

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 97

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELAN DEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE

V

AVEC 15 FIGURES DANS LE TEXTE

HELSINKI — HELSINGFORS
MAI 1932

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:º 97

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET
I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

V

AVEC 15 FIGURES DANS LE TEXTE

HELSINKI — HELSINGFORS
MAI 1932
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



SISÄLLYS. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. — SOMMAIRE.

	Siv.
JÄSENLUETTELO — MEDLEMSFÖRTECKNING — LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1931	4
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1931	6
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1931	6
COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1931	7
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1931	8
SELOSTUKSIA — REFERAT — RÉSUMÉS	11
V. Tanner, Zum Vortrage des Herrn M. Sauramo vom 30 März 1931	11
V. Hackman, Der Makamo-Gang	13
KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES	16
Martti Saksela, Tektonische und stratigraphische Studien im mittleren Ostbothnien, mit einigen Vergleichspunkten aus anderen Gebieten	16
V. Tanner, Zur Deutung der Genesis des ausgeebneten Reliefs der Hochflächen und Widden in Fennoskandia	40
Antti Salminen, The Influence of Exposure upon Temperature Differences in Rocks	52
J. J. Sederholm, Sur une nouvelle espèce de granite nodulaire	63
Pentti Eskola, On the Principles of Metamorphic Differentiation	68

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND.

JÄSENLUETTELO, 31. XII. 1931.
MEDLEMSFÖRTECKNING, 31. XII, 1931.
LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1931.

- Aario, L., fil. toht., Yliopiston maantiet. laitos, Helsinki.
Aarnio, B., fil. toht., Maatutkimuslaitos, Helsinki.
Ailio, J., fil. toht., Töölönk. 10, Helsinki.
Argand, E., prof., Lab. de géologie de l'Université, Neuchâtel.
Aschan, J., bergsing., Estnäsg. 12, Helsingfors.
Auer, V., prof., Fredrikink. 66 B, Helsinki.
Backlund, H. G., prof., Univ. geologiska institution, Upsala.
Backman, A. L., fil. dr., St. Robertsg. 8, Helsingfors.
Barbour, G. B., prof., Yenching University, Peking, China.
Blankett, H., industriråd, Myntg. 1, Helsingfors.
Borgström, L. H., prof., Museig. 3, Helsingfors.
Brander, G., fil. mag., Topeliusg. 11, Helsingfors.
Brenner, Th., fil. dr., Järnvägsstyrelsen, Helsingfors.
Bruce, E. L., prof., Queen's University, Kingston, Ont., Canada.
Bütler, H., Dr., Tobelweg 8, Schaffhausen, Schweiz.
Collet, L. W., prof., Lab. de géologie de l'Université, Genève.
Dellwik, B., gruving., Outokumpu.
Enwald, O., tekn. yliopp., Fredrikink. 66 B 21, Helsinki.
Eskola, P., prof., Tehtaank. 7 E, Helsinki.
Forstén, R., dipl.-ing., Museig. 36 C, Helsingfors.
Fisch, Chr. W., Dr., Schaffhauserstr. 13, Neuhausen, Schweiz.
Geol.-pal. Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel.
Granö, J. G., prof., Yliopiston maantiet. laitos, Turku.
Grönros, Y., ins., Vänrikki Stoolink. 3 A, Helsinki.
Haapala, P., fil. maist., Tekn. Korkeakoulu, Helsinki.
Hachman, V., fil. dr., Parkg. 5, Helsingfors.
Hauken, H., prof., Åbo Akademi, Åbo.
Hellaakoski, A., fil. toht., Museok. 34, Helsinki.
Hellström, Helvi, yliopp., Liisank. 9 D, Helsinki.
Hyyppä, K. E., fil. toht., Helsingink. 14 A, Helsinki.
Järnefelt, H., fil. toht., Ritarik. 9 B, Helsinki.
Kalajoki, R., fil. maist., Mechelinink. 24 A 13, Helsinki.
Kokkonen, P., fil. toht., Fredrikink. 12, Helsinki.
Korvenkontio, V. A., fil. maist., Korkeasaari, Helsinki.

- Kranck, E. H., fil. dr., Engelplatsen 5, Helsingfors.
 Laitakari, A., fil. toht., Teknillinen Korkeakoulu, Helsinki.
 Lehmann, Wl., prof., Yliopiston geologinen laitos, Helsinki.
 Leiviskä, I., prof., Museok. 9, Helsinki.
 Lokka, L., fil. toht., Turuntie 37 A, Helsinki.
 Lukkala, O., prof., Fredrikink. 62, Helsinki.
 Lupander, K., fil. mag., Univ. geologiska institution, Helsingfors.
 Metzger, A. A. Th., fil. dr., Silversundsvägen 10, Brändö.
 Mikkola, E., fil. toht., Geologinen toimikunta, Helsinki.
 Min.-petr. Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel.
 Mäkinen, E., fil. toht., Outokumpu.
 Nordenswan, E. A. O., fil. maist., Runebergink. 17 A, Helsinki.
 Palmunen, M. K., vuori-ins., Helsinki.
 Pehrman, G., fil. dr., Åbo Akademi, Åbo.
 Rosberg, J. E., prof., Idrottsg. 6—8 A, Helsingfors († 19. III. 1932).
 Renvall, Å., stud., Esbo.
 Ryselin, V., ins., Aleksis Kivenk. 17 C, Helsinki.
 Sahlstein, Th. G., yliopp., Vironk. 1 B, Helsinki.
 Salminen, A., fil. maist., Maatutkimuslaitos, Helsinki.
 Sauramo, M. R., prof., Tunturik. 4, Helsinki.
 Saksela, M. O., fil. toht., Tempelik. 21, Helsinki.
 Savolainen, E., yliopp., Karihaara.
 Sederholm, J. J., prof., Fredriksg. 39, Helsingfors.
 Soikero, J. N., geol., Orimattila.
 Staub, R., Prof. Dr., Geol. Institut d. Universität, Zürich.
 Sundell, I. G., dir., Grankulla.
 Suomalainen, A. J., fil. maist., Vaajakoski.
 Suominen, E., fil. maist., Aionk. 4, Helsinki.
 Tanner, V., prof., Grankulla.
 Toivonen, N. J., prof., Vironk. 11 B, Helsinki.
 Törnqvist, K. H., ins., Outokumpu.
 Wahl, W., prof., Mariég. 7, Helsingfors.
 Wasastjerna, L., stud., Mauritzg. 4 A, Helsingfors.
 Wegmann, C. E., dr. sc., zur Hagar, Schaffhausen, Schweiz.
 Vendl, A., prof., Rezeda-útca 7, Budapest.
 Willman, W. W., fil. maist., Pietarink. 2 C, Helsinki.
 Väyrynen, H., fil. toht., Tempelik. 13, Helsinki.
72. Öpik, Ar., prof., Aia t. 46, Tartu.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1931.

Geologisella Seuralla on v. 1931 ollut 8 kokousta, joissa pidettiin 14 esitelmää.

Seuran sääntöihin on vuoden aikana tehty lisäys, jonka mukaan Seuraan voidaan valita kirjeenvaihtajajäseniksi ulkomaalaisia henkilöitä, jotka ovat Suomea ja sen geologiaa kohtaan osoittaneet erikoista harrastusta. Tällaisiksi jäseniksi valittaisiin mieluummin nuoria ja toimivia geologeja, ei suurta lukumäärää, mieluummin yksi kustakin maasta ja yhteensä korkeintaan kymmenen.

Tämän mukaisesti valittiin kirjeenvaihtajajäseniksi kokouksessa toukok. 15 p. prof. Aladár Vendl Budapestista, prof. Armin Öpik Tartosta ja toht. Eugène Wegmann Schaffhausenista.

Uusiksi vuosijäseniksi Seuraan ovat liittyneet prof. Wladimir Lehmann, yliopp. Helvi Hellström, prof. O. J. Lukkala ja yliopp. Lennart Wasastjerna. Jäsenistä on kuollut prof. Benj. Frosterus huhtik. 1 päivänä.

Seuran julkaisujen neljäs numero (68 siv.) on ilmestynyt vuoden aikana. Vakinaista painatusmäärärahaa on saatu 13 000 markkaa, ja ylimääräistä 7 000 markkaa.

Toukok. 23—26 p. Seura järjesti Lounais-Suomeen retkeilyn, jota prof. P. Eskola johti prof. H. Hausenin avustamana. Mukana oli 16 osanottajaa. Helsingissä tammikuussa 1932.

GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1931.

Geologiska Sällskapet har under året 1931 sammanträtt 8 gånger, varvid hållits 14 föredrag.

I Sällskapets stadgar har under året gjorts ett tillägg, enligt vilket utlänningar, som varit speciellt intresserade för Finland och dess geologi, kunna väljas till Sällskapets korresponderande medlemmar. Till medlemmar i denna kategori skulle främst inväljas unga och aktiva geologer, dock icke till något större antal, helst en från varje land, och högst tio inalles.

Enligt detta invaldes till korresponderande medlemmar vid mötet den 15 maj prof. Aladár Vendl från Budapest, prof. Armin Öpik från Dorpat och dr. Eugène Wegmann från Schaffhausen.

Som nya årsmedlemmar till Sällskapet hava anslutit sig prof. Wladimir Lehmann, stud. Helvi Hellström, prof. O. J. Lukkala och stud. Lennart Wasastjerna. Av medlemmarna har prof. Benj. Frosterus avlidit den 1 april.

Det fjärde numret (68 sid.) av Sällskapets meddelanden har utkommit under året. Som ordinarie tryckningsanslag har beviljats 13 000 mark och som extra anslag 7 000 mark.

Den 23—26 maj anordnade Sällskapet en exkursion i sydvästra Finland, varvid prof. P. Eskola fungerade som ledare, understödd av prof. H. Hausen. 16 personer deltog i exkursionen.

Helsingfors, januari 1932.

COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE
FINLANDE EN 1931.

La Société géologique de Finlande a tenu pendant l'année 1931 8 séances avec 14 conférences.

Un appendice aux règlements de la Société voté pendant l'année permet de nommer membres correspondants des personnes spécialement intéressés à la Finlande et à sa géologie. Il est recommandé de choisir comme membres de cette catégorie des géologues jeunes et actifs pas en grand nombre, si possible seulement un par pays, pas plus que dix en tout.

Suivant ce règlement trois membres correspondants ont été élus le 15 mai: M. Aladár Vendl, professeur de l'École polytechnique supérieure, Budapest, M. Armin Öpik, professeur de l'Université, Tartu (Dorpat), et M. Eugène Wegmann, docteur-ès-sciences, Schaffhouse.

Comme nouveaux membres se sont joints à la société M. Wl. Lehmann, M. O. J. Lukkala, Mlle Helvi Hellström et M. L. Wasastjerna. Notre membre Benjamin Frosterus a décédé de 1 avril 1931.

Le quatrième numéro des comptes-rendus (68 pages) a paru pendant l'année. Un crédit ordinaire de fmk. 13 000:— et un crédit extraordinaire de fmk. 7 000:— a été mis à la disposition de la Société pour couvrir les frais d'impression.

Du 23 au 26 mai la Société avait organisé une excursion dans le Sud-Ouest de la Finlande dirigée par M. P. Eskola assisté par M. H. Hausen; 16 membres participaient à l'excursion.

A la fin de l'année 1931, la situation de la Société était la suivante:

Excédent de l'année précédente	15 693: 77
Crédit pour l'impression des C.-R.	20 000: —
Vente des «Comptes-rendus»	150: —
Tirages à part	2 455: —
Intérêts	177: 73
Cotisations	4 355: —
	<hr/>
	42 831: 50
Frais de l'impression	32 151: 50
Séances	283: 50
Correspondance	464: 20
Frais du bureau	138: 75
Télégrammes	105: 45
Couronnes mortuaires	200: —
Traductions et rectifications des manuscrits	75: —
Excédent	9 413: 10
	<hr/>
	42 831: 50

Helsinki, janvier 1932.

In fidem
E. Mikkola.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSET VUONNA 1931.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND MÖTEN UNDER ÅRET
1931.

SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ DE GÉOLOGIQUE DE FINLAND EN 1931.

Kokous tammik. 22 p. — Mötet den 22 jan. — Séance du 22 janvier.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. P. Eskola selosti Percy Wagnerin teosta Etelä-Afrikan platina-esiintymistä korostaen, että myös meillä olisi täysi syy tutkia useiden emäksisten magmakivien platinapitoisuutta. — *M. P. Eskola* réfèrait l'ouvrage de Percy Wagner: The Platinum Deposits of South Africa.

Toht. M. Saksela: Keski-Pohjanmaan stratigrafiasta ja tektoniikasta. — Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Ostrobothnie centrale.

Voir p. 16.

Toht. A. Laitakari esitti näytteen yttrotitaanitista, jonka herra G. Silberstein oli löytänyt Impilahden Nuolainniemeltä Saksan mineralogisen seuran retkeilyllä v. 1930. — *M. A. Laitakari* montre un échantillon d'yttrotitanite trouvé par M. G. Silberstein à Nuolainniemi (Impilahti) au cours de l'excursion de la Société de minéralogie Allemande 1930.

Kokous helmik. 26 p. — Mötet den 26 febr. — Séance du 26 février.

Seuran vuosijäsenten tähänastinen vuosimaksu, Smk 30: — koroitettiin v:sta 1931 alkaen 50 markkaan.

Årsavgiften för Sällskapetets årsmedlemmar, som hittills hade varit Fmk 30: —, höjdes från och med året 1931 till 50 mark.

La cotisation qui était de fmk. 30: — est augmentée à fmk. 50: — pour 1931 et les années suivantes.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. J. J. Sederholm: Om den subbottniska diskordansen och bergarter bildade genom sekulär förvittring. — Sur la discordance subbothnienne et des roches produites par rubéfaction séculaire.

J. J. Sederholm, On the Sub-Bothnian Unconformity and on Archaean Rocks Formed by Secular Weathering. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 95, 1931.

Prof. H. Hausen: Söndervittrad berggrund i Nädendal, överlagrad av morän. — Roches rubefiées recouvertes par la moraine à Naantali (Nädendal).

Föredraganden kommer att göra fortsatta undersökningar på stället och senare meddela om sina resultat. — Le conférencier publiera plus tard un récit de ces observations.

Toht. A. Laitakari esitti näytteen Nunnanlahden vuolukivessä tavatusta apatiitista. — *M. A. Laitakari* montre un échantillon d'apatite grossièrement cristallin trouvé dans la stéatite de Nunnanlahti.

Kokous maalisk. 30 p. — Mötet den 30 mars. — Séance du 30 mars.

Esitelmää — Föredrag — Conférences.

Prof. M. Sauramo: Vierumäen Salpausselkä-leikkaus. — La tranchée à travers le Salpausselkä interne près de Vierumäki.

Matti Sauramo, Zur Frage des inneren Baus des Salpausselkä in Finnland. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XIX, 1931.

Discussion: *V. Tanner*, voir p. 11.

Dr. V. Hackman gav ett meddelande om bergarten bildande den s. k. Makamogången NW om Pitkäranta. — *M. V. Hackman* faisait une communication sur la roche d'un filon dit de Makamo au NW de Pitkäranta.

Voir p. 13.

Dr. V. Tanner gav ett meddelande om glacifluviala avlagringar och flytjordsföreteelser på Petsamo-fjällen. — *M. V. Tanner* faisait une communication sur les dépôts fluvioglaciaux et le phénomène des terres mouvantes dans les montagnes de Petsamo.

Voir p. 40.

Toht. A. Laitakari esitti mineralinäytteitä Eräjärven Uihelasta, missä mm. krysoberylli oli tavattu Suomessa kolmannen kerran. — *M. A. Laitakari* montre des échantillons de différent minéraux trouvés à Uihela (Eräjärvi), entre autres de la chrysobérylle trouvée pour la troisième fois en Finlande.

Kokous huhtik. 23 p. — Mötet den 23 april. — Séance du 23 avril.

Esitelmää — Föredrag — Conférences.

Prof. J. J. Sederholm: Om Enklinge-traktens geologi. — Sur la géologie de la région d'Enklinge.

Föredragets innehåll skall utgivas som ett snart utkommande band av Geologiska kommissionens Bulletin. — La conférence sera publiée dans un des prochains numéro du Bull. Comm. géol. Finlande.

Prof. W. Wahl refererade en av Skottlands Geologiska Undersökning publicerad ny avhandling: — *M. W. Wahl* présente un memoire publiée par le Service géologique d'Ecosse intitulé: The Geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll, 1930.

Toht. A. Laitakari esitti uuden tiedonannon ja mineralinäytteitä Eräjärven Uihelan pegmatiiteista. — *M. A. Laitakari* récite de nouveau une de ses communications et montre des échantillons de minéraux provenant des pegmatites d'Uihela.

Kokous toukok. 15 p. — Mötet den 15 maj. — Séance du 15 mai.

Esitelmää — Föredrag — Conférences.

Toht. H. Väyrynen: Karjalaisten liuskealueiden stratigrafiasta ja tektoniikasta. — Sur la stratigraphie et la tectonique des régions de schistes de Carélie.

Esitelmän sisälllys julkaistaan myöhemmin. — La conférence sera publiée plus tard.

Prof. P. Eskola selosti Hiipinän apatiittiesiintymiä uusimpien venäläisten tietojen mukaan. — *M. P. Eskola* donne une orientation sur les gisements d'apatite de Chibiny (Umptek) d'après les plus récentes publications russes.

Kokous lokak. 29 p. — Mötet den 29 okt. — Séance du 29 octobre.

Esitelmää — Föredrag — Conférences.

Prof. P. Eskola: Havainnot Pitkänrannan radalla ja Hyrsylän alueella kesällä 1930. — Observations le long du chemin de fer de Pitkäranta et dans la région de Hyrsylä (été 1931).

Pentti Eskola, Conditions during the Earliest Geological Times as indicated by the Archaean Rocks. Ann. Acad. Sci. Fenn., Ser. A, Vol. XXXVI, N:o 4, 1932.

Maist. A. Salminen: Maalajien kemiallisesta kokoomuksesta Kalajoki-laaksossa. — Sur le composition chimique des sols de la vallée du Kalajoki.

Esitelmän sisällys julkaistaan myöhemmin. — La conférence sera publiée plus tard.

Maist. A. Salminen esitti havaintojaan auringon säteilystä johtuvista vuorokautisista lämpötilavaihteluista kallioissa. — *M. A. Salminen* présente ses observations sur les changements quotidiens des températures de surfaces rocheuses produits par la radiation solaire.

Voir p. 52.

Kokous marrask. 19 p. — Mötet den 19 nov. — Séance du 19 novembre.

Esitelmää — Föredrag — Conférences.

Prof. J. J. Sederholm: Om en knölgranit i Petsamo. — Sur un granite nodulaire de Petsamo.

Voir p. 63.

Prof. W. Wahl: En leucitförande djupbergart. — Une roche abyssale à leucite.

Föredraget skall publiceras på annan plats. — La conférence sera publiée ailleurs.

Tekn. gliöpp. O. Enwald esitti tiedonannon Impilahden Hunttilassa pegmatiitissa tavatusta uudesta granaattilajista, joka analyysillä oli todettu manganoferrigranaatiksi. — *M. O. Enwald* présente une communication sur un nouveau type de grenat trouvé dans des pegmatites à Hunttila (Impilahti); d'après l'analyse il serait principalement manganoferrifère.

Kokous jouluk. 10 p. — Mötet den 10 dec. — Séance du 10 decembre.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1932, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi prof. P. Eskola, varapuheenjohtajaksi prof. L. H. Borgström, sihteeri E. Mikkola ja tilintarkastajiksi toht. A. Laitakari ja maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1932 valdes följande personer: ordförande prof. P. Eskola, vice ordf. prof. L. H. Borgström, sekreterare mag. E. Mikkola samt revisorer dr. A. Laitakari och mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Bureau pour l'année 1932; sont nommés: président M. P. Eskola, viceprésident M. L. H. Borgström, secrétaire M. E. Mikkola, vérificateurs des comptes M. A. Laitakari et M. W. W. Wilkman.

Esitelmää — Föredrag — Conférences.

Dr. V. Hackman: Om Wolffska systemet. — Sur le système de Wolff.

Dr. E. H. Kranck: Om de eldsländska Kordilleraskiffrarna. — Sur les schistes de la cordillère de la Terre de Feu.

SELOSTUKSIA. — REFERAT. — RÉSUMÉS.

ZUM VORTRAGE DES HERRN M. SAURAMO VOM 30 MÄRZ 1931.

Von

V. TANNER.

Redner beglückwünschte den Vortragenden zu der klaren Darstellung der Bildungsgeschichte des Zweiten Salpausselkä. Redner freute sich zu bemerken, dass die Vermessungsmethode, welche von Brenner u. Tanner bei der Untersuchung des I. Salpausselkä angewendet wurde, auch hier zur Anwendung gekommen ist. Denn, da nunmehr die Profilmessung an einem Fixpunkte (im NW) verankert worden ist, können künftige Durchschnitte stereographisch an dieses Profil angeschlossen werden.

Redner war der Ansicht, es könne kein Zweifel herrschen über die Richtigkeit der Auffassung des Vortragenden, dass der II. Salpausselkä aus zwei Hauptbestandteilen aufgebaut sei: 1. Moräne und 2. Eisflussgrus, sowie dass die herrschende Bodenart im Kerne und im proximalen Teile aus Moränenbänken besteht, denen untergeordnete Schichten von glazifluvialen Sande und von Geröllegrus zwischengelagert sind, während der distale Teil ganz aus geschichteten Ablagerungen zusammengesetzt ist. Eine Stütze für die Annahme, dass Zufuhr von Eisflussgrus in der fraglichen Gegend (genauer 0.5 km W vom Durchschnitte) wirklich stattgefunden hat, bietet nach Redners Ansicht der kräftige *feeding esker* aus grobem, blöckeführendem Geröllegrus dar, welcher bei der Wegstation Vierumäki sich von der Proximalseite des II. Salpausselkä abzweigt und westlich der Landstrasse nordwärts sich hinzieht. Der Vortragende hatte sich mit grosser Vorsicht darüber geäussert, ob der geschichtete Distalteil im Profile als *a.* ein »Delta«, welches zwar aus in situ liegendem Eisflussgrus bestehend aber zufolge der geringen Materialzufuhr nicht bis hinauf zur damaligen Erosionsbasis aufgebaut worden wäre, oder *b.* eine Strandackumulation, d. h. als von neuem abgesetzte Ablagerungen von Eisflussgrus, aufzufassen sei. Der Vortragende hatte den hier geschilderten Durchschnitt zuletzt Anfang August 1930 besucht — also zu einer Zeit, als die Ausgrabung nach den Seiten

hin bedeutend vorgeschritten war über das hinaus, was auf dem Profildiagramme des Vortragenden abgebildet ist — und dabei eine Beobachtung gemacht, welche geeignet erschien, die Zweifel über obenberührten Punkt zu beheben. Unter Hinweis auf einen künftigen Bericht nach Bearbeitung seines Beobachtungsmateriales möchte Redner sich jetzt darauf beschränken, zu erwähnen, dass zwischen der Moräne und dem geschichteten Distalteil auf der westlichen Tranchéewand sich ein quasigebänderter Lehm vorfindet, dem auf der Ostwand des Durchschnittes eine etwa 3 m mächtige, etwas wellige Schicht von derselben Bodenart und von Feinsand entspricht. Über diese Schichtpackung haben sich in erstaunlich konkordanter Lagerstellung allmählich immer gröbere Grusschichten abgelagert. Es liegt hier also ein schwacher Hiatus vor, denn der beobachtete Umstand zeugt von einer Veränderung der Wassertiefe; während die Lehmschicht periodisch in etwas tieferem Wasser abgesetzt wurde, haben die sandig grusigen Ablagerungen unter der Mitwirkung des Stromtransportes und unter dem Einfluss der auch in der Tiefe umlagernd wirkenden Brandung sich darüber abgesetzt, also in der Art einer subaquatilen Talusbildung wahrscheinlich reichlich später nachdem die Moränenablage in der Gegend aufgehört hatte. Dass der Vorgang so gewesen sein muss, scheint dem Redner aus folgendem hervorzugehn:

a. Die kontinuierliche Form der Schichten und ihr ungewöhnliches Aushalten im Profile, indem sie bis zu 50 m beständig sind ohne auszukeilen, während doch Kreuzschichtung für im fließenden Wasser abgesetzte Grus bezeichnend ist.

b. dass in der näheren Umgebung auf der Scheitelfläche des Salpausselkä die Erosionstopographie fehlt, was ja selbstredend nicht der Fall wäre, wenn Zufuhr von Sedimenten an Stelle über den Rücken von N nach S stattgefunden hätte.

Die schwache Wellung bei Schichten der peripherischen Teile, resp. die diskordante Schichtung draussen in den Oberflächenlagern des distalen Teiles dürfte von eingebetteten Wellenfurchenbildungen herrühren.

DER MAKAMO-GANG.¹

VON

V. HACKMAN.

Mit dem Namen »Makamo-gang« bezeichnete O. Trüstedt einen Gang, welcher im südöstlichen Finnland am Nordoststrande des Ladogasees einige Kilometer NW der Ortschaft Pitkäranta vorkommt. Der Gang, dessen geologisches Auftreten Trüstedt² genauer beschrieben hat, tritt auf dem Festlande gegenüber der Insel Makamo, aber nicht auf dieser selbst, zu Tage. Er durchschneidet daselbst den präladogischem Granitgneis quer zu dessen Streichung, steht nach Trüstedts Kartenskizze mit einem mächtigeren nordwestlich streichenden Metabasitgang in Verbindung und erstreckt sich vom Strande des Ladoga in etwas wechselnder, doch hauptsächlich nordöstlicher Richtung. Seine Breite beträgt etwa zwei Meter, er ist stellenweise etwas verworfen und auch von einem Granitpegmatitgang durchschnitten. Am Uferabhange des gut entblösten Granitgneisberges hebt er sich nur wenig von diesem Gesteine ab und ist daher nicht ganz leicht aufzufinden.

Trüstedt, welcher das Alter des Ganges für präladogisch hält, bezeichnet das Gestein desselben als Diorit, und in der Tat hat dieses megaskopisch das Aussehn eines feinkörnigen Diorites. Die am meisten ins Auge fallenden Gemengteile sind schwarze Hornblendekristalle, deren Zwischenräume von grauen Feldspatskörnern ausgefüllt sind. Verf. hat das Gestein mikroskopisch untersucht und dabei folgendes festgestellt: Die dunklen Gemengteile bestehn ausschliesslich aus sattgrün gefärbter Hornblende, deren optische Eigenschaften die gewöhnlichen der grünen Hornblende sind. Der Feldspat besteht aus Kalknatronfeldspat und Mikroklin. Der erstere ist in hohem Grade von einem mikrolitischen Staube von wahrscheinlich serizitischer Zusammensetzung bedeckt, der letztere dagegen ist ungewöhnlich frisch und klar und zeigt deutliche Gitterstruktur.

¹ Vorgetragen am 30 März 1931.

² O. TRÜSTEDT, Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladogasee. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 19, 1907. Pag. 67 ff.

Der Plagioklas muss, soweit man ihn bei der Trübung der Durchschnitte bestimmen kann, mindestens ca. 25 % Anorthit enthalten. Quarz fehlt im Gesteine vollständig. Accessorisch finden sich reichlich Titanit und etwas Zirkon und Apatit vor. Eisenerz fehlt. Die Textur ist panallotriomorph, also die für ein Ganggestein typische. Nennenswerte Druckercheinungen sind nicht zu erkennen.

Die etwas ungewöhnliche Zusammensetzung des Gesteines veranlasste mich, eine Analyse desselben anfertigen zu lassen. Diese wurde von Dr. L. Lokka im Laboratorium der Geologischen Kommission in Helsingfors ausgeführt:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-H ₂ O+	Sa	
%	: 52.01	1.11	20.96	2.17	6.31	0.22	1.65	7.62	3.23	3.96	0.27	0.08	0.52	100.11
Mol. zahlen:	0.867	0.014	0.206	0.013	0.088	0.003	0.041	0.136	0.053	0.042	0.002			
Niggli's W.:	si 145,	al 34.5,	fm 26.5,	alk 16,	c 23,	k 0.44,	mg 0.26,	c/fm 0.86,	qz = -19					
CIPW Norm:	or 23.35,	ab 27.77,	an 30.86,	Summa sal 81.98										
	di 4.24,	hy 0.60,	ol 7.34,	mt 3.02,	il 2.13	ap 0.67,	Sa fem 18.00							

Formel: II, 5, 3, 3. Shoshonose.

Der berechnete Mineralbestand war folgender:

Oligoklas An₃₁ 39.9, Mikroklin 15.2, Hornblende 29.9, Serizit 11.7, Titanit 2.7, Apatit 0.6 %.

Bei der Berechnung dieses Mineralbestandes wurde die Gesamtmenge des Na₂O auf Albit verrechnet. K₂O verteilte sich auf Mikroklin und Serizit. Auf die Hornblende mussten 4.04 % CaO verrechnet werden, weil sonst die vorhandene Menge von SiO₂ nicht ausgereicht hätte und ein sehr hoher Anorthitgehalt auch sonst dem optischen Befunde nicht entsprochen hätte.

Wie aus der Analyse hervorgeht, entspricht der Kieselsäuregehalt demjenigen eines basischen Diorites oder Gabbros. Auffallend sind der hohe Tonerdegehalt und die für ein basisches Gestein sehr geringe Menge an Magnesia. Der sehr hohe normative Gehalt an Anorthit entspricht nicht dem aktuellen Mineralbestande, vielmehr ist ein grosser Teil des CaO melanokrat, wie bereits oben erwähnt wurde.

Nach den Molekularwerten lässt sich das Gestein keiner bestimmten der Niggli'schen Magmentypen unterordnen. Der si-Wert deutet auf eine dioritische oder gabbroide Magmatype, während die übrigen Werte sich auf granitische, syenitische und dioritische Magmatypen verteilen, das Gestein bildet daher eine Art Uebergangsform zwischen Diorit und Syenit und liesse sich vielleicht am ehesten mit den quarzfreien Monzoniten vergleichen, mit welchen es im Gehalte an Kieselsäure, Eisenoxyden, Kalk und im Verhältnisse von Na₂O zu K₂O übereinstimmt. Aber auch von diesen Gesteinen unterscheidet es sich durch seinen sehr hohen Tonerdegehalt und seine allzu geringe

MgO-menge und auch im Mineralbestande stimmt es demgemäss nicht völlig mit ihnen überein.

In Anbetracht der hier beschriebenen auffallenden, mit keinem bekannten Gesteine völlig übereinstimmenden Zusammensetzung des vorliegenden Ganggesteines ist dasselbe mit grosser Wahrscheinlichkeit als *h y b r i d* anzusehn, ohne dass man jedoch bestimmtere Schlüsse auf die Art seiner magmatischen Entstehung ziehen könnte. Der Verf. nimmt daher auch Abstand davon, das Gestein, welches ja immerhin einen eigenartigen Typus darstellt, mit einem besonderen Namen (etwa »Makamit« oder dergl.) zu bezeichnen.

KIRJOITUKSIA. — UPPSATSER. — ARTICLES.

I.

TEKTONISCHE UND STRATIGRAPHISCHE STUDIEN IM
MITTLEREN OSTBOTHNIEN, MIT EINIGEN VERGLEICHSPUNKTEN
AUS ANDEREN GEBIETEN.

Von

MARTTI SAKSELA.

(Mit 8 Figuren).

I N H A L T.

	Seite
Vorwort	17
Der Gesteinsgrund	17
Der superkrustale Komplex	17
Der Charakter der superkrustalen Gesteine	20
Der infrakrustale Komplex	21
Die Einteilung der Tiefengesteine	22
Die Tektonik	28
Die Stratigraphie	30
Vergleich mit anderen Gebieten	31
Die Erze	35
Literaturverzeichnis	38

VORWORT.

Der nächste Gegenstand der vorliegenden Untersuchung ist das Gebiet, welches das Kartenblatt B 4 (Kokkola) der geologischen Übersichtskarte Finnlands umfasst. Ein grosser Teil des Gebietes ist schon durch die ausgezeichnete Beschreibung Mäkinens (14) bekannt. Vom Verfasser wurden daselbst in den Sommern 1923, 1925, 1926 und 1928 Erzuntersuchungen und im Sommer 1930 Revisionsuntersuchungen ausgeführt. Weil diese Untersuchungen weiteres Licht in die Geologie der Gegend gebracht und auch besonders in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht Tatsachen, die von allgemeinerer Bedeutung sein dürften, zur Kenntnis gebracht haben, scheint dem Verfasser eine Veröffentlichung dieser Arbeit, neben der Beschreibung des erwähnten Kartenblattes, begründet zu sein. Da die nähere petrographische Beschreibung der Gesteine schon in der letztgenannten Arbeit enthalten ist, werden diese hier nur kurz behandelt.

DER GESTEINSGRUND.

DER SUPERKRUSTALE KOMPLEX.

Das verbreitetste Gestein ist ein dunkelgrauer, deutlich schiefriger und feinkörniger Biotitplagioklasgneis. Die Hauptmineralbestandteile sind: Plagioklas (An_{10} — An_{20}), Biotit und Quarz. Stellenweise wird der Gneis glimmerreicher und geht sogar hie und da allmählich in normalen Glimmerschiefer über. In derartigen Gesteinen findet man oft s. g. Kontaktminerale, wie Granat, Staurolith und Cordierit.

Wenn die Quarzmenge zunimmt, geht der Gneis in quarzitisches Gesteine über. Stellenweise beginnt im Gneis gemeine grüne Hornblende aufzutreten, und auf Kosten des Quarzes sich immer mehr zu verbreiten, wobei der Gneis in Hornblendeplagioklasgneis und schliesslich in Amphibolit übergeht.

Besonders in den westlichen Teilen des Gebietes ist der Biotitplagioklasgneis migmatitisch, adergneisartig ausgebildet. Die

zahlreichen, gewöhnlich pegmatitischen Adern folgen hauptsächlich dem Streichen des Gneises. Die Kontakte zwischen dem Gneise und der Intrusivkomponente sind meistens scharf. In westlichsten Teilen dominiert in den Migmatiten die Intrusivkomponente, gewöhnlich ein grauer biotitreicher Gneisgranit. Hier sind die Biotitplagioklasgneisfragmenten bisweilen von Granitmaterial kräftig assimiliert worden, in welchem Falle an die Existenz der Fragmente nur »schattenartige« Flecke im Gneisgranit erinnern.

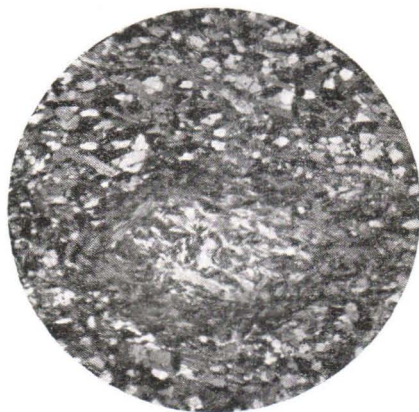


Fig. 1. Aus Sillimanitnadelchen bestehender Fleck im Biotitplagioklasgneis. Finnholm, Ähtävä (Esse).
Verg. c:a 29 ×. Nic. +.

In den Migmatiten ist das Gneismaterial oft metasomatisch umgewandelt. Schon mit blossem Auge erkennt man grosse Muskovitschuppen. Mikroskopisch beobachtet man im Gestein ovale aus Sillimanitnadelchen bestehende Flecke (Fig. 1) und an ihren Rändern oft Muskovitschuppen. Ausser diesen Neubildungen haben sich im Gneis noch grosse Mikroklinkörner gebildet. Im ungranitisierten Paragneise hat man eine derartige Mineralisation nie beobachtet. Es dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich hier um eine, durch die aus den pegmatitischen Gängen sich aus-

scheidenden Lösungen veranlasste K-Al-Metasomatose handelt. Eine genau gleichartige Metasomatose in granitisierten Gneisen hat der Verfasser früher aus dem Vittinkigebiet in Süd-Ostbothnien geschildert (15).

Die Kalksteine sind sehr selten und nur an einigen Stellen in den Kirchspielen Kälviä und Lohtaja angetroffen worden. Sie bilden dünne Wechsellager mit Quarzit oder quarzitischem Plagioklasgneis.

In östlichen Teilen des Kartenblattes kommen saure vulkanogene Gesteine vor, die mit dem gemeinsamen Namen »Leptite« benannt worden sind. Nach Mäkinen können diese in blastoporphyrische, arkos- und hälleflinta-artige Leptite eingeteilt werden. Die erstgenannten sind deutlich schiefrige, graue oder rötlichgraue, feinkörnige Gesteine. Die granulierten Einsprenglinge bestehen aus Oligoklas oder Quarz. Die granoblastische Grundmasse besteht aus Oligoklas, Quarz, Mikroklin und Biotit (Fig. 2). Die arkosartigen

Leptite sind ihrer Mineralzusammensetzung nach den vorerwähnten ähnlich, nur die Einsprenglinge fehlen. Die Hälleflinta-Gesteine sind hornfelsartig und sehr feinkörnig. Die Leptite stehen in engem Zusammenhang mit Plagioklasgneisen; sie wechsellagern mit diesen und gehen auch allmählich in sie über.

Im Plagioklasgneis kommen als relativ dünne Lager auch basische Effusivgesteine vor. Diese sind in der Struktur und der Mineralzusammensetzung wechselnd. Unter ihnen werden



Fig. 2. Blastoporphyrischer Leptit. Isokangas, Toholampi. Verg. c:a 39 ×. Nic. +.

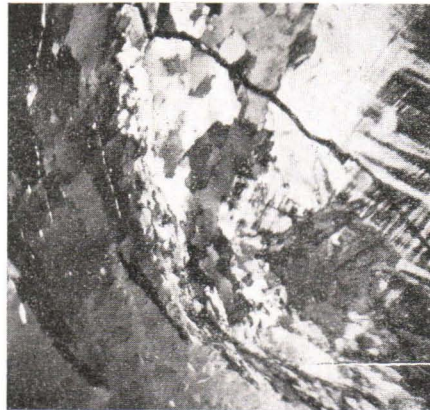


Fig. 3. Kataklastische Struktur im Pegmatit. Käräjälüoto, Lohtaja. Verg. c:a 42 ×. Nic. +.

dunkelgrüne, feinkörnige und schiefrige Amphibolite (gemeine grüne Hornblende + Plagioklas An_{20-40}), Uralit- und Plagioklasporphyrite, schön entwickelte Agglomerate, dichte Diabase und sogar Mandelsteine angetroffen.

Schliesslich mögen die kies- und graphithaltigen »s c h w a r z e n S c h i e f e r« erwähnt werden. Ihre Zusammensetzung ist wechselnd. Folgende Mineralassoziationen sind beobachtet worden:

Chlorit + Mikroklin + Quarz.

Biotit + Mikroklin (reichlich) + interm. Plagioklas + Quarz. (Die zwei letztgenannten Minerale sind myrmekitartig zusammengewachsen.)

Aktinolith + Mikroklin + Titanit + Albit (wenig).

Aktinolith + interm. Plagioklas + wenig Quarz.

Der als konstante Imprägnation auftretende Kies besteht ausschliesslich aus Magnetkies.

DER CHARAKTER DER SUPERKRUSTALEN GESTEINE.

Unter den obenerwähnten Gesteinen stellen der Kalkstein, der Glimmerschiefer und der Quarzit offenbar normale Sedimente vor. Was den Biotitplagioklasgneis anbelangt, besteht er nach Mäkinen (14, S. 27) aus wesentlich unverwittertem vulkanischem Material, (entweder aus vulkanischer Asche oder aus von mechanisch verwitterten vulkanischen Gesteinen herstammendem Material), das sich im Wasser abgelagert hat. Diese Annahme ist offenbar teilweise richtig. Das obengeschilderte intime Verhältnis zu den vulkanogenen Leptiten, der allmähliche Übergang in Amphibolite und sogar in Plagioklasporphyrite (14, S. 26) deuten zweifellos auf den vulkanogenen Ursprung des Gneises hin. Ein derartiges Verhältnis kan man jedoch bei weitem nicht überall wahrnehmen. Im Gegenteil kommt der Biotitplagioklasgneis oft, wie schon erwähnt, in intimster Zusammenhang mit normalen Sedimentgesteinen vor, deren Auftreten wenigstens eine teilweise chemische Verwitterung der älteren Gesteine voraussetzt. Ebenfalls deuten die im Gneise vorkommenden »Kontaktminerale« auf einen Aluminiumüberschuss im Gestein hin. Nichts dürfte uns hindern anzunehmen, dass der Biotitplagioklasgneis zum grossen Teil ursprünglich ein normales Sediment, am ehesten wohl ein tonarmes Lehmsediment, gewesen ist. Die Zusammensetzung des Gneises dürfte auch nicht gegen diese Auffassung sprechen. Dieser stellt eine gewisse Zwischenform zwischen Glimmerschiefer und Quarzit vor, in welche er auch allmählich übergeht: in diesen bei Zunehmen der ursprünglichen Quarzmenge, in jenen bei Zunehmen der ursprünglichen Tonmenge.

In unserem Gebiete kommen also aller Wahrscheinlichkeit nach sowohl normal- als vulkanogen-sedimentogene Paragneise vor. Ihrem petrographischen Charakter nach sind sie jedoch einander sehr ähnlich. Man kann sie nur durch Beobachten ihres Verhaltens zu anderen superkrustalen Gesteinen auseinanderhalten. Auf diese Weise kann man schliessen, dass die erstgenannten in den zentralen und westlichen, die letztgenannten in den östlichen Teilen des Kartenblattes vorherrschen.

Auch Mäkinen hat, bei der Untersuchung der regionalen Verteilung der superkrustalen Komponenten, Plagioklasgneis, Glimmerschiefer, Quarzit und Kalkstein, feststellen können, dass die letztgenannten im Gneis reichlicher in SW vertreten sind. Er äussert dann (14, S. 27): »Inwieweit diese Verteilung, d. h. das gegen SW reichlichere Vorkommen von Sedimenten, die eine chemische Verwitterung voraussetzen, einen anderen (mutmasslich einen höheren) Horizont oder eine andere Fazies bezeichnet, kann ja nicht ent-

schieden werden, weil die Tektonik so kompliziert ist wie hier». Die vom Verfasser ausgeführten tektonischen Untersuchungen machen die erstgenannte Annahme Mäkinens sehr wahrscheinlich.

Der Ursprung der schwarzen Schiefer ist unsicherer. Zum Teil sind sie jedoch als Mergelschiefer zu bezeichnen. Der Kohlen- und Kiesgehalt ist wahrscheinlich »primär».

DER INFRAKRUSTALE KOMPLEX.

Die Tiefengesteine zerfallen ungezwungen in zwei Eruptionsserien. Diese Sachlage äussert sich in den Kontaktverhältnissen und in

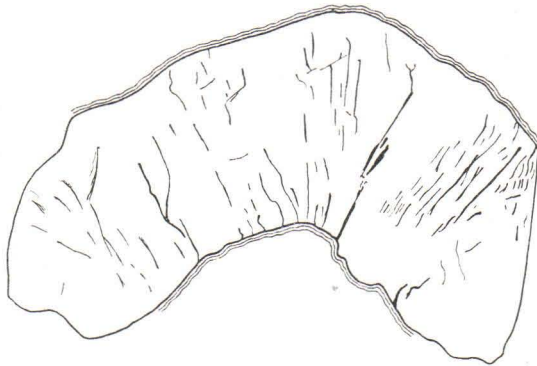


Fig. 4. Querspalten in einem gebogenen Pegmatitgang. Handstück. Peitso, Kälviä. Die gestrichelten Ränder bedeuten Schieferergrenzen.
 $\frac{1}{2}$ der nat. Grösse.

der tektonischen Erscheinungsweise der Gesteine. Zu der älteren postbothnischen Eruptionsserie gehören die grauen, mittelkörnigen und gewöhnlich deutlich schiefrigen grano- bis quarzdioritischen Orthogneise (allgemein Gneisgranite genannt) in den Kirchspielen Kalajoki, Pyhäjoki, Sievi, Kannus und Ähtävä (Esse), die Intrusivkomponente der Migmatite und die grösseren Pegmatit- und Muskovitgranitmassive in den zentralen Teilen des Kartenblattes. Besonders in schmälere Gängen sind die letztgenannten Gesteine oft schiefrig und man erkennt in ihnen Spuren von kräftiger Zermalmung (Fig. 3). In Krümmungstellen sind zahlreiche Querspalten im Gangmaterial entstanden (Fig. 4). In den grösseren Pegmatit- und Muskovitgranitmassiven sind die Spuren von mechanischer Deformation bedeutend schwächer und das Gestein sieht makroskopisch meistens vollkommen massförmig und gut erhalten aus.

Die Vertreter der jüngeren postbothnischen Serie bilden grössere einheitliche Gebiete in den östlichsten Teilen des Kartenblattes und im Kirchspiel Luoto (Larsmo). Unter diesen finden sich granitische, granodioritische, mikroklin-quarzdioritische, quarzdioritische, dioritische, gabbroidische und peridotitische Gesteine. Sie bilden eine schöne Differentiationsserie und gehen allmählich in einander über. Nur die am meisten sauren und am meisten basischen Glieder sind schärfer gegen die anderen begrenzt. An diese Serie schliessen sich noch, als Vorläufer derselben, diabasporphyritische Gesteine an.

DIE EINTEILUNG DER TIEFENGESTEINE.

Ein anschauliches Bild über die Kontaktverhältnisse, worauf sich die Einteilung der Tiefengesteine einerseits basiert, gibt die Zeichnung von Mäkinen über einen Küstenfelsen im Dorfe Vasankari, Kirchspiel Kalajoki (Fig. 5). Als ältestes Gestein kommt hier ein parallelstruierter granodioritischer Orthogneis vor. Dieser wird von einem feinkörnigen, kristallinschiefrigen Amphibolit in 5 bis 30 cm mächtigen, mit dem Streichen des Gneisgranits nahezu parallelen Gängen durchsetzt. Sowohl der Gneisgranit als auch der Amphibolit werden ihrerseits von einem feinkörnigen, der Struktur nach panallotriomorphen Mikroklin-Quarzdiorit durchdrungen. Bei den Mikroklin-Quarzdioritgängen kan man noch das Streben beobachten, sich parallel zum Streichen der vorigen Gesteine anzuordnen, doch nicht in so hohem Masse, wie bei den Amphibolitgängen. Zum Teil bildet der Mikroklin-Quarzdiorit schon quer zur Schieferung laufende Gänge.

Die obenerwähnten Gesteine werden von porphyrtigem Granodiorit und von an diesen genetisch sich eng anschliessendem, lamprophyrischem Dioritporphyrit durchdrungen. Im Granodiorit erkennt man Spuren von mechanischer Deformation. Sie sind jedoch von protoklastischer Natur. Schliesslich durchsetzt feinkörniger Mikroklinaplit scharf und geradlinig alle die vorigen Gesteine.

Die Gesteine, die oben in ihrer Altersfolge beschrieben worden sind, gehören offenbar zu zwei Eruptionsserien: die ältere ist nur durch den Gneisgranit, die jüngere durch alle übrigen vertreten.

Gleichartige Beweise findet man im Küstengebiete an vielen Orten. Im Inneren des Landes dagegen, wo der Felsgrund in geringerem Masse entblösst ist, hat der Verfasser nur an einer Stelle (Murhiojärvi, Kirchspiel Sievi) auf Grund der Kontaktverhältnisse die Existenz zweier Eruptionsserien feststellen können. Doch die Untersuchung der tektonischen Erscheinungsweise der Tiefengesteine macht es auch hier möglich, sie mit ziemlich grosser Sicherheit in

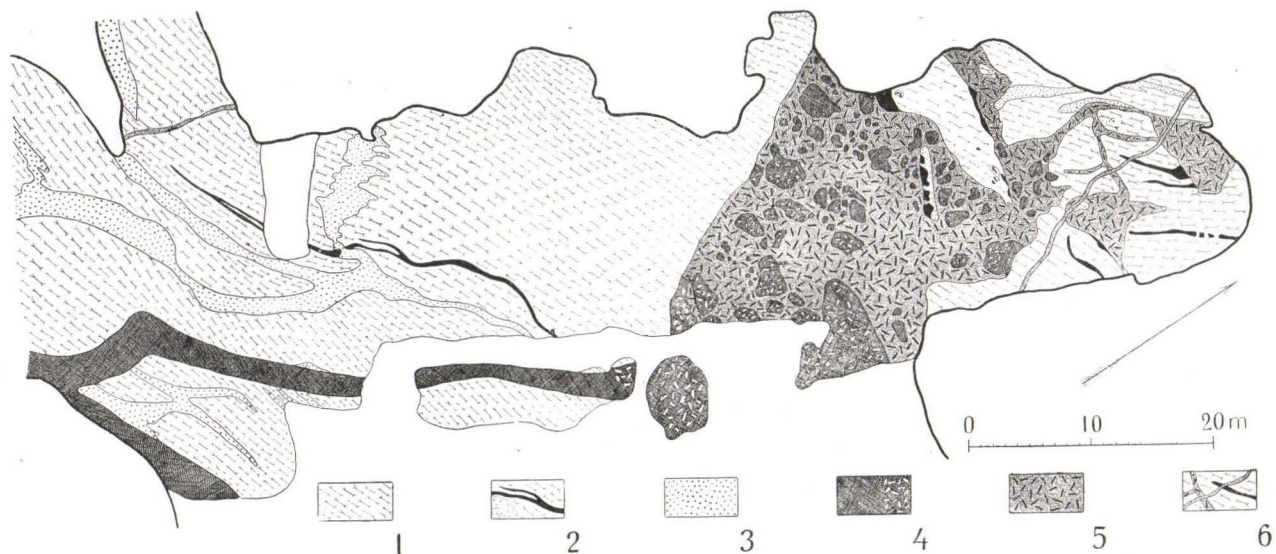


Fig. 5. Detailzeichnung über einen Küstenfels, ca 2 km nach NW vom Dorfe Vasankari, Kirchspiel Kalajoki. E. Mäkinen.

- | | | |
|----------------|--|--------------------------------|
| 1. Orthogneis; | 3. Mikroklin-Quarzdiorit, aplitisch; | 5. Porphyrtiger Granodiorit; |
| 2. Amphibolit; | 4. Dioritporphyrit, z. T. von Granodiorit metamorphosiert; | 6. Mikroklingranit, aplitisch. |

zwei Serien, eine ältere, synorogene (hochorogene) und eine jüngere, spätorogene Serie, einzuteilen.

Die Vertreter der synorogenen Serie kommen in der superkrustalen Formation als konkordante Intrusionen vor. Sie bilden mit der Streichungsrichtung der umgebenden Schiefer parallele, entweder längliche ausgedehntere Gebiete oder schmalere lager- und gangartige Massen. Ziemlich selten dringen sie in die Schiefer als Gänge ein, welche die Streichungsrichtung in grossem Winkel durchschneiden. Es sei noch erwähnt, dass die Streckungsrichtungen, soweit man sie bestimmen kann, sowohl in den synorogenen Intrusiven als in den Schiefen, die sie umgeben, in auffallendem Masse gleich verlaufen und regional gleichen Schwankungen unterworfen sind.

Die synorogene Serie ist offenbar in grossem Masse von der bothnischen Tektonik abhängig. Wesentlich anders verhält es sich mit der spätorogenen Eruptionsserie, besonders mit den saureren Gliedern derselben. Die Grenzen der von ihnen gebildeten Gebiete sind sehr oft quer zu den Streichungsrichtungen der superkrustalen Gesteine gerichtet und schneiden im Kartenbilde sowohl die lokalen Linearstrukturen als auch das allgemeine Axialstreichen. Gleichermassen verhalten sich die schmälere in die Schieferformation eindringenden granitischen Gänge.

Was die basischeren Glieder der jüngeren Serie anbelangt, kann man bei ihnen an manchen Orten schon das Streben nach synorogenem Auftreten beobachten und, wie aus der Fig. 5 deutlich hervorgeht, nähern sie sich dann ihrer Erscheinungsweise nach um so mehr der älteren Serie, je basischer sie sind.

Der grösste Teil der jüngeren Serie ist also ziemlich wenig von der bothnischen Tektonik abhängig. Es ist wahrscheinlich, dass die jüngeren Granite dagegen den früheren tektonischen Bau beeinflusst und durch ihr Empordringen Ablenkungen der lokalen Streckungsrichtungen aus den ursprünglichen Lagen verursacht haben. So wird in den östlichen Teilen des Kartenblattes, wo die jüngeren Granite reichlicher vorkommen, das allgemeine west-östliche Axialstreichen undeutlicher. Im bothnischen Gebiete des Kartenblattes C 4 (Kajaani), wo die jüngeren Granite in Bezug auf die superkrustalen Gesteine eine noch mehr dominierende Stellung einnehmen, dürfte das Axialfallen nach Wilkman (21, S. 47) an einander recht nahe belegenen Orten starkem Wechsel unterworfen sein.

Die ältere Serie ist während der Hauptphase der bothnischen Orogenese auf den Überschiebungsflächen vorgedrungen. Die Intrusion der jüngeren Serie hat teilweise während dieser Phase angefangen, während der saurere Hauptteil derselben jedoch bedeutend später

empordrang, als das ganze Deformationssegment schon steifer reagierte. Anfangs suchte sich dieser Teil seinen Weg in die nach oben gewölbten Teile der steifen Kruste.

Zu der älteren Serie hat der Verfasser, ausser dem Orthogneis, auch die ausgedehnteren Pegmatit- und Muskovitgranitmassive gezählt, die man gewöhnlich für jünger, entweder jünger postbothnisch oder postkalevisch (1) gehalten hat. Obgleich die Gesteine dieser Massive nirgends innerhalb des Kartenblattes in Kontakt mit Tiefengesteinen vorkommen, ist doch ihre synorogene Natur so auffallend, dass die Zugehörigkeit zu der älteren Serie sehr wahrscheinlich ist. Die Erscheinungsweise der Pegmatite und Muskovitgranite lässt sich mit Vorteil in den Kontaktzonen gegen die Superkrustalformation untersuchen. In diesen Zonen ist der Schiefer von zahlreichen Pegmatitadern durchsetzt und der Pegmatit enthält seinerseits reichlich Schieferfragmente. Sowohl die schmälere Pegmatitadern als die lagerartigen, bis 200 m mächtigen Pegmatitmassen folgen im allgemeinen dem Streichen des Schiefers. Die Streichungs- und Streckungsrichtungen sind sowohl in den Schieferfragmenten als im angrenzenden, einheitlichen Schiefergebiete, wo der Schiefer nicht nennenswert von Pegmatitadern durchdrungen ist, in überraschendem Masse gleich. Dieselbe Orientierung ist auch in den kleinsten Fragmenten sogar ausserhalb der eigentlichen Kontaktzone zu beobachten, wo man schon annehmen möchte, die Fragmente seien auf vollkommen willkürliche Weise angeordnet.

Wie aus dem Profil (Fig. 8) hervorgeht, sind die Pegmatite und Muskovitgranite in den gebogenen Satteln der grossen Antiklinale zu ausgedehnteren Massiven angesammelt. Diese Sachlage ist offenbar vom Reichtum der Pegmatite an Mineralisatoren bedingt, die ja geeignet sind, den Schmelzpunkt der Pegmatitlösungen zu erniedrigen und die Viskosität zu verringern. Unter diesen Bedingungen haben die Pegmatite sich in fliessendem Zustand längere Zeit halten können, d. h. noch nur Zeit der Faltung der Überschiebungsflächen, auf denen sie ursprünglich vorgedrungen waren, und während schon das ganze Deformationssegment angefangen hatte sich zu stabilisieren. Zu diesem Zeitpunkt haben die »Pegmatitlösungen« sich in den erwähnten Sattel hinein, die Stelle des Druckminimums, ihren Weg gesucht und hier allmählich auskristallisiert.

Auf diese Weise wird es zugleich begreiflich, dass die Pegmatite, wenn sie in grösseren Massiven vorkommen, trotz ihrer synorogenen Natur von der Stresseinwirkung oft ziemlich gut verschont geblieben sind. Die Pegmatit- und Muskovitgranitgebiete des Kartenblattes repräsentieren genau einen solchen Typus von konkordanten Intru-

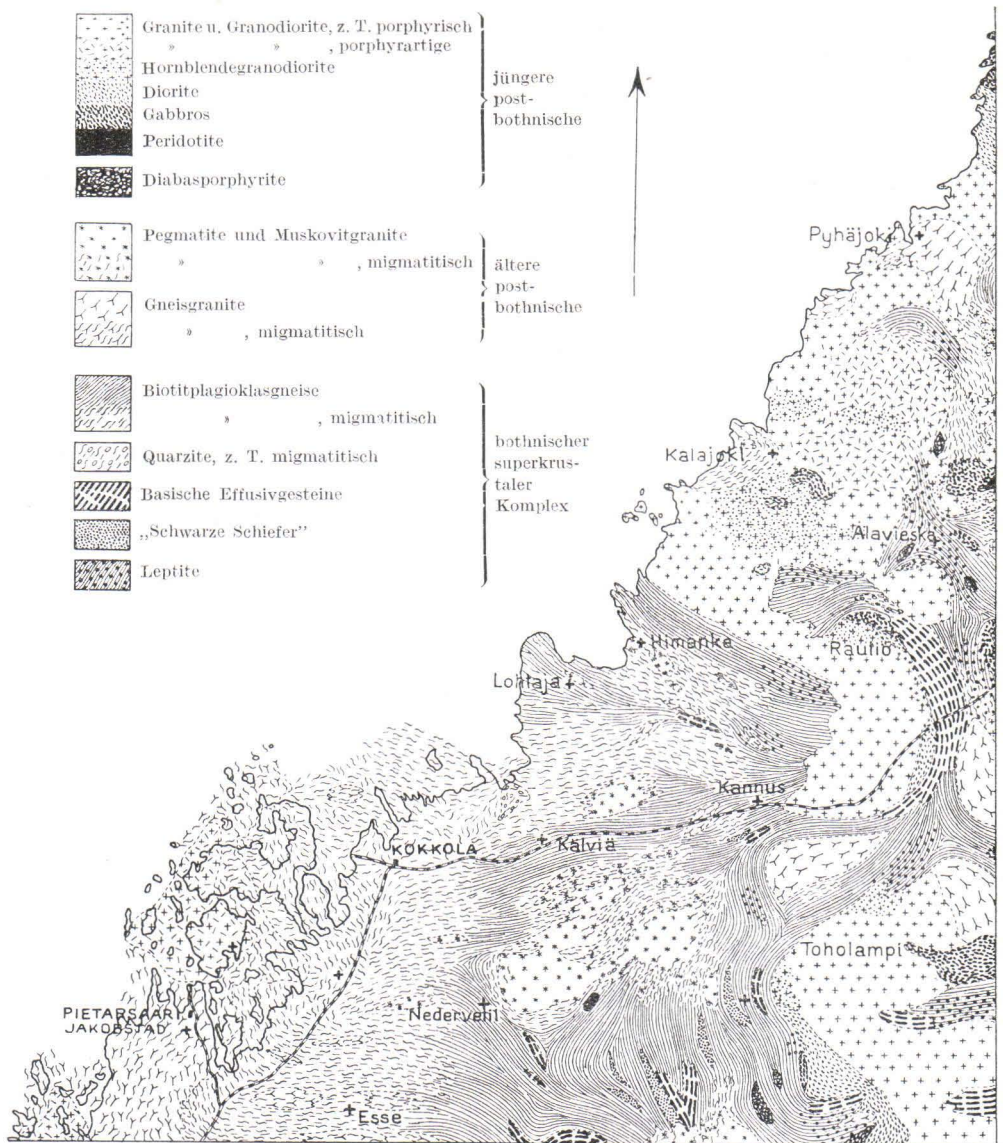


Fig. 6. Geologische Karte Mittel-Ostbothniens (Kartenblatt B 4, Kokkola).
 Masstab 1: 800 000.

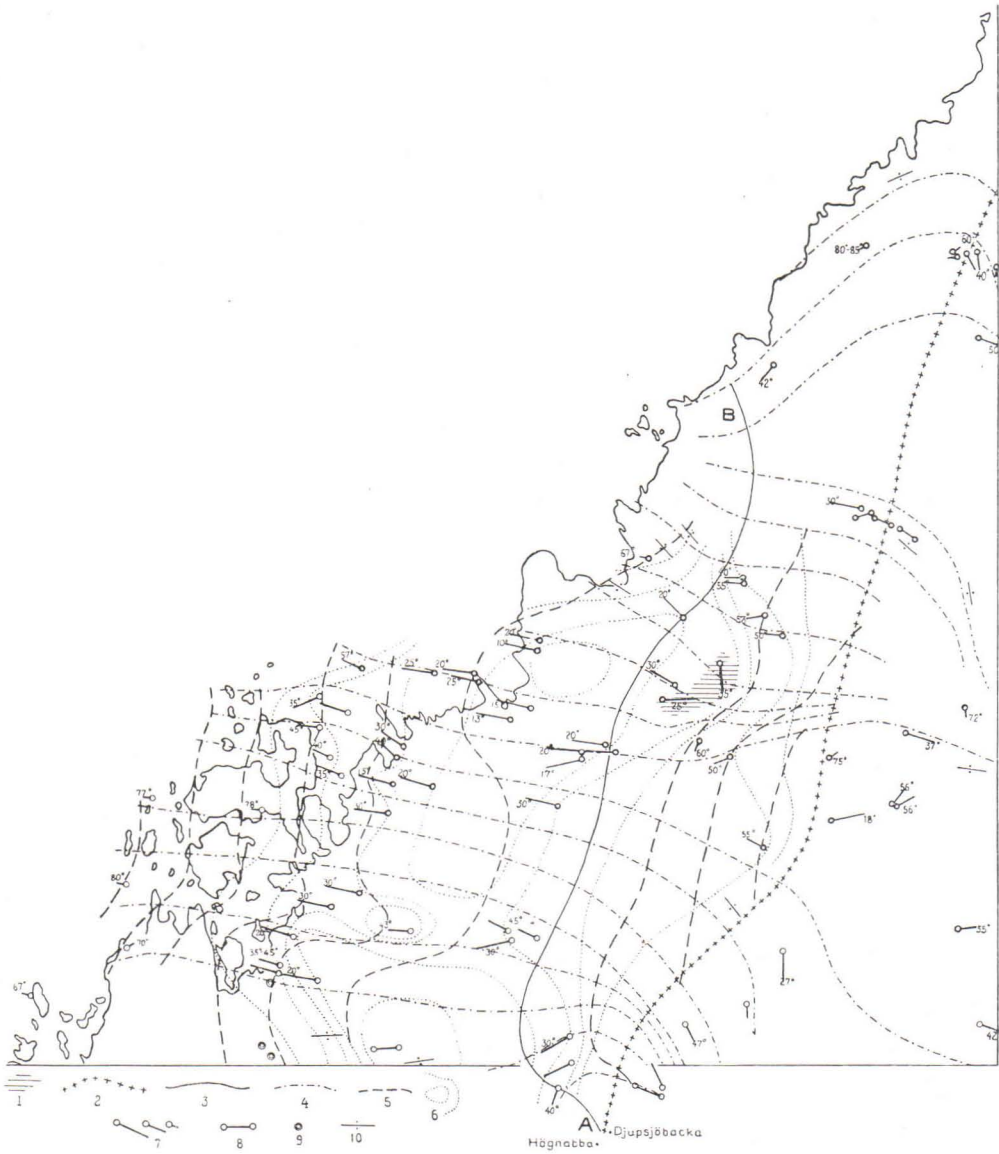


Fig. 7. Die lokalen Axialrichtungen im Gebiete des Kartenblattes B 4, und die Hilfslinien für die Profilkonstruktion.

1. Gebiet, wo die lokalen Axialrichtungen ungewöhnlich schwankend und bei der Profilkonstruktion nicht berücksichtigt worden sind;
2. Die Kulminationszone;
3. Die Grundlinie;
4. Die mit den lokalen Axen parallelen Linien;
5. Die Querlinien;
6. Die Linien, welche die Stellen gleichen Axialfallens verbinden;
- 7-9. Die lokalen Axialrichtungen;
7. Das Axialfallen 0° — 30° , 31° — 60° und 61° — 89° ;
8. Das Axialfallen 0° ;
9. Das Axialfallen 90° ;
10. Das Einfallen 90° .

sionen, dem Harker (7, S. 77—78) den Namen *Phakolit* gegeben hat.

Es dürfte schon aus dem Vorigen (siehe S. 18) hervorgehen, dass die kräftige Migmatitisation durch die Intrusion der älteren Eruptionsserie verursacht ist. Zur Begründung dieser Annahme sei noch erwähnt, dass eine kräftigere Migmatitisation in der nächsten Umgebung der jüngeren Intrusive selten ist. Die letztgenannten enthalten sehr wenig Fragmente der superkrustalen Gesteine und sind mit diesen überhaupt nur in geringem Masse vermischt.

DIE TEKTONIK.

Das Streichen und Fallen ist gewöhnlich, und besonders im westlichen Migmatitgebiet, sehr schwankend. Bedeutend regelmässiger sind sowohl die lokalen Streckungsrichtungen als das allgemeine Axialstreichen. Die erstgenannten sind in den superkrustalen Gesteinen meistens gut entwickelt. Nur in den äusserst feinkörnigen Hällflinta-Gesteinen in Kirchspiel Alavieska ist es schwer, sie genauer zu bestimmen. Aus der beigefügten Karte (Fig. 7) gehen die durch die Streckungsrichtungen und Kleinfältelung bestimmten lokalen Axialrichtungen hervor. Das Axialfallen ist in den zentralen und westlichen Teilen in der Regel westlich, in den östlichen Teilen mehr oder weniger östlich. Innerhalb der Grenzen des Kartenblattes liegt also eine deutlich hervortretende Axialkulmination. Die Kulminationszone zieht sich in der Richtung NNE—SSW durch die Kirchdörfer von Alavieska, Rautio und Ullava bis nach dem Dorfe Högnabba in Kirchsp. Teerijärvi hin. In den westlichsten Teilen, z. B. in der Gegend von Pietarsaari (Jakobstad), ist das Axialfallen steil, 70° bis 80°. Nach Osten wird es flacher und beträgt in den zentralen Teilen des Kartenblattes nur 10°—20°. Bevor die Kulminationszone erreicht ist, trifft man nochmals auf steileres Axialfallen, 50°—60°.

Die ziemlich regelmässigen Axialverhältnisse haben es ermöglicht, ein Profil zu konstruieren, welches den grössten Teil der Superkrustalformation umfasst. Hierbei ist die Projizierungsmethode von J. Eklund angewendet worden, nach welcher die kleinen Teilprofile in ein grosses Profil in der Weise gesammelt werden, dass der Unterschied zwischen dem wirklichen und konstruierten Profil sich zu einem Minimum reduziert. Die Methode ist wie folgt. Von der s. g. Grundlinie aus, die ziemlich nahe der Kulminationszone senkrecht zu den lokalen Axen verläuft, werden in gleichen Abständen mit den Axen parallele Linien gezogen. Danach werden Querlinien konstruiert, deren gegenseitige Abstände an jeder Stelle der

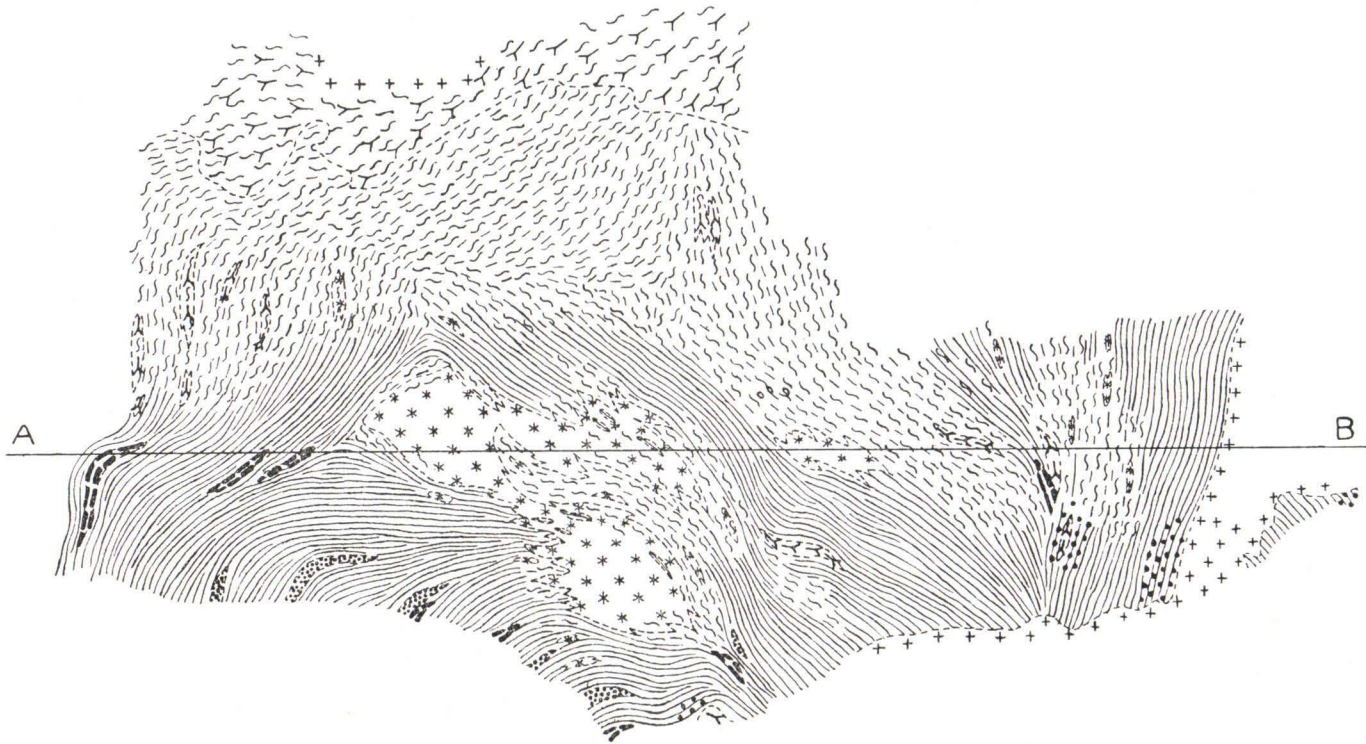


Fig. 8. Profil, den centralen och västliga delen af kartbladet B 4 omfattande. De tecken för de olika bergarterna samma som i figur 6. Linjen A-B svarar mot grundlinjen i figur 7.
 Skala ungefär 1:400 000.

Karte mit Hilfe des lokalen Axialfallens bestimmt werden. Der Abstand = $a: \sin \alpha$ (a = der Abstand der mit den Axen parallelen Linien auf der Grundlinie und α = das Axialfallen). Auf diese Weise erhält man ein gewisses Netz, in welchem jede Masche in der Profilebene einem Quadrate entspricht, dessen Seite = a ist. Die Profilebene ist in Wirklichkeit wellenartig uneben und steht an jeder Stelle senkrecht zu den lokalen Axialrichtungen. Sie schneidet die Kartenebene längs der Grundlinie. Um die Konstruktion zu erleichtern, können noch die Linien gezogen werden, welche die Stellen gleichen Axialfallens verbinden. Wenn das Netz fertig ist, kann das Zeichnen des Profils selbst Quadrat nach Quadrat schnell ausgeführt werden.

Das Profil umfasst den westlichen und den ganzen zentralen Teil des Kartenblattes. Auf die östlichen Teile erstreckt sich das Profil nicht, weil die Axialrichtungen hier schwankend und die Beobachtungen über dieselben wegen des reichlichen Vorkommens der spätorogenen Tiefengesteine spärlich sind.

Das Profil gibt in grossen Zügen ein Bild über die vorsichgegangene Deformation. Der zentrale Teil des Profils ist durch eine grosse Antiklinale, die rechte Flanke durch eine enge Synklinale charakterisiert. Die Superkrustalformation ist zu einer grossen Doppelfalte zusammengeschoben worden. Aus dem Profile geht es noch hervor, in welcher Weise die Überschiebungsflächen, auf denen die Ophiolithoiden vorgedrungen waren, angeordnet und deformiert sind und macht es auch glaublich, dass Gesteinslager infolge der Überschiebungsbewegungen sich vervielfältigt haben (z. B. die schwarzen Schiefer). Nach welcher Richtung die Deformation vorgerückt ist, lässt sich noch nicht mit Sicherheit entscheiden.

DIE STRATIGRAPHIE.

Was die Stratigraphie der Superkrustalformation anbelangt, muss man sich nur mit einer grosszügigen stratigraphischen Gliederung begnügen und hierbei sich hauptsächlich auf die oben ausgeführte tektonische Analyse stützen.

Die ältesten Glieder des superkrustalen Komplexes bilden die Leptite (und die sich an diese anschliessenden vulkanogen-sedimentogenen Biotitplagioklasgneise), worauf das Auftreten dieser Gesteine ausschliesslich in der Gegend der Kulminationszone offenbar hindeutet. Auf diesen vulkanogenen Horizont sind die normal-sedimentogenen Plagioklasgneise mit Glimmerschiefer, Quarziten und Kalksteinen abgelagert. Dieser Horizont ist in grosser Ausdehnung, und zwar besonders in seinen obersten Teilen, migmatitisch.

Die basischen Effusivgesteine und die schwarzen Schiefer sind nicht überall innerhalb der Superkrustalformation zu finden, sondern haben sich in den Grenzgebieten der beiden erwähnten Horizonte gruppiert, obwohl es sich nicht immer mit Sicherheit sagen lässt, ob der Biotitplagioklasgneis, in welchem sie lagerartig vorkommen, von normal- oder vulkanogen-sedimentogener Natur ist.

In grossen Zügen erhalten wir also folgendes stratigraphisches Schema:

Biotitplagioklasgneis (normal-sedimentogen), Glimmerschiefer, Quarzit, Kalkstein.

Basische Effusivgesteine und schwarze Schiefer.

Leptitformation (quarzporphyrische, arkos- und hälleflinta-artige Leptite und vulkanogen-sedimentogener Plagioklasgneis).

Keinerlei Diskordanzen sind in dieser Lagerserie angetroffen, sondern die Gesteine gehen kontinuierlich in einander über. Auch ist es nicht gelungen, die Unterlage der Superkrustalformation zu finden. Nach Mäkinen (14, S. 10) wären gewisse Orthogneise in den Kirchspielen Kalajoki und Pyhäjoki älter als die bothnischen superkrustalen Gesteine. Zwar geben die Kontaktstellen zwischen den Orthogneisen und den Paragneisen keinerlei Beweise in der einen oder anderen Richtung, aber nach Mäkinen deutet auf eine derartige Möglichkeit der Umstand hin, dass im Orthogneis Gänge von Uralitporphyrit, der seinem petrographischen Charakter nach den kräftiger metamorphosierten Uralitporphyriten in Ylivieska entspricht, angetroffen worden sind. Für einen bindenden Beweis kann man dies jedoch kaum halten. Dagegen kommen im Inneren des Landes die Orthogneise, die sowohl ihrer petrographischen Zusammensetzung und ihrem Habitus als auch ihrer tektonischen Erscheinungsweise nach an die obenerwähnten Orthogneise erinnern, in Bezug auf die Superkrustalformation deutlich durchsetzend vor.

VERGLEICH MIT ANDEREN GEBIETEN.

In erster Linie kommt das Skelleftegebiet in Schweden in Frage. Schon Sederholm (17), A. G. Högbom (8) und Mäkinen (14) haben die Analogien zwischen dem Skelleftegebiet und Mittel-Ostbothnien hervorgehoben. In den letzten Jahren hat das Untersuchungsmaterial aus beiden Gebieten doch in grossem Masse zugenommen, sodass man jetzt mit bedeutend grösserer Sicherheit Vergleiche anstellen kann. Nach den neuesten Untersuchungen (2, 3, 4, 5, 6, 10, 11, 18) erhält man für das eigentliche Skelleftegebiet folgendes stratigraphisches Schema:

Vargforsformation, kalevisch.

Diskordanz.

Revsundsgranit, Gabbro, Norit etc., jünger postbothnisch.

Gneisgranit, älter postbothnisch.

Graue Schiefer.

Schwarze Schiefer und Grünsteine.

Leptitformation (Laven, Tuffbrekzien und mehr oder minder geschichtete Tuffe. Auch Kalksteine und basische Effusive kommen in den obersten Teilen vor).

Die Stratigraphie der bothnischen Formation ist also mit derjenigen Mittel-Ostbothniens sehr gleichartig. Unterst befindet sich eine vulkanogene Leptitformation, die aufwärts kontinuierlich oder durch Wechsellagerung in kohlen- und schwefelreiche Tonsedimente, jetzt zu graphit- und kiesreichen Quarzbiotitphyllite metamorphosiert, übergeht. Aufwärts in der Lagerserie gehen diese Schiefer weiter in graue Schiefer (Biotitplagioklasgneise) über. Mit den schwarzen Schiefen kommen, wie in Ostbothnien, Grünsteine vor. Die Unterlage der Schiefer-Leptitformation ist nicht angetroffen worden.

Die Tiefengesteine können auch im Skelleftegebiet in zwei Serien eingeteilt werden. Die ältere Serie tritt hochorogen, die jüngere (die Revsundsgranite) wiederum deutlich spätorogen auf.

Was die Tektonik des Skelleftegebiets anbelangt, ist das allgemeine west-östliche Axialstreichen auch hier in die Augen fallend. Das Axialfallen ist in den östlichen Teilen des Gebietes, d. h. östlich der Stammbahn, östlich. Westlich davon ist es meistens westlich. In der Gegend der Stammbahn ist das Axialfallen = 0°; hier ist eine deutlich hervortretende Axialkulmination entwickelt. In Kirchspiel Norsjö liegt wahrscheinlich ein kleineres Depressionsgebiet. Die Leptite sind in den Kulminationsgebieten reichlich vertreten. Gegen die Depressionen nimmt ihre relative Menge ab und die Schieferformation wird dagegen dominierend, welche Sachlage also geeignet ist, die obenerwähnte stratigraphische Einteilung zu stützen.

Die regionale Verbreitung der superkrustalen Komponenten ist in den beiden Gebieten einigermassen verschieden. Im Skelleftegebiet sind die leptitischen Gesteine und von den Schiefen die schwarzen Schiefer verhältnismässig reichlicher vertreten als in Mittel-Ostbothnien. Diese Tatsachen sprechen ohne Zweifel dafür, dass das letztgenannte Gebiet, entgegen früheren Annahmen, ein höheres stratigraphisches Niveau repräsentiert als das erstgenannte. Ebenso dürfte in derselben Richtung die Tatsache hindeuten, dass die Schiefer in Mittel-Ostbothnien in grösserer Masse einer Injektionsmetamorphose unterworfen gewesen sind: hier sind ja besonders die obersten

Teilen der Schieferformation migmatitisiert; im Skelleftegebiet sind die Migmatite zum grössten Teil wegerodiert worden.

Die Superkrustalformation Mittel-Ostbothniens zieht sich ununterbrochen nach Süden hin, biegt in der Gegend von Kauhava und Nurmo nach Westen ab und setzt sich dann bis zur Küste fort. Diese Superkrustalformation von Süd-Ostbothnien ist in stratigraphischem und tektonischem Sinne unvollständiger untersucht worden. Doch dürfte man schon jetzt sagen können, dass dieses Gebiet in grossen Zügen einen höheren Schnitt durch die bothnische Lagerserie als die beschriebenen nördlicheren Gebiete repräsentiert. Die Leptitformation ist nämlich nahezu gänzlich verschwunden, wahrscheinlich auch zum grössten Teil die schwarzen Schiefer. Die grauen Schiefer (Biotitplagioklasgneise) sind in grosser Ausdehnung kräftig migmatitisiert. Die im Zusammenhang mit der Superkrustalformation vorkommenden Tiefengesteine lassen sich auch hier in zwei deutlich von einander getrennte postbothnische Eruptionsserien einteilen. In ihrer geologischen Erscheinungsweise besteht nach Väyrynen (23) augenscheinlich der Unterschied, dass die ältere Serie, zu welcher gneisartige, meistens granodioritische oder quarzmonzonitische Gesteine gehören, in fortlaufenden, den superkrustalen Zügen konformen Zonen auftritt, während die jüngere Serie weniger abhängig von der Streichrichtung der übrigen Gesteine ist und sie häufig schneidet.

In der Gegend von Seinäjoki kommt als ausgedehnteres Gebiet ein muskovitreicher, turmalinhaltiger Pegmatitgranit vor. Die Frage des relativen Alters dieses Gesteins hat Väyrynen offen gelassen. Im vorigen Herbst hat der Verfasser Gelegenheit gehabt, die tektonische Erscheinungsweise dieses Granits näher zu untersuchen, wobei die hochorogene Natur des Gesteins aus denselben Gründen wie früher in Mittel-Ostbothnien mit grösster Deutlichkeit hervorging.

Die Axialverhältnisse sind, wie schon erwähnt, nur wenig bekannt. Der Verfasser hat Beobachtungen über Streckungsrichtungen in der Migmatit-Schieferzone von Seinäjoki-Ylistaro gemacht und dabei konstatieren können, dass diese sehr regelmässig ein ung. westöstliches Streichen besitzen. Das Axialfallen ist westlich.

Das Schiefergebiet in Vesternorrlands Län in Schweden kann gut für eine Fortsetzung desjenigen Süd-Ostbothniens gehalten werden. Der Bau des Felsgrundes ist hier auch sehr ähnlich (12). Für dieses Gebiet erhält man folgendes stratigraphisches Schema:

Revsunds- und Rätangranite, Norit etc., spätorogene.
Härnögranit, Pegmatit und Muskovitgranit, synorogene.

Graue Schiefer, z. T. migmatitisiert.

Ein wenig schwarze Schiefer.

Die Leptitformation fehlt wahrscheinlich gänzlich.

Die Unterlage der Superkrustalformation ist unbekannt. Dass die Pegmatite zu der älteren, synorogenen Eruptionsserie gehören, dürfte aus der Erwähnung Lundbohms (12, S. 9) hervorgehen, dass die Pegmatite »teils als kleinere Massive und teils gangartig sowie als schicht- und lagerförmige Partien hauptsächlich in Gebieten für Granit und Gneis, grauen Gneis und Hällefintgneis vorkommen«. Ebenfalls erwähnt Lundbohm (12, S. 10), dass der Pegmatit »hie und da samt oft innerhalb ziemlich grosser Partien eine schiefrige Struktur besitzt und einem groben Gneis ähnlich ist«. Genau dasselbe scheint der Fall zu sein, was den Muskovitgraniten anbelangt. Eine grosszügige tektonische Analyse führt zu demselben Resultat.

Soweit man es aus den Streich- und Fallrichtungen, die auf der von Lundbohm zusammengestellte Karte verzeichnet sind, schliessen kann, so ist das allgemeine Axialstreichen auch in diesem Gebiete un- g. west-östlich. Das Axialfallen ist in den westlichen Teilen des Gebietes westlich, in den östlichen Teilen wieder östlich.

Die oben geschilderten Gebiete bilden, wie es schon hervorgegangen sein dürfte, ein schönes Ganzes. Die Verschiedenheiten, die zwischen den Gebieten zu beobachten sind, und auf welche die Aufmerksamkeit oben gerichtet wurde, rühren also von tektonischen Umständen und davon her, dass das ganze stratigraphische Niveau ein anderes ist. So repräsentieren Süd-Ostbothnien und Vesternorrland ein höheres Niveau als das Skelleftegebiet und Mittel-Ostbothnien. Ebenso scheint der finnische Teil ein höheres Niveau zu repräsentieren als der schwedische, wenigstens im Norden.

An dieses Ganze schliesst sich im Osten eng das bothnische Gebiet des Kartenblattes Kajaani an. Auch hier können nach Wilkman (21) die superkrustalen Gesteine in eine untere und eine obere Stufe eingeteilt werden; »die untere Stufe ist im allgemeinen durch Effusivgesteine charakterisiert, die obere durch alreichere sedimentogene Gesteine (glimmerschieferartige Gneise). Die Grenze zwischen beiden ist durch das Ylivieska-Konglomerat bezeichnet«. Es scheint dem Verfasser, dass Wilkman hierbei jedoch den Irrtum begangen hat, alle Biotitplagioklasgneise zu der unteren Stufe und nur die glimmerschieferartigen Gneise zu der oberen Stufe zu zählen, dessen ungeachtet, dass schon unmittelbar im Hangenden des Ylivieska-Konglomerats, (worauf Wilkmans obenerwähnte stratigraphische Einteilung sich hauptsächlich basiert) in engem Zusammenhang mit glimmer- und kontaktmineralreichen Gneisen in reichlichem

Masse ähnliche Plagioklasgneise wie im Liegenden des Konglomerats vorkommen (14, S. 27), und dass aufwärts in der Lagerserie die relative Menge des Plagioklasgneises in Bezug auf den Glimmerschiefer eher grösser als kleiner wird. Aller Wahrscheinlichkeit nach kommen auch im Gebiet des Kartenblattes Kajaani sowohl normal- als vulkanogen-sedimentogene Plagioklasgneise vor, von denen die erstgenannten zur oberen, die letztgenannte zur unteren Stufe gehören. Es dürfte ebenfalls nicht richtig sein, den Gneisgranit in dem stratigraphischen Schema unterhalb des Konglomerats zu stellen (21, S. 44). Der Gneisgranit tritt auch in Bezug auf die obere Stufe durchsetzend vor.

Wenn man überhaupt Fernkonnexionen machen will, so dürfte der Gedanke nicht fern liegen, das Konglomerat z. B. mit dem Grauwackehorizont in einigen von Sundius (19) und Magnusson (13) untersuchten Superkrustalformationen in Mittel-Schweden (Grythytte-, Saxå- und Stålldalengebiete) zu parallelisieren.

Ebenfalls kann man nicht umhin, seine Aufmerksamkeit auf die grosse stratigraphische Ähnlichkeit zwischen diesen Gebieten und dem oben geschilderten Komplexe zu richten.

Was ferner die grossen tektonischen Zügen anbelangt, so liegt zwischen dem Skelleftegebiet und Mittel-Ostbothnien, in der Gegend des Bottnischen Meerbusens, eine ausgedehntere Axialdepression. Ein ähnliches Depressionsgebiet hat sich wahrscheinlich auch zwischen Vesternorrland und Süd-Ostbothnien entwickelt. Es liegt der Gedanke nahe, diese Depressionen mit derjenigen von Ahvenanmaa (Åland) zu parallelisieren (20).

DIE ERZE.

Von den Gebieten, die oben geschildert worden sind, hat sich das Skelleftegebiet ausserordentlich reich an Sulphiderzen erwiesen. Von den angetroffenen Erztypen seien hier folgende erwähnt: 1. Kieslagerstätten in metasomatisch umgewandelten Gesteinen der Leptitformation; 2. Kiesvorkommen in schwarzen Schiefen; 3. Fahlbänder in Glimmergneis; 4. Arsenkiesgänge; 5. Bleiglanzgänge. Nur die erstgenannten sind von ökonomischer Bedeutung. Als Bringer dieser Erze werden aus guten Gründen die Gneisgranite angesehen.

Um zu konstatieren, inwieweit die genannten Erztypen, in erster Linie die metasomatischen, auch in der Fortsetzung des Skelleftegebietes in Mittel-Ostbothnien zu finden seien, wurden vom Verfasser hier in den Sommern 1923, 1925, 1926 und 1928 Erzuntersuchungen ausgeführt. Diese wurden in grossem Masse durch die Erfahrungen, die der Verfasser über die Erscheinungsweise der meta-

somatischen Kieserze besonders im Otravaaragebiet (16) sich verschafft hatte, befördert. Obgleich es sich erwiesen hatte, dass die Erze auch in dem letztgenannten Gebiet oft im Zusammenhang mit sauren Effusivgesteinen vorkommen, wurden die Untersuchungen anfangs nicht in die auf der Karte von Mäkinen verzeichneten Leptitgebieten sondern in die Umgebung eines in Kirchspiel Veteli als konkordante Intrusion im Biotitplagioklasgneis vorkommenden Quarzdioritmassivs, welcherlei Intrusionen ja erfahrungsmässig als Erzbringer auftreten können, gerichtet. Es gelang dem Verfasser auch bald, hier einen Kieserzblock zu finden. Dieser enthielt reichlich Schwefelkies (23,16 % S) in einem rötlichgrauen, sehr feinkörnigen, serizithaltigen (teilweise fuchsithaltigen) quarzitisches Gestein. Der Block war genau von dem, aus den Skellefte- und Otravaaragebieten bekannten Erztypus. Die fortgesetzten Untersuchungen, um das Muttergestein des Erzblockes zu entdecken, führten schliesslich in die Dörfer Högnabba und Djupsjöbacka im Kirchspiel Teerijärvi, etwa 8 km nach NW von der Fundstelle des Erzblockes. Hier wurden zahlreiche Moränenblöcke von metasomatisch umgewandelten Gesteinen (Serizitquarzite etc.) und auch von Schwefelkieserz gefunden. Die erstgenannten Gesteine waren auch anstehend. Mit Hilfe dieser Beobachtungen sowie magnetischer und elektrischer Messungen konnten zwei Zonen abgegrenzt werden, von denen die Blöcke aller Wahrscheinlichkeit nach herstammten. Die eine derselben ist auf der E-Seite des Sees Pitkävesi im Dorfe Högnabba gelegen, die andere liegt zwischen den Seen Tväråsjön, Stor-Långvekan und Kortjärvi im Dorfe Djupsjöbacka. Weil die Erzblöcke gar nicht Kupferkies und in unzureichendem Masse Au und Ag enthalten und noch dazu fern von Eisenbahnlinien sich befinden, sind bis auf weiteres keine Tiefbohrungen oder nennenswertere Ausgrabungen, um das Erz ans Licht zu bringen, ausgeführt worden. Doch ist der allgemeine Charakter des Erzes auch ohnedem soweit bekannt, dass man wohl sagen kann, dass metasomatische Kieserze von Typus 1 des Skelleftegebiets auch in Mittel-Ostbothnien vorkommen.

Die erwähnten Erzzonen in Teerijärvi treten in der Nähe von basischen Effusivgesteinen und schwarzen Schiefnern auf. Sie liegen also verhältnismässig tief in der bothnischen Lagerserie. Ob die Biotitplagioklasgneise, in welchen die Erzen wenigstens teilweise vorkommen und die hier das Liegende der obenerwähnten Gesteine bilden, zu dem unteren, vulkanogenen Horizont (der Leptitformation) gehören, ist doch unsicher.

Kiesansammlungen in schwarzen Schiefnern sind, wie schon erwähnt worden ist, auch in Mittel-Ostbothnien angetroffen worden.

Sie sind an einigen Orten, wie in Kannus (Huuki) und Kaustinen (Hopeakallio) in geringem Masse bearbeitet worden. Das einzige Erzmineral ist feinkörniger Magnetkies.

Der grosse Quarzittelsen Hopeakallio in Kirchsp. Kälviä ist an einer begrenzten Stelle von Schwefel- und Magnetkies kräftig imprägniert.

Arsenkies- und Bleiglanzgänge sind nicht in Mittel-Ostbothnien angetroffen worden. Fahlbänder im Plagioklasgneis sind vom Verfasser in der Gegend von Pentinmäki, Kirchsp. Reisjärvi (22, S. 241) gefunden worden.

Es sei noch erwähnt, dass der Verfasser in der Nähe der Landgüter Ingalsuo und Riihimäki, etwa 1 resp. 2 km von Hopeakallio (Kälviä) nach S resp. SE, Blöcke von Kieserz, das genau den Kieserztypus III im Vittinkigebiet (15, S. 28) entspricht, gefunden hat. Das Erz besteht aus grösseren oder kleineren abgerundeten Quarzstückchen, die von der zwischenliegenden Magnetkiesmasse zusammengekittet sind. Das Muttergestein dieser Blöcke hat noch nicht lokalisiert werden können.

In Süd-Ostbothnien sind überhaupt sehr wenig Erzvorkommen und keine von den aus dem Skelleftegebiet bekannten Erztypen angetroffen worden. Die einzige Lagerstätte ist Vittinki (Kirchsp. Ylistaro). Die Erze treten hier in einer, durchschnittlich 0.5 km mächtigen Quarzzone, die ein konkordantes Lager in dem umgebenden Plagioklasgneis bildet, auf. Sie sind teils sulphidische (Magnet- und Schwefelkieserze, von denen der obengenannte Brekzientypus der wichtigste ist), teils oxydische und silikatische (Magnetit- und Rodoniterze). Die letztgenannten sind für die übrigen hier geschilderten Gebiete ganz fremd.

Was schliesslich die »Erze« des superkrustalen Komplexes in Vesternorrland anbelangt, so sind sie nach Lundbohm (12) zum grössten Teil an graphit-hornblendereiche »Hällefliintgneise« (also schwarze Schiefer) gebunden. Als Erzmineral tritt überwiegend Magnetkies auf.

Die obige übersichtliche Zusammenstellung dürfte zeigen, dass die relative Verbreitung der Erze von verschiedenen Typen und auch die Möglichkeiten für Erzfünde vom allgemeinen stratigraphischen Niveau der beschriebenen Gebiete abhängig ist. Darüber darf man sich ja auch nicht verwundern, da die Erze in grossen Zügen sehr niveaubeständig sind. Die vorteilhafteste Lage besitzt das Skelleftegebiet, wo die Möglichkeiten für ein Auffinden wertvoller sulphidischer Erze beständig gross sind.

Gleichartige Möglichkeiten gibt es, obgleich in viel geringerem Masse, auch in Mittel-Ostbothnien und zwar in der Gegend der Kulminationszone. Die Gebiete von Vesternorrland und Süd-Ostbothnien scheinen in dieser Hinsicht hoffnungslos zu sein.

LITERATURVERZEICHNIS.

1. BERGHELL, HUGO, Strukturdrag hos de postkaleviska finska graniter och av dem genomträngda eller påverkade skifferbergarter. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 41, 1919.
2. EKLUND, JOSEF, Skelleftefältets sulfidmalmsförekomster, in Tegengren, F. R. m. fl., Sveriges ädiare malmer och bergverk. Sver. geol. Unders., Ser. Ca, N:o 17, 1924.
3. ——— Skelleftefältets geologi. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 45, 1923.
4. GAVELIN, A., Resultaten av de malmgeologiska undersökningarna inom Västerbottens län. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 45, 1923.
5. ——— De nya sulfidmalmyndigheterna i Västerbottens län. Tekn. Tidskr. Kemi o. Bergsvet. Stockholm, 1923. Auch in Ingeniörsvetenskapsakad. Meddel. N:o 29, Stockholm, 1923.
6. ——— Om undersökningarna rörande sulfidmalmer i Västerbottens län. Blad för bergshanteringens vänner, Örebro 1926.
7. HARKER, ALFRED, The Natural History of Igneous Rocks, London, 1909.
8. HÖGBOM, A. G., Skelleftefältets geologi och bergarter. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 21, 1899.
9. HÖGBOM, ALVAR, On the relations between syntectonic granites and ore-formation in Sweden. Fennia, 50, N:o 21, 1928.
10. ——— Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens urberg. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 53, 1931.
11. LUNDBERG, H., Practical experience in electrical prospecting. Sver. geol. Unders., Ser. C, N:o 319, 1923.
12. LUNDBOHRM, HJALMAR, Berggrunden inom Vesternorrlands län. Sver. geol. Unders., Ser. C, N:o 177, 1899.
13. MAGNUSSON, N. H. och GRANLUND, ERIK, Beskrivning till kartbladet Filipstad. Sver. geol. Unders., Ser. Aa, N:o 165, 1928.
14. MÄKINEN, EERO, Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 47, 1916.
15. SAXÉN (SAKSELA), MARTTI, Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki. Fennia, 45, N:o 11, 1925.
16. ——— Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 65, 1923.
17. SEDERHOLM, J. J., Atlas de Finlande 1910. Les roches préquaternaires de la Finlande. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 28, 1911.
18. SUNDBERG, K., LUNDBERG, H. and EKLUND, J., Electrical prospecting in Sweden. Sver. geol. Unders., Ser. C, N:o 327, 1925.
19. SUNDIUS, NILS, Grythyttfältets geologi. Sver. geol. Unders., Ser. C, N:o 312, 1923.
20. WEGMANN, C. E., Note sur la dépression axiale d'Åland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 87, C. R. Soc. géol. Finlande, N:o 2, 1929.

21. WILKMAN, W. W., Übersicht der Gesteine im Gebiet des Kartenblattes Kajaani. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 92, C. R. Soc. géol. Finlande, N:o 3, 1930.
22. ——— Geol. Toimik., Suomen geol. yleiskartta, Lehti C 4, Kajaani, Kivilajikartan selitys, 1931.
23. VÄYRYNEN, HEIKKI, Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 57, 1923.

ZUR DEUTUNG DER GENESIS DES AUSGEEBNETEN
RELIEFS DER HOCHFLÄCHEN UND »WIDDEN« IN
FENNOSKANDIA.

(mit 4 Bildern im Text)

Von

V. TANNER.

In den nördlichen Teilen des fennoskandischen quartären Vereisungsgebietes, wenigstens von der Torne-Lappmark bis in die Kola-Lappmark, ist recht allgemein im Kleinrelief des lockeren Bodens ein Kontrast zu beobachten zwischen einerseits den mit Blocknestern und Steinhäufchen besähten, unruhigen Oberflächen, die während der Rezession des Landeises unter Wasserflächen, vor allem unter dem Meere lagen, und anderseits den sanftwelligen, recht ebenen Hochflächen und Gebirgsabdachungen, die supra-aquatatisch vom Landeis befreit worden waren. Die Herkunft solcher wie an das Felsengerüst angeschmiegt erscheinender, sanfter, steinarmer, sandreicher Bodenflächen, aus denen sich hie und da als geologische Fenster Kleinflächen von Grund- oder Ablationsmoräne oder Felsen ganz unvermittelt herausheben, wurde wohl im allgemeinen als klimatisch bedingt aufgefasst und dem Erdfließen (Solifluction) zugeschrieben, oder die Erscheinungen wurden als die topographische Primärform, die bei der Absetzung der »Bodenmoräne« entsteht, erklärt. Während der Prospektierungsarbeiten, die von der Geologischen Kommission in den Gebirgen der Petsamontunturit in Lappland ausgeführt wurden, hat sich jedoch herausgestellt, dass die Erklärung nicht ganz so einfach ist wie von manchen Forschern früher angenommen wurde.

Betrachten wir erst die folgenden drei Bilder.

Das Bild 1 stellt eine von den mit Quasimoräne — »Bodenmoräne« — bedeckten, sanften nördlichen Abdachungen im Talkessel zwischen den Kammikivittunturi- und den Ortoaiv-Gebirgen in den Petsamontunturit dar. Die abgebildete Schürfung liegt in 2100/160 S und 402 m ü. M.; die Koordinaten siehe den von Verf. ausgearbeiteten topographisch-geologischen Karten in 1:2 000 von den nördlichen

Teilen der Petsamontunturit.¹ Die Terrainoberfläche ist von Flechtenheide bedeckt, fast eben und nur mit kleineren Steinen spärlich besät; rechts von dem auf dem Bilde sichtbaren Manne liegt jedoch ein grösserer Block, halb ins Grus eingebettet. In der östlichen Wand der Schürfung sehen wir unterhalb der weissgestrichelten Linie kaotisch angehäuften, blockreichen Moräne von einer Mächtigkeit von mehreren Metern (vgl. die in Zm eingeteilte Latte). Oberhalb dieser Linie ruht aber fast eben- und parallelgeschichteter, sandiger Schotter

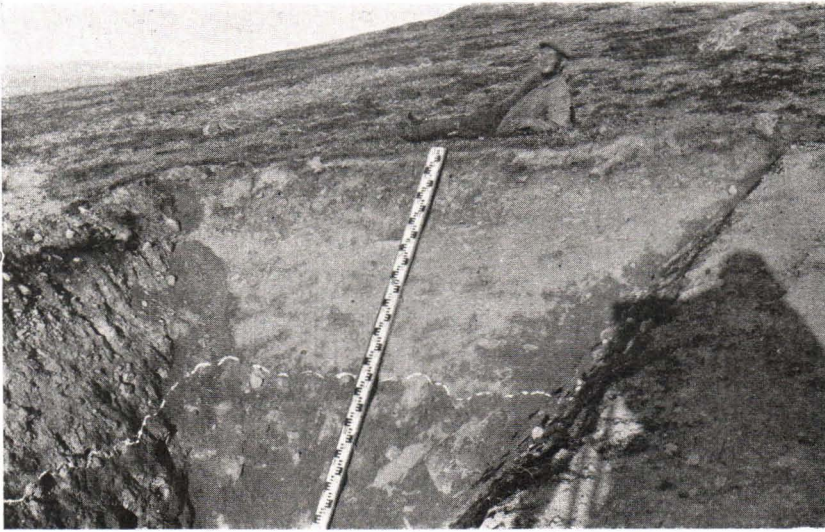


Foto V. Tanner, aug. 1928.

Fig. 1. Schürfung auf dem fast ebenen nördlichen Abdachung im Talkessel zwischen den Kammikivunturi- und Ortoaiv-Gebirgen in den nördlichen Petsamontunturit, N. Lappland. Unterhalb der gestrichelten Linie liegt Moräne, darüber glazifluvialer Schotter. Latte in Zm.

mit eingelagerten, ziemlich gleichgrossen, gerundeten Steinen. Hier helfen uns die morphologischen Verhältnisse zwar nicht, die Herkunft der oberen Grusablagerung zu bestimmen. Nördlich von den Kammikivunturi-Schürfungen, in etwa 1760/600 N, kommt aber ein ganz gleichstruierter Schotter vor, in welchem die schief zu den Falllinien der Gelände streichenden, also während der Ablation hauptsächlich lateral zum Eisrand gebildeten Drainierungsrinnen, die jetzt

¹ Siehe die Jahresberichte der Geologischen Kommission von Finnland, von den Jahren 1928 und 1930.

als kleine Trockentäler zurückgeblieben sind, eingesenkt worden waren. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Ablagerungen an den beiden Stellen genetisch equivalent und glazifluvialer Herkunft sind.

Auf dem Bilde 1 sehen wir also glazifluviale Schotter direkt auf der Moräne liegen. Das Bild 2 stellt eine genetisch entsprechende, aber etwas abweichend gebaute Ablagerung in der 5.5 m tiefen Schürfung 775/407 S—773/420 S—780/420 S in 358 m Meereshöhe an der hier fast ebenen Südseite des Kaulatunturi-Gebirges vor. Auch hier



Foto V. Tanner, aug. 1929.

Fig. 2. Schürfung an der fast ebenen Südseite des Kaulatunturigebirges in den nördlichen Petsamontunturit, N. Lappland. Lagern von glazifluvialem Schotter und Sand in teils schwach diskordante Wechsellagerung. Latte in Zm.

ist die Terrainoberfläche ungemein eben und Blöcke fehlen ganz. Oben im Profil liegt etwa 1.2 m gutgeschichteter sandiger Schotter, darunter folgt ein etwa 0.6 m mächtiges, gutgeschichtetes Lager aus fast reinem Sand und unter diesem liegen in schwachdiskordanter Wechsellagerung mehrfach Schotter- und Sandlager unter einander. Die Moräne wurde in dieser Schürfung nicht erreicht. Es ist hier deutlich ersichtlich, dass glazifluviale *Erosion* und *Akkumulation* mehrfach gewechselt haben als Funktionen der Verschiebungen der lokalen Erosionsbasis während der Ablation.

Das Bild 3 schliesslich stellt ein sehr prägnantes Profil vor, welches am nördlichen Abhange des Ortoaiv-Gebirges in 2 733/141 N—162 N und 371 m ü. d. M. aufgeschlossen worden ist. Die feste Unterlage besteht links von der Latte aus Magnetkies-Erz, rechts davon aus tuffitischem Pelitschiefer. Die Ausbisse sind vom Landeise abgesciffen worden, jedoch so stark verwittert, dass die Schrammen wieder verwischt worden sind; nach den Verhältnissen in der Umgebung zu urteilen sollte die letzte Bewegungsrichtung des Landeises hier von

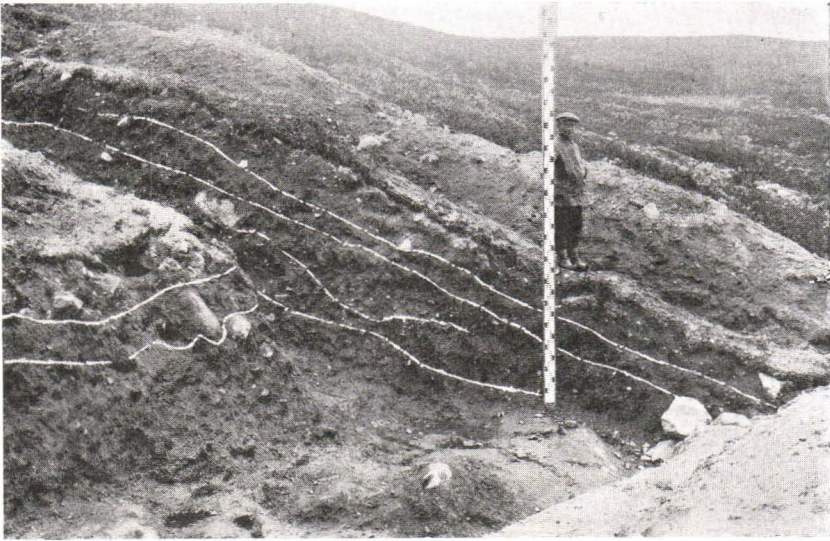


Foto V. Tanner, aug. 1928.

Fig. 3. Schürfung am nördlichen Abhange des Ortoaiv-Gebirges, Petsamontunturit, N. Lappland. Bänke von Fliesserde mit zwischengeschalteten, etwas diffusen Streifen aus Torf (weiss gezogene Linien). Latte in Zm.

dem Hintergrunde des Bildes nach vorn gerichtet gewesen sein. Über dem Felsen liegt eine Bodenart, welche einer Moräne täuschend ähnlich ist. Diese angebliche Moräne bildet aber fünf, resp. drei verschiedene, ziemlich dünne Bänke (vgl. die Masstab der Latte), die von zum grössten Teil stark verwischten aber recht zusammenhängenden, 1—2 cm mächtigen, diffus begrenzten Überbleibseln von zermalmten Torfschichten zwischengelagert sind (weisse Linien im Bilde). In einer Probe des eingelagerten Torfmulles aus der jüngsten Schicht, ungefähr da wo die Latte steht, hat Prof. Dr. Knud Jensen, welcher dieses Torfmull freundlichst untersucht hat, einige organische

Reste bestimmen können. Beim Schlämmen ergaben sich einige Sporen von *Selaginella selaginoides* und Schrotien von *Cenococcum geophilum*. Unter dem Mikroskop wurden dazu vereinzelt Sporen von *Lycopodium sp.* und *Spagnum sp.* und einige Pollendrähte von *Ericaceae* wahrgenommen. Die Pollenanalyse ergab

<i>Betula</i>	62 %
<i>Pinus</i>	38 %

Die Bäume ausgenommen, sind die anderen Arten in der jetzigen Vegetation (moosenreiche Heide) an Ort und Stelle vertreten.

Hier gibt es keinen Zweifel darüber, dass wir es mit wirklicher, fossiler Fliesserde zu tun haben, welche, nach der kompakten Vegetationdecke zu urteilen, seit langem aufgehört hat sich zu bewegen.

Es sind also drei Hauptfaktoren nachweisbar, deren Einflüsse die Ausebnung der Flächen zuzuschreiben ist. Durch ihr Zusammenwirken wird die ausebnende Tätigkeit potenziert. Am Nordabhang des Kammikivinturi, in 1 880/113 S und 395 m ü. d. M., wurde z. B. ein Profil aufgeschlossen, wo über einem durch glazifluviale Ackumulation direkt auf dem anstehenden Felsen abgesetzten Schotterlager ein ungefähr 1.5 m mächtiges Lager Fliesserde liegt. Möglicherweise wurde die primär abgelagerte Bodenmoräne hier wegerodiert, bevor die Absetzung des Glazifluals stattfand. Auch auf dem Gebirge Kaulatunturi, in 780/130 N, liegt moränenähnliche Fliesserde auf Schichten groben Sandes.

Hie und da treten doch auf den ebenen, durch glazifluviale Erosion und Ackumulation hervorgegangenen Flächen Blöcke und Steinhäufen zu Tage. Es dürfte in den meisten Fällen kein Zweifel darüber herrschen, dass an solchen Stellen die Moränendecke sehr nahe der Oberfläche liegt oder sogar sie durchragt.¹ Solche kleinen Zeugen sind

¹ Das Vorkommen von Blöcken ist aber noch kein Beweis dafür, dass Moräne vorliegt, denn es können solche auch auf der Oberfläche degradiertes Lavinen von Fliesserde vorkommen.

Im Herbst 1929 herrschte längere Zeit Regen und auch die Luftfeuchtigkeit hatte den Taupunkt überschritten. Der Moränenboden in unserer Schürfung an Kaulatunturis südöstlichem Abhange wurde so durchtränkt, dass er ins Fließen überging, und diese Zustandsänderung machte sich, allmählich einmal eingeleitet (vgl. Huxley & Odell, 1924), sowohl rückwärts als nach den Flanken hin geltend. Der Fortgang der Zustandsänderung der Erde war nicht zu hemmen und wir mussten die Arbeit aufgeben. Hier konnte man also den Vorgang *in statu nascendi* verfolgen. Mit dem so entstandenen Brei, welcher auf der sehr flachen Böschung hervorquillte, bewegten sich Steinblöcke bis zur Schwere von einem Ton fort. Die Vegetationsdecke war schon nach einigen Tagen in einer Breite von etwa zehn Metern ganz von der herabgeflossenen Erde bedeckt, welche nach dem Trocknen des Gährleimes einer Moränenfläche ähnlich wurde.

in der betreffenden Gegend von besonderem Werte für das Aufsuchen von Erzblöcken, da mit ihrer Hilfe die Mutterkluft des Kieserzes aufzufinden ist. In den Ansammlungen glazifluvialer Sedimente wird man dagegen vergebens nach Erzblöcke suchen; diese sind während des Auswaschungsprozesses des Gruses tiefer in den Boden eingesenkt und von tauben Ablagerungen glazifluvialer Herkunft verhüllt worden. Das ist auch der Grund, warum in dieser Gegend, sogar in der Nähe der Ausbisse, Kiesblöcke nur sehr selten angetroffen werden. Dagegen hat man auf der Oberfläche einer fossilen Sackterrasse von Fliesserde einen Erzblock angetroffen, was zum Auffinden des Ortoaiv-Erzes führte.

Von ganz besonderem Interesse ist hier die geologische Stellung der fossilen Fliesserde. Aktives Erdfließen, im eigentlichen Sinn des Wortes, ist jetzt wohl gar nicht in den Petsamontunturit an Stellen anzutreffen, wo die Oberfläche nicht vom Mensch gestört worden ist. Wir finden zwar hie und da auf dem Winde ausgesetzten Höhen, die von Moräne bedeckt sind, kurze halbmondförmige Terrassen ($1-3 \times 0.5-1$ m) mit nackter Oberfläche, welche aber mit wirklicher Fliesserde nicht direkt zu vergleichen sind.¹ Die Beschaffenheit der Vegetation auf den distalen Abhängen dieser kleinen Terrassen zeigt, dass die Bewegung in der Erde seit langem aufgehört hat.

¹ Der einleitende Anlass bei der Bildung derartigen kurzen, meist halbmondförmigen Terrasse kann folgender sein: Im 1912 traf nach einer regenreichen Periode der erste Frostperiode im Anfang Oktober ein, was aus den folgenden Temperaturbeobachtungen in Karesuando erscheint:

	8 Uhr	14 Uhr	21 Uhr	Max.	Min.
Sept. 30	+4.3	+3.3	+0.6	+6.0	0.0
Okt. 1	-3.4	-3.4	-6.8	+0.6	-7.0
2	-6.5	-4.8	-8.9	-4.5	-9.0
3	-7.3	-2.4	-6.5	-2.0	-10.5
4	-3.4	0.0	-3.6	+0.5	-7.0
5	-6.2	-3.8	-7.9	-3.0	-12.0
6	-4.1	+1.7	+2.6	+4.0	-8.0

In Sodankylä wurde am Okt. 6 beobachtet

	7 Uhr	14 Uhr	21 Uhr	Min.
	-9.6	+1.6	+3.4	-12.0

Auf dem westlichen Abhänge des Gebirges Pallastunturi, wo ich dann weilte, in etwa 700 m Höhe ü. d. M., hatten sich während der Nacht zwischen 5. und 6. Oktober in kleinen Vertiefungen eigentümliche Eisaggregate gebildet, die aus Gruppen von 3-4 zm im Durchschnitt messenden und 10-15 zm langen, vertikalstehenden fragilen Kristallen bestanden. Jede Kristallgruppe hatte die dünne Vegetationsdecke von hauptsächlich *Polytrichum*-*Empetrum*-

Es ist ganz klar, dass die grossen ($> 25 \times 15$ m), von einer mächtigen Vegetationshülle vollständig überzogenen und den Torf überlagernden Sackterrassen, die auf dem Bild 3 teilweise ersichtlich sind, eine Umlagerungserscheinung nicht nur von einer ganz anderen Grössenordnung, sondern auch von anderem Wesen darstellen als die durch die Winde entblösten obenbeschriebenen, kleinen, halbmondförmigen Terrassen, und dass ihre Bildung unter anderen Klimabedingungen als die gegenwärtigen sich vollgezogen haben dürfte. Die Morphographie der fossilen Fliesserde ist hier nicht an allen topographisch homologen Orten mit gleicher Bodenart zu finden. Die Entstehung der Fliesserde dürfte deshalb bei gleicher Zusammensetzung des Bodens besondere Bedingungen voraussetzen: (a) eine Konsistenzveränderung und (b) eine Gleitfläche.

Während der mehrjährigen Schachtungen in dieser Gegend hat es sich herausgestellt, dass das Bodeneis im Juni nirgends tiefer als 0.5 m lag; im Juli wurde die Erde fast überall eisfrei gefunden. Die Moräne war trocken; erst in einer Tiefe von 0.2—0.3 m oberhalb des Felsbodens zeigte sich eine nennenswerte Feuchtigkeit; eine wirkliche Grundwasserströmung wurde nur stellenweise am Kontakt gegen den Felsboden wahrgenommen. Die hier allem Anscheine nach vorsichgegangene Umwandlung der Moräne in einen dünnflüssigen Brei, welcher allmählich in dünnen Lagern über der Vegetationsdecke aufgeschichtet wurde (vgl. Fig. 3), setzt aber eine ungewöhnlich starke Durchtränkung mit Wasser in den oberflächlichen Teilen der Moräne voraus. Dies erscheint unter den geschilderten Verhältnissen denkbar durch eine Hemmung der Einsickerung des Wassers in die tieferen Teile der Moräne. Ein solcher Zustand tritt ein, sobald eine Emporhebung der impermeablen Schicht im Boden stattfindet, und das kann durch die Vermittelung des Bodeneises bewirkt werden.

reiche Moosheide zerrissen und aus diesem Teppich Stücke gleichsam ausgestempelt. Diese Stücke lagen am Morgen oben auf den Kristallgruppen, sodass es aussah, als ob der Abhang mit grossen Hutpilzen von einem Durchmesser von 30—50 cm und einer Dicke von 7—10 cm bedeckt wäre. Am Tage fing es an zu tauen und zu wehen und die Torfstücke wurden vom Winde weggeführt. Nach dem Abschmelzen der Eiskristallgruppen war die Vegetationsdecke von nackten Stellen durchlöchert, an welchen die Mineralerde zum Vorschein kam. Leider habe ich nie später Gelegenheit gehabt, den Pallastunturi wieder zu besuchen und die weitere Entwicklung an den betreffenden Stellen zu verfolgen. Ich kann mir aber vorstellen, dass durch wiederholtes Frieren und Auftauen der Moräne dieser von der Vegetation aeolisch entblösten Flecken ein solcher Prozess eingeleitet wurde, wie er von Högbom (1910, 1914), Frödin (1918, s. 25), Low (1925), Elton, u. a. beschreiben worden ist.

Die nötigen Bedingungen für ein regionales Erdfließen sind also jetzt in den Petsamontunturit nicht vorhanden, das Regen- und das Schneeschmelzwasser sickert regelmässig leicht in die Tiefe, ohne Konsistenzveränderungen im Boden hervorzurufen. Die Mächtigkeit und Beschaffenheit der Torfschicht unter der oberflächlichen *Phyllo-doce-Myrtillus-Polytrichum*-Hülle wäre ferner nicht zu erklären ohne die Annahme, dass wenigstens seit etlichen Jahrhunderten Erdfließen hier nicht stattgefunden hat.¹ Die beschriebenen grossen Sackterrassen in den Petsamontunturit-Gebirgen dürften also während einer Epoche mit kälterem und feuchterem Klima als das jetzige entstanden sein. Das gegenwärtige Klima ist, könnte man sagen, von allzu kontinentalem Charakter (vgl. Frödin, 1918, S. 4) um ein Erdfließen zu begünstigen (vgl. Gripp, 1930, S. 352).

Die Zusammensetzung der obersten Torfschicht gibt leider wenig Anhaltspunkte für ihre chronologische Bestimmung. Bemerkenswert ist jedoch, dass keine Pollen von *Picea* gefunden worden sind, obgleich dieselben »gute Flieger« sind. Daraus möchte man wohl folgern, dass diese Vegetationsschicht schon vor der Einwanderung der Fichte gebildet worden war. In den lappländischen Waldgrenzregionen hat nach Auer (1928) der abiege Horizont sich erst während der Zeit eingestellt, als die Kiefer, der allgemeinen Klimaverschlechterung zufolge, sich von den Gebirgen zurückzog, also etwa 500 J. v. Chr. Daraus würde sich eine ungefähre untere Altersbegrenzung für die oberste Torfschicht ergeben. Das reichliche Vorkommen von *Pinus* steht nicht im Widerspruch mit der Ansicht, dass die Kiefergrenze während der Bildung der obersten Torfschicht dieser Stelle viel näher, d. h. höher lag als jetzt; vergl. Tanner, 1930, S. 168, 172, 475 f.² Eine obere Zeitbegrenzung ist aber schwer herzuleiten.

¹ Ich sehe hier von seltenen, teilweise zweifelhaften lokalen Ausnahmen ab. Eine solche wird z. B. vom Bild 4 illustriert, nämlich eine am Ende Junis 1931 frischgebildete »Fliesserscheinung« unterhalb einer halbpermanenten Schneewehe auf dem südlichen Flanken des Tälchen, welches von E in die Pilguvadda in Petsamo eindringt. In dieser Gegend war der Winter 1930—1931 sehr arm an Niederschlägen und die Bodeneisbildung (Tjäle) drang relativ tief in den Boden ein, was bei den Schürfungen hervorging. Der Frühling und der Anfang des Sommers dagegen waren sehr niederschlagsreich. Der Boden wurde jetzt durch Wasserabsorption teils der Niederschläge, teils des Schmelzwasserüberschusses von der Schneewehe durchtränkt, bis schliesslich der Zusammenhang der Bodenbedeckung barst, wohl in erster Hand unter dem Einfluss der Schwere. Die Bodenart kam dann ins Gleiten und glitt, bis zu einer Tiefengrenze, welche vom Eisboden vorbestimmt war (der Mann auf Bild 4 ist bis zum Eisboden eingesunken). Hier hat also vielmehr ein Erdsturz im Kleinen als eine eigentliche Fliesserscheinung stattgefunden, und dies ist wohl am meisten in den Petsamontunturit während rezenter Zeiten der Fall gewesen; vgl. oben.

² Vgl. doch auch Auer (1927, S. 17 ff.)

Wie ich früher (1928, 1930) dargelegt habe, war der Landeisrand während der Abschmelzung in diesen Gegenden (wie im Allgemeinen in der *regio subalpina* Lapplands) praktisch genommen tot und in eine Menge von Loben zerteilt, welche in den Tälern vordrangen. Endmoränen kommen nur vereinzelt vor, nach den vorliegenden Beobachtungen zu urteilen eigentlich nur dort, wo die topographischen Verhältnisse lokale Oszillationen des Eisrandes von unbedeutendem Umfang besonders begünstigt haben. Dies führt zur Annahme, dass das



Foto V. Tanner, 31 juni 1931.

Fig. 4. Frischer Erdsturz in Miniatur (Quasi-Fliesserscheinung) unterhalb einer halbpermanenten Schneewehe auf Pilguvadda, Petsamo, N. Lappland. Der Mann ist bis zum Eisboden eingesunken.

Vorrücken des Eisrandes an solchen Plätzen hauptsächlich unter dem Einfluss der Schwere der überlagernden Eismassen und kaum durch gesteigerte Niederschlagsackumulation im Nährgebiete hervorgerufen wurde. Man ist im Stande, die Rezessionsverhältnisse des Eisrandes ziemlich genau in Details zu verfolgen durch Vermittlung der etlichen Systeme von Trockentälern, welche die lateralen Schmelzwasserströme hinterlassen haben. Durch die Untersuchungen hat es sich herausgestellt, dass (1) die Gebirgsböschungen sukzessiv von oben nach unten durch laterale Schmelzwasserströme bespült worden sind, die teils eine erodierende, teils eine ackumulierende Wirkung ausübten, und (2) dass die Zufuhr von Schmelzwasser ungemein reichlich und

regelmässig gewesen ist, was auf etwas gemässigte Klimaverhältnisse deutet. Berücksichtigen wir auch die auffallende Tatsache, dass durch hocharktisches Klima hervorgerufene Degradationstypen, wie z. B. für die hochalpinen Regionen in Fennoskandia charakteristischen Felsenmeere (vergl. Svenonius, 1909) in den Petsamontunturit fehlen, so muss man behaupten, dass die Rezession des Inlandseises in diesen Gegenden kaum unter hocharktischen, sondern vielmehr unter subarktischen Verhältnissen vorsichgegangen ist (vergl. auch Tanner, 1930). Dasselbe ergibt sich auch daraus, dass die ältesten jetzt bekannten subfossilen Fauna-assoziationen in den Tälern der Umgebung der Petsamontunturit nicht rein arktisch, sondern vielmehr subarktisch sind (Tanner, 1930). In den Petsamontunturit fehlen auch solche arktisch-hochalpine Pflanzen, welche sonst in Nordskandinavien üblich sind, wie z. B. *Salix polaris*,¹ *Ranunculus glacialis*, *Andromeda tetragona*, *Rhododendron*, *Pedicularis hirsuta*, *Campanula uniflora*, *Koenigia* und andere dergleichen, obgleich zulängliche Standorte vorhanden sind. In dem Falle, dass solche Pflanzen hier nach der Eiszeit gelebt haben, könnte man wohl denken, dass die Ursache, welche das Aussterben derselben hervorrief, die biologischen Umgestaltungen während der postglazialen Wärmezeit gewesen seien, da u. A. die Vegetationsgrenzen in die Höhe getrieben worden sind.² Diese Voraussetzung scheint aber die richtige Deutung nicht geben zu können, da in den Petsamo-Gebirgen noch Pflanzen von ziemlich ausgeprägt alpinem Gepräge leben, z. B. die *Phippsia algida* auf Guorbass. Das Vorkommen einer so winzigen Art, falls Relikt, macht es wenig wahrscheinlich, dass die Petsamontunturit nach der Eiszeit ganz bewaldet gewesen wären, bezw. dass die genannten hochalpinen Arten hier gelebt hätten. Es ist jedoch noch nicht möglich zu entscheiden, ob die *Phippsia* erst nach der Wärmezeit eingewandert ist.

Bei dem jetzigen Standpunkt unseres Wissens über die postglazialen Klimaveränderungen erscheint es mir logisch die Überlagerung der glazifluvialen Schotter durch Fliesserde provisorisch so zu deuten, dass die das Erdfliessen erzeugenden Klimabedingungen erst eine sehr beträchtliche Zeit nach der Bildung des Glazifluvials

¹ Soll im Sommer 1931 in den Gebirgen Guorbass und Onkitunturi gefunden worden sein; die Exemplare habe ich jedoch noch nicht gesehen.

² Geht man von den Beobachtungen von Hagem (1917) aus, nach denen die Sommertemperatur in Hardangerwidda nach der Einwanderung der Fichte mit 3.1°, wahrscheinlich sogar mit 3.6° gesunken wäre, vergl. Zusammenfassung bei Vogt (1917, S. 375) so hätte auch die höchste Stelle der Petsamontunturit, der Guorbass (etwa 642 m ü. M.) ganz von Wald bedeckt gewesen sein müssen.

sich eingestellt haben, am wahrscheinlichsten in subatlantischer Zeit. Eine gute Diskordanz, die durch zwischenlagernden Torf zu charakterisieren wäre, ist aber leider noch nicht bekannt. Möglicherweise ergeben sich aus der näheren Untersuchung der niedrigeren Torfmullhorizonte in Ortoaiv Anhaltspunkte für die Lösung dieser Frage.

Sollte sich auch die hier gegebene Deutung der geologischen Stellung des Erdfließshorizontes als nicht stichhaltig erweisen, steht es dennoch fest, dass besonders zwei Agenzien bei der schliesslichen Ausgestaltung des Kleinreliefs in der lappländischen *regio subalpina* effektiv mitgewirkt haben:

1. Die Ackumulation und Erosion durch die die Abdachungen successiv und hauptsächlich lateral zum zurückweichenden Eisrande überriesselnden Schmelzwasserströme.

2. Die Solifluction.

Bei der geologischen Kartierung der losen Bodendecke zwecks Prospektierung u. a. Zwecken, gehe man deswegen bei der Charakterisierung der Bodenart mit grösster Vorsicht zu Wege.

LITERATUR.

- AUER, VÄINÖ. Über die Einwanderung der Fichte in Finnland. Comm. ex Instit. Quæst. Forest. Finlandiæ editate 13, Helsinki 1928.
 ——— Untersuchungen über die Waldgrenzen und Torfböden in Lappland. Ibid. 12, Helsinki 1927.
- ELTON, CHARLES S., The Nature and Origin of Soil-Polygons in Spitsbergen. Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. 83, London 1927, p. 163.
- FRÖDIN, JOHN, Geografiska studier i St. Lule älvs källområde. Sver. Geol. Undersök., Ser. C, N:o 257, Stockholm 1914.
 ——— Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfließen in den alpinen Regionen des schwedischen Lapplands. Meddel. Lunds Univ. Geogr. Inst., Ser. A, N:o 2, Lund 1918.
- GRIPP, KARL, Gletscher und Bodenrost, rezent und diluvial (Vorläufige Mitteilung). Sonderdruck a. d. Geol. Rundsch., Bd. XXI, 1930, S. 357.
- HAGEM, OSCAR, Furuens og granens frøsaetning i Norge. Meddel. fra Vestlandets forstlige forsøksstation, Bd. 1, N:o 2, Bergen 1917.
- HAMBERG, AXEL, Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 37, Stockholm 1915.
- HUXLEY, J. S. & ODELL, N. E., Notes on Surface-Markings in Spitsbergen. Geogr. Journ., Vol. 63, London 1924, p. 207.
- HÖGBOM, BERTIL, Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. IX, Upsala 1910.
 ——— Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XII, Upsala 1914.
 ——— Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XX, Upsala 1925—1927, S. 243.

- LOW, A. R., Instability of Viscous Fluid-Motion. *Nature*, Vol. CXV, London 1925, p. 299.
- MEINARDUS, WILH., Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. *Sitzb. d. Mediz.-Naturw. Gesellsch. Münster in W.*, Bonn 1912.
- RESVOLL-HOLMSEN, HANNA, Om jordbundsstrukturer i polarlandene og planternes forhold till dem. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.*, Bd. 47, Kristiania 1909.
- SVENONIUS, FREDR., Om skärf- eller blockhafven på våra högfjäll. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, Bd. 31, Stockholm 1909, s. 169.
- TANNER, V., The problems of an esker. *Köllaž'jokk'gæcce in Petsamo, Lapland. Fennia* 50, N:o 38, Helsinki — Helsingfors 1928.
- Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 88, Helsinki — Helsingfors 1930.
- VOGT, THOROLF, Bretrykk-teori og jordskorpebevegelser i arktiske trakter i ny tid. *Norsk geogr. tidskr.*, Bd. I, Oslo 1927, s. 336.

THE INFLUENCE OF EXPOSURE UPON TEMPERATURE DIFFERENCES IN ROCKS.

By

ANTTI SALMINEN.

(The Agrogeological Institution of Finland, Helsinki).

The question how rocks decay under the action of the different disintegrating factors, rendering, as final products, various soils, is of high interest from the point of view of both geology and soil science. In the treatises of the factors that are regarded as the chief agents of disintegration, as variations in temperature, waves, water currents, glaciers and the chemical factors, are, to be sure, stated. The real character and the rate of action of most of those factors have, however, so far been very insufficiently elucidated.

Thus for instance the range of the variations in the temperature of rocks has not been subjected to any thoroughgoing investigation, although their action is recognized to be of utmost importance for incipient fracture of solid rock surfaces. It is by their action that clefts arise, into which water then intrudes, widening them by dint of congelation.

It is a matter of course, that the range of variations in temperature to a very large extent depends on the position of a rock with respect to the sun. This fact has been noticed by Tilas¹ in the rapakivi boulders in the neighbourhood of Turku. The same observation has been made by the writer in the solid rapakivi rocks in the vicinity of Viipuri in the eastern rapakivi area of Finland, at a time he was wholly unaware of the observation by Tilas. It seems, however, that Tilas' observation is not in conformity with the facts in nature. The weathered parts of rapakivi boulders seem to be quite independent upon their position with respect to sun.

Since the summer of 1928 this subject has been investigated, and a large number of observations, not yet published, have been made

¹ DANIEL TILAS, *Tanckar om Malmletande, i anledning av löse grästenar.* Sw. Wet. Acad. Handl., Vol. I, Stockholm 1739—40, p. 190—193.

on weathering, all of which seem to point in the direction that exposure plays an important rôle in the weathering phenomena of the rapakivi area.

The influence of exposure is especially evident in the rapakivi area owing to the specific properties of that rock. It is, however, highly probable that the influence of exposure is perceptible also outside the rapakivi area, although it has not happened to draw the attention of investigators.

In order to gain some insight of the causes of the phenomena observed in the field, an unpretentious series of observations was arranged by the writer in the summer of 1931 near the Rättijärvi sluice of the Saimaa Canal, northwest of Viipuri, with a view to a preliminary ascertainment of temperature differences in rock sides facing the south and north.

The place of observation was situated a short distance south from 61° of northern latitude, at the centre of the rapakivi area. The temperatures were taken with a thermometer with an exactitude of $1/10^{\circ}\text{C}$. The rocks chosen were situated on the northern and southern shores of Lake Lietjärvi. Rocks with exactly the same slopes were difficult to find in suitable places, for which reason the rock facing the north had to be allowed to have a somewhat steeper slope (30°) than the rock facing the sun, the slope of which was 22° . The rock facing the north, on the southern shore, was also somewhat higher above the water level than the rock facing the sun. The species of rock in both cases was unweathered rapakivi.

In both rocks holes were bored with ordinary rock-drills, to four different depths, *viz.* 5, 50, 100 and 200 cm. The shallowest of the holes was also narrower, only as broad as the thermometer, and when the temperatures were being read, the part of the thermometer that remained outside the hole was shaded in case the day was sunny. Into the deeper holes the thermometer was sunk by the aid of a string, and after it had acquired the temperature of its surrounding it was taken up quickly, and the temperature was read without delay. Especially during windy weather particular quickness was indispensable for preventing the changes due to the evaporation of moisture on the surface of the thermometer. Taken in their entirety the results seem to be reliable, of course within the limits in which a procedure as simple as this can work.

The determinations were embarrassed by the fact that during rains the holes were easily filled with water inspite of their being locked up with tightly closing wooden plugs. Therefore an attempt

was made to dry up the holes immediately after the rains, and the readings were not taken but after a while. The holes were vertical; accordingly a perpendicular line from the bottom to the surface of the rock traversed solid rock. The accuracy of the observations was affected by the fact that the holes were open. But in the employment of the thermometer that could not be avoided. Under these conditions the measurements may not have other but qualitative value. However, a repetition of the observations with more accurate instruments would not alter at least the general trend of the results.

Previous to the preparation of the above places of observation at the beginning of July I had carried out in June some preliminary observations at a depth of 5 cm. They showed that a shaded rock wall is colder than those facing the sun. These places of observation, however, were in an entirely different surrounding. The rock wall shaded was entirely vertical, while that facing the sun had a slope of about 45° . It may be worth while to mention among these observations the widest temperature difference, which was 9.1°C . The temperature of the rock shaded was 14.5°C , that of the rock in the sun 23.6° . The observation was made at 15 o'clock, 4th July. The temperature of the atmosphere was at that moment at the respective sides, given in the same order as above, 21.3° and 25.2° . The sun had been shining all day long. Other times the differences were less wide, but always indisputable. Soon after noon the differences were at their greatest, and they were levelled towards night, the rock wall facing the south remaining, however, slightly warmer at night, too.

The preparation of the places of observation was not completed until the 11th of July, from which date onwards observations were made by their means till the 1st of September. Having been carried out along with other works the observation series are, to be sure, imperfect, and only for a few days observations could be made on the variations in temperature in the course of 24 hours.

The holes at the places of observation on the shores of Lake Lietjärvi were at first only 100 cm deep. The hole in the rock facing the sun was the same as in the later observations. The hole in shade, however, was situated in the lower part of a nearly vertical rock wall, for which reason the sun reached that rock surface only early in the morning and late in the evening, and even that only in the middle of the summer. In the middle of the summer, too, it was wholly shaded at noon. For that reason this place was abandoned in the later and final observations. Its temperature, however, was taken at the end of June, and now and then even later, too. The values of these readings are given in Table 5., and they show that even in rocks facing the

north the different spots are warmed up differently, in dependence on the direct solar radiation affecting the rock surfaces.

Table 1. sets forth the results of the measurements for 14th of July. Up to noon the day was serene and sunny. The afternoon was clouded, but in the evening, about 20 o'clock, it cleared up again.

T a b l e 1.

Hour	5 cm.		50 cm.		100 cm.		200 cm.	
	Sun	Shade	Sun	Shade	Sun	Shade	Sun	Shade
5	16.6	16.0	17.6	15.6	17.3	14.9	13.9	11.3
9	21.0	23.0	17.9	15.8	17.5	14.9	14.1	11.5
12	24.0	23.5	17.9	15.8	17.6	14.9	14.1	11.6
17	26.9	23.0	17.6	16.1	17.6	14.9	14.1	11.8
22	20.7	18.0	18.1	16.0	17.2	14.8	14.1	11.7

We see that at the depth of 5 cm the variations in temperature are at first sight somewhat capricious. But we must take into account that at this period of the summer the sun rises so far in the northeast as to render early in the morning the rock side facing the north sunned and *vice versa*. Of some influence is also the fact that at the place of observation the forest begins immediately above the rocks and shades in the morning the rock side facing the south. Therefore at 9 o'clock the rock wall facing the north was warmer than that facing the south by 2°C. In the afternoon, when the intensity of solar radiation ought to have been at its greatest and would have reached the side facing the south, the sky was clouded, for which reason the temperature difference about 17 o'clock was 4° minus 1/10°C, in fact a slight difference. On the other hand it, however, shows that accidental disturbances in radiation cause corresponding changes in the level of temperature even in rocks.

An examination of the variations in temperature recorded below reveals clearly that a greater intensity of solar radiation has raised the temperature of the rock in a depth as great as 2 m by 2.4°C above that in the rock shaded, the accidental disturbances having been unable to make themselves felt.

Table 2. records the temperature differences on 16th July at 15 o'clock. At other hours of that day no measurements could be made.

T a b l e 2.

Hour	5 cm.		50 cm.		100 cm.		200 cm.	
	Sun	Shade	Sun	Shade	Sun	Shade	Sun	Shade
15	33.7	25.1	19.2	16.8	17.9	15.1	14.3	11.8

Here we encounter a difference as wide as 8.5° at a depth of 5 cm. Although that day there was no opportunity to read the temperatures more than once, Table 1. has already shown that at night the temperatures in both rocks approach one another in the surface, although the rock facing the south remains warmer by a couple of grades in consequence of the heat absorbed in the deeper layers.

Let us further examine the observation series for 26th and 31st of August, when the sun shone almost all day long.

T a b l e 3.

26 th August	5 cm.		50 cm.		100 cm.		200 cm.	
Hour	Sun	Shade	Sun	Shade	Sun	Shade	Sun	Shade
7.30	12.9	11.3	16.1	13.4	16.5	14.2	15.0	13.1
12.00	22.4	15.7	15.7	13.3	16.6	14.2	15.0	13.1
15.15	26.5	16.1	16.0	13.5	16.6	14.0	15.0	13.1
20.00	21.0	14.6	16.3	13.8	16.6	13.9	15.0	13.1
31 st August								
5.30	12.3	9.2	16.2	12.6	16.5	13.4	14.9	12.6
11.00	17.3	14.0	16.0	12.5	16.5	13.4	14.9	12.7
19.45	20.2	10.3	16.2	12.3	—	—	—	—
1 st September								
7.00	13.8	9.0	16.0	11.9	16.4	13.0	14.9	12.6

A comparison of the above results with those for 16th July reveals very wide differences. Firstly the temperature difference is on 26th of August greater, even more than 10°C , having been in July 8.6°C , when at its widest. The temperature in July in both rock sides was

higher than at the end of August. This is accounted for by the fact that during the former half of July the sun rises so high as to warm very considerably also the rock side facing the north, because its slope is only 30°; while towards the end of August the sun even at noon stands so low that its rays touch the rock surface facing the north very obliquely, whereas they reach the rock wall facing the south nearly at right angles, the slope of the latter being 22°. Further the reading for 7 o'clock in the morning discloses that the temperature in the surface layers of both sides of the rocks had nearly been levelled. The same is the case of the observations for 31 st of August.

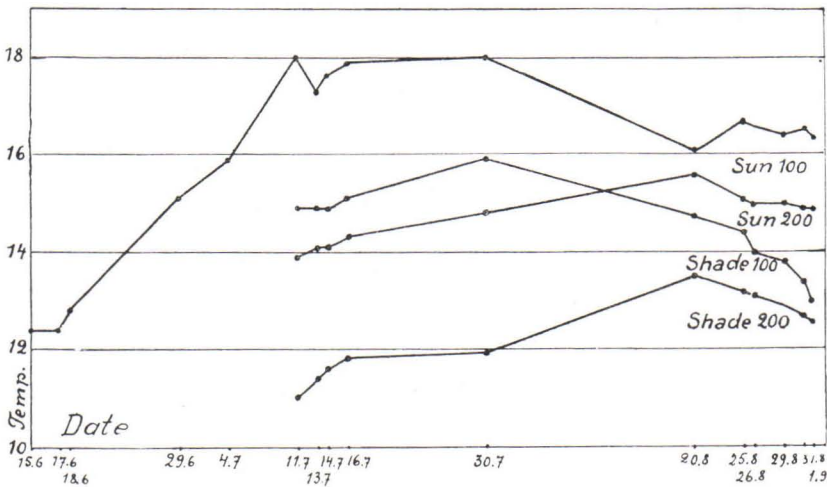


Fig. 1.

An examination of the temperatures in the deeper layers, as recorded in the above tables, shows that about the middle of July temperature during the warmest hours sinks steadily from below upwards in every layer; whereas in August rock at a depth of 50 cm is colder than at a depth of 100 cm. In the latter case the layer at a depth of 100 cm releases heat both up- and downwards. In the autumn this warm layer sinks still more down.

Above we have passed in review some diurnal observations of variations in temperature. The tables disclose that at a depth of 100 cm the variations in temperature in the course of 24 hours are confined to narrow limits. In observations carried out with so rough procedures as these they may be referred to the zone of error.

Only the annual vicissitudes of the heat wave, as well as a cold or warm period of a longer duration makes itself there felt. Conse-

quently in layers still deeper down only the annual variations in heat are capable of measurement, possibly also a longer periodicity in the variations in the temperature of the atmosphere.

In Table 4 and Fig. 1 we find side by side the observations made in the course of the summer at the depths of 100 cm and 200 cm. Simultaneously with these observations the temperatures of the surface layers have been measured. But as they in most cases confine to a few individual determinations, they have not been taken into this table, because their values depend entirely on the casual variations of the weather. As far as possible the observations have been made at the same hour, *viz.* at 15 o'clock. The observations on the rock side facing the south that were made during June are an exception with respect to the hour mentioned, but the values reached have been taken into account, since they in any case, owing to the relatively slight range of diurnal variations, testify to the rapid rise of temperature in the early part of the summer.

Table 4.

Date	Hour	100 cm.		200 cm.	
		Sun	Shade	Sun	Shade
15. 6.	9.45	12.4			
17. 6.	9.30	12.4			
18. 6.	13.20	12.8			
29. 6.	23.00	15.1			
4. 7.	14.00	15.9			
11. 7.	14.00	18.0	14.9	13.9	11.0
13. 7.	15.00	17.3	14.9	14.1	11.4
14. 7.	12.00	17.6	14.9	14.1	11.6
16. 7.	15.00	17.9	15.1	14.3	11.8
30. 7.	17.30	18.0	15.9	14.8	11.9
20. 8.	10.30	16.1	14.7	15.6	13.5
25. 8.	15.45	16.7	14.4	15.1	13.2
26. 8.	15.15	16.6	14.0	15.0	13.1
29. 8.	15.00	16.4	13.8	15.0	12.9
31. 8.	11.00	16.5	13.4	14.9	12.7
1. 9.	7.00	16.4	13.0	14.9	12.6

The Table and Fig. 1 clearly show that the temperature at the depth of 100 cm on the sun side rises rapidly to its maximum in the first half of July, keeping there the whole of the month and probably also part of August. At the end of August it has already sunk by

nearly 2°. In the rock side facing the south temperature rises slightly even about 1st of September in dependence on weather conditions.

In the side facing the north the heat wave has the same course, keeping only from 2 to 3° lower. It does not seem to be dependent upon the accidental changes of the weather to the same extent as in the opposite side. After having risen to its maximum without leaps at the end of July it begins to descend with the same steadiness. In fact this is quite intelligible for the reason that direct solar radia-

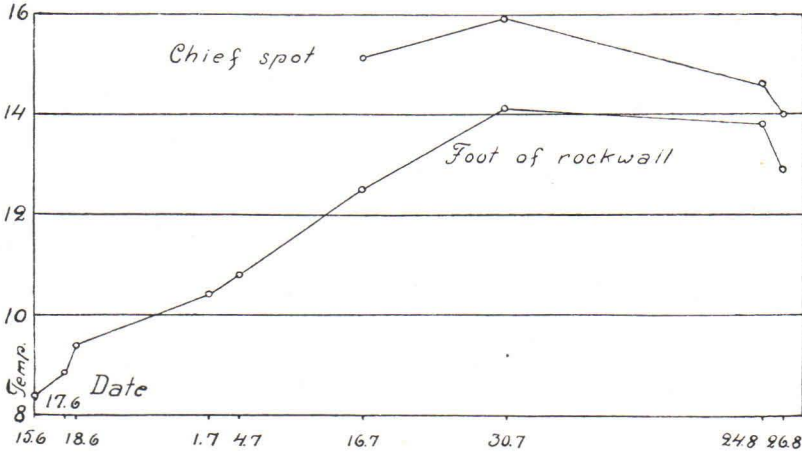


Fig. 2.

tion does not reach the side facing the north to the same extent; the latter probably receives the most part of its heat through the agency of atmospheric heat, and this exerts a levelling influence on the variations in the intensity of radiation.

At a depth of 200 cm even the influence of accidental variations seems to be very slight in the side facing the south, too. There, too, temperature rises to its maximum evenly and then begins to descend in the same manner. The maximum was observed three weeks later than at the depth of 100 cm. It is quite possible that the time difference was not in reality as much as that, but was due to the gap in observations made in the earlier part of August. What has been said of the depth of 100 cm is true of the side facing the north. The differences between the temperatures in both sides are nearly the same as at the depth of 100 cm.

Table 5 and Fig. 2 set forth the temperature differences in the rock side facing the north at the chief spot of observation, where the slope is 30°, and in the hole situated further down in a nearly vertical

rock wall of 3 m's height, mentioned above. The depth of both holes was 100 cm.

T a b l e 5.

Date	Hour	Side facing north	
		At chief spot of observation	At foot of rock wall
15. 6.	9.45		8.4
17. 6.	9.30		8.9
18. 6.	13.20		9.4
1. 7.	17.20		10.4
4. 7.	14.00		10.8
16. 7.	15.30	15.1	13.0
30. 7.	17.30	15.9	14.1
24. 8.	11.00	14.6	13.8
26. 8.	15.15	14.0	12.9

We see that in the rock side facing the north, too, the differences attain a value of at least 2°C, depending on the extent to which the rays of the sun reach the rock surface. As it has already been pointed out, the auxiliary spot of observation is in shade even when the sun stands at its highest meridian. Accordingly, the only share of direct solar radiation it receives is that during the short hours in the morning and evening around the summer solstice.

In the examination of the above tables and figures the temperatures differences do not strike as very wide, to be sure. But it is to be noted that in addition to the range of the variations in temperature their frequency, too, is an influential factor in weathering. And even these preliminary observations show that also the accidental variations in temperature make themselves felt in the rock side facing the south by far more clearly and sharply than in that facing the north. Table 4 and Fig. 1 record such indisputable differences at the depth of 100 cm.

If it is taken into account that the diurnal variations in temperature are felt more sharply as deep as 100 cm, that accidental circumstances, as cloudy weather, likewise produce more marked differences in the side facing the south than in that facing the north, the conclusion is unavoidable that exposure may be a significant factor in the disintegration of rocks.

The observations related above cover only the period from the warmest part of the summer to the beginning of the autumn. Accor-

dingly they can throw light only upon the variations in the diurnal heat wave. All conclusions about the course of the annual heat wave on the basis of this material are premature. It may, however, be legitimate to say that the heat differences between the summer and the winter at a certain depth are wider for rock sides facing the south than for those facing the north; for the temperatures in the snow covering rocks may not differ very much on rock sides exposed differently, for which reason the winterly temperatures ought to be nearly the same; nay, the assumption is legitimate that the rock sides facing the south are during the winter months subject to greater losses of heat, for the reason that the first snow covers on them smelt away in consequence of the release of the greater amounts of heat absorbed during the summer. On account of that a rock side facing the south will lie bare at night longer than those facing the north. Likewise in the spring the snow cover melts away there so early that the amount of heat absorbed from solar radiation by day is inferior to that escaping during the night. In any case it seems to be a fact that, as in the middle of summer, in the middle of the winter, too, the diurnal variations in temperature are in our latitudes relatively slight. In all probability the influence of exposure is at its greatest in the spring and the autumn. This finds its expression also in the above observations.

Among the variations in the temperature of a rock two different heat waves have to be distinguished, each of which presumably plays a different rôle as disintegrating factors, *i. e.* the diurnal and the annual variations. The diurnal variations give rise to heat undulation, which is comparable to the gentle breeze waves on the big billows of the sea. For the investigation of the phenomena of weathering, to which the writer has referred above, the diurnal variations are more important. This is indicated also by the fact that the thickness of detritus mantles is, as a rule, of the same magnitude as the course of the diurnal heat wave in its downward extension. Of course, this statement does not exclude the existence of other powerful disintegrating factors. As is well known, there are several of them. Nor has an investigation of heat variations anything to do with the examination of the special properties of rapakivi with a view finding out the reason for the high rate of disintegration so characteristic of this rock.¹ Paying attention to heat variations we become acquainted with one factor, which causes rapakivi to disintegrate, in accordance with its individual properties, in some places with greater speed than in others.

¹ PENTTI ESKOLA, On the Disintegration of Rapakivi. Bull. Comm. Géol. Finlande N:o 92. p. 96—105, Helsinki 1930.

As to the workings of the annual heat wave as a factor of disintegration, it is a question about which nothing as yet can be said. But undoubtedly that, too, has left its mark in the surface layers of rocks in the course of time. But on that score even hypotheses are permissible only after the annual course of heat wave in the differently exposed rock sides has been investigated.

The writer hopes to be able to carry on this series of observations, started with so imperfect devices, in next early spring with more modern electric test apparatuses, better suited for the purpose.

SUR UNE NOUVELLE ESPÈCE DE GRANITE NODULAIRE.

Par

J. J. SEDERHOLM.

Durant une promenade que je fis en août 1931 en compagnie des MM. J. de Lapparent et V. Tanner dans le voisinage de l'hôtel de Kolttaköngäs (Boris Gleb) à Petsamo, près de la Mer Glaciale, nous trouvâmes, non loin des rapides de Kolttaköngäs, quelques blocs d'un granite particulier, qui rassemble beaucoup à certains granites tachetés (Lacroix), mais qui rappelle aussi par beaucoup de traits les granites nodulaires.

Le granite qui contient ces nodules noirs est assez semblable à celui qui affleure tout près des blocs et qui domine dans la région. C'est une roche mixte contenant deux composants. Le plus ancien est un granite gneissique, tandis que l'autre est une aplite blanche riche en microcline. Elle pénètre le granite gneissique en forme de veines, mais aussi d'une manière intime, en oblitérant en grande partie la texture gneissique et en transformant le gneiss en une roche à peu près massive. Ce sont les mêmes granites qui affleurent sur de vastes étendues dans cette région.

L'épaisseur des veines d'aplite les mieux séparées varie entre quelques centimètres et quelques décimètres. Elles sont quelquefois droites, remplissant des fissures, mais le plus souvent elles ont un cours sinueux assez bref et en cul-de-sac. Surtout dans ces veines entrecoupées, on voit des nodules noirs ovales (Fig. 1) dont les diamètres sont de 2 à 5 cm. Les formes sont celles d'ellipsoïdes plus ou moins régulières, mais dont la limitation n'est pas toujours bien précise.

Le composant prédominant des nodules est une biotite fortement pléochroïque qui a quelquefois une orientation cristallographique identique sur d'assez vastes étendues. Elle enclave des cristaux plus petits de biotite qui possèdent une autre orientation cristallographique. Au centre des nodules on aperçoit quelquefois de petits cristaux de pyrrhotine ou de minces grains de pyrite. Un grenat rouge pâle forme des dodécaèdres mesurant env. 0.5 mm et souvent arrangés

en zones concentriques près de la périphérie, quelquefois aussi distribués plus irrégulièrement. C'est une almandine ne contenant que peu de spessartite. L'indice de réfraction est de 1.806 et le poids spéc. 4.04 selon les déterminations de M. O. Enwald.

Au-delà des zones contenant le grenat, on voit des cristaux de biotite entrelacés avec de l'oligoclase, formant une «symplectite» peu régulière. On observe aussi de petits cristaux de grenat en dehors des nodules, et ça et là de la chlorite, qui remplace la biotite.

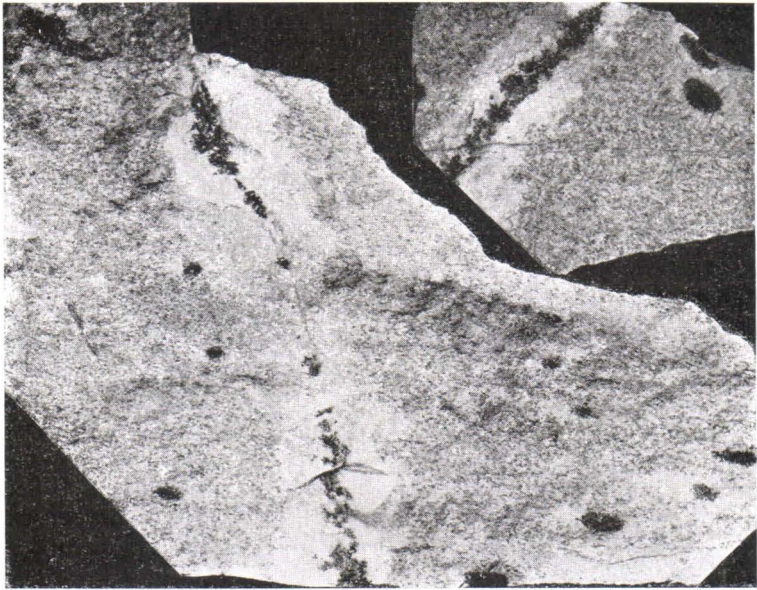


Fig. 1. Granite nodulaire à nodules noirs, entrecoupé par une veine d'aplite à tourmaline. Bloc trouvé près de Kolttaköngäs (Boris Gleb) à Petsamo.
1/3 et 1/4 gr. nat.

Le granite est souvent plus riche en quartz dans le voisinage des nodules. Il contient aussi des cristaux de microcline translucide, dans laquelle sont enclavés des grains de myrmékite et d'oligoclase. Une texture de mortier peu typique est quelquefois visible près des nodules, et le quartz y est fortement granulé.

Les veines d'aplite droites entrecoupantes contiennent de la tourmaline noire qui forme de petits cristaux en squelette. En outre, cette roche est composée de microcline et d'oligoclase, toutes les deux assez bien cristallisées, et de quartz. On y trouve de la fluorite en petite quantité.

Les nodules noirs sont sans doute formés par la cristallisation du même magme que l'aplite. Ils forment une analogie avec les parties lamprophyriques des dykes composites.

Les minéralisateurs aplitiques qui ont causé la recristallisation du granite gneissique ont sans doute dissout beaucoup de biotite, qui a peut-être fourni les éléments nécessaires à la formation des nodules. Mais même sans cela le magme du granite plus jeune a pu contenir les quantités nécessaires d'éléments ferro-magnésiques.

Rien n'indique l'existence antérieure de cristaux de cordiérite ou de grenat, ou d'autres minéraux de contact, qui auraient été plus tard transformés en nodules. Ceux-ci présentent tout-de-même une certaine analogie avec les grenats qu'on trouve dans les gneiss entourés d'une auréole d'aplite. Les petits grenats des nodules se trouvent surtout près de la périphérie, ce qui montre qu'ils ont été formés plus tard que la masse principale des nodules. Les zones contenant de petits cristaux de grenat peuvent être regardées comme possédant une sorte de vague analogie avec les zones de grenat entourant l'amphibole dans les couronnes des gabbros norvégiennes décrites par Lacroix.

L'existence des symplectites de biotite et de plagioclase, qui sont arrangées dans des directions à peu près radiales, en dehors de la zone riche en grenat, semble indiquer une cristallisation successive des minéraux divers, probablement à des températures décroissantes. En général, la biotite devrait être formée à une température plus élevée que le grenat. L'existence de la chlorite dans l'aplite près des nodules indique une température encore moins élevée. Outre la température, aussi la teneur en minéralisateurs, et leur composition doivent influencer la formation des minéraux nommés. En général le grenat des roches granitiques semble être antipathique à une forte teneur en fluor ou en bore qui est favorable à la formation des micas et surtout de la muscovite.

L'accumulation des éléments basiques de la roche dans ces nodules s'explique le plus facilement par une cristallisation fractionnaire. Mais quoiqu'il soit vraisemblable que les nodules sont de date un peu plus récente que la plus grande partie de la roche blanche des veines, et que les nodules se sont formés par une cristallisation concentrique, commençant au centre, il est bien possible qu'une petite partie du magme aplitique ait pu rester fluide jusqu'à la fin de la formation des nodules, ou que les parties avoisinantes de l'aplite déjà cristallisée aient pu être rempalcées par les minéraux des nodules.

Ces structures rappellent un peu les nodules blancs ou gris des »granites nodulaires» décrits auparavant, mais il y a aussi plusieurs différences. Avant tout la composition est tout-à-fait autre.

Quant aux granites nodulaires à nodules blancs, le cas typique représenté par le granite de Stor-Klyndan décrit par moi montre que les nodules sont postérieurs à la consolidation du granite qui les contient. Les nodules découverts par Eskola à Enontekiö en Finlande septentrionale donnent un argument de plus en faveur de cette conclusion, parce que la schistosité bien marquée du granite gneissique qui les contient se poursuit à travers les nodules et se montre antérieure à leur formation. Toute explication de ces nodules par liquation est ainsi exclue. Ils ont été formés dans une roche déjà consolidée par la substitution de certains de ses minéraux par du quartz, de la sillimanite, etc. Dans quelques granites nodulaires il y a aussi de la tourmaline, ce qui semble prouver que des minéralisateurs ont contribué à la dissolution des minéraux que les nodules ont remplacés.

La roche que Lacroix a décrite sous le nom de granite t a c h e t é et que Geijer nomme *fläckgranit*, *Fleckengranit*, offre à certains égards encore plus de ressemblance avec la roche de Petsamo. Les taches ou les nodules blancs du granite tacheté décrit par Lacroix consiste en plagioclase, en titanite et en quartz. Dans la roche de Roccapietra, décrite par Lincio, il y a de la tourmaline au centre et une zone enveloppante d'aplite, et dans le granite tacheté de Stockholm, décrit par Geijer, les noyaux des taches blanches qui sont dispersées partout dans le granite gris biotitifère, qui est la roche prédominante, sont riches en biotite, souvent aussi en titanite, tandis que leurs zones de bordure consistent en aplite. Dans ces cas, il y a beaucoup d'affinités avec la roche de Petsamo, quoique la différenciation des éléments noirs y soit plus complète.

Geijer a trouvé un granite nodulaire, à nodules blancs, contenant du quartz associé à de la muscovite, de la sillimanite et aussi de la tourmaline, dans la région de Sud-Varanger non loin de Petsamo, ce qui rend aussi probable la parenté des divers phénomènes. J'ai vu des veines à nodules noirs aussi à Sud-Varanger.

Geijer a déjà exprimé l'opinion que les granites tachetés et nodulaires ont une origine analogue.

Dans le granite de Stockholm, l'aplite appartient sans doute au magma du granite qu'il pénètre. Geijer considère les veines comme des veines de ségrégation, et il compare les taches aux remplissages des cavités miarolithiques.

Quant aux deux granites de Petsamo, ils ont sans doute un âge géologique tout-à-fait différent, car le granite gneissique appartient au soubassement des schistes de Sud-Varanger, dont les conglomérats en contiennent des galets, tandis que le granite aplitique est plus récent que ces schistes. Ainsi l'action de l'aplite sur le granite gneissi-

que ne peut être regardée, dans le cas de question, comme due à un «autométamorphisme». Au contraire, c'est un processus tout-à-fait séparé de la consolidation du granite gneissique. En outre, il est peu probable qu'il ait pu exister de vrais vides dans cette roche, comme dans les granites miarolithiques, qui sont en général des roches pauvres en «ichor» et ne contiennent pas de veines d'aplite. Comme il y a dans le magme une abondance de solutions aplitiques, ou de l'ichor, elles ont sans doute imprégné toute la roche. La formation des minéraux s'est faite surtout par la substitution de minéraux déjà consolidés, et non point par le remplissage de cavités préexistantes.

Geijer dit aussi que la différenciation dont témoignent les taches des granites a probablement été causée par une combinaison de diffusion et de cristallisation fractionnaire. Je suis tout-à-fait de son avis, si je le comprends bien. C'est par cristallisation fractionnaire, que s'est formé, dans le cas maintenant en question, un reste de magme bien basique dont la consolidation a donné les nodules noirs. La diffusion a sans doute joué un grand rôle durant la pénétration du granite ancien par des solutions aplitiques, en causant l'enlèvement des matières ferro-magnésiques. A la fin de la consolidation du magme aplitique des veines, la diffusion a pourtant été minime. Alors les nodules ronds bien limités ont pu se former.

De même qu'il n'y a pas de différence essentielle entre les granites tachetés et les granites nodulaires, les significations de leurs noms ne diffèrent pas non plus beaucoup, parce qu'un nodule noir se présente à la surface comme une tache noire. Seulement les «taches» peuvent varier davantage dans leurs formes, tandis que les «nodules» ont en général des formes plus régulières et arrondies.

Ainsi les nodules noirs du granite de Petsamo rappellent beaucoup de phénomènes étudiés auparavant: non seulement les autres granites nodulaires et les granites tachetés, mais aussi les lamprophyres, les roches grenatifères, un peu même les couronnes et les granites orbitulaires. Tous ces phénomènes, encore assez énigmatiques, peuvent ainsi être élucidés par l'étude de la roche en question.

(Pour la littérature, voir Bull. Comm. géol. Finl. N:o 83, pp. 79—82 et 98—102).

ON THE PRINCIPLES OF
METAMORPHIC DIFFERENTIATION.

By

PENTTI ESKOLA.

INTRODUCTION.

Every student of metamorphic rocks is frequently confronted with the question: Is the composition of a rock the same as it was before the metamorphism, or has it been changed? In many cases considerable changes of rocks and migration of substances in them are well in evidence. Those changes headed under the term metasomatism have been studied from the physicochemical view-point (Goldschmidt 1922) and many of them are now rather well understood. But in other cases of metasomatism as well as of other apparent metamorphic changes not yet specially classified the processes which have been at work and the laws by which these processes were controlled are still entirely unexplained. Often it is not at all possible to tell whether the composition of a metamorphic rock has been changed or not. All this creates a feeling of uncertainty in the geological work, especially in the study of the Archæan.

During an attempt to interpret some main lines of the record of the Archæan rocks (Eskola 1932 a) I was therefore led to ask whether it might not be possible to outline some general physicochemical principles which would help towards an understanding of the changes of the composition, or the probable direction of such changes, in any particular case of rock metamorphism.

The sedimentary differentiation effected by the exogeneous geological processes, such as weathering, transportation of materials, and sedimentation, is one of the chief subjects of geology and is fairly well understood. The study of magmatic differentiation has not yet reached the same advanced stage, but at least the general principles underlying the possible ways of this differentiation have been explained. Turning to the third great class of petrogenetic processes, headed under metamorphism, it may seem striking that a term like

metamorphic differentiation is hardly to be found in geological literature.

Some consideration of phenomena known to every geologist who has worked in areas of highly metamorphic rocks, however, will be sufficient to convince one of the existence of processes to which this conception is applicable. As the first examples, I shall mention a few among the most commonly known mixed rocks apparently differentiated by metamorphic processes: Sheared mica-schist with numerous quartz veins; veined gneiss of the type called by Holmquist venite; garnetiferous gneiss or mica-schist, in which the garnet may be richly concentrated in certain lenticular or band-shaped bodies. In some cases similar rock mixtures may have formed by means of an injection with granitic magma, but in other cases the process clearly belongs to the domain of metamorphism. No considerable change of composition has necessarily taken place in the above cases, only an internal differentiation. As a more uncommon but very extreme example may be mentioned banded chloromelanite eclogite alternating with mica-schist and being most probably of a sedimentary origin. Some of the bands or schliers of the eclogitic rock may consist almost entirely of garnet, and others entirely of chloromelanite, or jadeite. Thus the metamorphic differentiation may have led to the forming of chloromelanitites or jadeitites which are extremely alkaline rocks, but of a nature quite different from any usual alkaline igneous rock.

The reason why the conception of metamorphic differentiation was not used earlier was apparently because of several concomitant circumstances, such as the following: The metamorphic differentiation has rarely resulted in the forming of well characterized rock masses of large dimensions; those mostly extremely differentiated though small bodies which represent the most striking instances of metamorphic differentiation are often difficult to interpret as to their mode of origin; changes of composition due to external transfer of substances into or from the rock masses frequently obscures true internal metamorphic differentiation; the metamorphic processes also exhibit the opposite tendency towards a homogenization of composite masses (Goldschmidt 1922), and the metamorphic processes generally are complicated and as yet little understood. One of the most striking instances of metamorphic differentiation is the forming of concretions. Although this phenomenon belongs most characteristically to the domain of metamorphism, this fact is, however, mostly forgotten because it takes place in little altered sediments.

THE CLASSIFICATION OF METAMORPHIC CHANGES OF COMPOSITION.

Changes of the composition of rocks may have occurred in some of the following ways:

- 1) Differentiation within a rock mass, due to
 - a) the growth of crystals or aggregates of crystals (the concretion principle),
 - b) the concentration of the least soluble substances (the principle of enrichment in the stablest constituents), or
 - c) the extraction and redeposition of the most soluble substances (the solution principle);
- 2) Transfer of substances into and from a rock mass, effecting
 - a) addition,
 - b) metasomatism, or
 - c) extraction of substances.

The two chief kinds of changes here distinguished are usually intimately connected, as transport of substances arouses internal differentiation as well. Differentiation in a broader sense, meaning the forming of new kinds of rocks and mineral deposits in general, is moreover the most outstanding feature of all metamorphic changes of composition.

All metamorphic changes involving crystallization of minerals are controlled by the law of mass action (Goldschmidt 1922). The migration of pore solutions is presupposed to account for the addition and extraction of substances. The pore solutions must move in the rock, or at least those substances which participate in the chemical reactions must do so, by means of diffusion or otherwise. From the energetic viewpoint, this migration of substances may be caused either by exogeneous, or by endogeneous agencies. The migration is *e x o g e n e o u s*, when a rock-mass is soaked through by liquids pressed into the rock by external forces, such as (1) intrusive magmatic solutions, (2) solutions moved by crustal deformations, or (3) ground-water currents. The migration is *e n d o g e n e o u s*, if it is due only to a concentration gradient which results from the reactions themselves. The latter case is best illustrated by the growth of an individual crystal. The concentration of the crystallizing substances within a sphere around it decreases, and more substance moves by means of diffusion towards the crystal. Related to this is the forming of reac-

tion zones, or reaction walls, at the contacts between two non-compatible mineral masses. The forming of walls of some thickness implies a certain amount of diffusion, and the thickness is a measure of the extent of this diffusion.

The exogeneous changes largely cover the changes due to the transfer of substances into and from the rock mass, headed under (2) in the above classification. Even differentiation within an originally homogeneous rock mass may, however, be caused only by exogeneous agencies, without any interchange of substances derived from the outside, e. g. when crustal movements effect an internal transfer of substances along joint planes or shearing zones. Related to this is the case when a sheared rock mass during crustal movements is soaked with water which gives rise to a recrystallization and internal transfer along its main paths in the rock (case I c).

Addition, extraction, and metasomatic interchanges are mostly intimately connected with each other. In a rock impregnated with pyrites the elements of the latter have been added in solutions which caused a metasomatic replacement (e. g. silicification, sericitization, or magnesia metasomatism) of the invaded rock. In most cases of injection with granitic magmas the injected rocks have also been altered metasomatically.

The general principles and the classification of metasomatism will not be discussed in this paper. Some aspects of the problems of metasomatism, however, will be touched upon in connection with internal differentiation.

THE CONCRETION PRINCIPLE.

The most ideal example of metamorphic differentiation by the concretion principle is seen in the forming of an individual crystal. Look at a porphyroblast of almandite, staurolite, or cordierite, in a mica-schist or gneiss! Where such crystals have grown as large as 30 cm long, like the crystals of cordierite on Kurksaari in the Orijärvi field, they may well be spoken of as small differentiated masses in the rock, and smaller crystals are of course not materially different. Big crystals grow at the expense of their smaller neighbours according to the general principle of the decrease of free energy. The process involves a diffusion of substance towards the growing crystal, and its concentration is therefore diminished within a sphere around the crystal, as strikingly illustrated e. g. by crystals of almandite surrounded by a bleached zone in the rock. This is the sphere deprived of all its iron, which has wandered into the garnet.

Now, an aggregate of crystals may under certain conditions act like an individual crystal, behaving as though it exerted an attraction to the substances of which it is composed. We may take as a first example a calcareous concretion in silt, such as the Imatra stones (Eskola 1932 a). Assuming them to be epigenetic concretions, the crystallization of calcite in them is understood to be due to a reduced solubility at their surface.

The same seems to be true of many phosphate, marcasite, or flint concretions. The mechanism of the precipitating action is not always easily understood, but the general principle seems to be the same as in the case of a growing individual crystal.

The forming of concretions is most strikingly demonstrated in porous sediments, but it apparently occurs also in siliceous rocks at the metamorphism. Several kinds of »spots», or aggregates of mineral grains, may be referred to this class. Mostly, however, individual crystals form instead of aggregates in metamorphic rocks.

The occurrence of phenomena to which the concretion principle is applicable makes it probable that, in general, chemical differences between two rocks which meet one another along a contact surface will become more accentuated by the metamorphism. Plenty of examples of this are seen in the highly metamorphosed Archaean rocks whose metamorphism approaches palingenesis. Where, for instance, a basaltic dike has once cut a granite and both have become metamorphosed, the basalt into an amphibolite and the granite into a gneiss, it is not unusual to find a lighter contact zone in the gneiss.

Apparent as the accentuation of chemical differences may be, the differentiation thus performed is at any rate rather limited, and no great changes in the composition of the primarily different rock bodies can be inferred.

In the case of varved schists, originally varved sediments, the concretion principle would imply the accentuation of the varve structure by metamorphism. The more siliceous, coarser and lighter (sandy) layers would have become still richer in quartz, just as flint concretions in some Archaean shales have developed into pure white quartz nodules. The more aluminous, finer-grained and darker (clayey) layers, again, would have been enriched in aluminous minerals. Such an enrichment is in fact apparent in the Ladogian varved schists of Eastern Finland in the form of porphyroblasts of staurolite, andalusite, or cordierite, developed along the upper margin of the darker layers (Eskola 1932 a). Usually the porphyroblasts have been later pseudomorphosed into chlorite and micas, a change which may be referred

to as an instance of the principle of enrichment in the stablest constituent discussed below.

Metamorphic differentiation of this kind seems to be most notable in rather highly metamorphosed schists. So far we have no means of estimating its results quantitatively, but they do not seem to be great.

THE PRINCIPLE OF ENRICHMENT IN THE STABLEST CONSTITUENTS.

The study of metamorphic rocks reveals the occurrence of still another kind of differentiation which cannot be referred to the concretion principle but may well be deduced from physicochemical considerations. When a new set of mineral constituents comes into existence by recrystallization, and among the newly formed minerals is one whose solubility in the pore liquid is exceptionally small, it will crystallize out and the pore liquid becomes impoverished in the compounds of this mineral. Solutions percolating the rock mass will bring more of these compounds from adjacent layers, especially from those in which that particular mineral can not form being incompatible with the assemblages of minerals. Thus a rock may become enriched even by a mineral whose compounds are not originally present in large amount. The changes following this principle may therefore be expected to act either in the same direction or in a direction opposite to that of the concretion principle.

An example of this principle was encountered above in the pseudomorphs of micas and chlorite after andalusite, staurolite or cordierite. It means an addition of potash which is most probably derived from the close vicinity and from adjacent layers in the same rock mass.

More generally and on a large scale this metamorphic differentiation has been inferred by Väyrynen (1929) in the case of highly aluminous sedimentogeneous schists which have been changed into sericite schists by an addition of potash during the metamorphism. They have originally contained excessive alumina present in the form of kaolinite. From the view-point of the aluminous layer such a change is an instance of metasomatism, as potash must be carried to it from outside sources, and it may either have been expelled from crystallizing intrusive magmas or simply been carried in those solutions which, slowly moving, generally exist in the rocks. But, in a complex including rock masses of different composition, it is quite possible and very probable that the change has taken place under static conditions by means of diffusion in the pore solutions due to the concentra-

tion gradient. A necessary condition is, that potash is originally present in a minimum concentration (Goldschmidt 1922) to induce the crystallization of sericite. Hereby the potash concentration decreases below that in the adjacent layers and migrates from these to the place of deposition. Considering the nonhomogeneous complex as a whole the differentiation is thus endogeneous in the sense defined above (p. 70).

A metamorphic differentiation of this kind is probably rather common, although it is difficult to distinguish it from metasomatism effected by addition of substances from intrusive magmas or from solutions moved under kinetic conditions. The concentration of almandite in schlieric portions of some mica-schists and paragneisses may probably be referred to this group of phenomena.

The same would seem to be true of the garnet schliers as well as of the chloromelanite or jadeitite bands in the eclogitic rocks mentioned above.

I abstain from mentioning further examples of rocks to which this principle might be applicable, as they have not yet been studied well enough from the present view-point. I wish, however, briefly to mention in this connection a hypothesis which has played an important rôle in the Archæan geology of Fennoscandia, viz. the hypothesis of magnesia metasomatism. A more detailed discussion and references to the literature may be found in my recent paper (1932 a).

Stated briefly the fact underlying this hypothesis is the widespread though on the whole sporadic distribution of cordierite-anthophyllite rocks, cordierite- and anthophyllite-bearing quartzites (so-called ore-quartzites) and cordierite mica-schists, commonly associated with sulphide ores, in the leptite areas. The hypothesis is that these magnesia-rich rocks are products of a metasomatism which has resulted in a replacement of the feldspars by magnesium silicate, silica, and sulphides, carried from granitic magmas. As Tilley and Flett have pointed out, it is somewhat difficult to believe that the residual liquid of granitic magma could contain any considerable amounts of magnesia. I have therefore brought in question whether the transfer of magnesia into the leptitic rock could not be accounted for by applying the principle of enrichment in the least soluble constituents, besides a metasomatism caused by an addition of silica, sulphides, and volatiles. The large amounts of solutions soaking into the leptites would, of course, also carry some amounts of magnesia which, due to the poor solubility of magnesium metasilicate, could replace the alkalis and lime of the feldspars and crystallize as anthophyllite and cordierite, while the iron content of the solutions was mainly

deposited in the sulphides. This explanation seems to offer the most probable solution* of the problem of magnesia metasomatism.

The interesting results of Magnusson (1930) concerning the relations between the leptites and skarn masses in the Långban ore field in Sweden seem further to illustrate the above conclusion. Next from the leptite towards the skarn there is a zone of cordierite- and andalusite-bearing transitional rock, occasionally containing gedrite, followed by a »sköl» containing much micas and passing over into the skarn composed of lime, iron and magnesia silicates. Alkalies, chiefly potash, have been carried from the transitional rock towards the skarn and been deposited in the sköl as micas, while magnesia and iron oxides have migrated in the opposite direction and been deposited in the transitional rock. The migration and interchange of materials is explained by Magnusson as a result of a regional metamorphism or thermometamorphism. He also explains most of the skarn masses in the same way as products of interaction between existing carbonate and silicate rocks and calls them therefore »reaction skarns».

It might seem strange that magnesia has moved farther into the leptite from the skarn than lime, as lime silicates are believed to be more soluble. The principle of the control of the least soluble minerals removes the difficulty.

This principle is probably applicable in numerous cases of such metasomatic replacements which have occurred by the interaction of the substances of existing rocks at their contacts.

THE SOLUTION PRINCIPLE.

I have recently advanced the idea that granitic magma may form by means of a differential fusion of silicate rocks in the deep zones of the earth's crust (Eskola 1932 b). Especially in the geosynclinal zones during orogenic periods the magma thus originating can be mobilized and collected to form intrusive masses, but remains of it are left forming veins in the passages along which the granitic residual solutions had moved. All this is fairly well illustrated by the veined gneisses. The veins are commonly composed of pegmatite-like quartz-feldspar-mica mixtures, and their materials may have moved longer or shorter distances, but in many wide veined gneiss areas there is ample evidence that the veins have been derived from the country-rock (Holmquist 1921). The silicate solutions from which the veins have crystallized, though relatively water-rich, may well be spoken of as magma, and the process as palingenesis, though not exactly in the sense originally defined by Sederholm (1907). But the

process also tallies with all the characteristics commonly associated with the conception of metamorphism, especially if its extreme nature is emphasized by the prefix ultra-, as Holmquist has done. Thus the forming of venites exhibits an extreme case of metamorphic differentiation. As probably all the processes controlled by the solution principle, it is exogeneous, the solutions having been mobilized mainly by orogenic forces.

It has often been assumed that the crystallization relations of silicate solutions would be greatly modified by the presence of water. While experimental studies are not yet able to illustrate this question we are advised to the study of natural rocks for information. As to the composition, the veins of the venites belong to the granites, and there is no, at least no great, effect of water to be seen.

How is the composition of the residual solutions modified on further cooling and dilution? The answer to this question is to be read from the metamorphic rocks. A differentiation due to the mobilization of substances dissolved by the water circulating in the rocks is clearly recorded by the quartz veins.

In their mode of occurrence, forms, and position in the rocks the quartz veins bear a very marked resemblance of the pegmatitic veins of the veined gneisses. Transitional types between the granitic or pegmatitic veins of the migmatites and the quartz veins also occur, the amount of quartz increasing gradually. But remarkable enough these transitional types are comparatively rare. On cooling the residual granitic magma apparently becomes rapidly deprived of most of the silicates, and silica is left almost alone in solution.¹

In metamorphic basic rocks, such as spilites or greenschists, we find somewhat different products deposited as veins from the migrating solutions. Pegmatite-like veins in these usually consist of albite besides calcite and quartz and many accessory silicate minerals. In the Archæan areas where most of the masses of amphibolites and other basic rocks are small, the composition of their veins and joint-fillings is not markedly different, and quartz is the most common constituent of the veins even in ultrabasic rocks. This probably means that silica has migrated from adjacent rocks.

¹ After this paper had gone to print I received the important experimental study by R. W. Goranson »Some notes on the melting of granite» (Am. J. Sci 1932). The result arrived at by Goranson, on the whole confirming my conclusion regarding the genesis of the pegmatitic and quartzeous veins, seems to indicate a sharp distinction between the silicate magma and the aqueous silica solution.

In acidic and intermediate rocks silica, and in basic rocks calcium carbonate thus prove to be the most soluble substances under the conditions of the later stages of metamorphism. The metamorphic differentiation therefore consists mainly in the migration and recrystallization of these compounds in the form of veins which, considered as rocks, are extremely differentiated, almost monomineralic.

The extraction of the most soluble compounds naturally involves a corresponding impoverishment of the residual solid rock in these substances. In the metamorphism at great depths and high temperatures the substances thus extracted are of a granitic composition, and the remainder should therefore become relatively enriched in those compounds which were originally present in excess over this composition. The excess of alumina in primarily clayey sediments should increase as well as also the excess of quartz in quartzitic schists. As I have pointed out elsewhere (1932 b) this expectation is verified by the frequent occurrence of such extreme schists in the most highly crystalline complexes of the Archæan. In its effect this differentiation is similar to that according to the concretion principle, and both of them are probably active at the same time.

In the same way the extraction of silica during the metamorphism at lower temperatures might be expected to bring forth an impoverishment in quartz. This, however, can only rarely be verified by observation, apparently owing to the very large amounts of quartz present in all kinds of rocks.

LITERATURE.

- ESKOLA, PENTTI. Conditions during the oldest geological times as indicated by the Archæan rocks. *Ann. Ac. Sci. Fenn.*, Vol. XXXVI, N:o 4, 1932. (a.)
 — On the origin of granitic magmas. *Min.-petr. Mitt.* 1932. (b.)
- GOLDSCHMIDT, V. M. *Metasomatische Prozesse in Silikatgesteinen.* Naturwiss. Wochenschrift, 1922.
 — On the metasomatic processes in silicate rocks. *Economic Geology*, 1922.
- HOLMQUIST, P. J. Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, Bd. 43, 1921.
- MAGNUSSON, NILS H. Långbans malmtrakt. *Sver. Geol. Undersök.*, Ser. Ca, N:o 23, 1930.
- SEDERHOLM, J. J. Om granit och gneis. *Bull. Comm. géol. Finl.*, N:o 23, 1907.
- VÄYRYNEN, HEIKKI. Über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen verglichen mit Verwitterungssedimenten. *Bull. Comm. géol. Finl.*, N:o 87, 1929.



Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o	1. Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	15:—
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	15:—
N:o	3. Till frågan om det senglaciala havvets 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. Febr. 1896.....	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	20:—
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	30:—
* 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. Febr. 1899	75:—
N:o	7. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898	25:—
N:o	8. Studier öfver Finlands torfmossor och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Dec. 1899	60:—
N:o	9. Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	25:—
N:o	10. Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	25:—
* N:o	11. Neue Mitteilungen über das Jolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	25:—
* N:o	12. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	20:—
* N:o	13. Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	70:—
N:o	14. Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903.....	25:—
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	30:—
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	15:—
N:o	17. On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	20:—
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 Fennoscandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	50:—
* N:o	19. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text. November 1907	120:—
N:o	20. Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907	15:—

* Epuisée.
Out of print.

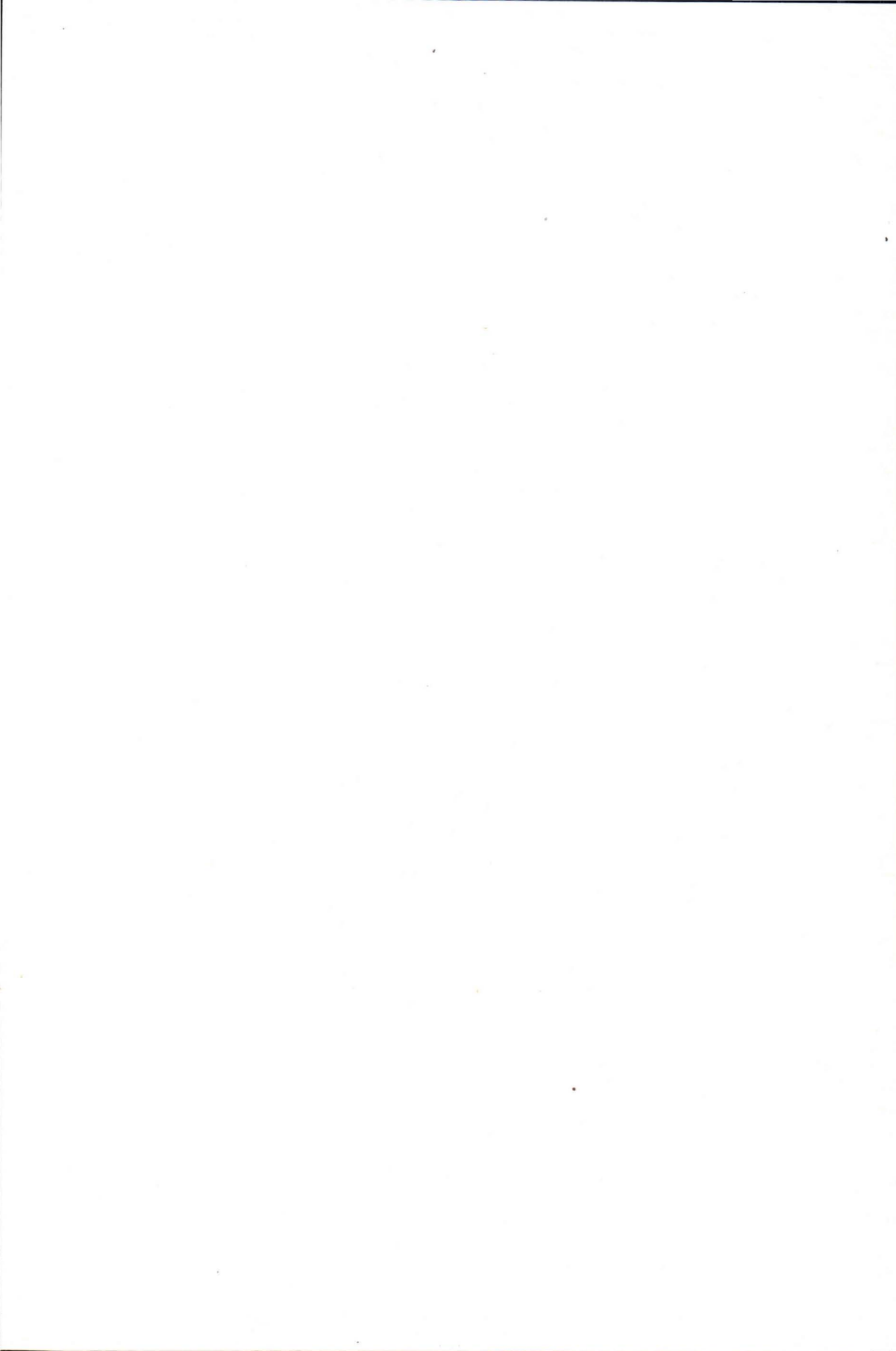
N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finnmarkens glaciation och nivåförändring ar, af V. TANNER. Med 6 tafloer. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907....	50:—
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	15:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 tafloer, 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	50:—
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	25:—
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Ojen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	15:—
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	10:—
N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	20:—
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* 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....	30:—
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	20:—
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	20:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	25:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	25:—
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913	30:—
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	25:—
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	35:—
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 tafloer. 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	150:—
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914	20:—
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914	75:—
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 7 Figuren im Text. August 1914	15:—
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Figuren im Text. Aug. 1914	15:—

* Epuisée.
Out of print.

N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	20:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orjårvitraktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	30:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	50:—
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.....	20:—
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	50:—
N:o 48.	On Syntactic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.), by J. J. SEDERHOLM. With 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	60:—
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	15:—
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	30:—
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	15:—
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920	15:—
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920	15:—
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921	30:—
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 1 figure. Januar 1921.....	15:—
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 2 Abbildungen im Text. Oktober 1922	15:—
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923	25:—
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I. The Pellingö Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923	60:—
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15:—
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923	50:—
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kaksikerta bei Åbo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923	15:—
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923	20:—
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923	15:—
N:o 64.	Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 38 Abbildungen im Text, 1 Taf. u. 1 Karte. Januar 1924	30:—
N:o 65.	Über die Petrologie des Otravaara-gebietes im östlichen Finnland, von MARTTI SAXÉN. Mit zwei Karten, 13 Abbildungen im Text und 5 Figg. auf 1 Tafel. Dezember 1923	30:—
N:o 66.	On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time, especially in Fennoscandia, by WILHELM RAMSAY. With 10 figures in the text. February 1924	20:—
N:o 67.	Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting, by MATTI SAURAMO. With 12 figures in the text. March 1924	20:—

N:o 68.	Jordskredet i Jaarila, av V. TANNER. Med 2 figurer och 10 Bilder. Résumé en français. Juni 1914	15:—
N:o 69.	Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees, von VÄINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924	50:—
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20:—
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924	20:—
N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und einer Tafel. Februar 1925	30:—
N:o 73.	Über das jotnische Gebiet von Satakunta, von AARNE LAITAKARI. Mit einer Karte und 14 Abbildungen im Text. Juli 1925	30:—
N:o 74.	Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 9 Abbildungen und 2 Karten im Text. Aug. 1925.....	20:—
N:o 75.	Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge, von BENJ. FROSTERUS. Mit 1 Figur und 9 Tabellen im Text. Sept. 1925.....	30:—
N:o 76.	Über die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926	30:—
N:o 77.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Baröunds fjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 57 figures in the text and 44 figures on IX plates. Dec. 1926	60:—
N:o 78.	Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiet, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 37 Figuren im Text, 12 Figuren auf 2 Tafeln und 2 Karten. Februar 1928.....	40:—
N:o 79.	Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Tafeln, 2 Karten und 23 Figuren im Text. Dec. 1927	40:—
N:o 80.	Über die spätglazialen Niveaushiftungen in Nordkarelilien, Finnland, von MATTI SAURAMO. Mit 8 Figuren im Text; 11 Figuren, 1 Karte und Profildiagramm auf 7 Tafeln. Juni 1928	15:—
N:o 81.	On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora, by MATTI SAURAMO and VÄINÖ AUER. With 20 figures in the text and 4 plates. March 1928	14:—
N:o 82.	Über Wiikit, von LAURI LOKKA. Mit 12 Abbildungen und 21 Tabellen im Text. März 1928	30:—
N:o 83.	On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture, by J. J. SEDERHOLM. With 19 figures in the text and 50 figures on 16 plates. September 1928	50:—
N:o 84.	Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand, von MATTI SAURAMO. Mai 1928	10:—
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande, 1. Avec 1 stéréogramme. Février 1929	40:—
N:o 86.	The Quaternary Geology of Finland, by MATTI SAURAMO. With 39 figures in the text, 42 figures on 25 plates and 1 map. January 1929	60:—
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 2. Avec 48 figures dans le texte et 6 planches. Juin 1929.....	70:—
N:o 88.	Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grundragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias marina avlagringar, av V. TANNER. Med 84 figurer i texten och 4 tavlor. Résumé en français. September 1930	150:—
N:o 89.	Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. I. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas, von C. E. WEGMANN. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors, von E. H. KRANCK. Mit 32 Fig. auf 16 Taf., 4 Textfiguren und einer Übersichtskarte im Masstabe 1:75 000. Juni 1931.	40:—
N:o 90.	Geologie des Soanlahtigebietes im südlichen Karelilien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulfornation, von H. HAUSEN. Mit 23 Figuren im Text, 12 Figuren auf 4 Tafeln und einer geologischen Übersichtskarte im Masstabe 1:80 000. April 1930.....	50:—

N:o 91.	Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland, by J. J. SEDERHOLM. With a map and 40 figures in the text. August 1930.....	30:—
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 3. Avec 29 figures dans le texte et 3 planches. Novembre 1930..	50:—
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 4. Avec 12 figures dans le texte et 6 planches. Avril 1931	40:—
N:o 94.	Mineraljorderternas fysikaliska egenskaper, av THORD BRENNER. Med 22 textfigurer. Deutsches Referat. Juin 1931.	70:—
N:o 95.	On the Sub-Bothnian Unconformity and on Archæan Rocks Formed by Secular Weathering, by J. J. SEDERHOLM. With one map and 62 figures in the text. November 1931.	50:—
N:o 96.	On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland, by ERKKI MIKKOLA. With 25 figures in the text and 5 plates. May 1932	50:—
N:o 97.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 5. Avec 15 figures dans le texte. Mai 1932	40:—
N:o 98.	On the Geology of Fennoscandia, by J. J. SEDERHOLM. With a map and a table. May 1932	30:—





Uusia jäseniä Suomen Geologiseen Seuraan valitaan kahden jäsenen ehdotuksesta.

Seuran julkaisut ilmestyvät sarjassa *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, ja jaetaan

1. kaikille jäsenille,
2. niille, jotka saavat mainitun sarjan,
3. laitoksille ja yhdistyksille, jotka haluavat julkaisujen vaihtoa.

Suomen Geologisen Seuran osoite on Helsinki, Bulevardi 29.

Medlemmar i Geologiska Sällskapet i Finland inväljas på förslag av två av Sällskapetets medlemmar.

Sällskapetets publikationer utgivas i serien *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* och utdelas till

1. Sällskapetets medlemmar,
2. personer, som fått mottaga nämnda serie,
3. institutioner och sammanslutningar, vilka önska träda i skriftutbyte med Sällskapet.

Geologiska Sällskapetets i Finland adress är Helsingfors, Boulevarden 29.

Pour devenir membre de la Société géologique de Finlande on doit être présenté par deux membres.

Les publications de la Société seront éditées dans la série *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* et seront distribuées

1. aux membres de la Société,
2. aux personnes ayant reçues la présente série,
3. aux institutions et aux associations désirant entrer en échange des publications.

S'adresser à la Société géologique: Boulevard 29, Helsinki—Helsingfors.