägande, kvarts och något mikroklin, sparsamt med hornblände.
- d) plagioklas ( $An_{15-20}$ ) och kvarts, något biotit, mikroklin saknas.

Migmatiten kan sålunda å ena sidan vara av granitisk och granodioritisk, å andra sidan av kvartsdioritisk sammansättning. Och de olika typerna förekomma utan skarpa gränser intimt blandade med varandra såsom sliror och band. Den mörkare migmatitkomponenten består av glimmergnejssliror och i vissa trakter av band av en grönsvart medelkornig bergart, väsentligen sammansatt av grönt hornblände, något plagioklas (oligoklas och andesin) och kvarts. De ljusare ådrorna i en sådan basisk diorit representeras oftast av en nästan vit kvartsdiorit, vilken, utom huvudbeståndsdelarna plagioklas (oligoklas och andesin) och kvarts, innehåller endast sparsamt med biotit och grönt hornblände. Förekomsten av de mörka, nästa hornbländitiska banden i den saliska kvartsdioriten ger intrycket, att de förra icke utgöras av exogent (superkrustalt) material utan äro genom differentiation »in situ» utskilda ur samma magma.

Inom kustområdet söder om Kuivaniemi är den mörkare superkrustala komponenten, bestående av glimmergnejs och amfibolit, flerstädes övervägande, så att en del av dessa trakter kunde betecknas såsom ådergnejs. Den ljusare i ådror och gångar förekommande intrusiva komponenten består här dels av ljusfärgad biotit-kvartsdiorit och biotit-granodiorit, dels av grov granitpegmatit.

De små inom migmatiterna förekommande områdena av mera basiska bergarter bestå övervägande av något skiffrika, kristalloblastiska amfiboliter (oligoklas eller andesin och grönt hornblände). Här och där anträffas även mindre metamorfoserad uralitgabbro och hornbländit av samma slag som de tidigare beskrivna.



## Kontaktförhållandena, differentiations- och assimilationsprocessen hos de postbottniska infrakrustala bergarterna.

Kontaktförhållandena såväl mot äldre berggrund som emellan de genetiskt samhöriga lederna i denna bergartsserie äro från trakt till trakt av olika slag och belysas bäst genom beskrivningen av några noggrannare undersökta och typiska lokaler. Därefter kan även en översikt ges över de olika trakternas karaktär i detta hänseende samt över arten av de petrogenetiska processer, vilka här gjort sig gällande.

### Kontaktförhållandena i trakten av Vasankari i Kalajoki socken.

I nordvästra delen av Kalajoki socken, inom Vasankari bys område, är berggrunden väl blottad i de under istiden glattslipade och av havsvågorna renspolade strandhällarna, i vilka gott tillfälle erbjudas till studium av bergarternas ömsesidiga förhållanden.

Berggrunden visar här en tämligen brokig sammansättning. Huvudkomponenterna äro: porfyrtad granodiorit, salisk mikroklin-kvartsdiorit, kvartsdiorit, ortognejs (granodioritisk), glimmergnejs sannolikt av sedimentogent ursprung samt basiska och sura gångbergarter.

Fig. 17 föreställer en detaljritning av den nordvästligaste delen av en udde ungf. 2 km i nordvest om Vasankari by. I södra delen av hällen härskar en kristallisationsskiffrig ortognejs (1) av typisk beskaffenhet (jämf. s. 10). Den tidigare (s. 11) meddelade analysen hänför sig till denna förekomst. Gnejsens utpräglade skiffrighet löper nästan snörrätt i riktningen SW—NE, utom i de stora inneslutningarna i den porfyrtade granodioriten, där förskiffringsriktningen något rubbats. — Ortognejsen genomsettes av amfibolit (2). Denna bildar flere 5—30 cm breda gångar (den

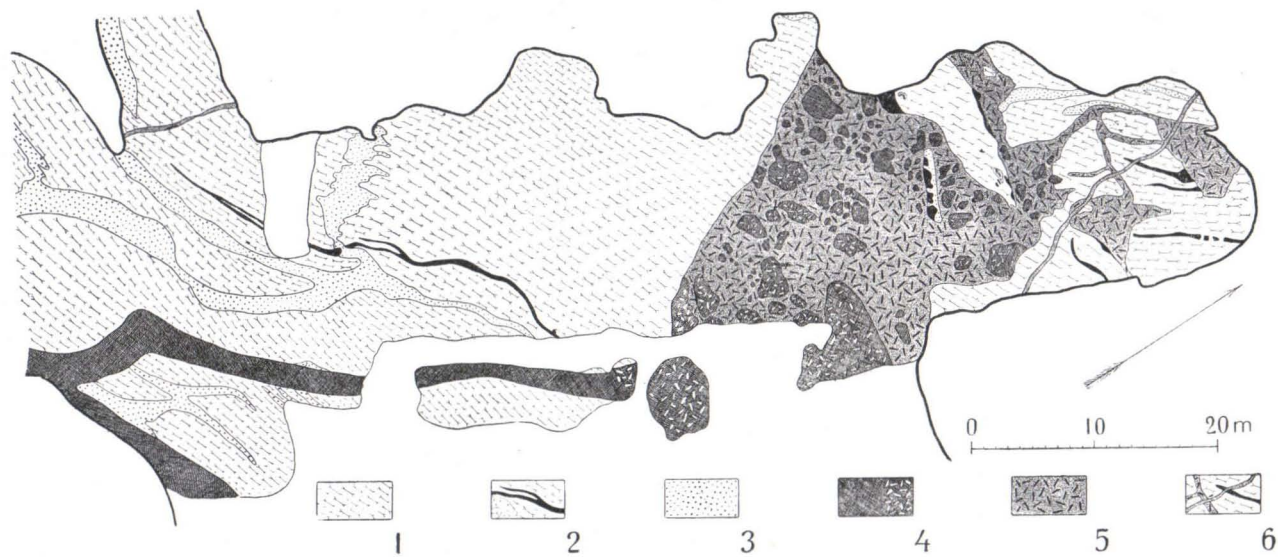


Fig. 17. Detaljritning av en strandhäll vid kusten, omkr. 2 km i nordväst om Vasankari by, Kalajoki.

1 = ortognejs.  
2 = amfibolit.

3 = mikroklin-kvartsdiorit, aplitisk.  
4 = dioritporfyr, delvis metamorfoserad av granodiorit.

5 = porfyrartad granodiorit.  
6 = mikroklingranit, aplitisk.

längsta 60 m), vilka löpa i det närmaste konformt med ortognejsens skiffrihetsriktning. Även amfiboliten själv är förskiffrad i samma riktning. Den är för övrigt grönsvart, finkornig samt har följande mineralsammansättning:

Plagioklas ( $An_{20}$ ) .....	31
Grönt hornblände .....	56
Biotit .....	13
	100 %

Accessoriskt finnas dessutom små mängder av malm, titanit och apatit. Bergarten är typiskt kristalloblastisk samt kristallisationsskiffrig. Då den sålunda är fullständigt omkristalliserad, är det omöjligt att med säkerhet ange bergartens ursprungliga beskaffenhet. Något norrut från denna trakt i Pyhäjärvi socken finnas inom samma ortognejs flerstädes gångar av en blastoporfyrisk amfibolit, där strökornen bestå av uralit. Dessa uralitporfyriterna äro till sin beskaffenhet analoga med de starkare metamorfoserade uralitporfyriterna från Ylivieska. De övergå ställvis i finkorniga amfiboliter utan strökorn, och man kan sålunda med en viss sannolikhet hålla före, att amfibolitgångarna även här tillhöra uralitporfyriterna. — Såväl ortognejsen som amfibolitgångarna i densamma genomsättas av mikroklin-kvartsdiorit (3). Denna förekommer i något slingrande, längs- och tvärsgående, ofta uppsvällda gångar. De mindre av dem hava för tydlighetens skull bortlämnats. Den förhärskande typen inom den avritade hällen är ljusröd, småkornig och till sin sammansättning aplitisk, ställvis övergående i en grovkornigare typ, vilken innehåller något biotit och hornblände. Mineralsammansättningen i den senare är:

Kvarts .....	20
Mikroklinpertit .....	13
Plagioklas ( $An_{20}$ ) .....	62
Biotit .....	3
Grönt hornblände .....	2
	100 %

Denna mikroklinkvartsdiorit motsvarar till sin petrografiska beskaffenhet de saliska, nära granit stående mikroklin-kvartsdioriterna i södra delen av Kalajoki och i Rautio (s. 52). Strukturen i dessa bergarter är den för apliter typiska, panallotriomorfa. Emedan de

äro fullständigt massformiga, så måste de hafva intruderats först sedan ortogneisen och amfibolitgångarna blifvit omkristalliserade och förskiffrade. — Ortognejsen samt amfibolit- och mikroclin-kvartsdioritgångarna genomsättas i sin tur av en skarpt begränsad 1.5—2 m bred gång av en dioritporfyr (4), vilken dessutom förekommer såsom mer eller mindre starkt metamorfoserade inneslutningar i den porfyrartade granodioriten. Dioritporfyrten är en nästan svart, småkornig bergart med makroskopiskt synliga, 2—5 mm mätande plagioklasströkorn. Strökornen äro zonart byggda med An-rik kärna ( $An_{40-45}$ ), som utan skarp gräns övergår i en eller flere smalare randzoner med sammansättningen:  $An_{20}$ — $An_{25}$ . Grundmassan är finkornig (0.05—0.95 mm) och består av plagioklas ( $An_{30}$ ), brun biotit och grönt hornblände jämte något kvarts samt innehåller dessutom accessoriskt titanit, malmkorn och rikligt med apatit. Biotiten och särskilt hornbländet äro ofta pojkilitiskt utbildade, samt intränga i de större plagioklasströkornen. Strukturen liknar mera hornfelsstruktur än vanlig stelningsstruktur, och grundmassan torde till stor del vara omkristalliserad. — Den porfyrartade granodioriten (5) är en typisk representant för dessa bergarter, varför den här icke behöver närmare beskrivas. Såsom en anmärkningsvärd omständighet skall endast anföras, att bergarten mikroskopiskt visar en mycket utpräglad mekanisk deformation med starkt undulerande eller t. o. m. sönderknäckt kvarts samt böjda och brustna plagioklaslameller. Då sådana fenomen icke förekomma i de äldre bergarterna i samma häll, måste de i granodioriten vara protoklastiska. — Såsom den allra yngsta leden förekomma några, cm- till dm- breda gångar av småkornig mikroclinaplit (6). Dessa gångar överskära tämligen skarpt och rätlinigt alla andra bergarter.

Den förhärskande ortognejsen samt amfibolitgångarna i densamma bilda en komplex för sig, och de måste även geologiskt betraktade vara betydligt äldre än de andra bergarterna, vilka icke genomgått en sådan utpräglad omkristallisation och förskiffring. Ifall amfibolitgångarna verkligen utgöra derivat av uralitporfyrer, såsom ovan antydde, så skulle ortognejsen vara att föra till en avdelning äldre än t. o. m. den botteniska superkrustala formationen och sålunda utgöra underlaget för densamma. Om man även tar i betraktande den långa period, som på grund av metamorfosens olikformighet måste skilja ortognejsen ifrån de postbotteniska infrakrustala bergarterna, och emedan de sistnämnda så nära ansluta sig till den botteniska superkrustala formationen, förefaller det sannolikt att ortognejsen är prebottenisk. I alla fall måste den hållas skarpt skild från de yngre bergarterna.

Av dessa ansluta sig åtminstone dioritporfyriten och granodioriten synnerligen nära till varandra. Granodioritens gränser emot ortognejsen karakteriseras därav, att de äro mycket skarpa utan apofyser från den förra och utan tecken till en omfattande uppsmältning. Endast ställvis kan man i ortognejsen inom en några cm bred zon märka små flexurer, tydande på en begynnande uppmjukning. Även mot mikroklin-kvartsdioriten och amfiboliten är granodioritens gräns påfallande skarp. Av förhållandena i fältet erhåller man det intrycket, att granodioriten icke förmått assimilera och icke ens injicera dessa bergarter, och att den banat sig väg enbart mekaniskt och passivt, såsom *Dalys* hypotes om »overhead stoping» förutsätter. Jämförd med denna ringa påverkan från granodioritens sida är uppsmältningen av dioritporfyriten påfallande. Denna tillkommer en sådan jämförelsevis oförändrad beskaffenhet, som ovan beskrivits, endast i själva gången, medan inneslutningarna i granodioriten visa alla stadier av en mer eller mindre fullständig assimilation. Bäst bevarade äro bland inneslutningarna de partier, vilka icke äro h. o. h. inneslutna i granodioriten, utan med ena sidan hänga fast vid ortognejsen. Granodioritens inverkan yttrar sig makroskopiskt sålunda, att i dioritporfyriten uppkomma röda fältspatögon av samma utseende som i granodioriten: bergarten blir först mörkröd, sedan allt ljusare röd och grovkornigare, tills endast en glimmerrik mörkare fläck i granodioriten antyder en ursprunglig inneslutning av dioritporfyriten. De mörkt röda partierna visa sig under mikroskopet ha granodioritisk sammansättning, bestående av kvarts, plagioklas ( $An_{20-30}$ ), mikroklinperrtit, biotit och grönt hornblände. Skillnaden mellan denna blandningsbergart och den normala granodioriten ligger i lägre halt av mikroklin och högre halt av mörka beståndsdelar, bland vilka även hornblände förekommer. Ögonen äro icke enhetliga, utan bestå jämte förhärskande mikroklinperrtit av plagioklaskorn, vilka delvis äro parallellt orienterade med mikroklinen. Dessa fenomen äro dock icke inskränkta uteslutande till inneslutningarna i granodioriten utan förekomma ännu långt inne i dioritporfyritgången, ungf. 30—40 m från det ställe, där gången avskäres av granodioriten. Här finnas i den svarta, finkorniga dioritporfyriten oskarpt begränsade ådror, sliror och fläckar (fig. 18) av likadan mörkröd blandningsbergart, som ovan beskrivits. Blandningsbergarten uppträder endast inom gångens gränser, icke utanför densamma i ortognejsen eller i mikroklin-kvartsdioritapliten. Gången kan betecknas som en blandad gång (composite dike enl. *Daly*). Orsaken till denna kontrast mellan granodioritens

förhållande å ena sidan till dioritporfyriten och å andra sidan till ortognejsen och mikroklinkvartsdioriten kan icke vara av rent mekanisk art, d. ä. att dioritporfyriten hade varit av lösare beskaffenhet och sålunda lättare blivit injicerad med granodiorit. Tvärtom förefaller just dioritporfyriten mycket seg och är för övrigt sprickfri, medan ortognejsens utpräglade förskiffringsplan hade bort göra injektionen lättare i densamma. Orsaken måste ligga i ett nära genetiskt sammanhang mellan dioritporfyriten och granodioriten. Diorit-

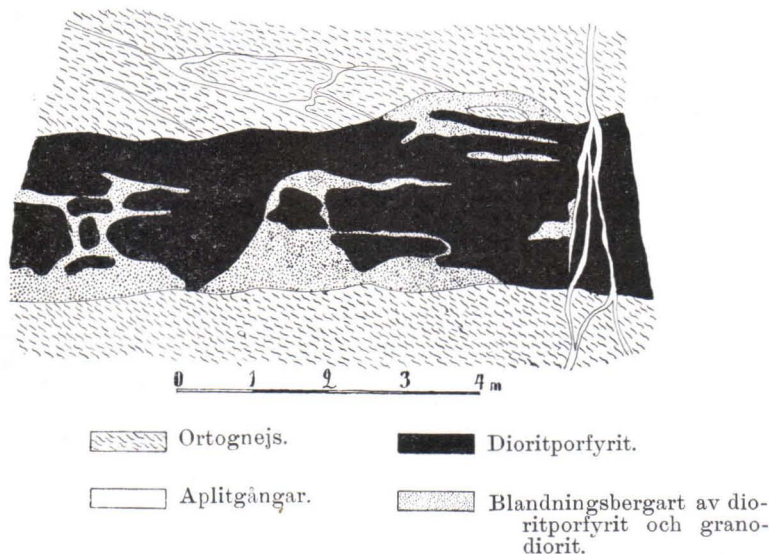


Fig. 18. Parti av dioritporfyritgången på fig. 17. Vasankari, Kalajoki. Aplitgångarna motsvara dels mikroklin-kvartsdioriten (3 på fig. 17), dels den yngre apliten (6 på fig. 17).

porfyriten har intruderats endast föga tidigare än granodioriten, och hade icke hunnit bliva fullständigt avkyld eller kanske icke ens fullständigt fast, förrän granodioriten efterföljde och kunde påverka dioritporfyriten, medan granodioritens värmeenergi icke var tillräckligt stor för att utöva en likadan inverkan även på de äldre bergarterna. Enligt *Harker*<sup>1</sup> är ett sådant förhållande, som här beskrivits, allmänt mellan ett magma och å ena sidan främmande, å andra sidan genetiskt nära förbundna bergarter, och de senare äro desto mera påverkade ju kortare den period är, som skiljer dem från en efterföljande magmaintrusion.

<sup>1</sup> *Natural History of Igneous Rocks*, s. 336 och följande.

Då mikroklin-kvartsdioriten på grund av förhållandena härstädes synes vara så skarpt skild från granodioriten, ansåg jag till en början, att dessa bergarter skulle tillhöra var sin geologiska period utan något genetiskt samband och försökte tillämpa denna indelning även i andra trakter. Detta måste dock överges, då kontaktförhållandena annorstädes icke gävo stöd för en sådan uppfattning.

Några hundra meter från den ovan beskrivna hällen synes även ortognejsen vara mera påverkad av de yngre bergarterna. Ortognejsen innehåller också här amfibolitgångar, men de äro icke mera sammanhängande, utan sönderdelade i små fragment, som följa på varandra pärlsnöreartat (fig. 19). Den omgivande ortognejsen är icke som vanligt snörrätt skiffrig utan visar skarpa flexurer och är delad i något olika orienterade fält. Den bergarts massa (i figuren vitt), som åderartat skiljer åt dessa fält och amfibolitbrottstyckena, är oskarpt begränsad mot ortognejsen och skiljer sig makroskopiskt från den

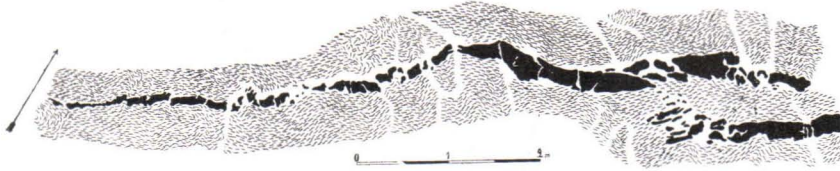


Fig. 19. Sönderstyckad amfibolitgång i ortognejs med aplitgångar.  
Vasankari, Kalajoki.

genom sin massformiga textur och bristen på mörka beståndsdelar. Ådrorna hava i själva verket apolitisk sammansättning, bestående väsentligen av sur plagioklas ( $An_{20}$ ), mikroklinpertit och kvarts. Till sin beskaffenhet motsvara de även i övrigt mikroklin-kvartsdioritapliten på det förra stället. De nätartade ådrorna i ortognejsen, dess flexurer och amfibolitgångarnas sönderbrytning påminner om de palingenesföreteelser från Södra Finland, som beskrivits av *Sederholm*<sup>1</sup>. I detta fall är det dock icke fråga om återuppsmältning av själva ortognejsen, utan fenomenet har uppkommit genom mekanisk sönderbrytning och intrusioner av främmande, eruptivt material i sprickorna.

På en klippudde, kallad *P u u s k a n o k k a*, ung. 2 km åt söder från detta ställe, vid bondgården *M a n n i n e n* finnes igen en brokig växling av de ovanbeskrivna bergarterna jämte en mörk

<sup>1</sup> *J. J. Sederholm*: »Om granit och gneis», l. c.

hornblände-diopsid-gnejs, kvartsdiorit och breda pegmatitgångar. Fig. 20 visar det typiska förhållandet mellan granodioriten och kvartsdioriten. Som yngsta led förekomma grova pegmatit- och finare aplitgångar (1). Den porfyrtartade granodioriten (2) är i alla hänseenden av typisk beskaffenhet, med vit plagioklas, grå kvarts, ljusröd mikroklinpertit och något biotit som väsentliga beståndsdelar. — Den intermediära bergarten (3) innehåller sparsamt, på en kvadratdecimeter endast 2—3 stycken, större mikroklinkorn, medan huvudmassan är rödgrå, me-

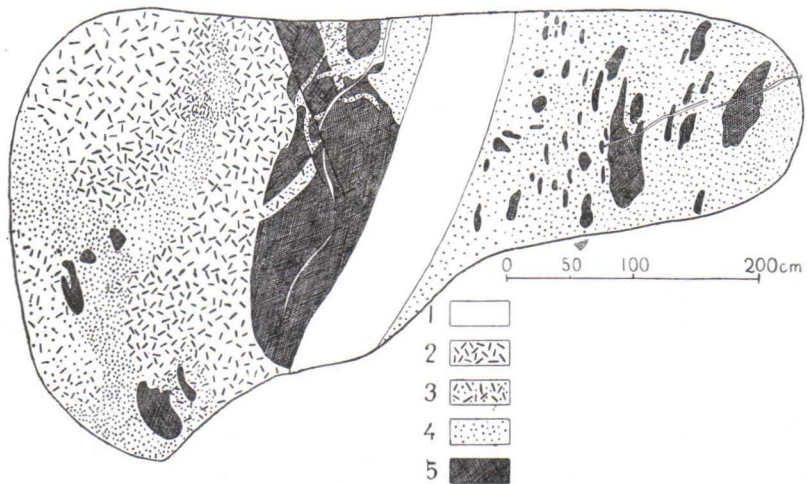


Fig. 20. Detaljritning av en berghäll på Puusankokka, Vasankari, Kalajoki. 1 = pegmatit och aplit; 2 = porfyrtartad granodiorit; 3 = mikroklin-kvartsdiorit, intermediär mellan 2 och 4; 4 = kvartsdiorit; 5 = hornblände-diopsidgnejs.

delkornig och består av plagioklas ( $An_{28}$ — $An_{30}$ ), brun biotit och grönt hornblände jämte något kvarts och mikroklin. Bergarten är en mikroklin-kvartsdiorit. — Kvartsdioriten är rent grå och medelkornig. Dess kvantitativa mineralsammansättning, bestämd enligt *Rosivals* metod, anges nedan. Strukturen är typiskt hypidiomorft kornig (jämf. fig. 13) med en mycket utpräglad kristallisationsföljd: accessoriska beståndsdelar, diallag, biotit, plagioklas, mikroklin, kvarts. — Huvudsakligen i kvartsdioriten men även i granodioriten och i den intermediära bergarten förekomma rundade inneslutningar av en svart, småkornig, massformig hornblände-diopsid-gnejs (5). Dess huvudbeståndsdelar äro plagioklas ( $An_{29}$ — $An_{32}$ ), grönt hornblände och diopsid. Kvarts och mikroklin före-



komma underordnat, biotit som små fjäll, titanit rikligt. Strukturen är kristalloblastisk, de olika beståndsdelarna äro polygonalt utbildade och genomtränga varandra poikilblastiskt.

Den kontinuerliga övergången från granodiorit till den intermediära mikroklin-kvartsdioriten och vidare till kvartsdioriten är tydlig beroende på differentiation, varvid differentiationsföljden motsvarar kristallisationsföljden. Kvartsdioritens bildning direkt genom assimilation av hornblände-diopsidgnejs är utesluten, därför att kvartsdioriten till sin sammansättning ingalunda står emellan granodioriten och gnejsen. Plagioklasens sammansättning i granodioriten är  $An_{25}$ , i kvartsdioriten i genomsnitt  $An_{35}$  och i gnejsen ung.  $An_{30}$ . Dessutom innehåller gnejsen mycket mera mikroklin än kvartsdioriten. Gnejsbrottstyckena äro skarpt begränsade, delvis t. o. m. efter mekaniskt bildade klyfvytor, och man kan icke observera, att kvartsdioritens sammansättning skulle förändras i brottstyckenas närhet. Detta utesluter icke, att differentiationen ursprungligen kan ha utgått från ett syntektikum, där gnejsen genom assimilation bildat den ena komponenten. Men denna event. assimilation kan icke mera konstateras. — I närliggande hällar övergår kvartsdioriten i en mera basisk modifikation, som utgöres av en nästan svart, småkornig, kvartsförande diorit.

Den kvantitativa mineralsammansättningen i de olika lederna framgår av nedan anförda tal, som äro ägnade att belysa differentiationens gång:

	I	II	III	IV
Kvarts . . . . .	26.56	25	21.0	7.0
Mikroklin . . . . .	22.24	15	2.0	—
Plagioklas . . . . .	34.02 ( $An_{25}$ )	40 ( $An_{30}$ )	42.0 ( $An_{35}$ )	39.0 ( $An_{35}$ )
Biotit . . . . .	15.76	15	27.0	20.0
Hornblände . . . . .	—	5	} 6.0	30.5
Pyroxen . . . . .	—	—		
Magnetit . . . . .	—	—	} 1.0	2.0
Ilmenit . . . . .	0.76	—		
Titanit . . . . .	—	—	0.6	1.0
Apatit . . . . .	0.07	—	0.4	0.5
	99.43	100 %	100.0 %	100.0 %

- I. Porfyrartad granodiorit (enl. analys s. 47).
- II. Mikroklin-kvartsdiorit, approximativt.
- III. Kvartsdiorit, enl. *Rosivals* metod.
- IV. Kvartsförande diorit, enl. *Rosivals* metod.

Differentiationens gång har således i detta fall varit följande: Anrikning av femiska beståndsdelar, särskilt hornblände, i dioriten. En event. primär pyroxen har i denna bergart omvandlats till amfibol. Under denna anrikning hava kvarts och kalifältspat nästan helt och hållet uteslutits. Den följande leden innehåller betydligt mindre femiska beståndsdelar och av dessa huvudsakligen biotit. Kvartshalten är redan betydande, men kalifältspaten är tills vidare knappast märkbar. Kalifältspatmolekylen ingår här synbarligen i biotit. I det följande från III till I minskas biotithalten något, amfibol- och pyroxenmineralen försvinna, kvartshalten håller sig däremot nästan oförändrad, medan halten av kalifältspat starkt ökas. Plagioklasmängden undergår i hela serien icke någon betydande för-



Fig 21. Gångar av pegmatit (korta streck) och diorit (svart) i granit (vitt).  
Puuskanokka, Vasankari.

ändring, om än plagioklasens genomsnittssammansättning något förändras. Denna serie är inom vårt område karakteristisk för övergångarna från kvartsdiorit till granodiorit och visar, att det väsentligaste häri är uteslutandet av kalifältspaten från den förra och den betydande anrikningen av densamma i den senare. Emedan kalifältspathalten i huvudsak finnes samlad i de stora röda »strökornen», framträder denna övergång redan i fältet genom allt rikligare uppträdande av dessa.

Medan dessa bergarter här bilda en kontinuerlig och tydlig komagmatisk serie, finnes i närheten en granit, som, liksom mikroklin-kvartsdioriten på det förra stället, är äldre och tämligen skarpt skild ifrån dem. Fig. 21 åskådliggör förhållandena i en håll ung. 200 m åt sydväst från det föregående stället. Den förhärskande bergarten härstädes i (figuren vitt) är en ljusröd, medelkornig, biotitförande granit med mycket otydlig parallelltextur, synlig i stort men icke mera i handstuffer. Graniten består väsentligen av kvarts, mikroklinpertit, plagioklas och litet biotit. Accessoriskt finnes sparsamt med apatit och titanit. Plagioklasen är grumlig på grund av rikligt uppträdande, fin zoisit-massa. Klart genomskinliga ställen finnas endast på randen, där sammansättningen

gen är An<sub>10</sub>. Mikrostrukturen visar tämligen kraftig mekanisk deformation, dock utan att bergartens eugranitiska struktur gått förlorad. Den kemiska sammansättningen framgår av följande analys:

Tab. XVI.

*Biotitgranit, Puuskanokka, Vasankari, Kalajoki. Anal. E. Mäkinen.*

	Vikts %	Mol. prop.	Mol. %	Norm:	
SiO <sub>2</sub> .....	73.00	1217	79.81	Kvarts .....	30.12
TiO <sub>2</sub> .....	.15	2	.13	Ortoklas .....	26.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.21	139	9.11	Albit .....	29.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	Sp.	—	—	Anortit .....	10.01
FeO .....	1.29	18	1.18	Diopsid .....	.22
MnO .....	Sp.	—	—	Hypersten .....	2.11
MgO .....	.36	9	.59	Ilmenit .....	.30
CaO .....	2.06	37	2.43		98.23
Na <sub>2</sub> O .....	3.49	56	3.67	Vatten .....	.90
K <sub>2</sub> O .....	4.46	47	3.08		99.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	.02	—	—		
H <sub>2</sub> O .....	.90	—	—		
	99.94	—	—		

Osanns system:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	$\frac{FeO}{MgO}$	k
79.94	6.75	2.06	1.77	12.8	3.9	3.3	5.4	9.5	6.1	1.72

C. I. P. W. kvantitativa klassifikation: I, 4, 2, 3. »Toscanose».

Den kvantitativa mineralsammansättningen, bestämd enligt *Rosiwals* metod, anges under I och densamma kalkylerad ur analysen under II:

	I	II
Kvarts .....	31	31.3
Mikroklinpertit .....	30	28.1 (Or <sub>87</sub> Ab <sub>13</sub> )
Plagioklas .....	34	29.1 (Ab <sub>88</sub> An <sub>12</sub> )
Zoisit .....		5.2
Biotit .....	5	5.2
Titanit .....	—	0.4
	100.0	99.3

Denna biotitgranit står således på gränsen till granodiorit och motsvarar som petrografisk typ i alla hänseenden sådana granitiska modifieringar, som i södra delen av Kalajoki uppträda i nära genetiskt samband (såsom suraste differentiationer) med mikroklivkvartsdioriterna. — Biotitgraniten genomsättes av mörka basiska gångar, av vilka fig. 21 avbildar en med dubbel korsform. Bergarten i dessa gångar visar på olika ställen omväxlande beskaffenhet. På de bäst bevarade ställena, nämligen i de bredare gångarna, är den en svart småkornig diorit, som till sin petrografiska beskaffenhet noggrant motsvarar den ovannämnda dioriten (talen under IV sid. 91). Gången torde även vara att hänföra till den bredvid anstående dioritmassan, ehuru ett direkt samband mellan dem icke kan påvisas, då det mellanliggande bältet i biotitgraniten är rikligt genomsatt av pegmatitgångar och förhållandena sålunda blivit orediga. Ställvis är dioriten i gången porfyriskt utbildad med strökorn av plagioklas och påminner då om dioritporfyriten i gången 2 km nordligare (s. 86). Biotitgraniten är sålunda såtillvida skild från de andra infrakrustala bergarterna härstädes, att den differentiation, som givit upphov åt bildningen av dessa, skett senare än åtminstone den slutliga kristallisationen av biotitgraniten. Denna biotitgranit, liksom mikroklivkvartsdioriten på det först skildrade stället, med vilken den petrografiskt visar nära släktskap, förhåller sig sålunda till granodioriten och denna åtföljande kvartsdioriter och dioriter så att något direkt genetiskt samband dem emellan icke kan påvisas.

### Zonen av infrakrustala bergarter från Kalajoki till Perho.

Från kusten i Kalajoki socken kan man ända till Perho socken i söder följa ett bälte av infrakrustala bergarter, vilka mot öster och väster begränsas av den superkrustala komplexen. Den västra gränsen löper i det närmaste konformt med de nästan lodrätt stupande gnejserna. Den östra huvudgränsen går däremot i stort sett nästan vinkelrätt över gnejsernas och leptiternas strykningsriktning. Denna gräns är dock icke så rätlinig som den västra utan buktande, huvudsakligen betingat av den superkrustala komplexens upprepade antiklinala och synklinala byggnad. De inskjutande vikarna av infrakrustala bergarter hava bildats genom att antiklinalerna på dessa ställen bortdenuderats, och de utskjutande uddarna av gnejser och leptiter äro från denudationen bevarade synklinaler. Det förefaller som om axlarna av dessa veck icke vore horisontala, utan stupade mot öster eller m. a. o. att den superkrustala komplexen blivit upplyftad närmast de infrakrustala bergarterna. Skillnaden

mellan den östra och västra gränsen är sålunda i princip icke så skarp som den skenbart förefaller att vara (jämför även den tektoniska kartskissen fig. 25, sid 124). Och i själva verket visa sig kontakterna även på östra sidan vara konkordanta, där man är i tillfälle att i detalj undersöka dem. Detta bälte av infrakrustala bergarter har sålunda karaktären av en konkordant intrusion och motsvarar, visserligen med en mycket oregelbunden utbildning, närmast den typ av konkordanta intrusioner, som *Harker* kallar »phacolite»<sup>1</sup>. Ätminstone saknar den de egenskaper, som enligt *Daly* karakterisera genombrytande massor ss. batoliter. Apofyser i de omgivande bergarterna och likaså fragment av dessa äro sällsynta i norra hälften av bältet men förekomma rikligare i södra delen. I norra delen finnas även här och där vid kontakterna och som mindre satellitiska intrusioner porfyriska hypabyssiska typer, antydande en hastigare avkylning och sålunda även en högre nivå, medan förhållandena i södra delen, särskilt i Lestijärvi socken, hava en mera typiskt abyssisk karaktär.

Inom *Kalajokki* socken äro de petrografiska huvudtyperna i denna zon mikroklin-kvartsdiorit och kvartsdiorit. I samband med den förra förekomma sparsamt graniter, d. ä. bergarter som skilja sig från mikroklin-kvartsdioriten endast genom att plagioklasen i dem utgöres av albit. I kvartsdioritområdet förekomma i mindre utsträckning, såsom inneslutningar, diorit, uralitgabbro och hornbländit. Alla dessa genomsättas av följande gångbergarter: mörk, finkornig amfibolit, småkornig kvartsdiorit-porfyry och pegmatit. Pegmatitgångarna torde tillhöra den nordligare förekommande granodioriten. Övergångarna mellan graniten, mikroklinkvartsdioriten, dioriten och uralitgabbro äro kontinuerliga. Hornbländiten är däremot skarpare skild från den öfriga serien. Åldersföljden är den vanliga, från ultrabasisiska till basisiska, intermediära och sura, nämligen:

hornbländit,  
 uralitgabbro,  
 diorit,  
 kvartsdiorit,  
 mikroklin-kvartsdiorit,  
 granit,  
 amfibolit i gångar,  
 kvartsdioritporfyry i gångar.

<sup>1</sup> *A. Harker*: l. c. s. 76.

Kontaktzonen mellan detta område, vars bergarter bilda en geologisk enhet för sig, och den nordligare förekommande porfyrtade granodioriten är betäckt av kvartära avlagringar, i det den råkar följa Kalajoki älfs dalgång. Förhållandet mellan dem kan sålunda icke avgöras här. Sannolikt är förhållandet här detsamma som i trakten av Vasankari, där analoga graniter och mikroklinkvartsdioriter visade sig vara skarpt skilda från den porfyrtade granodioriten (s. 85, 89 och 92).

Granodioriten bildar här (i norra delen av Kalajoki socken) en större batolit, vars gränser skarpt övertvåra gnejsernas och leptiternas strykningsriktning. I mitten av denna batolit och nästan isolerat från omgivningen finnes ett område av kvartsdiorit. Denna avviker från de sydligare förekommande kvartsdioriterna endast däri, att den i allmänhet är något mindre metamorfoserad, men visar för övrigt samma petrografiska beskaffenhet och samma association med mera basiska bergarter ss. gabbro och hornbländit. Kvartsdioriten är särskilt i östra delen av området så rikligt genomsatt av granodioriten, som även bildar mindre områden inom densamma, att kvartsdioritmassan med stor sannolikhet kan anses bilda endast en jämförelsevis tunn skorpa ovanpå granodioriten, vilken upptager den djupare huvuddelen av batoliten. Den västligaste delen av profilen fig. 22 visar det sannolika förhållandet. Kvartsdioritmassan utgör sålunda en del av batolitens bortdenuderade topp, representerande det som *Daly* kallar »roof pendent»<sup>1</sup>. Granodioriten genomsätter kvartsdioriten än såsom skarpt begränsade gångar, än har den senare blivit något assimilerad och gränsen är mindre skarp. Granodioriten i sin tur genomsättes i gångform av pegmatit och mikroklinggranit, av vilka den senare bildar några självständiga massiv. Gränserna mellan dem äro ofta oskarpa, motsvarande förhållandet mellan en primär gång och dess huvudbergart.

Inom *Rautio* socken och i angränsande delar av *Sievi* återfinnes med undantag av granodioriten i huvudsak samma bergartsserie som i Kalajoki. Den approximativa mineralsammansättningen hos några leder i denna serie anföres här nedan:

<sup>1</sup> *R. Daly: Igneous Rocks and their Origin. 1914, s. 100.*

	Kvarts.	Mikroklin.	Plagioklas.	Biotit.	Amfibol.
a	rikligt, 24 %	märkbart, 11 %	rikligt, 56 % An <sub>20</sub>	märkbart, 9 %	—
b	»	»	» An <sub>20</sub>	»	sparsamt, hornblände
c	sparsamt, 7 %	sparsamt, 6 %	» 46 % An <sub>20-35</sub>	märkbart, 10 %	rikligt, 27 %, uralit
d	—	—	» An <sub>30-50</sub>	sparsamt	» »
e	—	—	» An <sub>40-55</sub>	—	» »
f	sparsamt	—	» An <sub>33</sub>	—	sparsamt, aktinolit
g	—	—	sparsamt	—	rikligt, hornblände

- a — biotit-mikroklin-kvartsdiorit  
b — biotit-hornblände-mikroklin-kvartsdiorit  
c — kvarts- och mikroklinförande diorit  
d — diorit  
e — uralitgabbro  
f — anortosit  
g — hornbländit

Av dessa olika leder övergå a, b, c, d och e kontinuerligt i varandra, medan anortositen och hornbländiten uppträda skarpare begränsade mot omgivningen, den förra bildande primära gångar, den senare inneslutningar. Att det här är fråga om differentiation, icke om assimilation, framgår därav, att den omgivande superkrustala komplexen till största del består av bergarter, som äro lika acida som de acidaste lederna bland de infrakrustala bergarterna. Dessa innehålla för övrigt synnerligen sparsamt med fragment av de superkrustala bergarterna, och vid kontakterna mot dessa påträffas ingestädes assimilationsfenomen. De kontinuerliga övergångarna kunna icke förklaras genom på varandra följande intrusioner, utan differentiationen måste hava skett »in situ». Närmast till den superkrustala komplexen har en basisk gabbroid magma avskilt sig. Den påverkande faktorn har varit avkylning, vars inverkan även flestades vid kontakten betingat en porfyrisk struktur hos den utkristalliserande bergarten (kvartsdiorit-porfyr). Kontaktzonen är icke allestädes blottad, och det är sålunda icke möjligt att avgöra, huruvida gabbbron kontinuerligt betäcker densamma. Hornbländiten, som bildar några dm långa, slingrande inneslutningar i gabbbron, är synbarligen bildad genom fraktionerad kristallisation, d. ä. av hornbländekristaller, som skilt sig ur magmat och samlats i grupper till en monomineralisk bergart, medan andra beståndsdelar icke ännu hunnit utkristallisera. Efter gabbbron, ställvis möjligen omedelbart mot den omgivande superkrustala kom-

plexen, följer dioriten, som till sin sammansättning skiljer sig från gabbbron egentligen endast därigenom, att plagioklasen är An-fattigare. Strukturen förändras dock härvid såtillvida, att uraliten (bildad ur diopsid) icke mera liksom i gabbbron förekommer utpräglat allotriomorft mellan plagioklastaflorna utan börjar sträva till idiomorf begränsning. Den följande leden (e) innehåller redan något kvarts och mikroklin samt rikligare med biotit och plagioklas. Trots att uralithalten i denna led är något lägre och plagioklashalten något högre än i de förra, visar strukturen ännu mera utpräglat samma karaktär som i dioriten (d), nämligen att uraliten är idiomorft begränsad mot plagioklasen. Detta kan bero antingen därpå, att den An-fattigare plagioklasen ( $An_{20}$ — $An_{35}$ ) i denna led ägt mindre kristallisationshastighet än den An-rikare plagioklasen ( $An_{30}$ — $An_{55}$ ) i diorit och gabbro, eller att plagioklasens löslighet i magmat i det förra fallet varit större, i det senare fallet mindre än uralitens (diopsidens). I alla fall äro rollerna ombytta och differentiationsföljden går icke parallellt med kristallisationsföljden. Den vidare differentiationen mot de acidare lederna består väsentligen däri, att uraliten försvinner och kvartshalten tilltager betydligt, medan mängd-förhållandena mellan mikroklin, plagioklas och biotit icke förändras i högre grad. Differentiationsprocessen liksom även den slutliga kristallisationen har förlöpt i lugn, vilket framgår av den vackert hypidiomorfa strukturen och därav, att de olika beståndsdelarna icke visa mekaniska deformationer, i det t. o. m. kvartsen nästan h. o. h. saknar undulerande utsläckning.

Sydligare inom samma bälte, t. ex. i Toholampi och Ullava socknar, återfinnas liknande bergartstyper under liknande förhållanden: de basiska bergarterna äro symmetriskt utskilda åt båda sidorna, medan mitten intages av de acidare lederna. En främmande typ förekommer här i den tidigare (s. 42) beskrivna småkorniga alkaligraniten. Dess förhållande till de andra bergarterna är icke känt, emedan kontakterna icke äro blottade.

Ännu i Perho socken kan man igenkänna samma komagmatiska serie som längre norrut, sammansatt väsentligen av mikroklin-kvartsdiorit, kvartsdiorit och diorit, medan gabbro förekommer sparsammare. En påfallande skillnad gentemot förhållandena i norra delen av zonen (i Kalajoki) är att den porfyrtade granodioriten synnerligen nära ansluter sig till de övriga bergarterna. Mikroklin-kvartsdioriten övergår nämligen kontinuerligt i densamma.



### **Förhållandet mellan syenit, gabbro, mikroklin-kvartsdiorit och porfyrtad granodiorit i Oulainen.**

Syeniten, som till sin sammansättning varierar mellan natron- och natron-kalisyenit (s. 71) äger övervägande hypabyssisk habitus. Den förekommer här endast som underordnad beståndsdel i berggrunden, bildande större inneslutningar i de övriga bergarterna. Den genomsättes sålunda skarpt av mikroklin-kvartsdioriten och granodioriten. Mikroklin-kvartsdioritens struktur, den allotriomorfa, finkorniga kvartsmassan mellan fältspaterna, antyder att kristallisationen åtminstone slutet skett ganska hastigt, dock utan att bergarten blivit porfyrisk. Gränsen mot den porfyrtade granodioriten är skarp, och granodioriten bildar gångar samt för inneslutningar av mikroklin-kvartsdioriten. Övergångar emellan dem hava ingenstädes påträffats. Inom granodioriten förekomma större massor och inneslutningar av gabbro. Även mellan dem är gränsen skarp, men gabbroen har blivit i hög grad assimilerad av granodioriten, varvid en syntektisk intermediär bergart bildats (jämf. s. 55). Denna är till sin sammansättning analog med mikroklin-kvartsdioriten men äger annan struktur. Gabbro-områdena äro att uppfatta som »roof pendent», utgörande rester av en till största delen bortdenuderad gabbromassa, vilken intagit sin plats i granodiorit-batolitens övre del. Granodioriten i sin tur genomsättes av följande gångbergarter: mörk finkornig gabbro, granitporfyr och pegmatit. I denna trakt hava vi således från varandra skilda intrusioner av gabbro, syenit, mikroklin-kvartsdiorit och granodiorit. Intrusionsföljden är såtillvida okänd, att gabbroens ställning till syeniten och mikroklinkvartsdioriten icke har kunnat bestämmas. Antagligen är gabbroen äldst, d. ä. tidigare än t. o. m. syeniten, att döma av att några små förekomster av något kvartshaltig finkornig syenit finnas omkring det största gabbroområdet liksom utskilda mot det samma.

### **Gabbro, diorit, syenit, granodiorit i Haapavesi.**

Intrusionsföljden är den ovan angivna. Gabbroen är skarpast skild från de andra lederna. Dioriten, som innehåller rikligt med mikroklin, ansluter sig på grund av sin sammansättning nära till syeniten. Huruvida övergången mellan dem är fullt kontinuerlig, har dock icke kunnat avgöras med säkerhet, emedan berggrunden i trakten icke är tillräckligt blottad. Den grovkorniga syeniten (s. 77) har typiskt abyssisk habitus och varierar till sin sammansättning mellan kali-, natron- och natron-kalisyenit. Genom småningom till-

tagande kvartshalt övergår den kontinuerligt i kvartssyenit och grov, porfyrtad granit. Syenitens mindre vanliga, karakteristiska mineralsammansättning är till den grad lik de hypabyssiska syeniternas i Oulainen, att ett genetiskt samband mellan dem måste förutsättas. Syeniten måste i båda fallen vara differentierad ur samma magma. I Oulainen har detta synbarligen i djupet differentierade syenitmagma intruderats till en högre nivå och stelnat betydligt tidigare än de senare lederna, medan i Haapavesi skilda syenit-, granit- och granodioritintrusioner icke kunna iakttagas, utan de olika lederna, tydligen intagande en djupare nivå, måste hava kristalliserat i kontinuerlig följd.

### De centrala delarna av området.

I de inre delarna av området, i Haapajärvi, östra Reisjärvi och västra Pihtipudas, förekomma endast spridda rester av superkrustala bergarter; de infrakrustala äro övervägande. Dessa trakter representera sålunda djupare eller mera centrala delar av de stora batoliterna. Med undantag av några utpräglad förskiffrade och omkristalliserade kvartsdioriter i Kårsämäki och norra delen av Pyhäjärvi, vilka möjligen äro geologiskt ekvivalenta med den prebottniska ortognejsen i Kalajoki, utgöres berggrunden här av en kontinuerlig serie med följande huvudleder: gabbro, kvartsdiorit och granodiorit. De två sistnämnda äro övervägande. Där kontaktzonerna äro blottade, visar sig gabbro i flesta fall nära sammanhånga med kvartsdioriten. Där gabbro och granodiorit direkt stöta till varandra, har den förra blivit assimilerad på samma sätt som i Oulainen (s. 55). Kvartsdioriten och granodioriten övergå däremot överallt kontinuerligt i varandra. I fältet visar sig övergången sålunda, att kvartsdioriten börjar innehålla stora »strökorn» av mikroklin. Dessa tilltaga småningom så att man över ett smalare, ofta endast några hundra meter brett bälte av mikroklin-kvartsdioritisk sammansättning kommer till typisk porfyrtad granodiorit. Att det härvid icke kan vara fråga om ett intrusivt fenomen, d. ä. kvartsdioritens imbibition med kalifältspat från granodioriten, framgår därav att granodioriten icke bildar gångar i kvartsdioriten och att mikroklinhalten i kvartsdioriten småningom ökas. Mikroklinen uppträder nämligen till en början tillsammans med kvartsen såsom en allotriomorf fyllnadsmassa mellan idiomorfa plagioklasindivider, och samlas till större »strökorn» först när dess mängd blivit större i den intermediära leden. Övergången sker i vissa trakter även sålunda, att den porfyrtade granodioriten blir med oför-

ändrad eller något förminskad mikroklinhalt jämnkornig och att denna typ sedan övergår i kvartsdioriten. I dessa trakter förekommer sålunda mikroclin-kvartsdiorit endast som underordnad övergångsform mellan granodiorit och kvartsdiorit, syenit har icke alls påträffats och granit representeras väsentligen av pegmatitiska gångar.

I den sydöstra delen av området i Pyhäjärvi och Kiuruvesi socknar, där den superkrustala komplexen bildar större och bättre sammanhängande rester liksom i kusttrakten, antydande en högre nivå, är omväxlingen och antalet petrografiska typer större. Sålunda förekomma i trakten närmast omkring Pyhäjärvi sjö följande bergarter: hornbländit, gabbro, diorit, kvartsdiorit, mikroclin-kvartsdiorit, granodiorit, mikroclin granit. Förekomsterna, särskilt av de underordnade basiska bergarterna och likaså av mikroclin-kvartsdiorit, ligga åt skilda håll, varför deras ömsesidiga förhållanden icke genomgående kunnat undersökas. Intrusions- resp. differentiationsföljden torde dock vara den ovan angivna. Gabbro, diorit och kvartsdiorit övergå (t. ex. öster om Pyhäjärvi sjö) kontinuerligt i varandra. Vid kontakten mellan dessa och granodioriten bildar den senare antingen oskarpt begränsade gångar, eller övergången sker visserligen inom en smal zon men dock kontinuerligt. Mikroclingraniten uppträder i allmänhet skarpt begränsad mot granodioriten och de övriga lederna i serien. Dock anträffas ställvis tydligt primära gångar. Mikroclingraniten ansluter sig dessutom tektoniskt till den övriga serien, i det den tillsammans med denna genomgått den starka, lokalt förekommande metamorfos och förskiffring som kännetecknar vissa delar av dessa trakter och sannolikt är betingad av dislokationer i samband med den kaleviska veckningen.

### **De skilda ledernas förhållande till varandra vid olika nivåer.**

I början av fältarbetena, då jag hade undersökt endast de närmare kusten liggande trakterna, ansåg jag, utgående från kontaktförhållandena i Kalajoki (särskilt i trakten av Vasankari, jämf. s. 83), Rautio och Oulainen, att den porfyrtade granodioriten jämte en del av kvartsdioriterna och gabbroerna skulle tillhöra en yngre, de albitrika graniterna, mikroclin-kvartsdioriterna, syeniterna (i Oulainen) samt vissa kvartsdioriter och gabbroer en äldre och från de förra genetiskt skarpt skild grupp. Den yngre gruppen betecknade jag som »postbottnisk», den äldre som »bottnisk», därmed antydande den senares nära sammanhang i tiden med den bottniska superkrustala komplexen. Emellertid påträffades under arbetets

gång i den inre delen av området och längre bort från kusten petrografiska typer av båda dessa antagna grupper, såsom de ovan anförda exemplen visa, i ett sådant sammanhang att de måste betraktas som genetiskt samhöriga. För att förklara detta måste man förutsätta förekomsten av två skilda porfyrtade granodioriter, två kvartsdioriter o. s. v., alla av analog petrografisk typ men av olika ålder, den ena »bottnisk» den andra »postbottnisk». Ehuru särskild uppmärksamhet fästes därpå, har det dock ingenstades lyckats att finna geologiska grunder för en sådan indelning i äldre och yngre granodiorit, kvartsdiorit o. s. v. Tvärtom kan man t. ex. från Oulainen till Haapavesi steg för steg följa samma porfyrtade granodiorit, som i Oulainen är så skarpt skild från de karakteristiska syeniterna, i Haapavesi åter uppträder i möjligaste intimt samman-

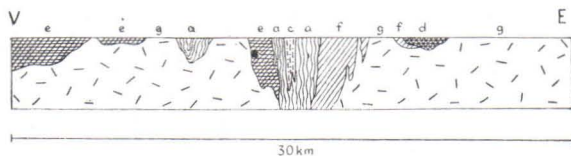


Fig. 22. Profil i riktningen W—E från kusten i Kalajoki över Merijärvi till Oulainen. a = plagioklasgnejs (med konglomeratlager); c = plagioklas- och urallitporfyrit, amfibolit; d = gabbro, diabas; e = kvartsdiorit; f = mikroklin-kvartsdiorit; g = porfyrtad granodiorit.

hang med dem. Likaså var det omöjligt att skilja t. ex. de »bottniska» kvartsdioriterna från de »postbottniska», då det som utgångspunkt valda förhållandet mellan dem och granodioriten, nämligen skarp gräns eller övergång, kunde växla karaktär även i en enda sammanhängande kvartsdioritmassa.

Den sannolikaste orsaken, som förklarar kontaktförhållandenas olika natur från trakt till trakt, utan att fordra en indelning, som icke ändå kan konsekvent tillämpas och som förblir konstgjord, synes mig vara den, att de skilda trakterna, liksom ovan redan antyddes, representera olika nivåer.

Trakterna närmare kusten i översiktskartans sydvästra del måste på grund av att den superkrustala komplexen här är så sammanhängande, tillhöra en jämförelsevis hög nivå. I denna komplex har det intruderats magmer av en viss sammansättning, vilka sedan, t. ex. i Rautio, differentierat »in situ» och bildat en geologisk enhet för sig. Dessa intrusioner ha överhuvud konkordant karaktär. Efter denna fas följa i denna trakt batolitiska intrusioner, huvudsakligen av granodioritisk magma. Dessa intrusioner visa skarpa, tvära

gränser såväl gentemot den superkrustala komplexen som gentemot de tidigare intruderade infrakrustala bergarterna. Granodioritmagnet har före sitt stelnande hunnit genomgå en föga betydande differentiation, vilken visar sig (t. ex. i Vasankari-trakten) i utskiljande av underordnade dioritiska, kvartsdioritiska och granitiska bergarter. Dessa trakter karakteriseras sålunda av på varandra följande intrusioner, skilda genom skarpa gränser. Figur 22 och 23 framställa det sannolika förhållandet mellan de olika lederna av den infrakrustala bergartsserien samt dess förhållande till den superkrustala komplexen.

I den inre delen av området i en bred zon mellan Haapavesi och Kivijärvi finnas av den superkrustala komplexen endast sparsamma rester, och de infrakrustala bergarterna överväga. Denna

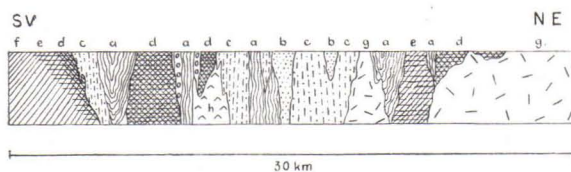


Fig. 23. Profil i riktningen SW—NE, i trakten av järnvägslinjen, från Sievi över Ylivieska till Oulainen. b = leptit; h = mikroklinggranit; de övriga beteckningarna äro desamma som för fig. 22.

zon representerar sålunda, jämförd med trakterna närmare kusten, en djupare nivå. Kontaktförhållandena mellan de olika lederna karakteriseras här av kontinuerliga övergångar, medan på varandra följande intrusioner av större massor saknas. Den avkylande inverkan av den superkrustala komplexen har dock även här gjort sig gällande, i det att de basiska bergarterna ofta anslutit sig till resterna av superkrustala bergarter och även kvartsdioritmassornas fördelning i stort visar samma tendens.

Orsaken till den migmatitiska utbildningen av de infrakrustala bergarterna i områdets norra och östra delar — en terräng som sträcker sig ännu längre österut än översiktskartan når — synes mig ligga däri, att dessa trakter representera en ännu djupare denuderad nivå. Äldre superkrustala bergarter finnas här endast lokalt och även då såsom till väsentlig del uppsmälta och med magmabergarter injicerade fragmentariska rester. Den faktor, som i trakterna mot sydväst betingat differentiationen i större massor av olika sammansättning, nämligen en olikformig temperaturfördelning, har sålunda icke förefunnits här. Magnet har visserligen differentierat, men de utskilda partierna hava icke kunnat samla sig till större massor,

utan resultatet har blivit den ovan beskrivna, i stort sett enformiga, men i detalj heterogena, migmatitiska blandningen. Och det som ytterligare karakteriserar migmatiterrängerna, är den intensiva assimilationen av det främmande material som inneslutits i densamma. Möjligen beror avsaknaden av superkrustala fragment i stora delar av dessa trakter just därpå, att om de funnits, de h. o. h. assimilerats i magmat. Migmatiterrängen skulle sålunda redan representera den nivå, där den abyssala assimilationen försiggår i stor skala.

---

## De kaleviska bildningarna.

### Vieremä-området.

I östra delen av Vieremä socken, nordväst om Idensalmi stad, förekommer ett långsmalt, i riktningen NNW—SSE löpande område av sedimentogena bergarter, yngre än den omgivande berggrunden. Områdets längd innanför översiktskartan är ungf. 40 km, och det fortsättes sannolikt en kortare sträcka utanför densamma. Bredden uppgår i norra ändan till 8 km, men överstiger i södra ändan knappast 2 km. Området representerar den understa, från denudation bevarade delen av en starkt hopprässad synklinal.

Underlaget för formationen utgöres på områdets norra, östra och på en del av västra sidan av de postbottniska migmatiterna. Dessa äro här ljus- och mörkstrimmiga, medelkorniga bergarter, i hvilka den ljusa komponenten äger en granodioritisk, en kvartsdioritisk sammansättning, medan den grönsvarta komponenten för det mesta består av hornblände och plagioklas med något biotit. På västra sidan gränsar den kaleviska formationen på en längre sträcka till finkorniga plagioklasgnejsar. Åtskiljandet av dessa från de yngre bergarterna motiveras därav: 1:o att i den visserligen ofullständigt blottade gränzonen påträffats liknande grovklastiska ögongnejsar och konglomerat, som på andra ställen bilda avlagringsseriens botten mot äldre berggrund; 2:o att konglomeraterna innehålla fragment av likadan plagioklasgnejs; 3:o att plagioklasgnejserna genomsättas av de postbottniska infra-krustala bergarterna. Plagioklasgnejserna genomsättes dessutom av pegmatitgångar, vilka dels härstamma från den prekaleviska migmatiten, dels kunna vara av postkalevisk ålder.

Avlagringsserien, underifrån räknat, är följande:

- a) Basalkonglomerat och ögongnejs.
- b) Kvartsit.
- c) Glimmerskiffer.

Den synklinala formen hos komplexen framgår därav, att de basala bildningarna nästan allestädes, där kontakten är blottad, funnits direkt mot underlaget, medan områdets inre del bildas av glimmerskiffrarna. Sedimentations- och förskiffringsplanen intaga i allmänhet en nästan lodrät ställning.

De närmare förhållandena såväl till underlaget som mellan de skilda lederna samt den petrografiska beskaffenheten av dessa må belysas med följande beskrivning av några bättre blottade profiler.

I norra ändan av området, ungf. 2.5 km från Nissilä by längs landsvägen till Kiuruvesi, vid Karhumäki höjd, är följande profil tämligen väl blottad. Längst i nordväst finnes en bergkomplex av underlaget. Detta består här av grå, småkornig, gnejsartad kvartsdiorit. Den innehåller här och där slingrande flagor av glimmergnejs och amfibolit samt genomsettes av grå granitpegmatitgångar. Kvartsdioriten blir mot sydost mörkare till färgen och synnerligen starkt förskiffrad. Strax nordväst om landsvägen finnes ett ungf. 20 m mäktigt konglomeratlager. Det vilar omedelbart på kvartsdioriten, sålunda att stupningen, där konglomeratet utkilar mot nordväst, är flack,  $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$  SE, men strax nedanom berget, sydostligare, nästan lodrät. Konglomeratet är ytterst starkt lineärt förskiffrat, med utvalsade och sönderkrossade bollar. Förskiffringen har tydligen i lika hög grad påverkat både konglomeratet och dess underlag. Bollarna äro, där de någorlunda väl bibehållit sina ursprungliga former, tämligen väl rundade och från några till 20—30 cm i genomskärning. De bestå av den underliggande kvartsdioriten, glimmergnejs, kvarts och underordnat av likadan grå granitpegmatit som finnes i kvartsdioriten bredvid. Det är av intresse att konglomeratet på samma ställe genomsettes av en annan pegmatit, som är så lik den förra att de längre bort från kontakten, inom kvartsdioriten, icke kunna skiljas från varandra. Utom dessa större bollar, i vilka bergarten ännu kan igenkännas, innehåller konglomeratet ytterligare mindre fragment av fältspat och kvarts, vilka tillsammans med rikligt förekommande biotit bilda dess cement. I konglomeratets övre (sydöstra) del finnas några cm- till dm-mäktiga lager av en tydligt skiktad, finkornig, kristallinisk bergart, bestående väsentligen av fältspat och kvarts och sålunda motsvarande till sin sammansättning en arkos. Denna förmedlar övergången till de ovanpå följande brant uppresta, fin- till småkorniga glimmerskiffrarna.

På östra sidan av områdets norra ända, vid landsvägen till Idensalmi, 4 km från Nissilä, är åter en profil, ungf. 200 m lång, blottad på



en liten höjd kallad Lähemäki. Närmast landsvägen, på bergets östra sluttning, anstår en grå, små- till medelkornig, något strimmig kvartsdiorit. Den är sammansatt väsentligen av plagioklas ( $An_{25}$ ) och kvarts och för därjämte sparsamt biotit, grönt hornblände och enstaka tydliga vid granulationen nybildade mikroklinkorn. Plagioklasen innehåller rikligt med finstänglig zoisit, och dessutom förekomma här och där några större epidotkorn. Plagioklasen bildar 0.8—1 mm mätande individer med buktande, icke idiomorfa gränser mot kvartsen, som fyller mellanrummen. Bergarten äger snarare en primär stelningsstruktur än en sekundär, kristalloblastisk. Ätminstone skiljer sig den synbarligen sekundära granulationen, som börjar göra sig gällande, skarpt från den tidigare strukturbilden. Närmare kontakten (mot väster) blir bergarten starkt förskiffrad och granulerad. Denna huvudsakligen mekaniska förskiffring har, liksom på det föregående stället, påverkat även de ovanpå avlagrade bergarterna och står sålunda tydliga i samband med den veckning, under vilken denna sedimentserie upprests och sammanprästs. Det är påfallande, att den icke gör sig kännbar längre än några tiotal meter från kontakten. Själva gränsen kunde icke blottas, ehuru underlaget och sedimentserien ovanpå ställvis anträffades på några meters avstånd från varandra. Att sluta av några lösa block vid gränslinjen, betecknas denna av en sönderkrossningszon. — Den lodrätt stående sedimentserien börjar med ett ung. 20—30 m mäktigt lager av en grå, medelkornig, tydligt klastisk kvartsit. Redan makroskopiskt men i synnerhet vid mikroskopisk undersökning märker man, att den är i hög grad mekaniskt deformerad. De klastiska kornen (2—3 mm) hava dock delvis bevarat sin ursprungliga form, visande att de varit väl rundade. De bestå huvudsakligen av kvarts med sparsamt mikroklin och albit. De ligga tätt mot varandra, så att det sammanbindande cementet, som väsentligen består av fina muskovitfjäll, är alldeles underordnat. Emedan den underliggande kvartsdioriten nästan h. o. h. saknar mikroklin och för övrigt äger mindre korn, kan den knappast hava givit materialet till denna grovkorniga kvartsit. Den antagliga sönderkrossningszonen mellan dem skulle ju också förutsätta, att förskjutningar ägt rum vid gränsen och att kvartsiten icke befinner sig i primärt läge i förhållande till underlaget. Ovanpå kvartsiten följer med en övergång på en halv meter en i början skiktad, sedan homogen, finkornig skiffer. Skiffern visar mikroskopiskt en mycket finkornig (0.005—0.010 mm) kristallisationskiffrig massa av muskovit- och biotitfjäll, sparsamt malm och färglösa korn, vilka till största delen torde bestå av

kvarts och något plagioklas. Skiktningen betingas av omväxlande finare och grövre material i de mm- till cm-måttiga lagren, vilka för övrigt icke avvika från varandra i sammansättning. I den fina skiffermassan förekomma större biotitporfyroblaster (0.1—0.3 mm), vilka uppträda oberoende av förskiffringen och äro bildade senare än denna, sannolikt genom kontaktinverkan från yngre uralitgabbro- och pegmatitgångar.

Ung. 1.5 km väster om Salahmi gamla järnbruk på östra sluttningen av Murennusmäki höjd anträffas igen en liknande kontinuerlig profil. Underlaget består här av en ljusgrå migmatit av kvartsdioritisk sammansättning med slingrande biotit- och hornbländerika sliror. Ställvis saknas dessa och bergarten har aplitisk sammansättning. Närmast kontakten utplånas migmatitens fluidala strimmighet, den blir ytterst starkt förskiffrad och övergår utan skarp gräns i en tydligt skiktad bergart. Skiktningen betingas av omväxlande 1—2 cm tjocka mörkare och ljusare varv. De mörkare varven bestå av en finkornig (0.01—0.02 mm) kvartsplagioklas-massa och rikligt biotit. I de ljusare varven är denna arkos-massa övervägande. Den innehåller spridda större (0.05—0.06 mm) klastiska korn av kvarts och plagioklas ( $An_{20-25}$ ) och sparsamt med muskovit- och biotitfjäll. De ljusa varven ha väsentligen samma mineralsammansättning som underlagets kvartsdiorit och äro även synbarligen bildade ur ett detritus av densamma. Den kontinuerliga övergången från den förskiffrade kvartsdioriten till den skiktade arkosbergarten pekar även i samma riktning och antyder, att kontakten är primär, d. ä. att den senare avlagrats direkt på kvartsdioriten utan grovklastiska basalbildningar.

De som ögongnejs<sup>1</sup> betecknade bottenbildningarna äro bäst blottade i södra delen av området, i trakten av Haajaistenkylä by. Dessa bergarter bilda här en närmare 7 km lång åt nordnordväst löpande höjdsträckning. Denna följes på båda sidor av breda dalgångar, vilka dölja kontakten med den omgivande migmatitiska berggrunden. Ögongnejsen är här en ursprungligen grovklastisk bergart, som skiljer sig från vanliga konglomerat genom att fragmenten, såvida deras ursprungliga former äro bevarade, icke synas hava varit i någon högre grad avrundade. Olika stora fragment, från några mm till 10—15 cm i genomskärning, förekomma om varandra. Dock kan man i stort särskilja en lagerstruktur, vilken framträder som några

<sup>1</sup> Jämf. *Benj. Frosterus*: Bergbyggnaden i sydvästra Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, n:o 13, 1902, s. 86 o. a.

tiotal till hundra meter breda zoner med tätare liggande och större fragment, omväxlande med andra med mindre och glesare. Bergarten är starkt förskiffrad och fragmenten utvalsade till tjocka linser. Den skiffriга strukturen är också den mest iögonenfallande karaktären hos bergarten. De större fragmenten bestå av likadan migmatitisk kvartsdiorit och granodiorit, som anstår öster om ögongnejszonen. Migmatitkaraktären kan dock i allmänhet icke tydligt framträda i fragmenten på grund av deras ringa storlek. De mindre fragmenten utgöras av fältspat (både plagioklas och mikroklin) och kvarts. Cementet mellan dem är sammansatt av samma mineral och därtill biotit.

### Utajärvi—Kiiminki-området.

Detta område av kaleviska superkrustala bergarter är ung. 2,900 km<sup>2</sup> stort och sträcker sig genom socknarna Utajärvi, Över- och Nederkiiminki, Haukipudas och Ijo. På sydvästra sidan gränsa dessa bergarter till ett större massiv av postkalevisk granit, på nordvästra och nordöstra sidan till äldre, delvis migmatitiska graniter, granodioriter och kvartsdioriter, vilka bilda underlaget för formationen. Själva kontakten mot underlaget är blottad endast vid områdets nordvästra gräns och i dess sydöstra delar. Tektoniskt är området sammansatt av omväxlande synklinaler och antiklinaler, vilkas axlar i söder hava riktningen N—S men böja sig i de mellersta och nordvästra delarna åt nordväst och västnordväst. I de mellersta delarna är den antiklinala karaktären dominerande, i det att underlaget här sticker fram ur sedimenttäcknet och närmast omgives av grova bottenbildningar, medan de finare sedimenten, motsvarande en högre horisont, uppträda längre på sidorna. Tektoniken visar för övrigt omväxlande karaktär, med än brant uppresta, kraftigt sammanveckade skiktserier, än jämförelsevis flackt liggande lager. Även förskjutningar torde hava sin andel i tektoniken. Tektoniken har dock, till följd av att trakten är så flack och berggrunden så litet blottad, endast på få ställen kunnat studeras i detalj.

Formationen består av följande huvudleder, räknat från underlaget uppåt:

Konglomerat och arkos  
Kvartsit  
Glimmergnejs och glimmerskiffer  
Mergelskiffer  
Dolomit.

Dessa leders petrografiska beskaffenhet och förhållande till varandra och underlaget belyses av det följande.

Den sydligaste delen av området, på båda sidor om Ule älv, utgöres i stort sett av en synkinal. Mitten av området upptages nämligen av glimmergnejs och glimmerskiffer, medan på båda sidor grovklastiska bildningar, konglomerat och arkos äro förhärskande. Berggrunden är blottad endast norr om Ule älv samt ställvis i dess dalgång; söder om älven täckes berggrunden av vidsträckta kärrmarker och sandavlagringar. — Arkosen förekommer på östra sidan om gnejs- och skifferbältet. Den är övervägande en enförmig ljusgrå eller oftare ljusröd, vanligen småkornig, massformig bergart, vars sedimentära härkomst framgår av en oskarp diagonal skiktning och en klastisk struktur, som betingas av kvartsbollar av ända till ett hönsäggs storlek. Dessutom visar arkosen lagerstruktur i stort, vilken framträder som grövre, diagonalt skiktade, klastiska och finare, homogena, om lepitit påminnande, tiotal meter breda lager. Emellan dessa finnas ytterligare från några till ett par tiotal meter breda mellanlager av glimmergnejs. Där dessa tecken på sedimentär uppkomst saknas, är bergarten så lik en småkornig, aplitisk granit, att den lätt kunde tagas för en sådan. Den förhärskande typen består av lika stora mängder kvarts, mikroklin och albitisk plagioklas ( $An_5$ — $An_{15}$ ). Därjämte förekommer alltid, men i små mängder, biotit, accessoriskt apatit, titanit och zirkon. Ställvis, särskilt i växelagren i skiffrarna, har bergarten nästan kvartsitisk sammansättning, med dominerande kvarts, något plagioklas och delvis h. o. h. utan mikroklin. Under mikroskopet är den klastiska strukturen icke särskilt framträdande. Man kan dock i de flesta preparat särskilja större (1—2 mm) kvartskorn i en finare (0.1—0.3 mm) granoblastisk massa av isometriska kvarts- och fältspatkorn. Dessa ha icke en sådan jämn, polygonal begränsning, som karakteriserar åtminstone mera basiska kristalloblastiska bergarter, utan äro hakigt begränsade. Strukturen är enligt *Grubenmans* terminologi blastopsammitisk. En senare metamorfos röjer sig i randlig, kataklastisk granulering och t. o. m. sönderkrossning av de större klastiska kvartskornen. — Arkosens förhållande till underlaget är icke känt, då gränzonen täckes av vidsträckta kärrmarker. Emedan dess lutning blir allt svagare mot öster, utgörande i de yttersta förekomsterna ställvis endast 30°—40° mot W och E, synes det sannolikt, att den här vilar direkt på underlaget, vilket såsom mera resistent hindrat en kraftigare ihopveckning av arkoslagren. Till sin

mineralsammansättning motsvarar arkosen i det väsentligaste de österut förekommande granodioriterna. I de närmast arkosen förekommande granodioriterna är sammansättningen t. o. m. identisk. Arkosen skiljer sig från granodioriten endast genom mindre korn, sin klastiska struktur och avsaknaden av den migmatitiska karaktären. Dess material måste sålunda utgöras av ett genom i huvudsak mekanisk förvittring lösgjort granodioritmaterial, vilket blivit omlagrat sannolikt av rinnande vatten. De större klastiska kvartskornen (1—2 cm) kunde härstamma från granodioritens pegmatiter. — Övergången i gnejs- och skifferterrängen i väster sker inom en ett par hundra meter bred zon, så att i arkosen först uppenbara sig tunna biotitrika skikt och dessa växa till allt mäktigare växellager och slutligen taga överhand. De tunna, ljusa arkoslagren i den mörkare glimmerskiffern äro förvillande lika konkordanta intrusiva granitgångar. Sådana profiler, där dessa övergångar väl kunna studeras, äro blottade särskilt i trakten av Säippäkoski torp ung. 20 km åt sydost från Utajärvi kyrkoby, samt i Ule älvs dalgång, vid den understa av Niskakoski forsar, den som kallas Nuojua. Vid gränsen mot arkosen är gnejsen finkornig och utpräglad skiffrig. Den innehåller rikligt biotit och muskovit och därjämte kvarts och plagioklas ( $An_{20-25}$ ) i närmelsevis lika stora mängder. Kalifältspat saknas. Biotit och muskovit äro ofta fördelade på skilda, 2—4 mm mäktiga skikt, vilka således väl framträda redan för blotta ögat. Texturen är typiskt kristallisations-skiffrig. Icke endast de lamellära beståndsdelarna biotit och muskovit utan även fältspat och kvarts äro tavelformigt utbildade och parallellt anordnade. Som exempel på kvartsens utplattning må följande dimensioner hos kvartskornen anföras: längd 0.60, bredd 0.05 mm; längd 0.25, bredd 0.02 mm. I de centrala delarna av gnejszonen äro mörkgrå eller nästan svarta, finkorniga (0.05—0.2 mm) kristallisations-skiffriga glimmergnejsar övervägande. Den vanligaste mineralkombinationen är: rikligt med kvarts och biotit, något plagioklas ( $An_{20}-An_{30}$ ), sparsamt med muskovit och kalifältspat. En otydlig skiktning betingas av omväxlande mm- till cm-tjocka kvarts- och biotitrikare lager. Somliga lager kunna även innehålla rikligt plagioklas och något hornblände. Fältspatshalten i dessa bergarter är genomgående så hög, att ingen av dem kan anses motsvara *Grubenmans* definition på egentliga glimmerskiffrar. Dock skilja de sig från de tidigare skildrade botteniska plagioklasgnejserna genom att biotiten blivit dominerande och hornblände anträffas endast undantagsvis och mycket sparsamt. De biotitrika och fältspatfattiga gnejserna härstädes höra till grup-

pen II, lerjordssilikatgnejserna, i *Grubenmans* klassifikation och äro i motsats till de botteniska plagioklasgnejserna typiska lerjordsrika sediment.

Västerut övergå dessa gnejser kontinuerligt i konglomerat, sålunda att de börja innehålla bollar, särskilt av kvarts. Typiskt konglomerat finnes bäst blottat i de vidsträckta flacka hållarna Soijinkalliot och Lahdenkangas några km nordost och öster om Utajärvi kyrkby. Konglomeratet är sammansatt av olika stora bollar, från några cm till 0.5 m i genomskärning, i en grå, små- till medelkornig mellanmassa. Den nästan massformiga, homogena matrixen gör makroskopiskt intrycket av en magmabergart. Å andra sidan förefinnes en viss likhet med moränkonglomerat, i det att kantiga, oregelbundna bollar av olika storlek förekomma om varandra. En lagring i stort kommer dock till synes däri, att bollfria zoner omväxla med sådana, där bollarna ligga tätt hoppackade. Till följd av flack lagerställning, med 20—30° stupning åt olika håll, är det icke möjligt att ange någon gemensam strykningsriktning. Däremot kan man ställvis observera en svag förskifring i riktningen N 30°—40° E. Bollarna bestå av följande bergarter:

- a) Granit, granodiorit, kvartsdiorit och aplit.
- b) Grå, glasig kvartsit.
- c) Glimmergnejs.

Granit-, granodiorit-, och kvartsdiorit-bollarna äro makroskopiskt för det mesta vita, även ljusröda, nästan aplitiska, små- till medelkorniga bergarter. De förhärskande beståndsdelarna äro kvarts, plagioklas och mikroklin; underordnat förekommer biotit. Muskovit, klorit, zoisit och kalcit anträffas som sekundära sönderdelningsprodukter. Variationerna i plagioklasens sammansättning (An<sub>11</sub>—An<sub>30</sub>) samt plagioklasens och mikroklinens omväxlande mängdförhållanden betinga samma bergartstyper, som anträffas i migmatitterrängen österut. Även den karakteristiska strimmiga migmatitstrukturen framträder i de större bollarna. Kvartsit- och glimmergnejs-bollarna äro icke av så karakteristisk beskaffenhet, att någon bestämd härkomst för dem kunde anges. Sannolikt tillhöra de någon äldre formation. Man har nämligen iakttagit några större glimmergnejsbollar, vilkas utpräglade skiffrihet icke sammanfaller med konglomeratets och vilka skarpt begränsas mot konglomeratets matrix. Därav framgår att glimmergnejsen varit utsatt för stressinverkan, förrän den inbäddats i konglomeratet. — Konglomeratets matrix består av mm- till cm-stora, än rundade, än kantiga, klastiska fragment av plagioklas, mikroklin

och i synnerhet kvarts i en fin, granoblastisk massa av polygonala kvarts- och fältspatkorn, biotit- och muskovitfjäll. Den är sålunda sammansatt av väsentligen samma mineral som de större bollarna och utgöres tydligen av detritus av dem, som icke undergått annan förändring än att det finaste materialet blivit omkristalliserat.

I nordvästra delen av Utajärvi socken (öster om den punkt, där 65:te parallellgraden skär Kiiminginjoki älv) finnes en hållkomplex, benämnd Kalliomaa, som till största delen består av konglomerat. I mitten sticker underlaget fram, och på sidorna överlagras konglomeratet av kvartsit och finkornig glimmergnejs. Fig. 24 utgör en profil tvärs över lagerkomplexen. Där betecknar d formationens underlag, som anstår här i ett par små hällar. Det ut-

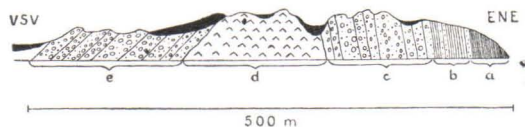


Fig. 24. Profil genom konglomeratförekomsten på Kalliomaa i västra delen av Utajärvi socken. a = finkornig glimmergnejs; b = glimmerskiffer med kvartsitlager; c = konglomerat; d = kvartsdiorit; e = konglomerat; svart = jordbetäckt.

göres av en ljusröd, småkornig kvartsdiorit med förhärskande plagioklas ( $An_{25}$ ) och kvarts, underordnat mikroklin och sparsamt muskovit och biotit. Bergarten genomsettes av mikroskopiskt synliga kataklazoner, i vilka alla beståndsdelar äro sönderkrossade. I sprickorna finnes nästan överallt en ljusgul rosts substans. Bergarten är, även makroskopiskt betraktad, full med sprickor och mycket rostig. Den innehåller cm- till dm-stora oregelbundna partier av oren kalkspat, som i sig innesluter detritus av kvartsdioriten. Då kvartsdioriten här bildar det direkta underlaget för de sedimentogena bergarterna, skulle det ligga nära till hands att antaga kvartsdioritens beskaffenhet bero på sönderdelning före sedimentens aflagring. Detta är dock knappast fallet. Kvartsdioritmaterialet (d. ä. bollarna) i konglomeratet visa icke tecken till sådan kemisk förvittring, liksom konglomeratets beskaffenhet överhuvudtaget icke förutsätter detta. Snarare står kvartsdioritens beskaffenhet i samband med en senare, rent dynamisk brecciebildning, varvid kalkspat och rosts substans avsatts i sprickorna. — På norra sidan om en kärrfylld dæld, ung. 50 m från kvartsdiorithällarna, finnes konglomeratet c. Den 50—75 m breda konglomeratzonen bildas av några

meter mäktiga bollrika och bollfria lager. Bollarna äro tämligen stora (ända till  $30 \times 19$  cm) och bestå huvudsakligen av kvartsit och glimmergnejs, endast till en mindre del av kvartsdiorit. Konglomeratets matrix är en likadan grovklastiskt bergart, bestående av kvarts- och fältspatsfragment i en fin granoblastisk massa, som på det föregående stället. — Övergången till den pålagrade glimmergnejsen förmedlas av en närmare 50 m bred zon (b), där finkorniga glimmerrika skikt omväxla med andra, 1—2 cm mäktiga, tydligt klastiska och kvartsrika. — Mot nordost tar glimmergnejsen överhand. Den är en fältspatfattig och muskovitförande *biotitgnejs*, som till sin sammansättning redan står nära typisk glimmerskiffer. Gnejsen synes ensam bilda områdets nordostligaste gränsson. I de flesta av de få förekomster där den här blir synlig, innehåller den rikligt med staurolit. — Hela lagerserien norr om profilens kvartsdiorithållar stupar brant ( $70$ — $80^\circ$ ) mot NNE. — Söder om kvartsdioriten följer på ett avstånd av ungf. 75 m konglomeratet e. Det är av samma beskaffenhet som det förra, utom att bollar av kvartsdiorit och även av mikroklinrikare bergarter förekomma i större mängd. Kvartsdioritbollarna äro av samma beskaffenhet som kvartsdioriten d, utom att de sakna kalcit och rostsprickor. Den grovklastiska matrixen visar en tämligen tydlig, av varierande kornstorlek betingad skiktning, vars tydlighet ytterligare förhöjes genom ett par cm mäktiga, här och där inlagrade skikt av en svart, finkornig glimmerskiffer. Konglomeratet intar ett jämförelsevis flackt läge med  $30^\circ$ — $35^\circ$  stupning mot SSW. — Söder om konglomerat är berggrunden blottad först närmare Kiiminginjoki älv (på ett avstånd av 2—3 km) och består här av svart, finkornig glimmergnejs l. glimmerskiffer. Denna intager konkordant med konglomeratet ett flackt läge, stupande  $30^\circ$ — $35^\circ$  mot SSW. — Dessa sediment bestå sålunda ner till av en väsentligen oförvittrad detritus av underlaget. Detta material har avlagrats i vatten, såsom framgår av dess sortering och ofta tydliga skiktning. Uppåt bliva kvartsrika och glimmerrika lager synnerligen tydligt åtskilda, och överst finnas redan glimmergnejser, vilka till sin sammansättning stå nära glimmerskiffer och vilka sålunda förutsätta kemisk förvittring och förvittringsprodukternas differentiation. — De tektoniska förhållandena visa, att hela serien pressats till ett antiklinalt veck och att dessutom mellan c och d sannolikt en vertikal förkastning inträffat, så att underlaget genom den efterföljande denudationen blottats i mitten av bottenbildningarna.

De i områdets centrala delar på kartan betecknade *kvartsiterna* äro mycket ofullständigt blottade. De utgöras dels av



grovklastiska, något fältspatförande kvartsiter, vilka synbarligen ansluta sig till konglomeratbildningarna, endast saknande större konglomeratbollar; dels äro de nästan fältspatfria, makroskopiskt helt glasiga och under mikroskopet kristallina eller med otydligt klastisk relikstruktur.

De förhärskande bergarterna i områdets nordvästra del äro svarta, finkorniga fyllitliknande glimmerskiffrar. Särskilt närmare kvartsitområdena innehålla de ljusare, 1 cm—1 dm mäktiga mellanlager av småkornig, halvklastisk, glimmerförande kvartsit. En systematisk mikroskopisk undersökning av de finkorniga skifferbergarterna har icke utförts. Undersökningen av några få präparat har visat, att de väsentliga beståndsdelarna äro kvarts och biotit. Underordnat förekomma klorit, muskovit, plagioklas, mikroklin och malmkorn (pyrit, magnetkis, magnetit och ilmenit). Biotiten förekommer i två generationer: dels såsom fina parallellt orienterade fjäll i bergartens kristallisationsskiffriga massa, dels såsom stora porfyroblaster. Dessa biotitporfyroblaster äro yngre än den stressinverkan som bergarten genomgått, i det de visa sig vara alldeles oberoende av bergartens skiffrighet och innehålla helicitiska strimmor av liknande malmkorn, som förekomma utanför desamma. Den äldre biotitgenerationen har synbarligen bildats genom stressinverkan i samband med den kaleviska veckningen och porfyroblasterna senare genom den postkaleviska granitens kontaktinverkan, vars intrusion inträffade först efter veckningsrörelsernas avslutning.

I nära samband med dessa glimmerskiffrar förekomma i mindre utsträckning mägelskiffrar, vilka skilja sig från de förra genom sin betydande karbonathalt. De äro vanligen tydligt randiga beroende på omväxlande svarta och grå, ända till 1 cm mäktiga skikt. Dessa kunna vara så tunna, att mäktigheten hos de enskilda skikten icke överstiger 1—2 mm, visande att bergarten bildats av ett mycket fint material. Skiktningen betingas av variationer i beståndsdelarnas mängdförhållanden. Sålunda kunde i ett  $1.5 \times 1$  cm stort präparat särskiljas 14 tämligen skarpt skilda skikt med följande mineralsammansättning:

1. rikligt kvarts, karbonat, muskovit, biotit.
2. biotit, karbonat, kvarts, muskovit.
3. = 1.
4. mycket finkornig massa av biotit, kvarts och karbonat, utan muskovit.
5. rikligt karbonat, biotit, muskovit, kvarts.
6. = 4.

7. = 5.
8. muskovit, biotit, karbonat, kvarts.
9. kvarts, muskovit, biotit, karbonat.
10. biotit, muskovit, kvarts, utan karbonat.
11. = 8.
12. biotit, muskovit, kvarts, karbonat.
13. mycket finkornig massa (0.008—0.010 mm) av kvarts, fältspat (plagioklas), sparsamt biotit och muskovit, utan karbonat.
14. = 10.

Dessa märengskiffrar förmedla övergången till dolomiterna, vilka synas bilda endast några meter mäktiga lager och sålunda icke kunnat särskilt betecknas på översiktskartan. De flesta förekomsterna i fast klyft ligga i trakten nordost om Kiiminki kyrka. I samma trakt finnes även rikligt med lösa dolomitblock, vilka utgjort materialet till en föga givande kalkbränning i enkla jordugnar. Dolomiterna äro mörkgrå eller t. o. m. helt svarta, finkorniga, massformiga bergarter. I de renaste varieteterna kan man under mikroskopet i den finkorniga (0.01—0.05 mm), kristalliniska karbonatmassan särskilja endast enskilda korn av tremolit, plagioklas och kvarts. Följande analys är utförd på en sådan ren bergart:

		Mol. prop.
Olösligt .....	6.67	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } .....	0.53	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } .....		
FeO .....	4.27	59
MgO .....	13.81	345
CaO .....	29.21	522
CO <sub>2</sub> (glödgn. förl.) .....	44.07	1002
	98.44	
FeCO <sub>3</sub> .....	6.84 %	
MgCO <sub>3</sub> .....	28.98	
CaCO <sub>3</sub> .....	52.20	

Dolomit, Koskelankoski fors i Kiiminginjoki älv, Nederkiiminki socken. Anal. stud. *E. E. Lundmark* (FeO-bestämningen av författaren).

Överskottet av CO<sub>2</sub> i analysen (en övningsanalys) torde bero på för låga CaO- och MgO-värden.

Tremolithalten i dolomiten blir ställvis så hög, att bergarten kan betecknas som strålstensfels, bestående av ljusfärgad,

stänglig strålsten och underordnat av karbonat. Då detta oftast inträffar i närheten av amfibolitintrusionerna, är tremoliten synbarligen av kontaktmetamorft ursprung.

I områdets nordligaste gränsson utgöres formationens underlag av albitgranit (jämf. s. 43), som i Iijoki älvdal kommer i nära beröring med den sedimentogena komplexens bottenlager. Detta bildas här av en mörkgrå eller svart, medelkornig, klastisk, fältspatrik kvartsit eller arkos. De klastiska kornen bestå av kvarts, och cementet emellan dem av samma mineral jämte finfjällig biotit och muskovit samt malmstoff. Den är till sin sammansättning sålunda analog med albitgraniterna och kan uppfattas såsom en omlagrad detritus av desamma. Mot områdets inre delar förekommer denna fältspatsrika kvartsit såsom cm- till dm-måttiga mellanlager i glimmerskiffern, såsom beteckningen på kartan schematiskt anger.

**Amfiboliter.** Den sedimentära lagerserien genomsättes av tre större och ett antal mindre massor av intrusiva basiska bergarter, vilka genomgående metamorfoserats till amfiboliter. De förekomma huvudsakligen innanför det sedimentogena området men bilda även utanför detsamma, i underlagets infrakrustala bergarter, gångar och mindre intrusivmassor. De äro överallt skarpt begränsade emot omgivningen och innesluta i sig fragment av glimmerskifferna och kvartsiterna. Särskilt kvartsitfragmenten hava metamorfoserats sålunda att likadan amfibol, som finnes i amfiboliterna, bildar oskarpa strimmor i fragmenterna. Dessa amfiboliter äro grönsvarta, fin- till småkorniga, tämligen massformiga bergarter med en mycket enformig beskaffenhet. Huvudbeståndsdelen är en ljusgrön amfibol, som till sina optiska egenskaper motsvarar ett ljusfärgat hornblände eller aktinolit. Den är alltid stängligt utbildad och ofta radialt strålig. Såsom underordnade beståndsdelar förekomma plagioklas ( $An_{40}$ — $An_{50}$ ), kvarts, ilmenit och titanit. Amfibolen utgör i de flesta proven ung. 70 % av bergartens massa, i några 80 % och närmare 90 %. Plagioklas (övervägande) och kvarts bilda en fin (0.05—0.08 mm) kristalloblastisk massa mellan amfibolstänglarna. Kvartskornen uppträda även klumpvis och i strimmor, liksom vore de ett främmande element (möjligen tidigare sprickfyllnader) i den för övrigt homogena bergartsmassan. Malmkornen visa ofta leukoxenkrans och utgöras sålunda synbarligen av ilmenit. Den gryniga titaniten torde i sin helhet vara bildad av ilmenit, såsom de sparsamma malmresterna i densamma här och där antyda. Amfiboliferna innehålla sålunda

knappast några primära beståndsdelar, likasom även primära strukturer saknas, och deras ursprungliga petrografiska karaktär kan icke utrönas. I det nordligaste och största massivet har dock påträffats sådana anhopningar av större hornbländekristaller i en för övrigt finkornig mellanmassa, som pläga förekomma såsom relikta strökorn i starkt metamorfoserade uralitporfyriter. På grund av kontaktförhållandena måste dessa amfiboliter anses för ursprungliga intrusivbergarter, och den så fullständigt genomförda metamorfofen torde förutsätta, att de varit tämligen finkorniga. Av mineralsammansättningen kan man sluta, att de till sin kemiska sammansättning motsvara basisk gabbro.

Postkalevisk granit och pegmatit. I sydöstra delen av området finnas t. ex. inom arkos- och konglomeratfälten i Utajärvi här och där gånger av grov granitpegmatit, vilka torde härstamma från det stora massivet av postkalevisk granit västerut. Kontaktzonen mellan detta granitmassiv och de typiska sedimenten är här betäckt och kontaktförhållandena okända. Norr om Ule älv, i Muhos och Uleå socknar, finnas vid gränsen emot den postkaleviska graniten starkt metamorfoserade, med granit- och pegmatitgångar intimt impregnerade glimmergnejser. Några förekomster av likadan kvartsit som längre norrut och den gemensamma strykningens riktning antyda, att ådergnejserna här äro genom injektionsmetamorfos omvandlade ekvivalenter till de svagare metamorfoserade glimmerskiffrarna.

Åtskiljandet av den postkaleviska graniten från de söderut förekommande postbottniska infrakrustala bergarterna grundar sig därpå, att den kaleviska formationen genomsättes av den förra, medan de senare i Utajärvi och längre norrut bilda underlaget för samma sediment. Undersökningen av den postkaleviska graniten, särskilt dess förhållande till de postbottniska bergarterna, har försvårats och blivit ofullständig, då berggrunden just i dessa flacka kusttrakter är täckt med vidsträckta ler-, sand- och torvavlagringar. Sålunda hava de båda geologiska grupperna ingenstädes observerats såsom större massor i kontakt med varandra. Endast enskilda gånger, synbarligen härstammande från den postkaleviska graniten, finnas här och där i de postbottniska bergarterna. Ehuru själva gränslinjen icke är blottad, finnes dock en skarp kontrast emellan den söderut, t. ex. i Temmes, förekommande kraftigt metamorfoserade postbottniska granodioriten och kvartsdioriten samt den nästan ometamorfoserade postkaleviska graniten. Huruvida kvartsdioritområdena vid nedre loppet av Ule älv verkligen höra till den postbottniska grup-

pen och icke till den postkaleviska graniten, har icke kunnat avgöras, då kontakterna överallt äro dolda.

Den postkaleviska graniten är av tämligen enformig beskaffenhet. Den mest utbredda typen är röd eller rödgrå, medelkornig och massformig. I mindre utsträckning förekommer en porfyrtad strukturtyp med 1—2 cm stora, parallellipediska, långsmala strökorn av mikroklinpertit. I samband med inneslutna gnejspartier anträffas dessutom en strimmig migmatitisk varietet. Särskilt till den jämnkorniga typen ansluta sig flerstädes pegmatiter. Huvudbeståndsdelarna äro kvarts, mikroklin, plagioklas ( $An_5$ — $An_{25}$ ) och biotit. Dessutom förekommer ställvis även muskovit såsom väsentlig beståndsdel. Den granitiska sammansättningen, d. ä. kombinationen: mikroklin och albit, eller: mikroklin betydligt övervägande och oligoklas, synes vara den förhärskande, men även kvartsmonzonitiska, nära kalk-alkaligranit stående modifikationer förekomma. Åtskiljande av dem på kartan var dock omöjligt, till följd av fåtaliga observationer och emedan de förekomma så intimt blandade med varandra. Mikrostrukturen visar föga utpräglad den vanliga kristallisationsföljden: biotit, plagioklas, mikroklin, kvarts, och står närmare den eugranitiska än den hypidiomorft korniga strukturtypen. Strukturen torde i det väsentligaste vara primär. Kvartsen är endast svagt eller icke alls undulrande. Dessa graniter motsvara såsom petrografisk typ i alla hänseenden de postkaleviska graniter inom Rovaniemibladets område, vilka beskrivits av *Hackman* (l. c.). Men å andra sidan är även likheten med de prekaleviska mikroklingraniterna så stor, att bergarterna icke skulle kunna skiljas från varandra enbart på petrografiska grunder.

### Kemi—Rovaniemi-området.

Endast den sydligaste delen av detta område faller inom den medföljande översiktskartan. Den nordliga delen hör till kartbladen C 6 Rovaniemi och B 6, Över-Torneå, av Geologisk översiktskarta över Finland. Denna del, liksom även trakten närmast Torneå stad, motsvarande kartbladet B 5 Torneå, har redan beskrivits av *V. Hackman* (l. c.).

Den på översiktskartan synliga delen av sedimentkomplexen har tydligt synklinal karaktär. Närmast underlaget finnes en 4—5 km bred zon av kvartsit, som börjar något väster om Kemi älv och fortsätter i öster och nordost på kartbladet Rovaniemi. Kvartsiten är avlagrad omedelbart på underlaget. Dess strykning följer konformt områdets yttre begränsning, och stupningen, varie-

rande mellan 40° och 70°, är i allmänhet mot norr och nordväst, alltså inåt. Synklinealens inre del intages av glimmerskiffer och i denna inlagrad dolomit. Frånsett lokala avvikelser är deras strykning konform med kvartsitens, stupningen är övervägande vertikal. Hela lagerkomplexen har dessutom blivit utsatt för senare dislokationer. Särskilt i den sydligaste delen av området äro nämligen bergarterna zonvis kraftigt förskiffrade i riktningen norr—söder, alltså vinkelrätt emot kvartsit- och skifferlagrens strykning. De sedimentogena bergarterna genomsättas av metamorfoserade diorit- och gabbrobergarter. Dessa intrusioner förekomma såsom större massor såväl inom sedimentbergarterna som inträngda mellan dem och underlaget, och ännu långt utanför sedimentområdet finnas gångar av dem i den äldre berggrunden. Intrusioner av surare magmabergarter hava däremot icke påträffats.

Underlaget utgöres längst i väster enl. *Hackman* (l. c.) av kvartsgabbro och kvartsnorit. På södra och sydöstra sidan bestå de angränsande äldre bergarterna av mikroklinkvartsdiorit och kvartsdiorit med delvis migmatitisk utbildning. Den omedelbara kontakten mellan kvartsiten och underlaget har funnits blottad endast på ett ställe, nämligen på Iso-Juokuanmaa i ödemarken ung. 15 km i nordväst om Kemi stad. I en vidsträckt komplex av små, sönderklyftade hällar bestå de sydligaste av en typisk grå, medelkornig kvartsdiorit med enstaka cm-stora, röda mikroklinkorn. Dessa äro ställvis anrikade i strimmor, så att bergarten då är av granitisk sammansättning. Kvartsdioritens huvudbeståndsdelar äro plagioklas ( $An_{25-30}$ ) och kvarts, biotit förekommer underordnat. Plagioklasen, som redan makroskopiskt betraktad förefaller grumlig, är uppfylld med en fin muskovit-zoisitmassa samt karbonatkorn. Såväl plagioklas- som kvartskornen äro delvis randligt granulerade. Mot norr, d. ä. närmare kvartsiten, början kvartsdioriten innehålla sprickgångar av kvartsit och övergår till sist i en breccia, där fragmenten utgöras av kvartsdioritblock, cementet av kvartsit. Den finkorniga, något klastiska, orena kvartsiten i sprickgångarna och i breccie-cementet visar sig under mikroskopet vara sammansatt av en fin kvarts-massa med något sericitfjäll, karbonatkorn samt klastiska, skarpkantiga fragment av kvartsdioritens beståndsdelar: fältspat och kvarts. Fältspatfragmenten äro liksom i själva kvartsdioriten fyllda med zoisit och muskovit. Denna bottenbreccia förekommer i en närmare 100 m bred zon. Breccian i sin tur övergår i den ovanpå avlagrade kvartsiten sålunda, att kvartsdioritblocken bliva liksom upplösta och sönderdelade i mindre fragment, vilka till sist h. o. h.

försvinna. Den rena klastiska kvartsiten, som i profilen följer längst norrut, stryker här i riktningen N65°E och stupar jämförelsevis flackt, 60°—65° mot NW, medan stupningen nordligare är brantare, 80°—85° mot NW. — Även på andra ställen vid kontaktlinjen, från denna lokal till Kemi älv, ha iakttagits mindre kvartsdiorithällar, i vilka bergarten är på liknande sätt breccierad. Likaså hava i kvartsitens understa (sydligaste) lager anträffats partier, rika på större fältspat- och kvartsfragment, antydande att kvartsdioritunderlaget måste finnas i närheten.

Områdets sydliga gränslinje betecknar således den ursprungliga avlagringskontakten. Sedimentationen har skett på en kvartsdioritisk berggrund, som varit mekaniskt sönderklyftad men icke i högre grad kemiskt förvittrad.

Kvartsiten är i allmänhet till färgen gulvit eller gulgrå och redan makroskopiskt tydligt klastisk. De 1—2—3 mm stora klastiska kornen bestå huvudsakligen av kvarts och underordnat även av plagioklas och mikroklin. Cementet är sammansatt av små kvarts- och fältspatkorn, muskovit, biotit och kalkspat. Cementet förekommer så rikligt, att de i allmänhet välrundade klastiska kornen ligga h. o. h. isolerade från varandra. I kvartsiten finnas välbevarade böljsslagsmärken, märken efter regndroppar och torksprickor. I trakten av järnvägsbron över Kemi älv (vid älvstranden, samt i järnvägsskärningen nära Lautionsaari haltpunkt) innehåller kvartsiten konkordanta lager av finkornig kristallisationsskiffrig glimmerskiffer.

Skiffarna i den del av området, som faller inom kartbladet Torneå, hava av *Hackman* (l. c., s. 12) beskrivits såsom svarta finkorniga fylliter, vilka väsentligen bestå av »små kvartskorn och biotitblad jämte här och var inströdda karbonater och järnmalmskorn.» Ytterligare omnämnes plagioklas, turmalin, zirkon och rutil. »Den ursprungliga skiktningen framträder i preparat i form av parallela partier av alternerande grövre och finare korn eller också av vexlande riklighet i halten av små järnmalmskorn. Skiffrigheten däremot får huvudsakligen sitt uttryck i de små glimmer- eller kloritbladens parallela anordning.» Ställvis innehålla fylliterna rikligt med kolsubstans. Övergången till dolomiterna förmedlas av karbonatrika dolomitiska fylliter. Ostligare, vid Kemi älv och öster om densamma, återfinnes samma skiffertyper. Och de små dolomitförekomsterna motsvara såväl till sin beskaffenhet som till förekomstättet de av *Hackman* beskrivna.

De basiska intrusivbergarterna motsvara de jatuliska metabasiterna hos *Hackman* (l. c., s. 55). I de större intrusivmassorna är den förhärskande typen en mörkgrön, medelkornig, massformig bergart, som väsentligen består av ofta rödaktig plagioklas och mörkgrön amfibol. Jämte dessa förekommer ilmenit tämligen rikligt såsom primär beståndsdel. Mängdförhållandet mellan plagioklas och amfibol synes över vida sträckor vara tämligen konstant, men ställvis förekomma dock i mindre utsträckning amfibolrika, hornbländitiska och plagioklasrika, anortositiska differentiationer. Strukturen är övervägande gabbroid, till en mindre del ofitisk. I smalare gångar övergår den medelkorniga typen i fin- och t. o. m. mycket finkorniga bergarter. Amfibolen är en ljusgrön aktinolit och tydligen genomgående bildad av primär pyroxen, varav dock inga rester mera påträffats. Vid gabbroid utbildning av bergarten har amfibolen stundom pyroxenens ursprungliga begränsning. Men vanligen har den i någon mån vuxit in i plagioklasen, varvid den ursprungliga gränslinjen gått förlorad. Då bergarten äger ofitisk struktur, bildar amfibolen i pyroxenens ställe en allotriomorf utfyllning i fältspattavlorans mellanrum. Plagioklasen, som i allmänhet icke är zonärt byggd, varierar i sammansättning mellan  $An_{35}$  och  $An_{55}$ . Dessa bergarter tillhöra sålunda dels diorit- dels gabbrogruppen. Ilmeniten omges på vanligt sätt av smala leukoxenränder, och leukoxen har blivit utskild även längs ett system av de romboidala genomgångarna. Såsom sekundära omvandlingsprodukter förekomma ytterligare grön, fjällig biotit samt epidot och karbonatkorn. Särskilt epidoten saknas aldrig och delvis är plagioklasen så fullständigt epidotiserad, att bergarterna kunna betecknas såsom riktiga saussuritdioriter och saussuritgabbroer. Dessa bergarter hava sålunda genomgått en metamorfos, som är karakteristisk för en övre metamorf nivå. Denna metamorfos har varit regional. Den ursprungliga stelningsstrukturen har härvid i det väsentligaste bevarats. Endast inom de jämförelsevis smala zoner, vilka berörts av senare dislokationer, hava även dessa intrusivbergarter jämte sedimentkomplexen blivit intensivt förskiffrade.

I den omnämnda kartbladsbeskrivningen av *Hackman* samt på de av *Sederholm*<sup>1</sup> publicerade översiktkartorna över Finlands prekambrium hava de sedimentogena bergarterna och även de intrusiva »metabasiterna» i Kemi—Rovaniemi-området fördelats på två genom

<sup>1</sup> Atlas de Finlande 1910. Les roches préquaternaires de la Finlande. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, n:o 28, 1911.



en stor diskordans skilda formationer, nämligen i den kaleviska och den jatuliska. Denna indelning synes författaren icke kunna bevisas med de skäl, som anförts som stöd för densamma. Tvärtom finnas, som jag på annat ställe<sup>1</sup> närmare utlagt, positiva bevis, som leda till den motsatta slutsatsen, nämligen att de sedimentogena bergarterna tillhöra en och samma lagerserie i den kaleviska formationen.

### De kaleviska formationernas parallellisering och begränsning nedåt.

Parallelliseringen av de tre områdena av sedimentogena bergarter i Vieremä-, Utajärvi—Kiiminki- och Kemi—Rovaniemi-trakten och särskilt deras förande till den kaleviska formationen, som uppställts i östra delen av Finland och ryska Karelen, avser icke, att en sträng ekvivalens dem emellan behöver råda, eftersom det är fråga om fossilfria prekambriska bergarter. Däremot är det tydligt, att de tillhöra samma geologiska cykel, vilken både nedåt och uppåt begränsas av diastrofism-skeden i den geologiska utvecklingen. Begränsningen nedåt utgöres av den i alla områden tydliga diskordansen emot underlaget. Avlagringen av de grovklastiska bottenbildningarna omedelbart på de postbottniska infrakustala bergarterna måste beteckna en synnerligen stor hiatus emellan de kaleviska och bottniska formationerna. Diskordansen framträder dessutom med stor tydlighet tektoniskt (fig. 25). Man kan nämligen i tektoniskt hänseende särskilja två element: det bottniska och det kaleviska.

I de bottniska terrängerna saknas en utpräglad gemensam strykningsriktning. Såväl den primära som sekundära parallellstrukturen i de sedimentogena och eruptiva bergarterna visar ett i alla möjliga riktningar slingrande lopp, delvis t. o. m. i slutna kurvor, förbindande de båda bergartsgrupperna till en enhet. Massformiga partier finnas i de större batoliternas centrala delar, medan den intrusiva bergarten flerstädes i periferien blir parallellstruerad och sammansmälter med den superkrustala komplexens tektonik. I andra fall utgöres massformiga partier av sådana magmabergartsmassor, vilka intruderats först efter de tektoniska rörelsernas avslutning och sålunda visa skarpare gränser emot omgivningen. Dessa bottniska terrängar motsvara den typ, som även annorstädes visat sig vara karakteristisk för djupare denuderade arkeiska terrängar med övervägande infrakrustala bergarter.

---

<sup>1</sup> Protokoll vid Geologiska Föreningens i Helsingfors möte. *Teknikern*, XXV årgången, 1915, n:o 966, s. 343.

I de kaleviska terrängerna finnes i allmänhet en jämförelsevis enklare tektonik med tydligt gemensam strykningsriktning för de hopveckade lagerserierna. Veckningen har icke alltid varit mera intensiv, än att stupningen här och där blivit tämligen flack och att synklinala och antyklinala veck flerstädes kunna skiljas, vilket i regeln icke är fallet i de botteniska terrängerna. Den kaleviska veckningen skiljer sig med stor tydlighet från den äldre

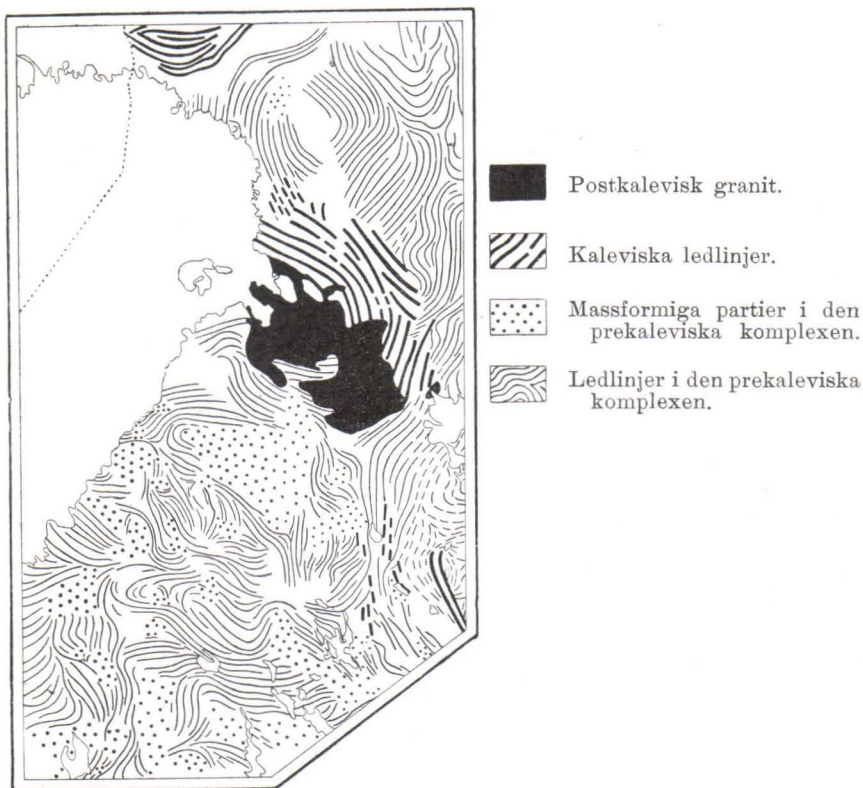


Fig. 25. Översikt av de tektoniska förhållandena i området, upptagande särskilt den prekaleviska och kaleviska tektoniken. Skala 1 : 3,200,000.

tektoniken, som den mångenstädes skarpt övertvårar. Den äldre, botteniska tektoniken har i regel icke i större skala förstörts av den kaleviska veckningen. Sålunda hava t. ex. de postbotteniska migmatiterna i omedelbar närhet till kaleviska områden oförändrade bevarat sin primärt fluidala strimmighet, ehuru denna kan löpa vinkelrätt emot de kaleviska vecken. Särskilt de infrakrustala bergarterna i den prekaleviska komplexen synas icke hava blivit regio-

nalt hopprässade, utan trycket har utlösts i smala re dislokationszoner och lämnat mellanliggande block oberrörda. Detta är fallet t. ex. på östra och västra sidan av Vieremäområdet, där de äldre bergarterna zonvis och konformt med den kaleviska strykningsriktningen antingen breccierats eller, huvudsakligen på mekanisk väg, ytterst starkt förskiffrats. Dessa zoner kunna vara endast tio- till hundratal meter breda men kunna påträffas i samma riktning på milslånga sträckor. De mest framträdande av dessa ha betecknats med tjockare afbrutna linjer på kartskissen fig. 25. I petrografiskt hänseende skilja sig de bergarter, vilka blivit förskiffrade vid dessa kaleviska dislokationer, principiellt från dem, som redan under prekalevisk tid erhållit sin parallelltextur. Hos de förra har förskiffringen skett i en övre metamorf zon och karakteriseras av mekanisk sönderkrossning samt bildningen av sericit, klorit och epidot, medan hos de senare förskiffringen tydligen ägt rum på större djup, delvis under omständigheter, vilka antyda protoklastisk parallelltextur.

Den postkaleviska granitens intrusion, som utgör den övre åldersgränsen för den kaleviska formationen, har synbarligen skett senare än den kaleviska veckningen. Stressfenomen saknas nämligen h. o. h. i det postkaleviska granitmassivet söder om Utajärvi—Kiiminki området och, så långt observationerna visa, även i de pegmatitgångar, som förekomma i de kaleviska terrängerna.

## Jämförelser med andra områden.

Såsom redan anförts grundar sig parallelliseringen av de yngre sedimentogena bergarterna i Vieremä-, Utajärvi—Kiiminki- och Kemi—Rovaniemi-områden med den kaleviska formationen i östra Finland på en analog geologisk ställning, i det att de nedåt emot det äldre urberget äro begränsade genom en stor hiatus och genomsättas av en yngre granit. Ett direkt sammanhang förefinnes icke, ej heller hava de prekaleviska infrakrustala bergarterna tills vidare i en fortsättning följts ända till östra Finland, så att man skulle kunna avgöra huru de här förhålla sig till den kaleviska formationen. Jämförelsen med det förhandenvarande materialet från östra Finland visar dock, att de infrakrustala bergarter, vilka här underlagra den kaleviska formationen och genomsätta äldre (ladogiska) gnejser och kvartsiter, äro av samma petrografiska typer som i vårt område. Huruvida även det geologiska förekomstsättet och det genetiska sambandet mellan de olika typerna är detsamma, är svårare att avgöra, då kartläggningen i östra Finland icke utförts enligt samma principer som i vårt område.

Den postkaleviska graniten söder om Ule älv motsvarar med sina jämnkorniga och porfyrtade modifikationerna, som petrografisk typ, de av *Hackman* (l. c.) beskrivna postkaleviska graniterna norr om Kemi—Rovaniemi-området.

Den icke migmatitiska delen av de bottniska infrakrustala bergarterna inom vårt område är en direkt fortsättning norrut av det s. k. centralfinska granitmassivet. Här återkomma nämligen samma leder som längre söderut. Bland dessa må i synnerhet omnämnas den porfyrtade granodioriten, kvartsdioriten och gabbbron. Även det genetiska sambandet förefaller att vara detsamma. Särskilt söder om det ursprungliga bottniska sedimentbältet i södra Finland finnas sådana associationer,<sup>1</sup> som visat sig vara karakteristiska i Österbotten.

<sup>1</sup> Jämf. t. ex. *Eero Mäkinen*: Ein archaisches Konglomeratvorkommen bei Lavia in Finland. G. F. F., Bd. 37, s. 385. (1915).

Huruvida den prekaleviska, superkrustala komplexen inom vårt område skall kallas bottnisk, såsom ovan har gjorts, eller ladogisk<sup>1</sup>, är på grund av vår nuvarande kännedom om den prekaleviska komplexen av mindre betydelse. Förhållandet mellan dessa formationer, som uppställts på olika håll, är nämligen icke tillsvidare känt, och det är icke ens avgjort, huruvida de icke utgöra delar av en eller flere formationer med olika sammansättning. Den »bottniska typen» karakteriseras av rikligt förekommande vulkaniska bergarter, medan i den »ladogiska typen» äkta sediment, ss. glimmerskiffer, paragnejser och kvartsiter, äro övervägande. I vårt österbottniska område påträffas båda typerna i ett sådant sammanhang, att en delning av dem i två formationer åtminstone tillsvidare icke är berättigad. Jag har föredragit att kalla denna komplex bottnisk, emedan den »bottniska typen» är förhärskande i det ursprungliga Ylivieskaområdet, om än den »ladogiska typen» senare visat sig vara mera utbredd och dess sammanhang ända från Kiuruvesi-trakten till de ladogiska gnejserna i norra Savolaks synes sannolik.

Av särskilt intresse äro analogierna mellan den bottniska formationen i Österbotten och Skellefteåfältet i Sverige, på motsatta sidan om Bottniska viken. Dessa analogier, vilka redan framhållits av Högbom<sup>2</sup> och Sederholm<sup>3</sup>, äro icke endast av petrografisk art: även i de geologiska förhållandena framträda påtagliga likheter, såsom jag skall försöka visa i det följande. Jämförelsen grundar sig på den beskrivning av Skellefteåfältet, som publicerats av Högbom<sup>4</sup>, samt på den kännedom om detta område, som jag förvärvat under en kortare resa inom detsamma. Dessutom har jag haft tillfälle att studera ett antal mikroskopiska preparat, vilka prof. Högbom godhetsfullt sänt mig till jämförelse.

Då man kommer från den finska sidan till Skellefteåfältet, gör den svagt metamorfa beskaffenheten hos de superkrustala bergarterna ett främmande intryck. De infrakrustala bergarterna på båda hållen stå däremot på samma metamorfa stadium. Den högre graden av metamorfos på finska sidan är en följd därav, att de superkrustala bergarterna här rikligare intruderats av magmabergarter. Den super-

<sup>1</sup> Jämför *J. J. Sederholm*: Atlas de Finlande 1910; Bulletin de la Commission géologique de Finlande n:o 29; G. F. F. Bd. 38. S. 59.

<sup>2</sup> *A. G. Högbom*: G. F. F. Bd. 21, (1899), s. 637.

<sup>3</sup> *J. J. Sederholm*: Atlas de Finlande 1910. Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. S. 27.

<sup>4</sup> *A. G. Högbom*: »Precambrian Geology of Sweden.» Bull. of the Geol. Inst. of Uppsala, Vol. X, s. 64—75.

krustala komplexen i Skellefteå, synbarligen tillhörande en högre nivå, bildar däremot ett mera sammanhängande område och har utsetts för injektionsmetamorfos väsentligen endast i de periferiska delarna. Denna väl framträdande olikhet i metamorfosens grad har sålunda en naturlig förklaring och behöver icke betyda en geologisk åldersskillnad.

Enligt *Högbom* består den superkrustala serien i Skellefteåområdets sydostliga delar väsentligen av sedimentogena, i de nordvästliga delarna av vulkaniska bergarter. I nära samband med de sistnämnda förekomma infrakrustala plutoniska bergarter: granit (Jörngranit), syenit, monzonit, kvartsdiorit och gabbro. Dessa förhålla sig för det mesta intrusivt mot den superkrustala komplexen, men ha även delvis bildat underlaget för sedimenterna, i det bollar av dem förekomma inbäddade i konglomeratlagren. Hela komplexen genomsettes av en grovkornig porfyrartad s. k. Revsundsgranit och denna tillhörande underordnade jämnkorniga modifieringar (Skellefteågranit). Revsundsgranitens intrusion har skett senare än veckningen av de superkrustala bergarterna.

Ehuru Skellefteåfältet petrografiskt så skarpt skiljer sig från omgivningen, har ingen utpräglad diskordans kunnat påvisas emot den komplex av gnejs, gnejsgranit och leptitiska bergarter, som *Högbom* anser bilda underlaget för densamma. Enligt *Högboms* framställning förekommer i trakten av Skellefteå stad underst i sedimentserien ett lager av kristallin kalksten, som omedelbart underlagras av äldre gnejs och gnejsgranit. Denna kalkstenszon uppträder visserligen nära gnejsgraniten och följer konformt gränslinjen, men under kalkstenen finnes (enl. förfs. observation) dessutom (t. ex. vid Morö) en några hundra meter bred zon av likadan tydligt skiktad glimmerskiffer som ovanom densamma. Den »äldre» (sillimanit- och granatförande) gneisen (t. ex. vid Mullberget) kunde, såsom en starkare metamorfoserad ekvivalent till denna glimmerskiffer, lika väl höra till samma konkordanta avlagringsserie som kalkstenen, som till en verklig äldre formation. Kontakter emot den sydvästligare förekommande gnejsgraniten voro dolda överallt, och det var icke möjligt att avgöra, huruvida denna gnejsgranit verkligen bildar underlaget för sedimenterna eller om den möjligen förhåller sig intrusivt mot desamma. På norra sidan om Kåge älv, ung. 20 km från dess mynning, finnes enl. *Högbom* ett likadant kalkstenslager, »always dipping outwards from a small circular area of a peculiar, strongly pressed granitic or monzonitic rock. The limestone lies either directly on this rock or is separated from him by a thin belt of leptitic rock. The granite is close to the contact schistose and contains small strips

of calcite. No trace of a bottom-conglomerate or weathering-breccia has been found and the relation of the granite to the limestone is somewhat dubious. However, there is the greatest probability, that the granite is older than the limestone.» I några andra lokaliteter bildas underlaget av finkorniga leptitiska bergarter. Åtminstone tills vidare ha ingenstädes påträffats bottenbildningar, som skulle förutsätta djupare denudation och utpräglad diskordans och därigenom skilja Skellefteåfältets superkrustala bergarter från den typiska arkeiska terrängen i omgivningen. Att det på finska sidan, med undantag av ortognejsen i Kalajoki, icke finnes någon motsvarighet till den komplex, som av *Högbom* betecknas som Skellefteåfältets underlag, behöver alltså icke anses som en betydande olikhet.

Bland de sedimentogena bergarterna förekomma på båda hållen motsvarande typer, om man frånser den redan omtalade olika graden av metamorfos. De kolsubstans- och kishaltiga skiffrarna inom Himanka—Lappajärvi gnejsområde på finska sidan äro icke ens mycket mera metamorfoserade än skiffrar av samma typ i Skellefteåfältets inre delar. Plagioklasgnejserna hava inom Skellefteåfältet möjligen icke så stor utbredning som på finska sidan.

Effusivbergarterna skilja sig mera från varandra. Inom Skellefteåfältet förekomma de i mycket större mängder, och acida kvartsporfyriska typer äro rikligare representerade bland dem än i vårt österbottniska område, där basiska typer äro förhärskande.

Den grupp av infrakrustala bergarter, som i Skellefteå uppträder så att säga intraformationärt, delvis genomsättande sedimenterna, delvis ingående som bollar i deras konglomeratbäddar, äger sin noggranna petrografiska motsvarighet i serien: granit — mikroklin-kvartsdiorit — kvartsdiorit — diorit — gabbro från Kalajoki, Rautio och närliggande trakter. Jörngranittypen motsvarar graniten, delvis mikroklin-kvartsdioriten och kvartsdioriten, monzoniterna de mikroklinförande dioriterna o. s. v. De vackra granofyrerna t. ex. från Myrheden i Jörn socken samt från Arvidsjaur i nordvästra delen av Skellefteåfältet saknas däremot på finska sidan.

Den grova porfyrtade Revsundsgraniten har sin motsvarighet i den porfyrtade granodioriten på finska sidan. Strukturen, mineralsammansättningen, de enskilda mineralens beskaffenhet samt variationerna i den petrografiska beskaffenheten äro i detalj desamma och behöva icke här särskilt beskrivas. Såsom exempel på den likhet, som råder även i den kemiska sammansättningen, må följande analystal anföras:

	I	II
SiO <sub>2</sub> .....	68.19	68.00
TiO <sub>2</sub> .....	.79	.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.13	15.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.06	1.56
FeO .....	3.41	1.66
MnO .....	.05	.13
MgO .....	.97	.95
CaO .....	2.00	2.50
Na <sub>2</sub> O .....	3.17	3.64
K <sub>2</sub> O .....	4.69	5.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	.03	—
H <sub>2</sub> O .....	.65	.86
	100.14 %	100.00 %

I. Porfyrartad granodiorit, Kalajoki.

II. Revsundsgranit, Pilgrimsta järnvägsstation, Jämtland. *P. J. Holmqvist*: »Die Granite von Schweden». Bulletin of the Geol. Inst. of Uppsala, vol. VII, 1904—1905, s. 260, anal. 66.

Såsom en viktig olikhet mellan de två områdena kunde anföras förekomsten av Jörngranitens grupp mitt i den sedimentära serien, medan den motsvarande petrografiska gruppen på finska sidan överallt förhåller sig intrusivt gentemot de superkrustala bergarterna. Om denna grupp yttrar *Högbom* följande: »In the western part various plutonic rocks form massives which partly, because of the occurrence of the same rocks as pebbles in the conglomerates, are older than some of the conglomerates. But on the other hand some of the granites are closely connected with the supracrustal igneous rocks which at some localities alternate with the sedimentary rocks. It may be suggested that the granites and the plutonic rocks allied with them have intruded in the supracrustal complexes and that they have been, to some extent, exposed by denudation, thus giving material to the subsequent conglomerates. These together with the volcanic agglomerates and sediments, must have been formed at different epochs, separated by intervening epochs of erosion; but no marked unconformity which could be followed over a wider area has been proved». Emedan Revsundsgraniten intruderats i samma komplex först sedan denna veckats och tryckmetamorfoserats, blir tidskillnaden så stor, att ett genetiskt samband med Jörngranitens grupp knappast förefaller antagligt. Men nästan detsamma visar sig i kusttrakten på finska sidan. Här uppträder Revsundsgranitens motsvarighet, den porfyrartade granodioriten, såsom en till



en yngre intrusionsperiod hörande bergart och är skarpt skild ifrån en äldre grupp infrakrustala bergarter, vilka bilda Jörngranitens petrografiska motsvarighet. Och dock kan på grund av det intima samband, som råder emellan dessa grupper i det inre av vårt område, deras genetiska samhörighet icke förnekas. Det förefaller sålunda, som om genetisk samhörighet mellan dessa grupper även på svenska sidan vore tänkbar eller som om de åtminstone kunde tillhöra samma stora geologiska cykel. Den stora tidsskillnaden vore beroende därpå, att Skellefteåfältet representerar en sannolikt ännu högre nivå än kusttrakten inom vårt område och att Jörngranitens magma intruderats i den sedimentogena komplexen, där undergått differentiation och framdenuderats. Associationen med de effusiva bergarterna visar, att detta magma intruderats nära den dåvarande jordytan och t. o. m. nått densamma. Detta förklarar även förekomsten av plutoniska bergartstyper som bollar i konglomeratbäddarna, eftersom blottandet av desamma icke behöver förutsätta någon djupare och långvarig denudation.

Följande tabellariska framställning, omfattande endast de prekaleviska formationerna, må tjäna som sammanfattning av jämförelserna:

	Södra Finlands botttniska områden:	Den inre delen av det österbott- niska området:	Kusttrakten av det österbottniska området:	Skellefteåfältet:
A. Postbött- niska infrakru- stala bergarter:	A. Granit, kvarts- diorit, gabbro, pe- ridotit.	A. Kontinuer- lig serie av: gra- nit, granodiorit, mikroklin-kvarts- diorit, kvartsdio- rit, gabbro.	A. Två grupper av infrakrustala bergarter: a. granit och gra- nodiorit. b. mikroklin- kvartsdiorit, kvartsdiorit, diorit, gabbro.	A. Rëvsundsgra- nitens grupp.
B. Den bott- niska super- krustala kom- plexen:	B. <i>Stor utbred- ning:</i> Glimmergnejs, glimmerskiffer, fyl- lit, konglomerat; intermediära och basiska effusiver samt deras tuffer.	B. <i>Ringa utbred- ning:</i> Glimmergnejs, leptit, konglome- rat; sparsamt ba- siska intrusiv- och effusivbergarter.	B. <i>Stor utbred- ning:</i> Glimmergnejs, glimmerskiffer, lep- tit, kvartsit, kalk- sten; basiska intru- siv och effusivberg- arter.	B. <i>Stor utbred- ning:</i> a. konglomerat och sandsten. b. plutoniska bergarter: Jörn- granit, kvartsdio- rit, monzonit. Mot- svaras av A, b un- der III. c. glimmergnejs, glimmerskiffer, fyl- lit, konglomerat, kalksten; basiska och sura effusiv- bergarter.
C. Underlaget:	C. Kvartsdio- rit? <sup>1</sup>	C. Okänt.	C. Ortognejs?	C. Gnejs, gnejs- granit, leptit.

<sup>1</sup> Jämf. *J. J. Sederholm*: G. F. F. Bd. 35, 37, 38 och *Eero Mäkinen*: G. F. F. Bd. 36 och 37.

## English Summary of the Contents:

# On the pre-Cambrian Geology of Central Österbotten in Finland.

### Preface.

The geological mapping of the region investigated has been executed by assistant geologists of the Geological Commission of Finland during the summers of 1899, 1903—1908, and 1910—1915 (pp. 1—2). The original maps were made in the scale 1 : 100,000. The accompanying map has been composed by the writer in the scale 1 : 800,000.

In the designation of the igneous rocks the author has endeavoured to follow the classification proposed by *Iddings* in his textbook »Igneous Rocks» I—II (1913). Of this classification those divisions which are represented in the area in question are quoted on pp. 3—4.

In applying this classification, the author has determined the quantitative mineral composition, in part microscopically, by the *Rosival* method, in part by calculation from chemical analyses. The latter way has been adopted every time, when the rocks proved too coarse-grained to allow of measurement in thin sections. In most cases, however, the mineral composition may without any measuring whatsoever, be estimated with an exactness sufficient to decide to which group a rock belongs.

In the designation of the crystalline schists the author has applied *Grubenmann's* classification. The terms *structure* and *texture* have also been used in the same sense which *Grubenmann* attaches to them.

## Geological Introduction.

The greater part of the area in question belongs to the river plain of Österbotten, and only the most south-easterly portion, south-east of a line drawn over the lakes Lappajärvi, Pyhäjärvi and Oulujärvi, is a part of the lake district of Central Finland. The relative differences in altitude, within the former area, are generally not above twenty meters, rarely so much as 50—60 m. This area rises in a continuous slope from the coast, attaining to a height of about 200 m. at the water-shed. The flatness of the country e. g. between the rivers Siikajoki and Oulunjoki, is partly due to the deposition of thick quaternary layers especially of sand and clay, which have filled up the irregularities of the subjacent rock surface. The general cause, however, is apparently the levelness of the rock surface itself. It presents an example of a typical peneplain.

This district belongs to the central part of the Fenno-Scandian Archaean territory. It does not seem necessary here to present any additional proofs of its pre-Cambrian age.

In the following, in column I a synoptical table is given of the pre-Cambrian formations within the area mapped; in column II is quoted the sub-division of the pre-Cambrian formations in Fenno-Scandia according to Sederholm, and in column III their probable equivalents in the pre-Cambrian territory of North America.

A zone of feebly metamorphic quartzites in the southern part of the northernmost Kalevian area has, on earlier general maps (e. g. in Atlas de Finlande 1910), been designated as *Jatulia n.* This quartzite may, however, sooner be regarded as belonging to the basal layers of the Kalevian sedimentary series of this region (cf. further p. 150).

The post-Kalevian granite occurs, besides in the large area south-west of the Oulunjoki river, as dykes on several places in the central part of the district. The post-Kalevian basic intrusive rocks are closely connected with the Kalevian supercrustal complex, occurring principally within the Kalevian sedimentary areas, and in the neighbourhood of those, penetrating the adjacent older rocks.

The Kalevian supercrustal rocks occur in three different areas: in the south-east, in the small oblong *Vieremä* area; north-east of Oulunjoki in the extensive *Kiiminki—Utajärvi* area; in the north-east, in the *Kemi—Rovaniemi* area whose greater northern part lies outside of the area covered by the map and has been earlier

I.	II.	III.
—	Jotnian.	Keweenawan.
	Great unconformability.	
Jatulian quartzite?	Jatulian.	Animikie.
	Great unconformability.	
Post-Kalevian granite and basic intrusives (gabbro, diabase, amphibolite).	Post-Kalevian granite, intrusive in Kalevian.	Huronian, Upper and Lower (or Middle and Lower, according to the American classification).
Kalevian supercrustal rocks.	Upper Kalevian Unconformability Lower Kalevian.	
	Great unconformability.	
Post-Bothnian infra-crustal rocks.	Post-Bothnian Plutonics intrusive in the Bothnian.	
Pre-Kalevian, i. e. Bothnian and Ladogian supercrustal complex.	Bothnian Unconformability? Ladogian.	Pre-Huronian: Kewatin, Grenville, Couthiching.
	Unconformability.	
Pre-Bothnian orthogneiss.	Pre-Ladogian plutonics (Granite-gneiss).	

described by *V. Hackman*<sup>1</sup>. Of these, the *Vieremä* and *Kiiminki—Utajärvi* areas obviously belong to the same belt, striking in the direction S.—N. to S.E.—N.W., from which those parts that once existed

<sup>1</sup> *Victor Hackman*: Geologisk översiktskarta över Finland. Sekt. C 6, Rovaniemi, B 5, Torneå, B 6, Öfver-Torneå. Beskrivning till bergartskartan. Helsingfors, 1914.

between the two areas have been eroded away. The *Kemi—Rovaniemi* area has no such tectonic connection with the other belts.

The sub-Kalevian unconformability is fairly well developed in each of these three separate areas. It is marked in part by basal conglomerates and other coarsely clastic basal formations, containing rock fragments and other detrital material derived from the basement. Moreover, the general geological structure of the area already indicates this unconformability (see below).

The greatest part of the pre-Kalevian complex consists of infracrustal rocks. It is only in the southern, and especially, in the south-eastern parts that larger continuous areas of supercrustal rocks are to be found.

The infracrustal rocks belong to a comagmatic series, composed of rocks varying in their composition between granites and ultra basic rocks. They are intrusive in the supercrustal rocks. The rocks in the inner parts of the area are very much covered so that the contact phenomena in many cases could not be thoroughly studied. It is possible that there may exist, among the rocks designated as post-Bothnian, smaller areas of the presumably underlying pre-Bothnian orthogneiss, or of later, post-Kalevian granite.

The pre-Kalevian supercrustal complex (in the following called Bothnian) consists, for the most part, of sedimentogeneous materials, chiefly paragneisses. Effusive rocks occur in smaller quantities, especially uralite- and plagioclase-porphyrates and intrusive rocks of similar petrological character. This sedimentary complex which certainly measures many thousand meters in thickness, could not be divided into formations separated by unconformabilities, nor was it possible to decide with certainty whether its basement is anywhere preserved. A strongly foliated orthogneiss in the coast region (in the parishes of Kalajoki and Pyhäjoki) may possibly belong to this basement, being penetrated by uralite-porphyrates similar to those which occur as intercalated layers in the sedimentary complex. No contacts, however, have been found which would prove that sedimentary material has been deposited on the surface of these orthogneisses.

As to the geological structure of the areas, we are able to distinguish two different parts: One consists of remnants of the Kalevian sediments which have been folded down in the basement and thus protected against the denudation, the other of rocks belonging to the pre-Kalevian complex. These divisions appear in the schematical map, fig. 25, on p. 124. As a third element there occurs an area of post-Kalevian granite which obviously has not at all been affected by the Kalevian folding.

The sub-Kalevian unconformability is fairly distinctly revealed by the geological structure. The pre-Kalevian rocks have been affected by the Kalevian folding only in certain, rather narrow zones of dislocation, while the main part of the rock-masses have preserved their earlier structure unchanged, often even in the immediate neighbourhood of the boundaries of the Kalevian zone. Thus the strikes of the Kalevian rocks often follow directions which are quite different from those of the older rocks.

The pre-Kalevian complex has apparently in different parts of the area been denuded to different depths. Thus the south-western portion represents a comparatively high level of erosion, considering that the supercrustal rocks here form very large and continuous areas. In the northern and eastern parts, the denudation has advanced to greater depths, the supercrustal rocks having been entirely eroded away in these regions. Obviously this erosion has taken place already during the pre-Kalevian period of denudation. In this case the Kalevian sediments are, wherever primary contacts have been preserved, found in direct contact with plutonic rocks belonging to their basement. This is a further proof of the greatness of the hiatus in the geological evolution which is marked by the sub-Kalevian unconformability. The actual distribution, not only of the Kalevian rocks, but also of the supercrustal and infracrustal constituents of the pre-Kalevian complex has, of course, been greatly influenced by the denudation during much later geological periods.

The geological structure in this pre-Kalevian complex shows a typical Archæan character. The supercrustal rocks have been folded and compressed, and their foliation planes present steep, generally almost vertical positions. There is no regularity in the general geotectonical structure. It is generally difficult to follow a rock body belonging to the supercrustal series, distinguished by a certain petrological feature, more than a few kilometers. In the larger areas of schistose rocks strikes in N.—S. and N.W.—S.E. are predominant, but elsewhere these rocks have sinuous strikes, sometimes so as to form closed curves. This supercrustal complex has no visible basement; viewed as a whole, the rocks belonging to it appear as fragments reposing or floating upon the underlying masses of intrusive infracrustal rocks. The ideal sections in figs. 22 and 23 (pp. 102 and 103) illustrate these conditions. The former section is drawn from the parish of Kalajoki on the coast in an easterly direction across Merijärvi to the parish of Oulainen, and the other section from the parish of Sievi in a north-easterly direction along the railway line towards Oulainen. The infracrustal rocks may accordingly be regarded as

belonging to one continuous large batholith. In the south-west the roof of the batholith has in part been preserved, whereas in the northern and eastern parts, the actual rock-surface represents a rather deep-seated section of the batholith. The infracrustal rocks show, on the whole, a geological structure similar to that of the supercrustal formations, and both groups of rocks are in fact, tectonically closely related. The directions of the parallel textures in the former are often strictly parallel with the directions of the foliation of the latter. This is especially the case with those plutonic rocks of the series which have consolidated at the earliest date, whilst those portions that have crystallized later have retained a more massive texture and may show a pronouncedly eruptive character, intersecting the older rocks (cf. fig. 25). The parallel texture is, in some cases, certainly due to a metamorphism in the solid state, but in part it is also protoclastic. In the migmatitic rocks of the northern part of the area, the foliation certainly is chiefly a fluidal primary texture.

#### **Pre-Bothnian Orthogneiss.**

This rock occupies two small areas on the coast, in the parishes of Kalajokki and Pyhäjoki. Here it is distinctly separated from the post-Bothnian infracrustal series and possibly belongs to the basement of the Bothnian supercrustal rocks, being penetrated by metamorphic uralite-porphyrites similar to those which occur as intercalated layers among the sediments. No other evidence for this assumption is available.

On page 11, table I, is quoted an analysis of this rock and its quantitative mineral composition. According to Grubenmann's nomenclature, it is a meso-biotite-microcline-gneiss.

It was not possible to determine whether this geological type also occurs in the inner parts of the area.

#### **The Bothnian Supercrustal Complex.**

This complex is composed of the following sedimentogeneous rocks:

- Plagioclase-gneiss.
- Mica-schist.
- Conglomerate-gneiss.
- Quartzite.
- Limestone.



With these are associated certain rocks rich in felspar, commonly designated as *leptites*. They are, to a small extent, of sedimentogeneous origin, in which case they correspond in their composition to *arkoses*. The main part, however, consists of aphanitic *hällflintas* (analyse p. 17, table II) and of metamorphic felspar and quartzporphyries.

Among the sedimentogeneous rocks, the plagioclase-gneisses play a predominant part, about 90 percent of the whole complex consisting of such rocks. Next in quantity are the different varieties of leptite and the more or less typical micaschists which are connected with the plagioclase-gneisses by gradual transitions. On the map, the plagioclase-gneiss has been designated with thinly scattered lines, the mica-schist with lines close to each other. Quartzite and limestone (analyses p. 18, table III, and p. 19, table IV) occur only in very insignificant quantities. It was therefore not possible to designate the outcrops of quartzite on the map, and of the outcrops of limestone, only those appear on the map which are found in the south-western corner, east of lake Lappajärvi. The conglomerate-gneisses do not occur very extensively either, although proving of interest because they shed light upon the conditions under which the sediments originated.

The *plagioclase-gneisses* are dark-grey and generally fine-grained foliated rocks which are very uniform over large areas. They always contain plagioclase ( $An_{15}-An_{60}$ ) as a predominant constituent and also quartz, biotite and hornblende in varying amounts. Potash felspar is entirely absent. Muscovite, garnet, cordierite and tourmaline are occasionally met with. In some parts pyrrhotite and pyrite are abundant. The most common type may be termed *mica-plagioclase-gneiss*; the figures under I on p. 14 represent the composition of such rocks, this example being, however, richer in quartz than the average type. By an increase of the amounts of hornblende and a decrease of the amount of quartz these rocks grade into *hornblende-biotite-gneisses* (cf. the figures under II on p. 14 and the analysis on p. 26). The latter may further pass over into true *amphibolites* (plagioclase + hornblende).

*Conglomerate-gneiss*. The best exposed and most beautiful developments have been found in the vicinity of the church and railway station of Ylivieska, where the conglomerate forms two conformable layers with a thickness of 100—200 m. intercalated with the plagioclase-gneisses. Fig. 1 and 2 show the aspect of the conglomerate in natural exposures, when it has not undergone stress and

therefore does not show any notable foliation. Fig. 3 shows an example of the same rock where the pebbles, originally ovoidal or round, have been elongated into thin lenses. The pebbles of the conglomerate consist of plagioclase-gneiss, leptite (hällflinta), plagioclase-porphyrite and uralite-porphyrite, among which at least the three last-mentioned have probably been derived from the nearest underlying layers occurring in the north-east.

The other occurrences of conglomerate are also intraformational beds, the pebbles of which consist of supercrustal rocks. None of them can therefore be said to indicate any true unconformability, but merely intervening phases of erosion during the process of sedimentation.

### The General Character of the Bothnian Sedimentary Formation.

Not only the quartzite, limestone and mica-schist, but also the plagioclase-gneiss are no doubt sedimentogeneous rocks. However, whereas the former, having originated by chemical weathering and differentiation of the weathered material, show, in their composition some features only met with in sedimentary rocks; the plagioclase-gneiss chemically approaches certain igneous rocks, especially such of a quartz-dioritic composition. It is e. g. a remarkable fact that it only rarely contains such contact minerals as andalusite, cordierite and garnet which can only be formed when an excessive amount of alumina is present. These minerals occur exclusively in such rocks whose composition already approaches that of mica-schists, and their contact minerals possess a regional occurrence. This fact proves that their general absence is not to be explained by the assumption, that the main parts of the gneiss area have been situated outside of the contact influence of the igneous masses, but must have been caused by the absence of material necessary to the formation of such minerals. Certain varieties of the plagioclase-gneisses may have a composition identical with that of the plagioclase-porphyrites (probably of effusive origin) which are interbedded with them. Analyses a (of a gneiss from a layer interbedded with the conglomerate in Ylivieska) and b (of a plagioclase-porphyrite from the rocks underlying the same conglomerate) on p. 26 afford an example of this. The plagioclase-gneiss is, by gradual transitions, connected with the blastoporphyritic leptites which are regarded as metamorphic derivatives of quartz- and felspar-porphyrines, or their tuffs.

From this evidence, and also from the fact that the conglomerates contain pebbles consisting of volcanic rocks, we are able to con-

clude that the sediments have been formed, to a considerable extent, of unweathered volcanic material which has been, to some degree, assorted, and then deposited in water. This material may have consisted of volcanic ashes, as well as of mechanically disintegrated materials from tuff and lava beds.

### **The Intrusive and Effusive Rocks in the Bothnian Supercrustal Complex.**

Associated with the Bothnian sedimentogeneous complex there occur rocks which are partly basic, partly intermediate in composition, and which, to a small extent, possibly are effusive, the predominant part, however, being intrusive. All of them belong to the supercrustal, rather than to the infracrustal rocks. Concerning their mode of occurrence, two principal types may be distinguished.

One type occurs in the form of contorted lenticular masses or beds intercalated with the paragneisses. They are all contemporaneous in age with the latter, seeing that these rocks are met with in different horizons of the sedimentary series: a certain bed may occur near an overlying layer of conglomerate and have yielded material to it, while another, of a perfectly analogous petrological type, may belong to the rocks immediately superposed on the conglomerate. In some of these bed-formed masses, agglomeratic layers have been met with, which indicate an effusive mode of origin.

The rocks of the last-mentioned type have a pronouncedly intrusive character and often intersect the other rocks. In some cases it is obvious from the field evidence that these rocks represent hypabyssal dykes, or marginal zones of the surrounding infracrustal rocks.

The main petrological types are plagioclase-porphyrites, uralite-porphyrites and amphibolites. The latter consist in part of metamorphic derivatives of the the porphyrites, as is evident from gradual transitions in the field, and from relict structures locally preserved. In the south-eastern part of the area (in the parishes of Veteli, Kaustinen and Nedervetil) the amphibolites which are chiefly fine-grained and rich in hornblende, have been so completely re-crystallized as to render the interpretation of their original character difficult.

---

<sup>1</sup> Cf. *J. J. Sederholm*: »Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. English Summary of the Contents». Bulletin de la Commission géologique de Finlande n:o 23, 1907.

### The post-Bothnian Infracrustal Rocks.

These rocks form a comagmatic series, chiefly of abyssal but, in part, also of a hypabyssal character. They are intrusive in their relations to the Bothnian supercrustal complex, but are older than the Kalevian sediments.

As to the general character of the rocks, two different areas may be distinguished:

A. The south-western part of the area: The different kinds of rocks have been well separated from each other, forming now large homogeneous masses.

B. The northern and eastern parts of the area: The different kinds of rocks are but imperfectly separated from each other, and form schlieric, heterogeneous, migmatitic mixtures, locally containing fragments of gneiss and amphibolite with faint outlines.

There is no pronounced boundary between these two areas, but they are connected by continuous gradations.

In describing these areas petrologically, it is preferable to begin with the first-mentioned part and later give an account of the migmatitic region. The following groups, according to the classification of Iddings, have been designated on the map. (cf. pp. 3—4).

- a) Granite.
- b) Granodiorite (Quartz-monzonite and Granodiorite).
- c) Microcline-quartz-diorite.
- d) Quartz-diorite.
- e) Diorite.
- f) Gabbro, Diabase.
- g) Hornblendite, Peridotite.
- h) Syenite.

Separate designations for the quartz-monzonite and the granodiorite could not be applied, because the available data of observation and the small scale of the map did not admit of extending the classification into such detail. On the other hand, the microcline-quartz-diorites have been arranged in a separate group, as their distribution is comparatively extensive and their composition differs considerably from the quartz-diorite proper.

Among the rocks of these groups the granodiorite,<sup>1</sup> and, in the next place, the granite and quartz-diorite, have the most extensive distribution, the others occurring in subordinate quantities.

<sup>1</sup> When *Daly* (*Igneous Rocks and their Origin*, 1914, p. 387) states that granodiorites are only occasionally met with in the pre-Cambrian complex, it

### The Granite.

The ordinary constituents are quartz, microcline-perthite, albite or oligoclase, and, in a more subordinate quantity, biotite and muscovite. By variations in the structure and the proportions of the constituents, the following principal types are formed:

Pegmatite and aplite are of the common kind with abundant potash felspar. They occur over the whole area as dykes. The pegmatite forms, moreover, in the south-western gneiss area, three large masses which are obviously parts of one large batholith, imperfectly exposed in the process of the denudation.

The microcline-granite is usually red-coloured, rich in microcline, and contains only scanty quantities of biotite and muscovite. It is associated with the pegmatite and aplite, and, similar to these, it occurs in most cases in the form of dykes, only exceptionally as independent areas. These dykes usually have sharp contacts against those rocks which have consolidated earlier, but there are also primary dykes formed in a continuous sequence after the consolidation of the main rock-mass. The dyke shown in fig. 6 on p. 41 represents a typical example of this kind.

The porphyroid granite is a modification of the porphyroid granodiorite, rich in microcline.

The albite-granite occurs to an inconsiderable extent, (in the parish of Kalajoki) in association with the microcline-quartz-diorites (cf. p. 146). It consists chiefly of quartz and albitic plagioclase and grades into the microcline-quartz-diorite by an increase of the amount of anorthite in the plagioclase.

### The Granodiorite.

About 60 or 70 per cent of the post-Bothnian infracrustal rocks are granodiorites. The predominating structure is porphyroid; a type with uniform grain occurs only in a subordinate quantity and is intermediate between the microcline-quartz-diorites and quartz-diorites.

---

is apparently due to the fact that the term granodiorite, at least so far as Fenno-Scandia is concerned, has not won common usage, and that the term granite has instead been applied to designate nearly all light-coloured igneous rocks rich in felspars and quartz. The fact that granodiorites of the present area really correspond to the American definition, is apparent from the analytical figures under the headings I—IV on p. 49. This area is, moreover, in this respect no exception among the different parts of the pre-Cambrian territory of Fenno-Scandia. On the contrary, such «granites» as have here been designated as granodiorites are very common rocks in Finland, as well as in Sweden.

The megascopical structure of the porphyroid granodiorite is characterized by Carlsbad twins of microcline, measuring 3—4 cm., exceptionally 7 or 8 cm. in diameter, which lie imbedded in a fine-grained mass of quartz, oligoclase and biotite. Hornblende occurs rarely. The structure is not porphyritic in the proper sense of the word: also the microcline in the large »phenocrysts» belongs, besides the quartz, to the constituents which crystallized at a late date. Fig. 7 shows the microstructure in a type which has not undergone any noticeable metamorphism. Figs. 8 and 9 give an idea of metamorphic modifications at different stages of the metamorphism resulting in a typical »augengneiss» as a final product.

On pp. 47 and 48 are quoted two chemical analyses of these rocks, and on p. 50 an example of their mineral composition.

### The Microcline-quartz-diorite.

The microcline-quartz-diorites chiefly occur in the south-western portion of the area.

They are rather saline, in the ordinary sense »granitic», fine- or medium-grained rocks, in which plagioclase predominates among the felspars and microcline-perthite occurs in a variable amount. The coloured constituents are biotite and green hornblende. Variations of the mineral composition are illustrated by the figures quoted on pp. 52, 55 and 57. In tables VIII, IX and X on pp. 54 and 56 a few chemical analyses are given.

There are two genetically different types among the microcline-quartz-diorites: one of them which has the greatest extension, is due to differentiation, and is intermediate in composition between the granodiorite and the quartz-diorite. The other microcline-quartz-diorite which occurs only locally e. g. in the northern part of the parish of Oulainen, is intermediate between the granodiorite and the gabbros and has originated as a syntectic product, when the gabbro was assimilated by the granodioritic magma. The analysis in table X, p. 56, and the figures I—II on p. 57 refer to this syntectic type.

### The Quartz-diorite.

Among the rocks classed under quartz-diorite, the hornblende-quartz-diorites or tonalites have the largest areal extension, the biotite-quartz-diorites ranging next after this type, whilst the hornblende-quartz-diorites, i. e. the quartz-diorites proper, occur only in subordinate amounts transitionally between diorite and gabbro. The different types are con-

nected by gradual transitions. The variation in the mineral composition is illustrated by the figures under the headings I—IV on p. 61. The chemical analyses are quoted on p. 60 and 61.

The quartz-diorites present very different degrees of metamorphism. In some areas the primary hypidiomorphic structure is perfectly preserved (fig. 13 on p. 59), whereas in other regions the rock has become crystalloblastic, showing, at the same time, a more or less distinct parallel texture.

### The Diorite.

Diorites possess but a slight extension; they are transitional between the quartz-diorites and the gabbros, and show a petrological character intermediate between these groups.

### The Gabbro and Diabase.

The chief types are gabbro, olivine-gabbro, norite, diabase, olivine-diabase and metamorphic derivatives of these, such as uralite-gabbro, uralite-diabase and amphibolites. Gradual transitions between the types with primary structure, such as the gabbro and diabase, and their metamorphic equivalents, prove that these rocks belong to the same geological group. In the south-eastern parts of the area, there are also transitions into the intrusive plagioclase-porphyrites which thus, at least in part, are hypabyssal equivalents to the former.

### Ultrabasic rocks.

These are represented by hornblendites and peridotites, the latter of which are more or less serpentinized.

### The Syenite.

This group occurs only in the parishes of Oulainen and Haapavesi, and possesses but a slight extension.

In Oulainen, the syenite forms small fragmentary masses in the surrounding granodiorites and microcline-quartz-diorites. These occurrences possess such small extension that it is not possible to show them on a map in the present scale. The syenite has a somewhat variable composition, either that of a soda-syenite, or of a potash-syenite. The analyses in tables XIV and XV on pp. 73—74 and the figures under I and II refer to types rich in soda. Mineralogically, these syenites are characterized by the combination,

albite and epidote. It is particularly remarkable that the plagioclase of the rock contains only one, or two per cent of anorthite, although the amount of anorthite in the plagioclase calculated from the analysis, ought to be as high as 13 or 14 per cent. The compounds of the normative anorthite, as well as those of normative wollastonite and hematite, are actually present in the epidote. This mineral forms idiomorphic crystals from 0.2 to 0.4 mm. in diameter, which in certain types only occur in the interstices between the albite laths, but in others again have accumulated in the centra of the albite crystals. The Oulainen syenites have a predominant hypabyssal character being either fine-grained, felsitic, or else porphyritic in texture.

In the central part of the parish of Haapavesi there is an extensive area of perfectly analogous syenites, which however, are here coarsely crystalline and abyssal in character. They pass gradually into quartz-bearing syenites and further into the granites and granodiorites of the surrounding country.

A fact of special interest is the similarity in chemical, and partly also in mineralogical character, between these syenites and the syenites of Kiirunavaara and Gellivaara in Sweden (cf. the table of analyses on p. 79).

### The Migmatites.

The migmatites predominate in the whole of the northern and eastern parts of the area covered by the map, and stretch still farther east, outside of this area. The term »migmatite» designs, according to Sederholm<sup>1</sup>, mixed rocks formed by more or less perfect assimilation of supercrustal, or older infracrustal rocks by a younger magma. The migmatites in our area partly correspond to this definition, but at times it is impossible to prove that any exogeneous material is present. The heterogeneous schlieric mixture often seems to be composed merely of genetically connected rocks, such as aplites, pegmatites, granodiorites, quartz-diorites and also hornblendites. The terms granite, granodiorite etc. on the synoptical map, thus only bear reference to the average composition of each region, according to a rough estimation.

### The Phenomena of Contact and the Processes of Differentiation and Assimilation in the post-Bothnian Infracrustal Rocks.

As already stated above, the southern and especially the southwestern part of the area represents a comparatively high level, whilst

<sup>1</sup> J. J. Sederholm, »Om granit och gneis», l. c.



the northern and eastern parts have been denuded to considerably greater depths. This explains the different development of the rocks, as well as the different phenomena at the contacts between the various rocks in the south-western, central and northern parts of the area.

In the south-western part, there is evidence of two distinctly separate periods of intrusion. The supercrustal complex has been invaded by magmas which, on an average, show a quartz-dioritic composition. These intrusions generally possess a conformable character. The magma has been differentiated *in situ*, whereby often a symmetrical arrangement has taken place, so that the basic portions (hornblendite, gabbro, diorite) have been separated at the margins of the magma basins, next to the supercrustal complex, while the residual magma has consolidated in the central parts as quartz-diorite, microcline-quartz-diorite and granite. All the different rocks are connected with each other by gradual transitions. This is the case e. g. in the zone of infracrustal rocks which may be traced from the parish of Kalajoki at the coast through the parishes of Rautio, Toholampi and Lestijärvi to the parish of Perho. Succeeding this phase, batholithic intrusions of a magma possessing a granodioritic composition have followed. These intrusions intersect the older rocks and show sharp contacts with the supercrustal complex as well as with the infracrustal rocks of earlier intrusion.

A broader zone of infracrustal rocks stretches from the parish of Haapavesi in a southerly direction to Kivijärvi, being almost devoid of supercrustal rocks, and thus probably representing a deeper section, or at least a more central portion of the vast batholith. In this zone we already meet with conditions of another character. There is no further evidence of two separate periods of intrusion. The different rocks ranging from granite to granodiorite and gabbro, grade into each other by continuous transition. Differentiation has still been the principal petrogenetic agent.

In the migmatitic areas, i. e. in the northern and eastern part of the region, the magma has also been differentiated to a certain extent, but the different rocks have not been separated so as to form large homogeneous masses. The older supercrustal and infracrustal rocks have undergone a fairly complete assimilation by the magma. Thus the migmatitic areas represent sections which were at such great depths as to allow the abyssal assimilation to become the most important agent, at a time which preceded the final denudation of the region.

### The Kalevian Formation.

The Vieremä area presents a strongly compressed syncline of about 40 km. in length and from 2 to 8 km. in breadth. In the east and, partly in the west, the basement consists of post-Bothnian migmatites. In a certain part of the western boundary, the Kalevian is in contact with the Bothnian plagioclase-gneisses, its undermost layer consisting of similar coarsely elastic sediments as are found also in other Kalevian areas in the basal parts of the series. The Bothnian plagioclase-gneisses have also been invaded by the post-Bothnian infracrustal rocks, while the Kalevian sediments are only invaded by the post-Kalevian pegmatite. The Kalevian sedimentary series, beginning from the base, consists of conglomerates and peculiar schists containing feldspar eyes, quartzites and micaschists. The conglomerates and feldspathiferous-schists are composed of a detritus which, chiefly in a mechanical way, has become disintegrated from the rocks of the basement. The feldspathiferous schist differs from the conglomerate in being made up of smaller and more sharp-edged fragments, and moreover, in having become strongly foliated. Although the sedimentary complex has been subjected to an exceedingly strong compression, so that the planes of bedding and foliation in most cases occupy a vertical position, and the pebbles of the conglomerates have been flattened into thin lenses, the migmatites of the basement have, however, been rendered schistose only in the immediate vicinity of the main contact.

The Utajärvi—Kiiminki area. The tectonics here are more variable and also more intricate. The southern part of the area consists of a syncline, whose axis runs nearly in a north-southerly direction. The central and north-western parts are composed of several synclines and anticlines and their axes become gradually more and more inclined in the directions N.W. and W.N.W. In the middle of the anticlines the basement is locally exposed (cf. fig. 24, p. 113). The sedimentary series consists of the following layers: conglomerate, arkose, quartzite, mica-gneiss and mica-schist, calc-mica schist and dolomite (analysis on p. 110). The conglomerates show a beautiful development. In their massive structure and low degree of assortment they bear resemblance to morainic conglomerates. The extensive occurrence of the conglomerates in the south-eastern part of the area may, in the main, be due to a flat position of the layers. Here, just as in the Vieremä area, the conglomerates contain distinctly recognizable fragments of the rocks of the basement. The arkose often resembles a light-coloured fine- or medium-grained

plutonic rock. Hand specimens could easily be mistaken for a granite. In the field its sedimentogeneous character is obvious from the clastic structure, from the distinct bedding and the alternation with layers of mica-gneiss and mica-schist. In its composition the arkose corresponds to the granodiorites occurring east of the Kalevian belt. Hence the arkose obviously represents a detritus of this basement which has not undergone any chemical weathering. The quartzite has mainly a perfectly crystalline, and partly, glassy structure, and generally consists of rather pure quartz. The mica-gneiss (alkali-felspar-gneiss) and the mica-schist are, in every respect, closely connected with each other. The former contains, besides biotite and quartz, also microcline and albite or oligoclase, which form the main constituents, and grades, when the quantity of the felspar decreases, into a mica-schist. This rock, again, grades into a calc-mica schist and gradually into dolomite, by an increase of the amount of carbonate.

The sedimentogeneous rocks of this Kalevian area have been invaded by amphibolites and by post-Kalevian granite. The amphibolites are fine-grained and perfectly re-crystallized rocks, consisting chiefly of green hornblende with subordinate plagioclase. The post-Kalevian granite is a biotite- and locally muscovite-bearing microcline-granite, usually medium- and even-grained. Pegmatitic and porphyroid modifications occur less extensively.

The Kemi—Rovaniemi area. Of this area, only the southernmost part lies within the region mapped; the larger, northern part and the region nearest to the town of Torneå have formerly been described by *V. Hackman* (quoted above, p. 136). The part of the area covered by our map has a marked synclinal character. Next to the basement there is a zone of quartzite, from 4 to 5 km. broad, with a dip of 60°—70° inwards. The inner parts are occupied by phyllites and mica-schists, with intercalated layers of dolomite, all of which are conformable to the quartzite in their strike and having fairly steep, almost vertical dips. The quartzite forms the basal layers of the sedimentary series and contains in its lowest parts, detritus from the subjacent basement. The quartzite shows a rather well-preserved and distinct clastic structure. On the bedding planes ripple-marks, sun-cracks and rain-drop impressions are to be seen. Intercalated with the quartzite there are layers of a phyllitic schist. The contact against the mica-schists in the inner parts of the synclines is not exposed. The transition between the mica-schists or phyllites, and the dolomites, is mediated by calc-mica-schists, as in the Utajärvi—Kiiminki area.

These sediments have been invaded by gabbros and diabases which have undergone uralitization. Intrusions of acid plutonic rocks do not occur in that part of the area which is covered by our map, but farther north, on the area of the geological map Rovaniemi, the mica-schists and quartzites are invaded by abundant masses of post-Kalevian granite.

### Comparison with Other Areas.

The parallelization of the sedimentogeneous rocks in the Viemä, Utajärvi—Kiiminki and Kemi—Rovaniemi areas with the Kalevian formation, which term has been originally used for certain formations in eastern Finland, is founded on analogous relations to the post-Bothnian infracrustal rocks forming the basement, and to the invading post-Kalevian Archæan granite. The formation designated as Kalevian within the area described is bounded, above as well as below, by the same phases of diastrophism as the Kalevian in eastern Finland. The non-migmatitic post-Bothnian rocks within the southern part of our area are equivalents of the vast masses of granite in Central Finland and may be regarded as the direct continuation of the latter.

The pre-Kalevian supercrustal complex has been designated as *Bothnian* because it corresponds, in its character and geological position, to the original Bothnian formation in southern Finland. On the other hand, portions of it seem to form the continuation of the pre-Kalevian group of mica-schists and paragneisses, designated as *Ladogian*, which has an extensive occurrence in eastern Finland. As the relations between the Bothnian and the *Ladogian* formations hitherto remain undetermined, and a stratigraphical sub-division of greater areas of the pre-Kalevian sediments has not yet proved successful, the term *Bothnian* has not been used as signifying any exact equivalence.

Of special interest are the analogies between the Bothnian formation within our area and the rocks of the *Skellefteå region* in Sweden, on the opposite side of the Gulf of Bothnia.

The supercrustal rocks of the *Skellefteå region* are, in general, much less metamorphic than the Bothnian formation on the Finnish side. They form a rather continuous area and have been subjected to injection and metamorphism only in their marginal parts. Among the infracrustal rocks identical petrological types occur, and the association of the different rocks in the comagmatic series is also the same on both sides of the Gulf of Bothnia. A chronological difference is

presented by the occurrence of intraformational plutonic rocks (the group of the Jörn granite), which invades a part of the supercrustal rocks in Sweden. These plutonic rocks have been exposed by denudation during an intervening period of erosion, and have supplied material to conglomeratic beds. According to *Högbom*, (quoted on pp. 127 and 130) this unconformability is not of a regional character. This intraformational group of plutonic rocks shows exact petrological analogy to such rocks on the Finnish side, in the coast region, which belong to the earlier period of intrusion.

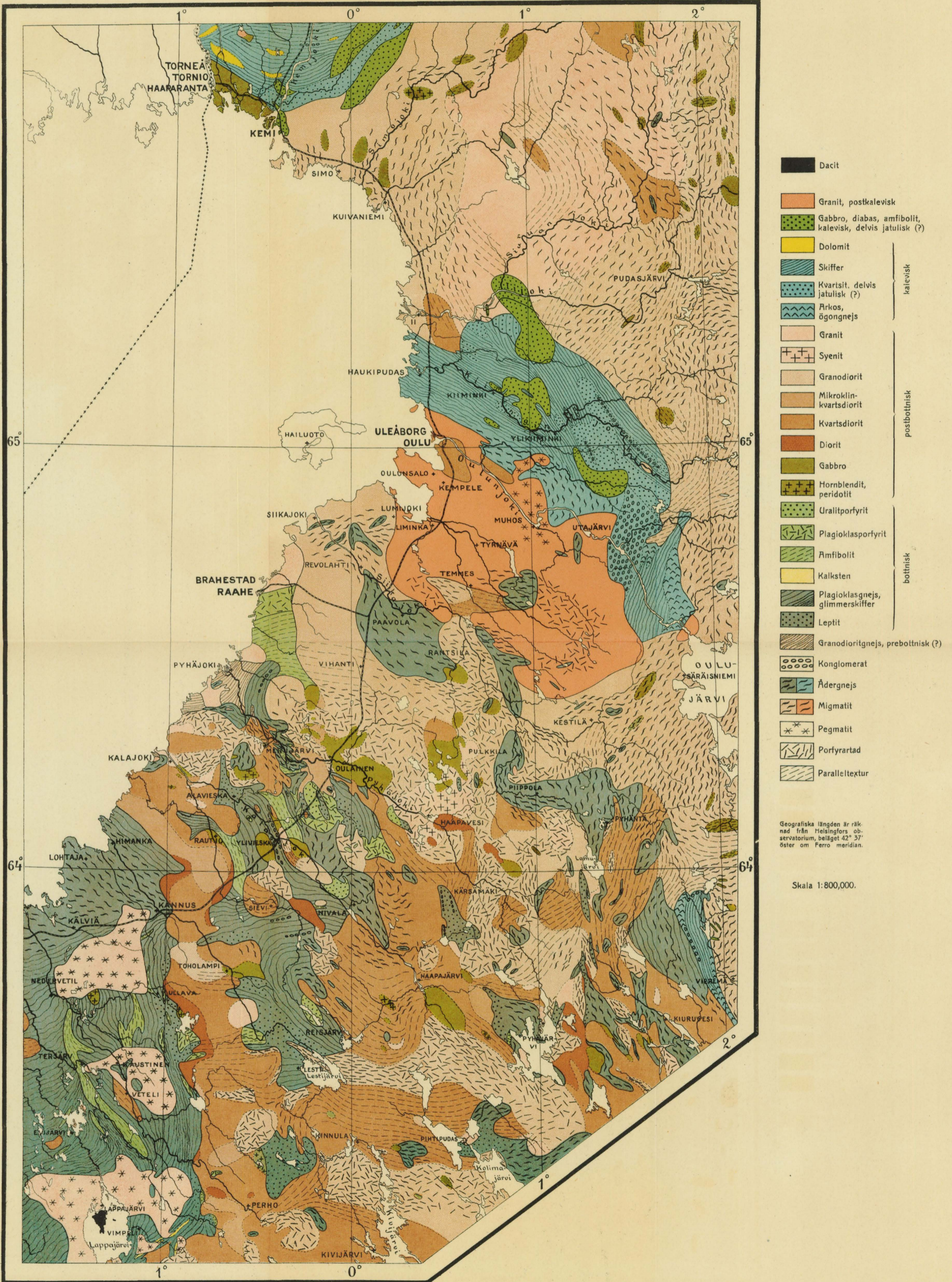
A synopsis of the comparisons, including only the pre-Kalevian formations, is given in the following table.

	The Bothnian areas in southern Finland	The inner part of the area of Österbotten	The coast region of the area of Österbotten	The Skellefteå area of Sweden
A. Post-Bothnian infracrustal rocks:	A. Granite, quartz-diorite, gabbro, peridotite.	A. Continuous series of: granite, granodiorite, microcline-quartz-diorite, gabbro.	A. Two groups of infracrustal rocks: a. granite and granodiorite. b. microcline-quartz-diorite, quartz-diorite, diorite, gabbro.	A. The Revsund granite group.
B. The Bothnian Supercrustal Complex:	B. <i>Extensive occurrence:</i> Mica-gneiss, mica-schist, phyllite, conglomerate; intermediate, and basic effusives and their tuffs.	B. <i>Restricted occurrence:</i> Mica-gneiss, leptite, conglomerate; in scarce quantities basic intrusive and effusive rocks.	B. <i>Extensive occurrence:</i> Mica-gneiss, mica-schist, leptite, quartzite, limestone; basic intrusive and effusive rocks.	B. <i>Extensive occurrence:</i> a. conglomerate and sandstone. b. plutonic rocks: The Jörn granite, quartz-diorite, monzonite, corresponds to A, b under heading III. c. mica-gneiss, mica-schist, phyllite, conglomerate, limestone; basic and acid effusives.
C. Basement	C. Quartz-diorite? <sup>1</sup>	C. Unknown.	C. Orthogneiss?	C. Gneiss, gneissose granite, leptite.

<sup>1</sup> Cf. *J. J. Sederholm*: G. F. F. Bd. 35, 37, 38 and *Eero Mäkinen*: G. F. F. Bd. 36 and 37.

# Översigtskarta av berggrunden i mellersta Österbotten.

Sammanställd av Eero Mäkinen.



N:o 17.	On the occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906 .....	1:25
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	4:—
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text .....	7:50
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907.....	1:—
N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juin 1907....	3:50
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907 .....	1:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907.....	3:—
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910 .....	1:50
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln. von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911 .....	1:25
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	—:50
N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	1:50
N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911 .....	1:50
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	1:50
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	1:50
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912 .....	1:—
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	1:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	1:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912 .....	1:50
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januari 1913 .....	1:50



N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 Figures in the Text. Februari 1913..	1:50
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913 .....	1:50
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. Oktober 1915 .....	7:50
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914 .....	1:50
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. Oktober 1914 .....	4:—
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Augusti 1914.	1:50
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Aug. 1914.	1:50
N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915 .....	1:50
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. En train de paraître ....	
N:o 45.	En train de paraître. ....	
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916.....	1:50
N:o 47.	Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MÄKINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916 .....	2:50

